

DANMARKS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

II. RÆKKE. NR. 85

GEOLOGICAL SURVEY OF DENMARK. II. SERIES. NO. 85

Dominerende forkastningszoner på Bornholm

Af

Viggo Münther

Med 24 figurer i teksten samt 25 tavler

English Summary:

The Main Fault Zones of Bornholm
Based upon Anomalies of the Vertical Magnetic
Intensity

I kommission hos

C. A. REITZELS FORLAG

KØBENHAVN 1973

DANMARKS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

II. RÆKKE. NR. 85

Geological Survey of Denmark. II. Series. No. 85

Dominerende forkastningszoner på Bornholm

baseret på anomalierne af den
vertikale magnetiske intensitet

Af

Viggo Münther

Med 24 figurer i teksten samt 25 tavler

English Summary:

The Main Fault Zones of Bornholm
Based upon Anomalies of the Vertical Magnetic
Intensity

I kommission hos

C. A. REITZELS FORLAG

KØBENHAVN 1973

D.G.U. II. rk. nr. 85
er sat med Monotype Times og
trykt hos Andelsbogtrykkeriet i Odense.
Papiret er ekstraglittet 605 fra
a/s De forenede Papirfabrikker.
ISBN 87 421 0630 3

FORORD

Jeg er både personer og institutter taknemlig for at have ydet mig assistance af forskellig art:

Meteorologisk Institut for mange års lån af BMZ magnetometer, stats-meteorolog Viggo Laursen for råd og bistand ved arbejdets begyndelse og for, at jeg har måttet benytte og publicere hans Z-målinger på Bornholm fra 1941, magister E. Kring Lauridsen for bestemmelse af instrumentkonstanten, stats-meteorolog Asger Lundbak for vejledning og for kritisk gennemlæsning af afsnit A.

Geodætisk Institut og specielt nuværende professor Svend Saxov for alle de tyngdemålinger, der er udført på Bornholm.

Den forhenværende direktør for Danmarks Geologiske Undersøgelse dr. phil. H. Ødum og den nuværende direktør dr. phil. Ole Berthelsen takkes for den imødekommenhed, de har vist mig ved, at feltarbejdet har kunnet udføres som institutionsarbejde, samt for tilladelse til at benytte afhandlingen som disputats.

Statsgeolog dr. phil. Helge Gry for megen opmuntring og frugtbare ideer gennem diskussioner, samt for værdifulde oplysninger om daglokaliteter og borer.

Endvidere har på D.G.U. afdøde K. Skousbøll Hansen udført bjergarts-analyser; afdelingsgeolog Arne Buch har været mig behjælpelig ved gennemlæsning af afsnittene 7-8; D.G.U.'s tegnestue ved Fru Rigmor Borg har udarbejdet figurer og tavler. For disse assistancer bringer forfatteren sin tak og påskønnelse.

Jeg takker professor H. Pauly for vore diskussioner og de analyser han har udført på malmminerale.

Professorerne Henning Sørensen og Asger Berthelsen samt dr. Sharma har ved diskussioner givet mig megen inspiration til arbejdet samt ydet mig velvillig bistand.

Jeg takker Statens almindelige Videnskabsfond for økonomisk støtte, hvorved jeg har kunnet aflønne stud. polyt. P. Magård Jørgensen til omregning af Z-anomalikortet til større højde.

A/S Rockwool, Hedehusene, har beredvilligt givet tilladelse til anvendelse af de Z-målinger, som jeg i sin tid udførte for firmaet på Kelseågangen.

INDHOLDSFORTEGNELSE

Liste over anvendte figurer, tabeller og tavler	7
Liste over anvendte betegnelser for hovedforkastninger og Z-maksimer	9
Abstract.	10
1. Indledning.	11
2. Arbejdets udvikling.	12
A. ARBEJDETS METODER OG ANVENDT LITTERATUR.	20
3. Jordens magnetfelt, specielt vertikalintensiteten og dens betydning for geologisk arbejde	20
3.1. Indledning.	20
3.2. Det magnetiske felts komponenter	21
3.3. Den inducerede og den remanente magnetisme	22
3.3.1. Den remanente magnetisme	24
3.3.2. Königsbergers konstant	25
4. Teknik	26
4.1. Beskrivelse af B.M.Z. magnetometeret.	26
4.2. Beskrivelse af det anvendte 0-punkt for Z og korrektion for den magnetiske døgn- og sekularvariation	28
4.3. N-S-komponent og Ø-V-komponent	30
4.4. Sammenligning mellem døgnvariationen i Rude skov og »Ny Søborg«, kontrolstationen på Bornholm	30
4.5. Måleteknik og nøjagtighed.	32
4.5.1. Magnetiske profilopmålinger	32
4.5.2. Z-anomalikortet	33
4.5.3. Kontrolstationen	33
4.5.4. Stationsmålingerne	34
4.5.5. Måleusikkerhed på Z-anomalikortet	34
4.5.6. Placering af stationerne	35
4.5.7. Omgivelsernes indflydelse	35
4.5.8. Z-anomaliværdierne.	36
5. Bjergarternes magnetiske egenskaber i almindelighed	38
5.1. Bjergarternes susceptibilitet og naturlige remanente magnetisme	38
5.2. De bornholmske bjergarters magnetiske egenskaber.	40
5.2.1. 2-niveaumålingerne	40
5.2.2. Susceptibilitetsmålinger	49
5.2.3. De bornholmske granitters opaque mineraler.	51
5.2.4. Den naturlige remanente magnetisme. Brynjolfssons spinnelmagnetometer	53
6. Omregning af Z til forskellig højde over terræn.	56

	RESUMÉ OG KONKLUSION FOR AFSNIT A	64
B.	Z-ANOMALIKORTET.	66
7.	Z-anomalikortets geologiske fortolkning.	66
7.1.	Indledning. Z-anomalikortet tavle 1.	66
7.2.	Z-anomalistrukturerne og de bornholmske granitter.	67
8.	Tavle IV og V	69
8.1	Rønne-granitkomplekset.	69
8.2.	Blykobbe-Balka-forkastningen	73
8.2.1.	Blykobbe-maksimet.	74
8.2.2.	Blykobbe-maksimets østflanke	75
8.2.3.	Alminding-granittens udbredelse	76
8.2.4.	Rispebjerg-maksimet	78
8.3.	Prækambriske brudzoner med retningen nord-syd og nordøst-sydvest	80
8.3.1.	Indledning.	80
8.3.2.	Kroggård-Nyker-forkastningen og Robbedale-Gudhjem-forkastningen.	81
8.3.3.	Den prækambriske Ekkodal-linie og området øst for	82
8.3.4.	Risebæk-Kobbeå forkastningen.	83
8.3.5.	Askelykke-maksimet	85
9.	Andre formodede prækambriske forkastninger	88
10.	Rønne-granit kompleksets strygning og fald	91
11.	Foliationen og orienteringen af Rønne-granit komplekset	97
	RESUMÉ OG KONKLUSION FOR AFSNIT B	100
C.	MAGNETISKE PROFILMÅLINGER	102
12.	De magnetiske profiler over granit-sediment grænsen	102
12.1.	Indledning.	102
12.2.	Kåsegård området. Tavle VII	102
12.3.	Østre Slamregård området. Tavle VIII.	105
12.4.	Slamrebjerg. Tavle IX.	106
12.5.	Døvregård området. Tavle X	106
12.6.	Egby området. Tavle XI.	107
12.7.	Kastelsbakken. Tavle XII	109
12.8.	Myregård området. Tavle XIII	110
12.9.	Åkerklinten. Tavle XIV	112
12.10.	Åkerblokken. Tavle XV	113
12.11.	Tvillingegårde. Tavle XVI	114
12.12.	Smørengegårde området. Tavle XVII	115
12.13.	Lobbæk området. Tavle XVIII	116
12.14.	Klintegårde området. Tavle XIX	118
12.15.	Knudsker området. Tavle XX	118
12.16.	Helligpeder området. Tavle XXI	120
12.17.	Frederiks stenbrud området. Tavle XXII	120
13.	Bornholms diabasgange	120
13.1.	Indledning.	120

13.2.	Keldseå gangen. Tavle XXIII	122
13.3.	Kås gangen. Tavle XXIV	124
13.4.	Listed gangen. Tavle XXV.	125
14.	Granitgrænserne	125
14.1.	Svaneke-Paradisbakke-granitgrænsen	125
14.2.	Hammer-Vang-granitgrænsen	127
14.3.	Christiansøs gnejsgrænse	127
	RESUMÉ TIL AFSNIT C	127
	AFSLUTTENDE BEMÆRKNINGER	132
Appendix I	Hans Pauly, de opaque mineraler, et supplement til afhandlingen af Aa. Jensen 1968	133
Appendix II	Blemmelyng-granit. Kemisk analyse og supplerende oplysninger af T. Jørgart	134
Appendix III	Eksempel på sammenligning af geoelektrisk og magnetisk opmåling	140
Appendix IV	Tyngdemålinger især efter S. Saxov	143
Appendix V	Susceptibilitetsmålinger ved V. Sharma	144
	Engelsk Resumé	145
	Litteraturfortegnelse	160

Figurliste

Fig. 1. V. Laursens opmåling Rønne/Knudsker-granit	18
– 2. V. Laursens opmåling Knudsker-granit/gnejs	19
– 3. Hysteresekurven	23
– 4 a og b. Døgnvariations kurver.	31
– 5. »Ny Søborg« kontrolstations placering	32
– 6. Ukorrigeret og korrigeret Keldseåprofil nr. 275	37
– 7 A og B. Y linien gennemsnit af st. 51, 52 og 53 og selve 52	43
– 8. Magnetiske profiler af typiske grundfjeldstyper	48
– 9. Omregningsnettet for Nexø 1:20.000	58
– 10. Omregning af Y 46–Y 60 med anvendelse af Rønnenet og Nexønet 270 m fælles	62
– 11. Y 46–Y 50 som fig. 10, men med samme beregning efter Petters net, her tyk streg 180 m til 540 m, så der bliver 3 kurver i højde 270 m . . .	63
– 12. Knudsker-Rønne-granit profil 167 i afsnit 8.1.	70
– 13. Næste side (efter fig. 12) profil 39, Knudsker-granit i Baunklint . . .	71
– 14. Profil 332 Blemmelyng-granit/Rønne-granit	72
– 15. Næste side profil 322 Blemmelyng-granit Y 14	72
– 16. 8.2.1, V. Laursen profil gnejs/Alminding-granit	77
– 17. 10, tværprofil magn. og geol. Blykobbe-Korsodde	96
– 18. Foto Egby-forkastningen, 12.6	108
– 19. Foto Kastelsbakke-forkastningen, 12.7	110
– 20. Foto Åker-forkastningen, den sydlige, 12.9	112
– 21. Kurve visende forholdet mell. diabasbredden og hyppigheden, afsnit 13.	121
– 22. Magn. profil. af Svaneke-granitgrænse, 14	126
– 23. Trekantsdiagram Ab. Or. An. Appendix II	136
– 24. Jørgarts Blemmelyng-granit lokalitet	138
– 25. Sammenlignede profiler, magnetisk og geoelektrisk	141
– 26. Resistivitetskort ø. f. Åkirkeby	142

Tabeller

Tabel 1. Platous	39
– 2. 2-niveaumålingerne	44
– 3. Susceptibilitetsmål. Fundal	49
– 4. Aa. Jensen, Fundal, Kopf, Platou og 2 niveaumål	51
– 5. Lundbaks omregningsfaktorer	59
– 6. Nils Münther, opmål. af opaque mineraler i Appendix.	133
– 7. Skousbøls grundfjeldsanalyser	135

Tabel 8. Feldspatnormer.	135
– 9. Jørgarts modalsammensætning	139
– 10. Jørgarts modalsammensætning for porfyrisk Rønne-granit	140
– 11. Sharmas susceptibilitetsmål. på Fundals materiale.	144

Tavleliste

Tvl. I.	Z-anomalikortet over Bornholm, 1:50.000
Tvl. II.	Rønneomregningen
Tvl. III.	Nexøomregningen
Tvl. IV.	Z-anomalikortet for Sydbornholm i 1:100.000
Tvl. V.	Geologisk fortolkning
Tvl. VI.	Bornholmskort med afmærket tvl. VII–XXV
Tvl. VII.	Kåsegård-området
Tvl. VIII.	Østr. Slamregård området
Tvl. IX.	Slamrebjerg området
Tvl. X.	Døvregård området
Tvl. XI.	Egby området
Tvl. XII.	Kastelbakkens område
Tvl. XIII.	Myregård området
Tvl. XIV.	Åkerklint området
Tvl. XV.	Åkerblokken
Tvl. XVI.	Tvillingegårde området
Tvl. XVII.	Smørengegårde området
Tvl. XVIII.	Lobbæk området
Tvl. XIX.	Klintegårde området
Tvl. XX.	Knudsker-Nyker området
Tvl. XXI.	Helligpeder området
Tvl. XXII.	Frederiks stenbrud området
Tvl. XXIII.	Keldseå gangen
Tvl. XXIV.	Kås gangen
Tvl. XXV.	Listed gangen

Anvendte betegnelser for hovedforkastninger og anomalier

Blykobbe-Balka-forkastningen	}	prækambriske
Kroggård-Nyker-forkastningen		
Robbedale-Gudhjem-forkastningen		
Ekkodal-linien		
Risebæk-Kobbeå-forkastningen		
Rønne-Boderne-forkastningen	}	posteokambriske
Rønne-Korsodde-forkastningen		
Rønne-Teglås-forkastningen		
Jydegård-forkastningen		
Rispebjerg-maksimet		
Blykobbe-maksimet		
Brogård-maksimet		
Slamrebjerg-maksimet		
Vibegård-maksimet		
Askelykke-maksimet		
Maegård-maksimet		

ABSTRACT

In earlier works (1945, 1957) the author has, among other things, demonstrated horizontal displacements of 4–500 m. from the existence of rift valleys in the Bornholm bedrock. By magnetic measurements across the bedrock-sediment boundary both horizontal displacements of 100–200 m. and vertical movements have been demonstrated. The present work discusses further studies of the same problem; the author has used the vertical magnetic intensity (Z) to localize large, dominating fault zones in the Bornholm bedrock, (600–2500 m.).

It has been found that the granite varieties and gneiss in southern Bornholm are so different, magnetically speaking, that their limits become visible on the map. The construction of an Z-anomaly chart showing the variations in the vertical magnetic intensity gives the necessary basis for the main section of this work (section B). The chart (supplement plate I) is based on measurements over the whole of Bornholm on a standard quadrat grid with station intervals of 500 m. (more than 3,000 stations). As well as the magnetic measurements which form the basis for the Z-anomaly chart, a great number of magnetic detail profiles have been measured in the boundary zone between the bedrock area and the sediment-covered areas. These detail profiles have been utilized to determine where the boundary is formed by a fault, and where it represents an erosion boundary (section C).

1. INDLEDNING

Arbejdets formål

Bornholm, som her er gjort til genstand for undersøgelser, er en ca. 600 km² stor gnejs-ø i Østersøen i den Fennoskandiske Randzone, af form som et parallelogram med en bredde på 18–20 km og en udstrækning Hammeren–Dueodde på 40 km. Ca. 1/3 af øens sydlige og vestlige del er dækket af posteo-kambriske sedimenter, hvoraf den palæozoiske serie har den største horisontal-udbredelse og til en vis grad har den højeste beliggenhed. Øen er en relativ høj grundfjeldsø, hvoraf næsten halvdelen ligger over 80 m o. h., og den er omgivet på vest, nord og østsiden af over 50 m's vanddybde. Fra disse havdybder rejser sig de sparsomme rester af forbindelsen med det øvrige fennoskandiske grundfjeld, i NØ øgruppen Ertholmene, i NV Davidsbanke.

Bornholms grundfjeld er stærkt forkløftet, om end afrundet under de sidste nedisninger, hvor det opragende gnejsplateau har ydet beskyttelse af de sydlige og sydvestlige samt vestlige sedimentdækker. Istiden har også afrundet landskabsformen med sit dække – varierende i mægtighed – af moræner og smeltevandsaflejringer. Prækvartære blotninger er hyppigere end i det øvrige syddanske område, men de glaciale aflejringer skjuler så meget, at geofysiske undersøgelser såvel som boringer må bruges, når det geologiske helhedsbillede skal tilvejebringes, og i dette arbejde er magnetiske undersøgelser taget i anvendelse for at slå bro mellem feltiagttagelsernes spredte lokaliteter.

Når man betragter de forsøg, der i tidens løb har været gjort for at tegne kort over Bornholms bloktektonik, hvad enten det er Grönwall og Milthers (1916), Klän (1925–26), Kaj Hansen (1936) eller andre, så er det mest iøjnefaldende træk de mange forkastninger og småbrud i sedimentområderne og de få ofte løseligt antydende i grundfjeldet. På grund af sedimenternes ofte gode ledelag, vil småbrud med decimeters eller få meters springhøjde kunne lokaliseres og indtegnes på kort, mens forkastninger med måske flere hundrede meters springhøjde i grundfjeldet ikke har mulighed for at blive påvist. Dertil kommer, at adskillige forfattere har bagatelliseret sprækkedalenes tektoniske betydning.

At fremhæve sedimenternes betydningsfulde brud – på bekostning af detailtektoniske – og fremhæve væsentlige brudlinier i grundfjeldet blev derfor et mål, jeg havde for mig, allerede da jeg i årene 1943–44 arbejdede på besvarelsen af Universitetets prisopgave. Med en erkendelse af bornholmergranitternes varierende fysiske egenskaber (spec. magnetisk susceptibilitet og vægtfylde) måtte

geofysiske og især magnetiske og gravimetrisk undersøgelse være arbejds-metoder, der kunne give oplysninger, der, med vor hele almene geologiske viden in mente, måtte tillade bedre fortolkninger af forkastningerne.

Aeromagnetiske målinger ville jeg måske, med den viden jeg nu står med, have foretrukket. De kunne have givet et anomalikort, der ikke var begrænset af øens kyster, og ikke var behæftet med de magnetiske inhomogene granitters voldsomme ændringer i Z (som følge af ganske overfladenære variationer). Men de ville aldrig have gjort de magnetiske profilmålinger overflødige.

Som fremhævet også i det følgende afsnit har målet hele tiden været udredning af Bornholms blokbevægelser, og arbejdet er skredet frem fra feltundersøgelser i grundfjeldsområdets sprækkedale og diabasintrusioner over magnetiske profilopmålinger i granitranden til en almen magnetisk opmåling: til et Z-anomalikort. Sidstnævnte er ikke ideelt, de grænser kysterne sætter føles trange, Z-variationen især i gnejsen kan forekomme tilfældig, men en masse heldige omstændigheder giver Z-anomalikortet fortolkningsmuligheder, som både må virke overbevisende, og tillægges betydning. At de muligheder som magnetiske undersøgelser spec. i Bornholms grundfjeldsområde indebærer til løsning af geologiske problemer, ikke er udtømte med mine målinger, er jeg selv den første til at erkende.

2. Arbejdets udvikling

De geofysiske undersøgelser på Bornholm, der her skal gøres rede for, begyndte med en række magnetiske profilmålinger i 1950, med det formål at gennemføre de magnetiske målinger, der havde været krævet i relation til besvarelsen af Universitetets prisspørgsmål i geologi for året 1943. Denne opgave krævede en på geologisk-geofysisk grundlag gennemført undersøgelse af de bornholmske sprækkedale, for at skaffe klarhed over diabasens relation til granittens forkløftning.

Opgaven, som jeg besvarede og i 1945 fik accessit for, blev på grund af den tyske besættelse af Danmark ufuldstændigt løst. Det var umuligt for mig at gennemføre de gravimetrisk og magnetisk målinger, som udtrykket »geofysisk« på det tidspunkt og under de forhold måtte formodes at dække. Mit arbejde med opgaven, som bragte klarhed over en række horisontalbevægelser i sprækkedale og forkløftningszoner og den varierende alder af disse, gav mig det indtryk, at magnetisk målinger ville øge antallet af kendte horisontalbevægelser, og ville kunne skaffe bedre klarhed over deres indbyrdes alder. Medvirkende til at give dette var en lang række magnetisk målinger fortrinsvis som profiler, der i 1941 var udført ved et samarbejde mellem Det Danske Meteorologiske Institut ved statsmeteorolog Viggo Laursen, Geodætisk Institut (gravimetrisk målinger) ved afdelingsgeodæt Gunnar Nørgaard og Danmarks Geologiske Undersøgelse ved nuværende professor A. Noe-Nygaard.

Magnetiske målinger over diabas gange (især Keldseå gangen) gav et mere dominerende maksimum, end der kunne opnås ved tyngdemålinger, så det blev de magnetiske målinger, jeg ville støtte mine videre undersøgelser på.

Ved sommeren 1950's magnetiske opmålinger viste det sig, at der blev opnået måleresultater over sprækkedale i flankerne af dalzonen som kunne give maksima af en størrelsesorden, som det »Keldseådiabasen« gav, og det på lokaliteter, hvor granitblotninger udelukkede diabasintrusion, resultater fra målinger over diabasgange gav ofte maksima af mindre størrelsesorden, end den magnetiske variation i den omgivende granit. Som et eksempel på det sidste kan fremhæves, at den 30 m brede Listed gang gav et lille, men dog i forhold til granitten entydigt maksimum i nord, hvor diabasen er intruderet i Svaneke-granit, men hvor den i syd træffes i Paradisbakke-migmatit »drukker« maksimumet i forhold til den magnetiske variation i den omgivende granit. Hvor der var tale om endnu mindre gange, var de magnetiske kurvebilleder mere intetsigende, lige til utypiske minima i forhold til sidestenen. Resultaterne var som helhed så negative, at jeg var indstillet på at opgive videre undersøgelser.

I efteråret 1953 kom jeg imidlertid igen til Bornholm med et magnetometer, hovedsagelig fordi statsmeteorolog Viggo Laursen kraftigt havde opfordret mig til en fortsat magnetisk undersøgelse. Formålet med opmålingen den sommer var ret snævert afgrænset til et forsøg på at finde og kortlægge forløbet af Keldseå gangen syd for Ekkodalen, dels for at undersøge, om den blev udsat for parallelforskydninger, og dels for at forsøge at følge den under kambrosilurets aflejringer. Jeg fandt sådanne forskydninger og kom derved ind på forsøgsvis lokalisering af granit/sandstensranden. Jeg havde allerede i 1950 foretaget målinger over forkastninger mellem granit og sedimenter fortrinsvis i Nyker- og Jydegårdområdet, men havde ikke opnået entydige måleresultater. Jeg fik aftagende Z-værdier, når jeg et enkelt sted gik fra Wealdenaflejringerne over en forkastning ind i granitten, og jeg fik stærkt aftagende værdier, hvis Rønne-granitten indeholdt skrift-granit. Det var forhold, der gav mulighed for fejlfortolkninger i mere kvartærdækkede områder.

Jeg opnåede ikke (i 1953) at se det typiske Z-forløb ved magnetiske målinger over en forkastning granit/sandsten, sådan som det fremtræder i de fleste profiler på de i denne afhandling ledsagende tavler, men jeg fik enkelte resultater omkring diabasgangen, der indirekte gav oplysninger om brudzonens placering. I 1954 påbegyndtes en større opmåling omkring den sikkert erkendte forkastning i Åkerklinten, og her fik jeg så for første gang det typiske Z-anomaliebillede, som det kendes fra geofysiske afhandlinger og lærebøger; endda i en form, der næsten kun kendes fra matematiske beregninger over teoretisk homogene magnetiske legemer. I den sommer opmålte spredtliggende profiler på hele strækningen fra Baunklint til Nexø, idet Kaj Hansens kort over Kambriet fra 1936 blev brugt som grundlag, således at alle profiler førtes fra sikkert iagttaget granit til sikkert iagttaget sandsten.

I 1955 videreførtes målingerne med mere tætliggende profiler, for at få for-

kastningernes forløb fastlagt i detaljer. Herved opstod så muligheden for at drage slutninger om horisontalkomponenten til disse forkastninger. Målingerne gennemførtes med samme stationsafstand i profilerne, overalt hvor granitterne grænser mod palæozoiske og mesozoiske sedimenter, uanset om det drejede sig om forkastnings- eller erosionsgrænser, og uanset om profilerne tillod en fortolkning af de geologiske forhold eller ej. Det viste sig så, at kun profilerne på strækningen mellem Baunklint og Paradisbakkerne tillod en lokalisering af brudzonerne (resp. erosionsgrænser). I Svaneke-granitten, visse steder i Egby området, i den egentlige Rønne-granit og i hovedsagen i området begrænset af Nykerfladens Mesozoicum, opnåedes så afvigende resultater, at det stod mig klart, at der var specielle magnetiske egenskaber i enkelte områder langs den bornholmske grundfjeldsrand, som tillod en lokalisering af granit/sedimentgrænsen ved magnetiske tværprofiler, og de magnetisk set »abnorme« granit-områder tiltrak uvilkårlig min nysgerrighed. Samtidig var der udført en del magnetiske profiler ude i kambrosilurområdet i forsøg på at lokalisere forkastningerne her, og spec. i områder, hvor jeg havde fundet sådanne, som dannede en vinkel med granitranden. Den ændring i Z, som karakteriserede granit/sandstens forkastningerne, viste sig ude i sedimentområderne i en »afdæmpet« udformning. De målte Z-værdier kunne ikke længere betragtes som entydige påvisninger, og kun et magnetisk kurvekort med passende stationstæthed kunne forventes at give dette.

Efter en sommer i Grønland i 1956, hvor magnetiske målinger også blev forsøgt, besluttede jeg mig til i 1957 at foretage en række spredte målinger i sedimentområdet i den sydlige og østlige del for at udtegne et Z-anomalikort. Grænseforholdet granit/sandsten, lokaliseret ved de magnetiske målinger mellem Baunklint og Nexø, var blevet suppleret med gravimetriske målinger udført af Geodætisk Institut ved nuværende professor Svend Saxov, og de var publiceret som en »foreløbig meddelelse« i et foredrag i Dansk Geologisk Forening (foredragsreferat 1957). Til den endelige publicering var det min tanke, at et Z-anomalikort (også baseret på profilernes stationer) ville kunne bidrage væsentligt, hvis jeg kunne videreføre brudlinier langs granitgrænsen til kambrosilurets forkastninger, som i mellemtiden var blevet mere detaljeret kortlagt ved statsgeolog Helge Gry's borer i dette område.

Imidlertid blev jeg bange for, at min geologiske viden og fortolkning skulle komme til at øve indflydelse på selve udtegningen af kurvekortet. Jeg kom derfor til det resultat, at et Z-anomalikort måtte udtegnes efter en ren matematisk interpolation mellem de opmålte Z-værdier på et regelmæssigt placeret stationsnet. Jeg valgte på målebordsbladene at indtegne et kvadratisk net med en maskevidde på 500 m og opsøgte så i felten dette nets skæringspunkter, som stationspunkter. Disse stationspunkter betegnede jeg ved deres koordinater, og da jeg ville sikre mig mod en ombytning i felten eller ved den senere beregningsprocedure af talkoordinater, valgte jeg at betegne med bogstaverne A, B, C o.s.v. linierne der løber V-Ø, og med tallene 1, 2, 3, o.s.v. linierne der løber N-S. Da det som nævnt var en opmåling, der kun sigtede mod at udtegne et

Z-anomalikort over Bornholms palæozoiske- og eventuelt mesozoiske sedimenter, var det naturligt for mig at betegne V-Ø-koordinaten, der løb gennem Dueodde med A. Da opmålingen efterhånden kom til at strække sig over en større del af øen, måtte jeg efter de store bogstaver anvende de små a, b, c o.s.v. Da målingerne senere blev videreført helt til Hammeren, kom heller ikke de små bogstaver til at »slå til«, og jeg valgte at fortsætte med romertallene. Det blev – det indrømmer jeg – en uheldig betegnelse for de Ø-V lige koordinatlinier, men talmaterialet var efterhånden svulmet sådan op, at det næsten var ugørligt at ændre det uden alvorlig risiko for fejl ved ombytning på et – trods alt – så uvæsentligt punkt. Jeg fik et koordinatnet, som under arbejdet og også her i teksten er brugt til nærmere at angive en lokalitet. For eksempel angiver Å/a, 44/45 en lokalitet, der skal søges mellem Ø-V linierne Å og a og N-S linierne 44 og 45.

Maskevidden 500 m var fra starten lidt tilfældigt valgt. Ved de tidligere profilmålinger af Z over sedimenterne vidste jeg, at en stationsafstand på ca. 100 m var fuldt tilstrækkelig, medens jeg ved opmålingen med magnetiske profiler i granitranden havde måttet anvende afstanden 15–25 m, og når forkastningerne blev fundet måtte gå ned til 5–10 m, ja undertiden til $2\frac{1}{2}$ m. Stationsnettet med 500 m's afstand var derfor tænkt som en slags »1. ordensnet« indenfor hvilket stationsafstanden senere kunne halveres eller 4-deles, efter som forholdene krævede det. Det viste sig efter de første måneders arbejde (og en kurveudtegnings, der fulgte målingerne op, men naturligvis uden alle de senere korrektioner), at stationsafstanden var tilstrækkelig. Supplerende målinger, som jeg udførte i mellemrummet mellem det faste stationsnet, gav værdier, der »passede ind i« det foreløbige kurvekorts kurvedragning. Derfor blev stationsafstanden fastholdt. Kurveudtegningen blev udført ved almindelig interpolation mellem stationsnettets målte og beregnede talværdier, idet der blev tilstræbt et udjævnet kurveforløb. Der blev ikke taget hensyn til personlige opfattelser eller viden om områdets tektonik, tidligere profilopmålinger (såvel Viggo Laursens som mine egne) blev der heller ikke »skelet« til. De var under de fleste forhold ikke tilgængelige, da denne første kurvedragning blev udført på Bornholm, i direkte tilknytning til de daglige opmålinger. Senere blev der så foretaget en sammenligning mellem kurveplanen og disse ældre måleresultater (på et ret sent tidspunkt af arbejdet), og det viste sig derved, at disse ældre målinger (passende korrigerede for sekularvariation) passede mod forventning godt ind i det optegnede Z-anomalikort, og netop dette tog jeg som udtryk for, at den valgte stationsafstand her var tilstrækkelig.

Der forelå et meget stort antal målinger fra tidligere magnetiske Z-profiler, for Viggo Laursens vedkommende ca. 2200, og for mit eget vedkommende op mod 8000. Langt over halvdelen af disse målinger var udført i sedimentområderne. I alle de tilfælde, hvor de palæozoiske og mesozoiske sedimenter har mægtigheder, der overstiger 30–40 m, er Z-anomalikortets kurver søgt korrigerede efter disse ældre måleresultater, men de ændringer, kurvedragningen derved har fået, er meget små. I de allerfleste tilfælde falder de inden for det

spillerum, som kvadratnettets stationsværdier tillader. Jeg mener derfor at kunne fastslå at en øgning af stationsantallet, f.eks. en halvering af afstanden, ikke vil influere væsentligt på kurvebilledet, og som helhed ikke giver flere detaljer.

Det må dog understreges, at det kun har gyldighed for sedimentområderne, ikke for forholdene omkring granitranden. Bortset fra et par tilfælde, er resultaterne fra de ældre magnetiske opmålinger over granitranden, ikke søgt indarbejdet i det magnetiske kurvebillede. Årsagen ligger bl. a. i den kendsgerning, at selv et stærkt skematiseret magnetisk profil fra granitområderne vil tilføre Z-anomalikortet et væld af detaljer, der ikke er dækning for, når kortet skal betragtes som en helhed med den anvendte stationsafstand. Det ville, hvis det var udført f.eks. overdrive betydningen af forkastningszonerne i granitranden i en sådan grad, at de fejlagtigt kunne sammenlignes med langt større brudzoner. Det må endvidere anføres, at et sådant kurveforløb, helt udtegnet på grundlag af de magnetiske profiler, kan være absolut forkert, som det f.eks. fremgår af en undersøgelse af Hahn, A. 1961, hvor det understreges, at i områder med uregelmæssigt svingende værdier (der i profiler viser maksima og minima), dér vil afhængigheden af profilretningen træde stærkt frem. Et anomaliforløb tegnet alene på grundlag af næsten parallelle profiler med væsentlig større afstand indbyrdes mellem profilerne end mellem de enkelte stationer, vil befordre strukturer vinkelret på profilretningen.

Under disse første måneders opmålinger blev det også klart, at der forekom anomalier og parallel kurvepakning, der ikke havde nogen som helst relation til kambrosilurets forkastninger. Sikre forkastninger lod sig dårligt nok spore i kurveforløbet, og specielt dominerende maksima, som f.eks. »Rispebjergmaksimet« havde ingen relation til afstanden til granitten. Jeg havde ventet, at kurvebilledet ville afspejle granitoverfladens beliggenhed og forkastninger under sedimenterne, i stedet måtte jeg slutte, at anomalibilledet fortrinsvis viste varierende magnetiske egenskaber i den underliggende granit. Da disse magnetiske maksima og minima over sedimenterne dannede så langstrakte sammenhængende strukturer, at de især i den vestlige del kom til at danne den direkte fortsættelse af Rønne-granit områdets maksima og minima, måtte opmålingen videreføres ind i granitområdet. – For at man fuldstændig skal opfatte en anomali må områderne uden om denne medtages ved opmålingen.

En flere kilometer bred opmåling langs hele granitranden skulle derfor give mulighed for at kortlægge granitvarietetene og deres mulige fortsættelse under sedimentområdet. Herved bragtes jeg ind på undersøgelser med et noget andet sigte, end det der til stadighed havde været mit mål: udredningen af Bornholms tektonik; men det stod mig klart, at først når jeg kunne borteliminere, hvad der skyldtes magnetisk afvigende granittyper, ville jeg få mulighed for at påvise forkastninger på grundlag af Z-anomalikortet.

Ved at føre 500 m stationsnettet ind i granitområdet meldte der sig samtidig det spørgsmål, om denne stationsafstand var tilstrækkelig forsvarlig til at påvise sådanne magnetiske anomalier, der er karakteristiske for de forskellige

granitvarieteter. Problemet var altså, om jeg fik anomalier frem, der var så typiske for granitterne, at jeg kunne drage slutninger om deres videre forløb under sedimenterne. Jeg vidste imidlertid fra de magnetiske profilopmålinger, at Svaneke-granitten og den egentlige Rønne-granit magnetisk virkede så homogene, at stationsafstanden her var forsvarlig. Noget tilsvarende mente jeg kunne siges om Almindinge-granitten og Hammer-granitten. Jeg vidste også, at den magnetiske variation i gnejsen var så betydelig, at selv et 50 m's stationsnet ville være utilstrækkeligt. Rønne-granittens overgangsbjergart havde overordentlig høje Z-anomaliværdier, så høje at selv om den magnetiske variation i denne bjergartart var stor, ville jeg få anomalistrukturer, som i detaljerne nok ikke var helt dækkende for bjergartens magnetiske variation; anomalistrukturer, som, i forhold til den egentlige Rønne-granit på SV-siden og gnejsen på NØ-siden, ville danne en så stærk kontrast, at bjergarten magnetisk ville aftegnes sikkert. Jeg formodede, at noget tilsvarende ville gælde for Paradisbakke-granitten, at dømme efter de tidligere målinger her (og i Vang-granitten); i det mindste i forhold til Svaneke-granitten (og Hammer-granitten). Viggo Laursen havde i 1941 søgt at få klarhed over disse magnetisk stærkt inhomogene granitters variation ved en detailopmåling i Rønne området, dels i grænsen Rønne-granit/Rønne-granittens overgangsbjergart og dels noget østligere ved grænsen til gnejsen. Stationsafstanden, han benyttede, var dels 25 m dels 10 m (enkelte steder 5 m), og der var kun afsat talværdien.

De to områders Z-anomalikurver har jeg vist i fig. 1 og 2. På de to kort gav selve talværdien et godt indtryk af den uhyre variation i Z. Tegner man, som jeg har gjort her på figurerne, kurver på dette talmateriale, ser man udtalte strukturer, afhængige af petrografiske, strukturelle og tektoniske forhold og muligvis også af kvartærslagens mægtighed. Makrostrukturelle og tektoniske karakteristika fremtræder ved disse opmålinger, og jeg mente, der var mulighed for, at visse grove træk af lignende art ville fremtræde i gnejsen selv på et 500 m stationsnets Z-anomalikort. Fig. 1 og 2's placering er vist på tavle XX.

Under alle omstændigheder var målingerne ført så vidt, og med så mange resultater, at jeg til sidst fandt det rimeligt at dække hele øen med Z-målinger.

Gnejsen viser stor variationsbredde, men som helhed er der væsentlig forskel på dens anomalibillede i forhold til på den ene side Hammer-granit og Almindinge-granit og på den anden side Rønne-granittens overgangsbjergart og Paradisbakke-granitten (Vang-granit). Jeg måtte også tage hensyn til, hvad Danmarks Geologiske Undersøgelsses direktør dr. H. Ødum ville anse for forsvarligt tidsmæssigt og økonomisk at sætte på afslutningen af dette arbejde, som på det tidspunkt havde strakt sig over 10 år. Blot en halvering af stationsafstanden ville betyde en 4-dobling af stationerne. På dette tidspunkt blev opmålingen udført med bil, (for at undgå instrumentfejl) og selv i dette tilfælde lå antallet af målte stationer pr. dag på størrelsesordenen 20–25. Det magnetiske kort er, i den form det her er publiceret, baseret på over 3000 enkeltmålinger og her i er *ikke* medregnet de ældre opmålinger.

Målingerne er alle udført med Z-magnetometre, som Det Danske Meteoro-

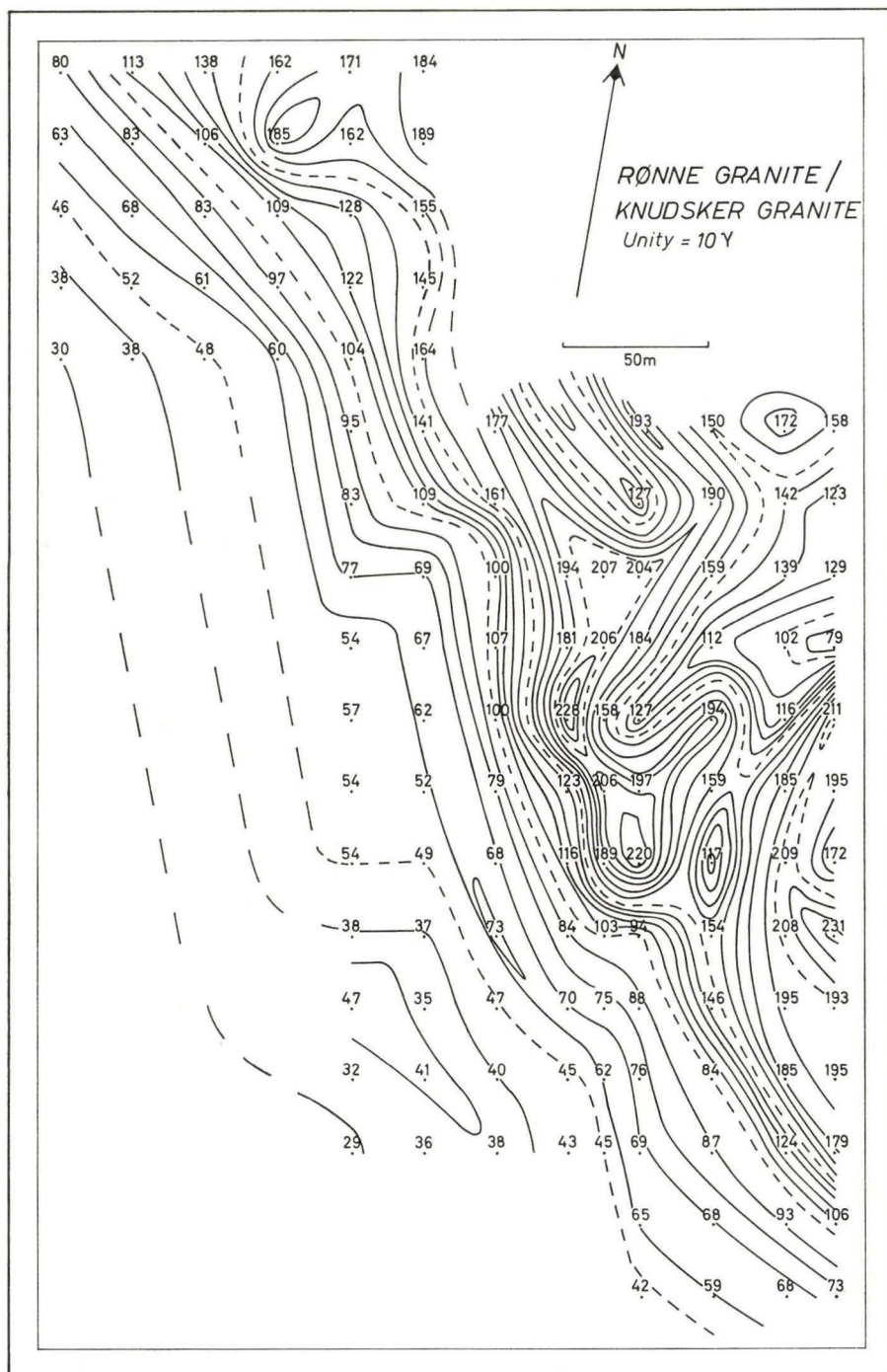


Fig. 1

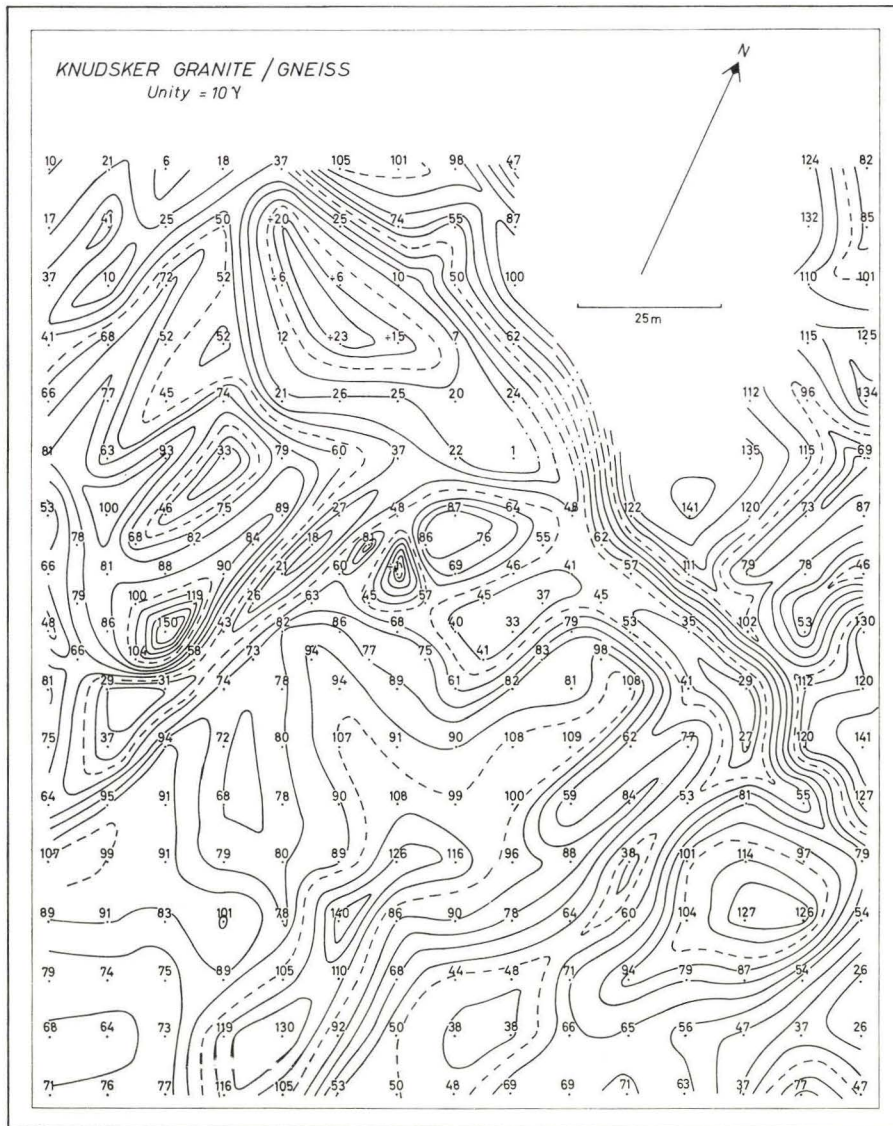


Fig. 2

Til Fig. 1 og 2's talværdier (der er opgivet i differens Bornholm-Rudeskov 1941) skal der adderes 70 γ (7) for at få 1958,5.

logiske Institut har stillet til D.G.U.'s rådighed. Der har i årenes løb været anvendt følgende instrumenter: BMZ 17 i 1950 og 1953, BMZ 15 i 1954–55 og 1957, BMZ 134 i 1957–64, desuden har BMZ 135 været anvendt i en kort periode i 1958 sammen med BMZ 134.

ARBEJDETS METODER OG ANVENDT LITTERATUR

3. Jordens magnetfelt, specielt vertikalintensiteten og dens betydning for geologisk arbejde

3.1. *Indledning*

De faktorer, der magnetisk karakteriserer bjergarterne og former de magnetiske anomalier, er bestemt af mange forhold, hvor indholdet af magnetiske mineraler, især magnetit er af dominerende betydning. En detaljeret gennemgang af disse forhold er meget kompliceret, også fordi der altid vil være mange ukendte faktorer.

En fortolkning af det bornholmske Z-anomalikort nødvendiggør ikke umiddelbart en detailmagnetisk udredning, da dette arbejdes formål er en tektonisk undersøgelse, koncentreret om de sedimentdækkede områder og de nærmest tilstødende granitter og gnejser. Allerede en overfladisk betragtning af anomalibilledet, tavle I viser, at de sedimentdækkede områders mest markante anomalier kun i underordnet grad betinges af tektoniske forhold. De langstrakte NV-SØ strygende positive og negative anomalier skyldes betydelige magnetiske afvigelser i det prækambriske grundfjelds bjergarter. Det er anomalier, der kan følges 10-20 km under sedimentdækket til blottede prækambriske bjergarter, hvor anomalierne umiddelbart identificeres som kendte veldefinerede varieteter af de bornholmske »granitter«.

Vi ser her et område, der har været meget gunstigt for magnetiske undersøgelser. Vi møder kun i underordnet grad de problemer, der så hyppigt fremtræder i lignende geofysisk-geologiske arbejder, og som viser sig med spørgsmålene: Hvad skyldes anomalierne?

Hvilken udstrækning og form har de bjergarter, der forårsager dem?
Hvilke dybde findes de i?

I det lille bornholmske område, giver vores betydelige viden om mægtighed og udbredelse af de palæozoiske og mesozoiske sedimenter på forhånd de oplysninger, geofysiske undersøgelser andre steder må søge gennem matematiske beregninger, (ofte kombinerede med modelforsøg) af de geofysiske anomalier.

Anomaliforløbet i de sedimentdækkede områder giver os en viden om flere af de karakteristiske granittypers udbredelse uden for det blottede grundfjeld, og ikke mindst Rønne-granitterne og Paradisbakke-granitten får en udstrækning og form, der må påvirke teorierne for deres dannelse og foldning.

Udtrykket Rønne-granitterne anvendes i dette arbejde som betegnelse for såvel Rønne-granit som den af K. Callisen betegnede »Rønne-granittens over-

gangsbjergart« og den SV for Rønne-granodioriten beliggende bjergart, der uforpligtende her bliver betegnet som »Blemmelyng-granit«. Udtrykket Paradisbakke-granit anvendes for såvel den med sure slirer betegnede Paradisbakke-migmatit som den SV for beliggende utypiske slirefattige, tidligere benævnt Rønne-granit (se Callisen 1934) i Egby området.

Inden beskrivelsen af de udførte målinger og omtale af de bornholmske bjergarters magnetiske egenskaber, anser jeg det for nødvendigt først kort at omtale jordens magnetfelt og dets indflydelse på bjergarternes magnetiske egenskaber, sådan som de fremtræder i anomalistrukturerne.

I denne oversigt defineres de faktorer, der nødvendigvis må komme til udtryk ved en gennemgang af magnetiske undersøgelser. Jeg vil her holde mig til den fremstilling, som man finder den i de almindeligste geofysiske lærebøger, og ikke gå mere i detaljer end nødvendigt for at lette beskrivelsen i de følgende 2 afsnit.

3.2. *Det magnetiske felts komponenter*

Det totale geomagnetiske felt skyldes 2 delfelter:

- 1) et felt produceret i jordkernen ved magneto-hydrodynamiske processer. Dette felt er på Bornholm betydningsfuldt med en rolig gradient, orienteret stort set N-S, og den magnetiske vektor hælder her ca. $69-70^\circ$ mod N (inclinationen).
- 2) et felt produceret af bjergarter uden for kernen, som giver lokalstrukturer dannet ved geologiske processer i jordskorpen.

De magnetiske anomalier er for et område som Bornholm udtryk for en magnetisk inhomogenitet i den alleryderste jordskorpe, en inhomogenitet som er frembragt ved bjergarternes dannelse og ved de fysiske og kemiske processer, de, fra dannelsen og frem til i dag, har været udsat for. For den magnetiske vurdering af bjergarterne opererer man med to fysiske faktorer

- 1) den ferromagnetiske susceptibilitet og
- 2) den naturlige magnetisation (NRM) d.v.s. den naturlige remanente magnetisme.

Det er fysiske faktorer, der er forskellige fra bjergart til bjergart, ligesom vægtfylden, der indgår i de gravimetriske undersøgelser.

Jordens magnetfelt varierer mellem størrelsesordenerne 0,65 Ørsted ved de magnetiske poler og 0,35 Ørsted ved det magnetiske ækvatorplan. For målingen af anomalier anvendes enheden gamma, hvor een gamma er lig 10^{-5} Ørsted. Anomalier forårsaget af de magnetiske mineraler i jordskorpen kan opnå en størrelse på 100.000 gamma (γ), men ligger ofte på en størrelsesorden af nogle få hundrede eller få tusinde gamma. Jordfeltet varierer både med døgnrytm

og en sekularrytme, der må korrigeres for, ved hjælp af stationære selv-registrerende magnetometre.

3.3. Den inducerede og den remanente magnetisme

Magnetisme giver sig til kende dels i form af en feltegenskab H og som en stofegenskab J . Sædvanligvis kaldes H for magnetisk feltstyrke og J kaldes magnetiseringsintensiteten eller rumfangsenhedens magnetiske moment. Herudover har man indført begrebet magnetisk induktion eller tætheden af magnetisk flux. Den er som H en feltegenskab og betegnes normalt med B .

Forholdet mellem B , J og H er defineret ved ligningen $B = H + 4\pi J$.

I cgs-systemet har H enheden Ørsted og B enheden Gaus. Det er cgs-systemet der anvendes i denne afhandling.

I formlen $J = kH$ er k en konstant betegnet susceptibiliteten; denne udtrykker, hvor let legemet (bjergarten) magnetiseres i jordens geomagnetiske felt H .

k er 0 i vacuum og legemer med negativ k betegnes diamagnetiske (f.eks. kvarts, stensalt og grafit), de er uden betydning i dette arbejde.

Når k er positiv betegnes legemet paramagnetisk eller ferromagnetisk. Eksempel på paramagnetiske mineraler er olivin, pyroxen og biotit. I almindelighed er de også uden betydning for de magnetiske forhold i bjergarterne.

Det af jordfeltet i bjergarten inducerede felt B kan udtrykkes ved formlen $B = \mu H$ hvor μ betegnes som den magnetiske permeabilitet, det vil sige den gennemtrængelighed bjergarten har for magnetiske kraftlinier (flux). μ er for vacuum $= 1$, og man definerer også paramagnetisme og diamagnetisme, efter som μ er større eller mindre end 1.

De mineraler, der har betydning for magnetiske undersøgelser, er de ferromagnetiske. Magnetiseringsintensiteten for para- og diamagnetiske mineraler er proportional med det magnetiske felt H og bliver 0 når $H = 0$.

Dette er ikke tilfældet for ferromagnetiske mineraler, hvor iøvrigt J opnår værdier, der ofte er millioner gange større end for de para- og diamagnetiske. Når J som regel ikke bliver 0 for $H = 0$, så hænger dette sammen med det for disse stoffer karakteristiske »hysteresefænomen«.

Den gengivne magnetiske hysteresekurve for J og H er et eksempel fra en vulkansk bjergart. Er bjergarten til at begynde med afmagnetiseret (0), så magnetiseres den i det voksende magnetfelt H til en bestemt værdi, $+J$ til en *mætningsværdi*. Lader man derefter feltet H aftage til 0, så aftager J for bjergarten mindre stærkt end under det voksende felt, og for H lig nul fås en værdi (på kurven OA), som er bjergartens *remanente magnetisering*. For at få denne helt til at forsvinde kræves et modsat rettet felt, ovenfor af styrken CO, og denne kraft kalder man bjergartens koercitivkraft. Bjergarter med stor koercitivkraft har altså en særlig evne til at fastholde en magnetisk påvirkning, resp. modsætte sig forandring af H 's styrke eller retning. En bjergart uden koercitivkraft er følgelig kun magnetisk, når den befinder sig i et magnetfelt. I modsæt-

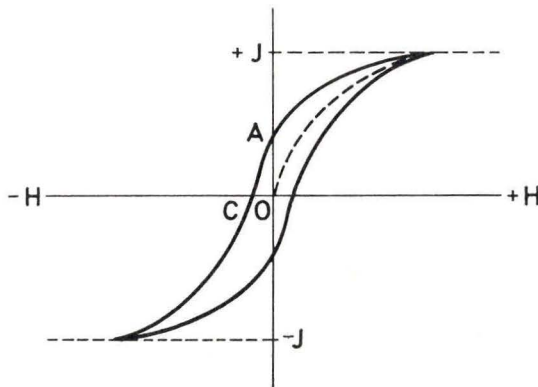


Fig. 3

ning hertil har bjergarter med en koercitivkraft erhvervet en »egen magnetisme«. Det fremgår ligeledes af hysteresekurven at øges H yderligere i modsat retning opnår bjergarten også en mætningsværdi, $-J$, hvor den da har en *revers magnetisering*.

Det må endvidere nævnes, at koercitivkraft og remanensen er mindre for bjergarter, der ikke magnetiseres til mætning, og det vil sjældent forekomme i naturen.

Magnetiseringsintensiteten, i et givet felt H , er uafhængig af temperaturen for de diamagnetiske mineraler, omvendt proportional med den absolutte temperatur for visse paramagnetiske, medens J for de ferromagnetiske bjergarter aftager med stigende temperatur, for ved en bestemt temperatur *Curie-punktet* helt at forsvinde (kun den uhyre svage paramagnetisme er tilbage). Af de ferromagnetiske mineraler er magnetit, det helt dominerende, desuden kan nævnes ulvöspinel, en speciel hematitform (maghemit) og magnetkis. Curie-punktet ligger omkring 600° , men aftager med dybden (stigende tryk). For et metamorf bjergartskompleks som det bornholmske, der formodes at være dannet på 10–20 km's dybde, må vi regne med, at bjergarterne ved afkøling har passeret Curie-temperaturen.

Bjergarternes magnetisering kan udtrykkes som summen (vektor-summen) af den i bjergarten inducerede magnetisme J_i og den remanente magnetisme J_r altså $J_t = J_i + J_r$.

De ferromagnetiske mineraler er blandingskrystaller, og af betydning for Bornholm må her fremhæves magnetit, ilmenit, hæmatit og måske magnetkis. Her har magnetit som nævnt en helt dominerende betydning (som eksempel nævner A. Hahn i A. Bentz 1961 p. 499, at $\frac{1}{4}\%$ magnetit i en sandsten kan bringe denne 60% af dens samlede susceptibilitet).

3.3.1. Den remanente magnetisme

Bjergarternes egen magnetisme, den naturlige remanente magnetisme (NRM), er opstået ved forskellige magnetiseringsprocesser, der har fundet sted i bjergarten gennem hele dens geologiske historie. Det er en magnetisering, der som regel er dannet til forskellig tid, under indflydelse af jordfeltets (eventuelt omgivelsernes) magnetiske orientering og styrke. NRM kan være forskellig fra den inducerede magnetisme såvel i styrke som i retning og kan derfor forstærke eller mindske den (endog ophæve den). Denne magnetisering kan danne sit eget anomaliforløb (hvilket kan tillægges betydning). Det er en faktor, som tidligere magnetiske undersøgelser helst så bort fra, og de sidste 20 års meget intensive forskning på dette felt har især beskæftiget sig med de palæomagnetiske undersøgelser og de konklusioner, der kunne drages af disse. Litteraturen indeholder derfor få eksempler på magnetiske undersøgelser omfattende såvel den inducerede som den remanente magnetisme.

De mange undersøgelser af den remanente magnetisme har spaltet denne op efter oprindelse. I 1961 skelner Nagata således mellem 7 former:

1. *TRM* d.v.s. den termo-remanente magnetisering, der opstår, når en bjergart har været opvarmet og ved senere afkøling i jordfeltet har passeret Curie-temperaturen. Det magnetfelt, der da omgiver den, vil blive »fastlåst« på en yderst stabil måde.
2. *CRM* d.v.s. kemisk- eller krystal-remanent magnetisme, den opstår under indflydelse af det omgivende magnetfelt, under kemiske processer, ved krystaldannelse eller krystaltilvækst.
3. *DRM* d.v.s. detritus- eller aflejrings-remanent magnetisme, den opstår under sedimentation (i vand eller luft), hvor det ferromagnetiske bjergartsmateriale søger at blive aflejret i det geomagnetiske felts retning.
4. *ARM* d.v.s. »anhysteretic«-remanent magnetisme, opstår ved en samtidig påvirkning af a) et konstant felt og b) et vekslende felt med en amplitude, der formindskes jævnt med tiden. En magnetiseringsproces under indflydelse af jordfeltet og et felt frembragt ved lynnedslag fremkalder f.eks. denne type remanent magnetisme.
5. *IRM* d.v.s. isothermal-remanent magnetisme. Det er den »residuale« magnetisme, der bliver tilbage, efter at et ydre magnetfelt er fjernet eller forandret (hysteresefænomenet se forrige afsnit). Jordfeltet er i almindelighed et meget svagt magnetfelt, men når det får geologisk set meget lange tidsrum at virke i, så bliver IRM af en betydningsfuld størrelsesorden. En sådan stærkere remanent magnetisme kaldes ofte:
6. *VRM* d.v.s. viskos-remanent magnetisme. Specielt meget gamle bjergarter har ofte denne remanenttype i et betydeligt omfang.
7. *PRM* d.v.s. tryk- eller pres-remanent magnetisme. Det drejer sig her om et sammenhæng mellem den remanente magnetismes styrke og retning, og det tryk, pres (resp. træk) som bjergarten har været udsat for. PRM vil utvivl-

somt, hvis den adskilles fra andre, have betydning ved undersøgelser af et prækambrisk metamorft foldekompleks, men foreløbig er det et nyt, ikke helt afklaret forskningsfelt.

I almindelighed kan det siges, at 1) TRM synes at være den mest stabile remanente magnetisme, der stort set ikke påvirkes af bjergarternes geologiske historie. For ældre bjergarter (mere end 10^8 år) synes dog CRM og PRM at være en almindelig faktor og IRM og spec. VRM antager et omfang, der ikke kan negligeres. ARM er bortset fra lynnedslag uden betydning og DRM og antagelig også CRM er først og fremmest af betydning for palæomagnetiske undersøgelser i sedimenter. Ved sådanne undersøgelser betragtes VRM og IRM som sekundære forstyrrende momenter, der bør fjernes og kan fjernes, fordi deres »koersitiv-kraft«, er ringere end f.eks. den termo-remanente magnetismes.

Det væsentligste, når man vil fortolke et magnetisk Z-anomalikort som det bornholmske, må være at skaffe klarhed over, om disse bjergarter kan have en remanent magnetisering. Man må i givet fald finde størrelse og retning af en sådan, da den kan have medindflydelse på anomaliernes form og størrelse. Forholdet mellem den af jordfeltet inducerede magnetisme og den naturlige remanente magnetisme har allerede Königsberger beskæftiget sig med i formlen:

$$q = J_r/J_i.$$

3.3.2. Königsbergers konstant

q er den såkaldte Königsbergers konstant og J_r er den naturlige remanente magnetisme og J_i den af jordfeltet inducerede ($q = J_r/J_i$).

Denne konstant kan være stor (over 100), og man kan da helt se bort fra den inducerede J_i . Det er f.eks. tilfældet i mange unge tertiære og kvartære lavaer. q kan også være omkring 1 eller mindre, som det ofte er tilfældet i gamle metamorfe bjergarter.

En revers magnetisering, d.v.s. en omvendt polarisation (i forhold til det nutidige jordfelt), træffes hyppigt i tertiære lavaer med termo-remanent magnetisering. Den tilskrives en revers polarisering af jordfeltet, da lavaen afkøledes under Curiepunktet, eller den kan være forårsaget af den såkaldte »2-komponentmekanisme«, der kan skabe revers magnetisering i et normalt jordfelt, når mindst 2 ferromagnetiske mineraler med forskellig Curietemperatur danner blandingskrystaller. Charles M. Carmichael (1964) nævner endog et eksempel fra det canadiske skjold, hvor en norit, der har op mod 20% ferromagnetisk materiale, ikke fremkalder nogen anomali, fordi den indeholder magnetit med indesluttede hemoilmenitlameller. Magnetiten er normalt magnetiseret og hemoilmenitkrystallerne reverset, og de er til stede i sådanne mængder, at deres magnetiske momenter ophæver hinanden.

Allan Cox og Richard R. Doell opstillede i 1960 en liste over alle da kendte

data fra palæomagnetiske undersøgelser af forskellige bjergarter. Af størst interesse for dette bornholmske arbejde var det, om der her var eksempler på metamorfe prækambriske bjergarter specielt fra Europa. Beklageligvis nævnes kun en undersøgelse af en Turidonian sandsten. Palæomagnetiske undersøgelser i sedimenter er imidlertid et kapitel for sig, som jeg ikke vil komme ind på, og den måde de opnår deres NRM på, er, som det er omtalt tidligere, noget helt specielt, og deres NRM lader sig vanskeligt tidsfæste. Når man i den 8 sider lange liste søger palæomagnetiske data for bjergarter af prækambrisk alder andre steder på jorden, ser man, at det dominerende er sedimenter og vulkanske bjergarter. Et eneste eksempel fra Amerika er dog nævnt: Adirondacks metamorfe bjergartskompleks. Det antages at have en remanent magnetisering opstået under metamorfose af Greenville-alder (1000 mill. år). Bjergarterne angives at have titano-hematit som væsentligste magnetiske mineral, og bjergarten antages at være vertikalt eller reverst magnetiseret.

Det fremgår yderligere af de seneste års afhandlinger, at det er et uløst problem, om den termo-remanente magnetisering er uforanderlig i tid i et foranderligt geomagnetfelt eller omvendt, i det sidste tilfælde taler man om en relaxfaktor.

Ved at benytte Nagata's (1961) formler for forholdet mellem J_i og J_r får man: $J_r \gg J_i$ eller $J_r \geq J_i$ i de fleste bjergarter af vulkansk oprindelse, mens $J_r < J_i$ eller $J_r \ll J_i$ for sedimentære og metamorfe bjergarter.

Under alle omstændigheder må man regne med, at bjergarter af oprindelse og alder som de bornholmske, ikke har eksisteret i så langt et tidsrum, under så varierende fysiske faktorer, uden at det har sat sine spor i det mindste i andre arter af NRM, specielt VRM, der bibringer sådanne bjergarter mange afvigende magnetiseringsretninger. Dette kan endog iagttages i vulkanske bjergarter, der ellers har ry for at være gode permanente magneter. Denne inhomogenitet i den remanente magnetiseringsretning kan – som A. Hahn i A. Benz 1961 anfører – være så betydelig, at magnetfeltet, d.v.s. totalmagnetfeltet, i een til få meters afstand kun domineres af den inducerede magnetisering; ganske enkelt fordi virkningerne af de forskellige remanensandele ophæver hinanden.

Vel er der her tale om fysiske faktorer, der, når apparatur haves, kan måles, men det er et spørgsmål, hvor stor værdi, man kan tillægge sådanne målinger, når det drejer sig om fortolkningen af det bornholmske Z-anomalikort.

4. Teknik

4.1. *Beskrivelse af BMZ magnetometeret*

De magnetiske målinger er i alle årene udført med D. la Cours magnetometer »BMZ«, der kan måle med en nøjagtighed på 2 γ . Instrumentet består af en enhedsmagnet anbragt på en vandret akse, der, når instrumentet er opstillet med magneten i det magnetiske meridianplan, tillader en vipning i dette plan (D. la Cour 1942).

Over magnethuset er anbragt en kraftig magnet af »Ørsted stål«, skorstensmagneten, der modvirker størstedelen af det terrestriske vertikale felt. Under enhedsmagneten er anbragt en såkaldt drejemagnet, som kan vippes i enhedsmagnetens vertikale plan, og ved hjælp af hvilken den sidste del af den vertikale komponent bliver nul. Når dette er sket, befinder enhedsmagneten sig i sin neutralstilling, i hvilken dens magnetiske akse er horisontal. Dette iagttages i en kikkert på magnethusets ene ende (ved enhedsmagnetens nordpol), hvor en lysspalte, der via et prisme anlæg har passeret et spejl på enhedsmagneten, tegner sig på en lodret skala. På denne skala bestemmes i forvejen den position »neutralpunktet«, hvor lysspaltens skal befinde sig for at opnå ovennævnte neutralstilling. Dette neutralpunkt kan ændres bl.a. ved mindre påpasselighed under samlingen af instrumentet og må følgelig altid kontrolleres.

Instrumentets følsomhed er størst, når enhedsmagnetens nordpol er rettet mod syd, hvilket betyder at målingen foretages med ansigtet mod nord. Instrumentet kan roteres om en lodret akse, og da lysspaltens placering i neutralpunktet skal være uafhængig af orienteringen af enhedsmagnetens akse, foretages der kontrol ved at rotere instrumentet 180° . Selve apparatet anbringes på et trebenet stativ på 3 stilleskruer, der sikrer en præcis vandret opstilling, inden målnigen påbegyndes. Hvis instrumentet bringes ud af vater under målingen, viser dette sig også ved ovennævnte rotering 180° og fornyet måling.

Hvis feltstyrken er for stor eller lille, til at drejeskivemagneten alene kan kompensere for resten af jordfeltet (og enhedsmagneten altså bringes i neutralstilling) så kan der indskydes en eller flere supplementmagneter med forskellig styrke, ved at disse med deres magnetiske akse lodret, fastskrues under drejeskiven.

Medens enhedsmagnetens temperatur er uden væsentlig betydning, er det nødvendigt at være opmærksom på kompensationsmagneternes temperatur og af disse især skorstensmagnetens med dens absolut største magnetiske moment. Dennes temperatur aflæses på et termometer anbragt i denne, og Dan la Cours fremgangsmåde ved brug af BMZ er givet i rækkefølgen af aflæsninger: 1) klokkeslet, 2) temperatur, 3) aflæsning af drejeskive. Det vertikale terrestriske felts styrke er givet i formlen

$$Z = Z_C + Z_S + Z_T - \alpha t - 2\alpha\Delta t$$

hvor 1) Z_C er en for det pågældende instrument umiddelbart forud kontrolleret konstant – her beregnet på det magnetiske observatorium i Rudeskov,

2) Z_S er den beregnede styrke af den eventuelt anvendte supplementmagnet,

3) Z_T drejeskivemagnetens vertikalfelt, som funktion af den korrigerede aflæsning på drejeskiven.

4) αt er temperaturkorrektionen, hvor t er temperaturen aflæst i celsius og α er en faktor afhængig af størrelsen af $Z_S + Z_T$ og

5) $\alpha\Delta t$ er korrektion for temperaturændringen, idet Δt er temperaturændringen pr. minut. (Da det varer en vis tid at opvarme (respektiv afkøle) alle instrumentdele lige meget).

Alle de målinger, jeg har udført, også i de tilfælde, hvor der kun er tale om en enkelt måling på hver station, er kontrolleret ved den tidligere nævnte drejning 180° af instrumentet, hvorved der skabes sikkerhed for, at instrumentet er »i vater« og neutralpunktet er uændret.

I de magnetiske profiler er de enkelte stationer ofte baseret på 2 målinger, men hvor 2. aflæsning var uforandret, er der kun noteret een.

De magnetiske stationer til Z-anomalikortet er altid baseret på mindst 4 målinger og mindst 3 noteret, og middelværdien er beregnet heraf.

Neutralpunktet kan ændres bl. a. ved mindre omhyggelighed ved påsætning af kikkerten (for eksempel på grund af urenheder). Derfor er dette kontrolleret ved profilmålingernes begyndelse og slutning. Ved »netmålingerne« er instrumentet transporteret i samlet stand i bil, og alle disse målinger er daglig startet med 6–8 gentagne målinger på en *engang oprettet kontrolstation* på pensionatet »Ny Søborg«s grund i Åkirkeby. Der sikredes herved kontrol over dels det omtalte neutralpunkt og dels instrumentkonstanten Z_C . Den sidste måles som nævnt 1. gang ved en arbejdsperiodes begyndelse i magnetisk observatorium i Rudeskov og igen samme sted, når arbejdet er afsluttet. I de allerfleste tilfælde har de 2 målinger i Rudeskov givet samme resultat, og i de enkelte tilfælde, hvor der har været mindre afvigelser (sjældent over 10γ) er ændringen fulgt ved de daglige målinger på kontrolstationen i Åkirkeby, og der er foretaget korrektion af Z_C på grundlag af denne registrering og målinger i Rudeskov.

Det jordmagnetiske felt ændres i tid 1) en daglig variation forårsaget af elektriske strømninger i den øvre atmosfære og jonosfære, der kan variere meget stærkt med solpletaktiviteten (»magnetisk storm«) og 2) en sekularvariation, der finder sted over år, formodentlig stammende fra jordindret. Resultaterne må korrigeres for disse variationer. Derfor må årstal, dato og klokkeslet kendes for de enkelte målinger, og for målinger som disse, der har strakt sig over mange år, korrigeres resultatet til en bestemt dato i et bestemt år. Her er anvendt 1. juli 1958 (1958, 5).

4.2. *Beskrivelse af det anvendte 0-punkt for Z og korrektion for magnetisk døgn- og sekularvariation*

1) *0-niveauet*

Det har i dette tilfælde vist sig praktisk at opgive Z relativt, som bornholmsmålingens afvigelse fra Rudeskov's observationer. Differensen Bornholm »observeret« minus Rudeskov »observeret« giver en for den geologiske fortolkning passende fordeling af positive og negative værdier. Z registreres kontinuerligt på variometret i Rudeskov på kurveplaner, og på disse kan aflæses værdien for påkommende dag og klokkeslet.

Meteorologisk Institut har i de sidste 35 år haft ca. 4 faste sekularstationer fordelt på Bornholm, hvor bl. a. Z er målt ca. hvert 5. år; disse resultater, der er

publicerede i Det Danske Meteorologiske Instituts »magnetiske årbøger« opgiver differensen mellem Bornholm og Rudeskov. Den årlige ændring af denne differens er ca. $+3\frac{1}{2}$ til 4γ mens Z på Bornholm vokser med ca. 30γ pr. år. Fra statsmeteorolog Viggo Laursens målinger i 1941 på Bornholm har jeg udvalgt kurvepartier med rolig Z og tætliggende stationer fra forskellige steder på øen og opmålt disse. Ved sammenligning af kurverne har jeg fundet en sekularændring i forhold til Rudeskov ligeledes på ca. 4γ pr. år. Denne ringe ændring blev for mig et vægtigt argument for at opgive Z i forhold til Rudeskov. Jeg opnåede herved en korrektion for døgnvariationen og samtidig en yderst bekvem korrektion for sekularvariationen, og fik desuden et til formålet velegnet nulniveau. Alle målingerne, såvel de af mig målte stationer, som de fra Viggo Laursens målte magnetiske profiler, der er anvendt i dette arbejde, er korrigerede til 1/7 1958 (1958, 5). Målingerne er udført i tiden mellem maj og oktober, og med en årskorrektion på 4γ bliver fejlen maksimalt $\pm 1\gamma$, og en korrektion for dato bliver overflødig.

Det vil være rimeligt at se på hvilket »nulpunkt«, jeg ved denne fremgangsmåde har benyttet. Det jordmagnetiske felt ændrer sig fra det magnetiske ækvatorplan til de magnetiske poler, derfor kan man tale om et magnetisk »normalfelt«, uafhængig af lokale magnetiske forstyrrelser og bjergarternes magnetiske indflydelse.

Den tyske geofysiker M. Rössiger (1942) har udledt en formel for beregningen af dette felt. Rössigers formel var beregnet for epoken 1941,5 og baseret på 6 europæiske jordmagnetiske observatorier: Lovö, Kasan, Eskdalemuir, Niemegk, San Fernando og Helwan.

E. Thiele (1952) har under hensyntagen til sekularvariationen: 1944,5, 1946,5 og 1950,5 omregnet formelen til epoken 1950,5:

$$Z_{1950,5} = 43807 + 492,7 \Delta\phi + 31,87 \Delta\lambda - 11,42 (\Delta\phi)^2 + 0,45 \Delta\phi \Delta\lambda + 2,10 (\Delta\lambda)^2$$

Længde- og breddekoordinaterne (λ og ϕ) er målt i grader, Z i gamma og 43807 γ er Z værdien på det tyske jordmagnetiske observatorium i Niemegk (for 1950,5). $\Delta\phi$ og $\Delta\lambda$ er bredde- og længdeforskellen fra Niemegk ($\phi = 52^\circ,07$ og $\lambda = 12^\circ,68$) regnet positivt mod nord og øst. Af denne formel og Thieles ledsagende tabeller kan Z beregnes for Bornholms midte ($\phi 55^\circ,17$ og $\lambda 15^\circ,0$) for 1950,5 til 45329 γ . Sekularvariationen for Bornholm (1950,5 til 1958,5) er efter Asger Lundbaks personlige oplysning til mig 231 γ og Z for Bornholms midte skulle derfor være 45560 γ for 1958,5. Rudeskov 1958,5 er som middel for dagen 1. juli 1958: 45715 γ og det er denne værdi, jeg har benyttet som 0-værdi. Den ligger altså ca. 155 γ for højt i forhold til den beregnede teoretiske Z -værdi.

Nu er det imidlertid et spørgsmål, om det for Bornholms midte teoretiske beregnede Z er korrekt at anvende, da Bornholms geomagnetisk set må betragtes som et forstyrret område, og dens »normalværdi« må anses for lav.

På Chart of Average Geomagnetic Element D, H og Z (1955,0) Denmark,

Finland, Norway, Sweden, (1958) er den magnetiske vertikalintensitet for Bornholm angivet som et magnetisk uroligt område, og der er anført et par Z -værdier tæt øst og vest for Bornholm på ca. 45640–45620 γ . Værdierne ville i 1958,5 være ca. 100 γ højere.

Skriv- og Rejse-kalenderen (1959) angiver Z for Bornholm for 1960,5 til 45700 γ . Asger Lundbak har personligt oplyst til mig, at dette tal (0,457 Ørsted) er beregnet på grundlag af mange års magnetiske målinger på sekularstationerne på Bornholm.

Under hensyntagen til ovenfor anførte forhold konkluderer forfatteren, at det må være rimeligt at anvende Rudeskov værdien som 0-værdi.

4.3. *N-S-komponent og Ø-V-komponent*

I denne forbindelse må vi se på, om Bornholm har en sådan udstrækning, at der bør korrigeres for den geografiske placering af stationerne for bredde evt. længde. Efter den ovennævnte formel »Rössigerske Normalfelt« beregnes Z i retning S–N fra Dueodde til Hammeren og V–Ø: Rønne til Nexø. Det første giver en øgning af Z på ca. 134 γ , eller pr. km i N–S retningen en ændring på 3,82 γ . I Ø–V retningen er forskellen ca. 25 γ eller 0,83 γ/km . Der er foretaget en korrektion for N–S komponenten, men ingen korrektion for Ø–V komponenten. Korrektionen er foretaget ud fra kvadratnettets midterste Ø–V linie »W«. Nord for er foretaget en korrektion på $-3,82 \gamma/\text{km}$ og syd for $+3,82 \gamma/\text{km}$ afrundet til hele værdier. Fremgangsmåden valgtes fordi hovedparten af de mere betydningsfulde magnetiske profiler ligger nær denne W-linie. Profilerne kan således uden korrektion for N–S komponenten sammenholdes med Z -anomalikortet.

4.4. *Sammenligning mellem døgnvariationen i Rudeskov og »Ny Søborg«, kontrolstationen på Bornholm*

Til slut vil det være rimeligt at undersøge, i hvor høj grad døgnvariationen, der er registreret i Rudeskov, kan betragtes som repræsentativ for samme variation på Bornholm.

På Meteorologisk Institut, hvor de i mange år har foretaget måling af sekularstationerne på Bornholm, var man overbevist om, at en sådan overensstemmelse var til stede, men en egentlig kontrol var aldrig foretaget. Da Bornholm er det eneste område inden for Danmark, der betragtes som magnetisk uroligt (Chart of Average Geomagnetic Element 1958), mente jeg det berettiget at undersøge spørgsmålet nærmere.

På grundlag af de publicerede magnetiske årbøger har jeg tegnet kurver for 1. juli 1958 for Z 's døgnvariation i tiden kl. 8 til kl. 18, som den registreres i Rudeskov (Danmark) i Lovö (Sverige – nær Stockholm) og Nurmijärvi (Finland – nær Helsingfors).

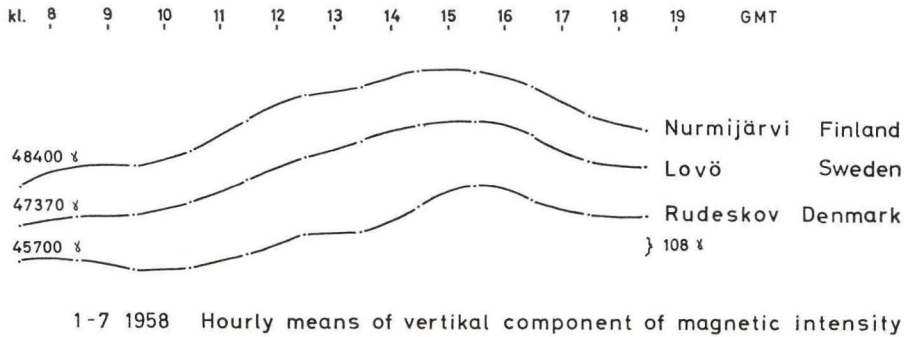


Fig. 4 a

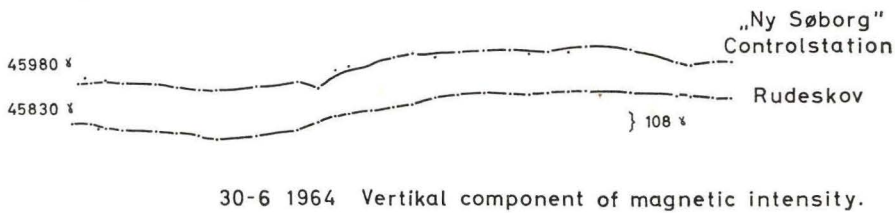


Fig. 4 b

Overensstemmelse mellem de 3 kurver fig. 4 a er iøjnefaldende, omend den er størst mellem Lovö og Nurmijärvi. En sammenligning mellem Rudeskov-Lovö og Rudeskov-Nurmijärvi giver en maks. afvigelse på ca. 20-30 γ opnået over ca. 4-5 timer, en uoverensstemmelse der ikke kan virke foruroligende for vurderingen af det bornholmske Z-anomalikort. Imidlertid er de værdier, de magnetiske årbøger publicerer middel af 1 times registreringer, og det er vanskeligt at se hvilken lokalvariation, der kan skjules heri. Derfor tog jeg den 30/6 1964 til Bornholm og foretog i tiden mellem kl. 9 og kl. 21 en jævn række målinger på »Ny Søborg« kontrolstation. En del af dagen blev der taget 6-8 målinger med ca. $\frac{1}{2}$ times mellemrum, og på visse tidspunkter kontinuerlige målinger over mange timer. Ved beregningerne deltes måleresultaterne i grupper af $\frac{1}{4}$ times længde med en gennemsnitsværdi og -tid. Z-variationskurven fra Rudeskov er aflæst på samme tidspunkter og fig. 4 b viser de to Z-kurver. For yderligere at få et begreb om, hvor nær »Ny Søborg« følger Rudeskov, har jeg også her fundet differensen Bornholm — Rudeskov. Middelværdien for denne differens bliver, når den er korrigeret til 1958,5 lig med 126 γ d.v.s. den værdi, der er angivet for »Ny Søborg« på det magnetiske Z-

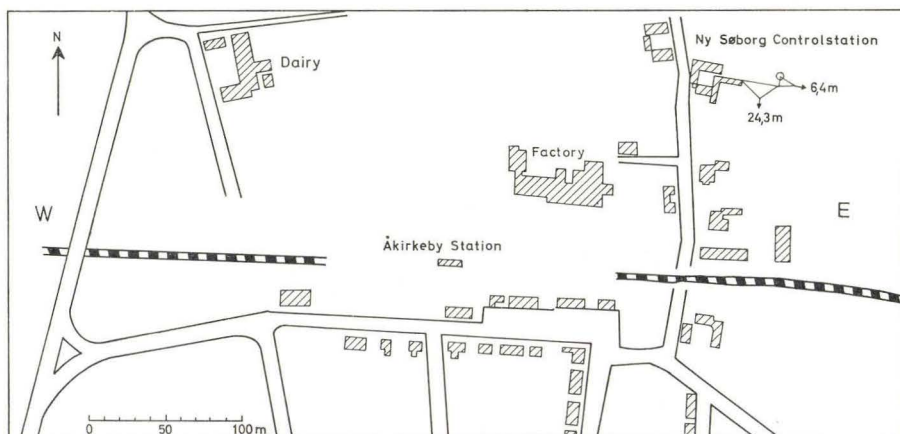


Fig. 5

anomalikort tavle I, og som er baseret på mange år med flere måleperioder pr. år. Afvigelserne fra middelværdien er $\pm 4 \gamma$, og den falder altså inden for måleusikkerheden se følgende kapitel 4.5.5. Der kan rettes den indvending, at den nævnte dag har en (selv for en rolig dag) meget jævn døgnrytme. Afvigelserne mellem målingernes laveste værdi ca. kl. 12 og højeste ca. kl. 17–18 er 25γ , normalt kan der være en afvigelse på 30–40 γ . Hvorledes forholdene på en urolig dag vil være, oplyser de nævnte målinger naturligvis intet om, men 1) ved målingerne på kontrolstationen »Ny Søborg« i årene 1957–61, er der foretaget målinger under magnetisk uro, uden at dette har influeret synderligt på resultaterne, 2) ved arbejdet i felten er alle stationsmålinger, som har vist sig at være udført under magnetisk uro, målt om som en sikkerhedsforanstaltning. Det har drejet sig om ca. 2–300 stationer.

Placeringen af »Ny Søborg« kontrolstation i Åkirkeby på Bornholm fremgår af fig. 5.

4.5. Måleteknik og målenøjagtighed

Den nøjagtighed, der er lagt for dagen ved det magnetiske arbejde, er dikteret af de resultater, der skal opnås.

4.5.1. Magnetiske profilopmålinger

De magnetiske profilopmålinger skal for det meste afsløre anomalier af mange hundrede gammas størrelsesorden, inden for områder på 10–50 m. De har ofte karakter af »søgeprofiler« på op til 1500 m's længde, med en stationsafstand på 15–20 m, og de har været udført fra »sikkert iagttaget granit« til »sikkert

lokaliseret sandsten« (så vidt muligt). For at sådanne undersøgelser kan gennemføres inden for en bestemt rammebevilling og en bestemt tid, må alt tidsrøvende – ikke strengt nødvendigt – arbejde undgås. Profilerne er udført i siden af eksisterende veje. Stationerne er fundet ved afskridtning, idet der dog samtidig er indmålt alt, hvad profillinien passerer, som kan findes på målebordsbladene, såsom km-sten, bygninger, sideveje, grøfter, gærder o.s.v. Herved undgås så vidt muligt opsummering af fejl ved stationsplaceringerne. Genstande der kan have forstyrret målingen er noteret. Stationer nærmere end 15–20 m fra jerngenstande er undgået. Det har vist sig, at de fleste af de jernholdige genstande, man kan komme ud for såvel biler og markredskaber, som skilte, jernbaneskiner, rækværk m.m. ingen praktisk betydning har, blot de er på 15–20 m's afstand. På hver station er udført een måling som omtalt, denne er kontrolleret ved en drejning på 180° af instrumentet. Større temperaturændringer under målingerne er søgt undgået eller eventuelt imødegået ved at afvente en stabil temperatur. Derfor er formlens sidste led $2\alpha\Delta t$, der berører temperaturændringen ikke medtaget i beregningsarbejdet. Kontrol af instrumentkonstanten blev udført i Rudeskov før og efter en opmålingsperiode. Ingen af de opmålte profiler falder på magnetisk urolige dage. Den søgte anomali, viser sig altid, fordi den er så betydelig, allerede i felten på drejeskiveaflysningerne. Når den bliver iagttaget forøges stationstætheden – udmålt med målebånd – til 5–10 m, undertiden til $2\frac{1}{2}$ m.

4.5.2. Z-anomalikortet

Da jeg i 1957 begyndte opmålingerne til et magnetisk kort, viste magnetometeret (BMZ 15, der også var anvendt de foregående år) sig at være upålideligt. To kontrolmålinger i Rudeskov før og efter den første $1\frac{1}{2}$ måneds periode viste en øgning af instrumentkonstanten Z_C på ca. 50 γ .

4.5.3. Kontrolstation

Jeg rejste til Bornholm med BMZ 134 og oprettede »fast kontrolstation« i Åkirkeby på pensionatet »Ny Søborgs« grund (se fig. 4) og foretog ommålinger af et antal af de med BMZ 15 opmålte stationer, ca. 1 pr. dag. Det viste sig, at intet tydede på en springvis ændring af BMZ 15's instrumentkonstant. Derfor blev der foretaget en korrektion på disse tidligere opmålte stationer ved en lineær udligning af de 50 γ . Jeg må regne med, at disse stationer er behæftet med en usikkerhed, der nok er ca. 3 gange så stor som for den øvrige del af kortnettets stationer, dog overstiger den ikke 30 γ . Selv en fejl af denne størrelsesorden får ingen indflydelse på de anomalier, der ved kurvedragningen fremkommer i det opmålte område. Det drejer sig om et område i SØ Bornholm, der kan afgrænses i N og NV ved en linie, der følger W-linien fra østkysten omtrent til St. W 50, herfra mod syd og sydvest næsten langs Øleåen, tæt nord om Pedersker

til St. G 33 på sydkysten. Et blik på Bornholm Z-anomalikort (tavle I) viser, at Rispebjerg- og Slamrebjerg-maksimer er områdets dominerende anomalier med en magnetisk gradient på 150–700 γ pr. km. BMZ 134 viste i efteråret 1957 også en upålidelig gang, der dog hele tiden kunne korrigeres ved kontrolstationsmålingerne. I 1958 tog jeg spørgsmålet op, om jeg skulle bevare »Ny Søborg« stationen som kontrolstation til resten af arbejdet, hvilket stavnsbandt mig logimæssigt til Åkirkeby. Stationen var placeret i et område med gnejs, og jeg havde erfaring for, at Z kunne variere meget i denne bjergart, selv over få meters afstand. Bjergartens magnetiske egenskaber gjorde endvidere, at en ændring af instrumentets højde over jorden kunne give variationer, der måtte betragtes som uheldige for en kontrolstation. Disse forhold blev nu undersøgt, og det viste sig, at måling i forskellig højde over jorden, helt ned til $\frac{1}{2}$ stativhøjde (ca. 70 cm) ingen ændring gav i Z, og målinger i $\frac{1}{2}$ m, 1 m og $1\frac{1}{2}$ m's afstand rundt om stationen gav ændringer i Z inden for 5 γ , hvad der viste sig at være inden for måleusikkerheden.

4.5.4. Stationsmålingerne

På grund af disse yderst gunstige forhold blev »Ny Søborg« stationen bibeholdt til de følgende års målinger. Disse år (slutningen af 50'erne) var karakteriserede af kraftig solplet aktivitet, hvilket ofte betød kraftig magnetisk uro (magnetisk storm). Disse for målingerne uheldige forhold kunne jeg gardere mig imod, dels ved at aflytte radioen, hvor Meteorologisk Institut i tilknytning til radioavisen varslede nordlys, og dels fik jeg fra Meteorologisk Institut een gang ugentligt sendt kopier af Z-variometerkurverne fra Rudeskov. Næsten 10% af målingerne blev målt om på grund af magnetisk uro. Iøvrigt forløb arbejdet på den måde, at der hver morgen ca. kl. 8–9 blev foretaget 6–8 målinger på »Ny Søborg« stationen. Instrumentet bragtes i bil rundt til stationerne, disse blev fundet på følgende måde: Fra stationen i kvadratnettets skæringspunkt blev den vinkelrette nedfældet på nærmeste vej, gærde eller grøft på målebordsbladet. Denne afstand blev udmålt og afstanden fra dette punkt på vej o.s.v. til nærmeste aftegnings på kortet enten gård, sidevej, skovbryn o.s.v. blev fundet. Stationen fandtes så ved afskridtning af disse afstande. Det viste sig under arbejdet, at denne fremgangsmåde var præcis nok selv i målestokken 1:20.000. I de mange tilfælde, hvor stationerne målt om, genfandt jeg de tidligere målesteder, ofte med $\frac{1}{2}$ –1 m's nøjagtighed. På selve stationen udførtes altid 3–4 målinger. I tilfælde af temperaturændringer afventedes det øjeblik, da de i hovedsagen var ophørt.

4.5.5. Måleusikkerhed på Z-anomalikortet

I årene 1957 til 1960 opmåltes kortets stationsnet, og der målt i 9 perioder à ca. 3 uger på »Ny Søborg« kontrolstation. For denne beregnedes differensen

mellem Z-Bornholm og Z-Rudeskov. De 9 middeltal ligger alle inden for intervallet $126 \pm 5 \gamma$ (1958,5) beregnet efter den almindelige formel for usikkerheden

på en række gentagne målinger $\sqrt{\frac{a^2 + b^2 + c^2 + \text{o.s.v.}}{n \div 1}}$, hvor a, b, c o.s.v. er

afvigelsen fra middelværdien og n er antallet af disse. De enkelte »Ny Søborg«-målingers afvigelser fra middelværdien giver en måleusikkerhed på den enkelte måling på $\pm 5 \gamma$. Usikkerheden på stationsmålingerne, der er beregnet på

grundlag af $\frac{1}{2}$ så mange målinger (3-4), bliver følgelig: $5 \sqrt{\frac{8}{4}} = \pm 7 \gamma$. Ved at

se bort fra formlens (1) sidste led $2a\Delta t$, har jeg, ved at betragte en lang række forskellige målinger, skønnet en fejl, der sjældent overstiger 6γ . Usikkerheden

på stationsmålingerne bliver følgelig: $\sqrt{\frac{7^2 + 6^2}{2 \div 1}} = c \pm 9 \gamma$. En målenøjagtig-

hed på 1 % af anomaliens maksimale størrelse er forsvarlig. Det vil sige 10-12 γ i dette område af Bornholm.

4.5.6. Placering af stationerne

En nøje betragtning af Z-anomalikortet, vil vise, at ikke alle stationer er anbragt præcist i et koordinatnets skæringspunkter. Der er foretaget flytning af stationen i alle de tilfælde, hvor resultatet kan befrygtes at være påvirket af magnetiske forstyrrelser såsom: bygninger, jernbaner, transformatorstationer, maskiner o.s.v. Ja, stationerne er end ikke anbragt på vejene, men i de tilfælde, hvor det ser sådan ud, er de målt på den tilstødende mark. I graniterrænet er målinger, der skulle være placeret i sprækkedale, flyttet ud af disse, om end der her til kontrol også er målt i dalen. Når dalværdien ikke indgår i kortet, skyldes det, at de ekstremt lave Z-værdier, som altid karakteriserer sprækkedale og i det hele taget forkastningszoner, vil kunne fortegne kortet, da stationsafstanden har været for stor til at mere end en enkelt måling vil falde i samme dalzone.

Der er ikke med denne stationsafstand virkelig mulighed for at sprækkedale kan tegne deres minimumszoner gennem kortet, som de burde, derfor er de søgt undgået. Overalt langs kysten er stationstætheden gjort større, ved altid at placere målinger i kysten. Dette er først og fremmest sket for at lette kurveudtegningen helt ud i kysten. Da Prækvaltøret ofte er blottet i kysten, har det endvidere givet flere målinger på dette, hvad der har betydning for vurderingen af bjergarternes magnetiske egenskaber, og specielt variationen i denne.

4.5.7. Omgivelsernes indflydelse

Overalt, hvor jeg er stødt på kystklinter, uanset deres størrelse, er der udført målinger såvel ovenfor som neden for klinten, selv når kun en enkelt værdi er anført på Z-anomalikortet. I det tilfælde, at bjergarten i klinten har mag-

netiske egenskaber, vil en såkaldt topografisk effekt gøre sig gældende, og det var et forhold, jeg fandt det ønskeligt at få klarhed over. Det har vist sig, at klinter med posteokambriske sedimenter ikke viser nogen forskel ved målingerne, altså ikke har nogen topografisk effekt. Derimod træffes en sådan næsten overalt i graniterrænet, selv ved mindre højdeforskelle, og næsten uanset hvilke granittyper, der er til stede. Dette er så taget i betragtning ved stationernes placering. Trods de hensyn, der er taget ved placeringen af stationerne, er der utvivlsomt nogle, der er magnetisk forstyrret af oversete jerngenstande. Der er sikkert også stationer, der er placeret i skjulte brudzoner, så slutninger ikke kan drages på en enkelt eller nogle få stationsværdier. De bornholmske posteokambriske sedimenter er at betragte som umagnetiske som det fremgår af ovennævnte klintmålinger. Vejmateriale, opfyldning, store sten i moræneleret og israndslinier gav ikke noget væsentligt bidrag til de opmålte Z-værdier. De er at betragte som umagnetiske, og dette er sikkert rigtigt her som for sedimenterne inden for 15–25 γ . En anden ting er imidlertid, at sådant materiale øger afstanden til grundfjeldet og kan derved svække Z-værdierne og udglatte et anomalibillede.

4.5.8. Z-anomaliværdierne

De tal, der står på Z-anomalikortet, er slutresultatet af følgende beregningskæde: 1) beregningen af Z på grundlag af BMZ's instrumentkonstant og formel, 2) en beregning af Z i Rudeskov på samme tidspunkt, dels på grundlag af en fra Meteorologisk Institut opgivet »basisværdi« og dels på en aflæsning på Z-variometerets døgnkurve. 3) Differensen Z-Bornholm/Z-Rudeskov beregnes og slutresultatet korrigeres for 4) sekularvariationen ved en korrektion på 4 γ pr. år til 1958,5 og for 5) bredden — 3,8 γ pr. km nord for W-linien og + 3,8 γ syd for samme linie.

De magnetiske profiler, hvor de ældste er målt 1941 af Viggo Laursen, er indpasset til sammenlignelighed med Z-anomalikortet på følgende måde: En enkelt eller nogle få stationer er på normal vis udregnet til differensen Z-Bornholm/Z-Rudeskov og korrigeret for sekularvariationen til 1958,5, hvorved O-linien er fastlagt. Denne er så indtegnet i de forlængst tegnede profiler. Korrektion for døgnvariationen har været overflødig her, da den ikke øver indflydelse på de meget store anomaliers størrelse og form, og jeg har sikret mig ved gennemgang af Z-variometerkurverne, at profilerne alle har været udført på dage med rolig døgnvariation. Der er ikke korrigeret for N-S komponent, da profilerne alle ligger i eller nær W-linien, der netop valgte som en slags »N-S komponent O-linie« af samme årsag.

For et enkelt profil Kjeldseå-diabasgangen nr. 275 fig. 6 og tavle XIII er der, for at illustrere det berettigede i ovennævnte fremgangsmåde, gennemført den for Z-anomalikortet sædvanlige beregningsprocedure, for alle stationerne. Det fremgår af de to profiler, at de vanskeligt lader sig adskille. Da det har drejet

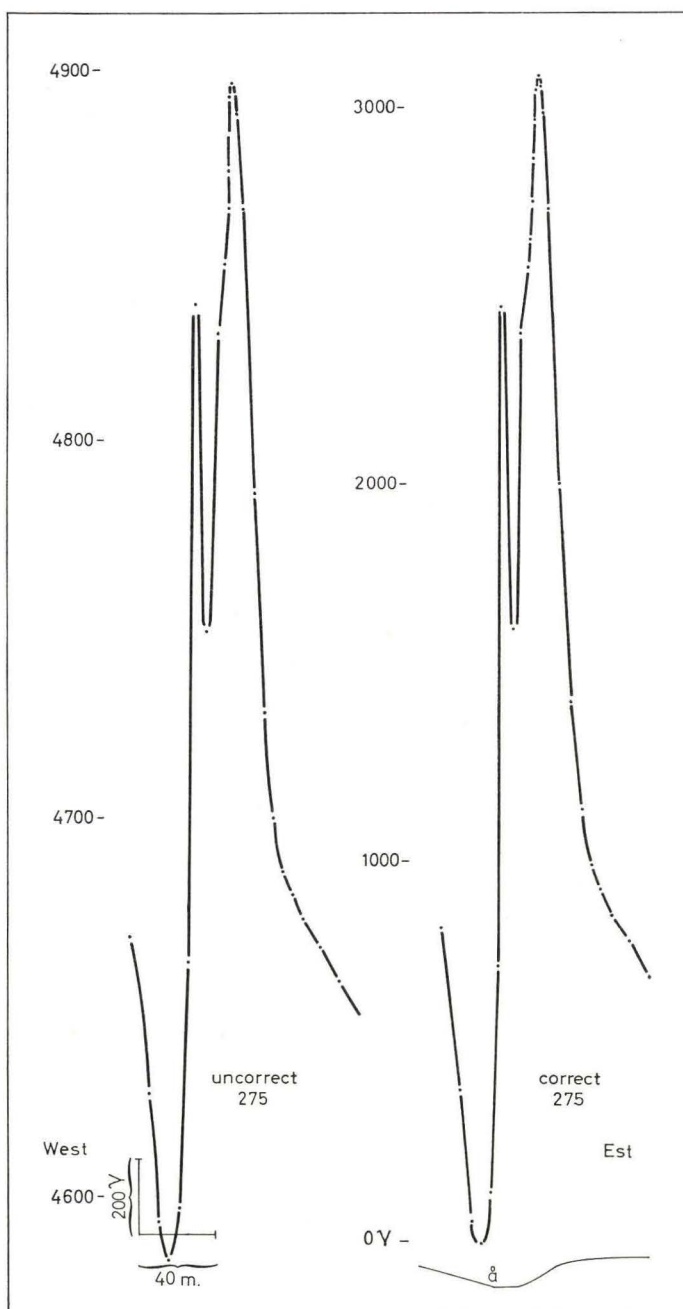


Fig. 6

sig om op mod 10.000 stationer, har det arbejdsmæssigt været tidsbesparende og forsvarligt. Profilerne kan derfor groft sammenlignes med Z-anomalikortets stationsværdier og kurvedragning. Disse profiler er dog behæftet med større middelfejl end anomalikortet, men da der er tale om Z-variationer på 3–500 γ 's ændringer over meget korte afstande, er dette uvæsentligt.

5. Bjergarternes magnetiske egenskaber i almindelighed

Bjergarternes magnetiske egenskaber, blandt andet susceptibiliteten og NRM, kan måles i laboratorier, hvor så bjergarterne er løsrevet fra deres naturlige omgivelser, bearbejdede og som regel målt i et felt langt stærkere end jordens. Dette rummer fejlmuligheder, f.eks. er susceptibiliteten lavere i et stærkt magnetfelt end i jordens svage (jfr. Fundals udtalelser om hysterese-fænomenet, afsnit 5.2.2.).

5.1. *Bjergarternes susceptibilitet og naturlige remanente magnetisme*

Susceptibiliteten og den naturlige remanente magnetisering dikteres af mange forhold som f.eks. bjergarternes kornstørrelse og struktur. Susceptibiliteten er mindre vinkelret på foliationsplanet end parallelt med det. Denne og NRM er også en funktion af indholdet af de magnetiske mineraler både kvalitativt og kvantitativt, og det drejer sig ofte om accessoriske mineraler, som optræder meget sparsomt og i varierende koncentration som på Bornholm.

Ved fortolkningen af magnetiske anomalier hæfter man sig derfor først og fremmest ved formen og størrelsen af anomalien, mindre ved dens gamma-værdier for derved at udskyde spørgsmålet om susceptibilitetskontrasten (og NRM) så længe som muligt. I sidste omgang vil man naturligvis gerne fastslå formen, størrelsen og eventuelt hældningen af bjergarterne, der giver anledning til anomalierne (hvis susceptibilitet og NRM afviger væsentligt fra omgivelserne). Man kan her, som ved gravimetriske undersøgelser, betjene sig af »modeller«, simplificerede former for den masse, man mener giver anledning til anomalierne, men står så over for problemet med at finde passende værdier for susceptibilitet og NRM. Når man er klar over, at det bornholmske grundfjeld rummer alle eller næsten alle de tænkelige forhold, der dikterer susceptibilitetsfaktoren (og NRM), og når de magnetiske profiler viser en så stor variationsbredde, at det må afspejle betydelig magnetisk inhomogenitet, så er man på forhånd skeptisk overfor at laboratorieteste magnetisk grundfjeldsmateriale. Der må i så fald udføres et meget betydeligt antal målinger af susceptibilitet og NRM og endda inden for samme granittype, og man vil kun kunne skønne en gennemsnitsmagnetisering og dens variationsbredde. Jeg har imidlertid anset det for formålstjenligt, for den videre fortolkning af Z-anomalikortet, at have et vist kendskab til den magnetiske intensitet for de bornholmske

granitvarieteter, selv om det kun kan blive et groft skøn. Udtrykket magnetisk intensitet skal her dække såvel den inducerede magnetisme som den remanente.

Som det tidligere er omtalt afhænger bjergarternes magnetiske egenskaber af deres indhold af ferromagnetiske mineraler og her især af magnetit. Det har tidligt været erkendt, at laboratoriemålinger på bjergartsprøver ikke altid giver de bedste resultater når anomaliforløbet skal tolkes. Slichter (1929) giver en mere indirekte metode til undersøgelsen af susceptibiliteten, og måske også mere sikker: Han antager, at en bjergarts magnetiske egenskaber hidrører fra dens indhold af magnetit og multiplicerer volumenprocenten af dette mineral med pulveriseret magnetits susceptibilitet og kalder resultatet for bjergartens susceptibilitet. Han finder god overensstemmelse mellem denne kalkulerede susceptibilitet, og den han direkte kan måle i et felt med en styrke som jordfeltet. Mooney og Bleifuss (1953) har udledt en formel, der giver den samlede susceptibilitet af volumenprocenten af magnetit, fundet ved knusning af bjergarten, magnetisk separation og kemisk analyse for jern. Efter disse synes logaritmen af susceptibiliteten at være en lineær funktion af logaritmen af magnetitindholdet i volumenprocent. Balsley og Buddington (1958) har undersøgt Adirondack bjergarterne, og afledt deres susceptibilitet af det fraktionerede volumen af alle mineraler, der rent visuelt kan identificeres som »magnetit«, hvilket må omfatte Fe-Ti oxider af spinelstruktur. Resultatet af de to formler (og mange andre) viser hvor betydningsfuld magnetiten er. På den anden side kan man tage en nylig udkommet afhandling af S. W. Platou (1968), hvor forfatteren har opstillet en tabel over susceptibiliteten for 30 målinger fordelt på, hvad der betegnes som 5 typer Svaneke-granit opstillet fra oven og nedefter med stigende chloritisering:

Tabel 1

	Susceptibil. i c.g.s. enh.	Standardafvigelse	Antal
Svaneke-granit type 2	221×10^{-5}	110×10^{-5}	7
Svaneke-granit type 1	170×10^{-5}	60×10^{-5}	9
Svaneke-granit grænse facies .	128×10^{-5}	54×10^{-5}	6
Svaneke-granit type 3	119×10^{-5}	70×10^{-5}	4
Svaneke-granit type 4	76×10^{-5}	54×10^{-5}	4

Svaneke-granitten er ellers en bjergart, som jeg, ved at sammenholde magnetiske profiler med Z-anomalikortet, vil betegne som magnetisk ret homogen; dog må jeg indrømme, at netop det lille kystområde NV for Listed, hvor Platou har foretaget susceptibilitetsmålinger, måske ikke er dækket godt nok med mit 500 m's stationsnet. Platous målinger viser, hvilken uhyre variationsbredde susceptibiliteten optræder med (her i et ret begrænset område), og ikke mindst

fra de mange profilmålinger må vi regne med, at dette er særdeles normalt. Susceptibilitetsmålinger fra talrige magnetiske afhandlinger viser dette, og var mig bekendt, da jeg opmålte Z-anomalikortet. Ved opmålingen af de mange magnetiske profiler har jeg betjent mig af, hvad jeg har betegnet som »2-niveaumålinger«, for at afgøre hvor magnetiske profiler kunne forventes at registrere forkastninger mellem granitterne og sedimenterne. Der blev udført mange hundrede af den slags målinger, og de gav den magnetiske intensitet i de overfladenære partier af de forskellige granittyper. Et Z-anomalikort, der er baseret på jordmålinger, må netop, modsat de aeromagnetiske opmålinger, regne med denne overfladenære indflydelse. Til gengæld giver jordmålingerne, specielt når de udføres som profilmålinger, detaljer, som de aeromagnetiske målinger mangler.

5.2. *De bornholmske bjergarters magnetiske egenskaber*

5.2.1. *2-niveaumålinger*

På det tidspunkt af de magnetiske målinger, hvor jeg ved hjælp af magnetiske profiler eftersøgte forkastningerne mellem grundfjeldet og de yngre sedimenter, fik jeg lejlighed til at konstatere, at de bornholmske granitter magnetisk set kan adskilles i to væsentligt forskellige typer, der viser meget forskelligt Z-anomaliforløb i forbindelse med forkastningerne. For det første drejer det sig om granittyper som f.eks. Paradisbakke-granit og gnejs, hvor målingerne over forkastninger giver en meget betydelig ændring i Z – en ændring på mange hundrede gamma over en meget kort strækning – hvor Z-værdierne aftager fra høje eller relativt høje stærkt varierende værdier over granitten, til lave lidt varierende værdier over sedimenterne. Dette billede er ikke synderligt afhængigt af forkastningens springhøjde d.v.s. af sedimentmægtigheden over grundfjeldet på den nedsænkede blok. For det andet har vi granittyper, f.eks. Svaneke-granit, hvorover vi får høje eller moderat høje Z-værdier, men meget lidt varierende værdier. Ved at passere en forkastning som den VNV-ØSØ-lige ved Frederiks stenbrud, sker der ingen ændring i størrelsen af Z, heller ikke i dens almindelige variation. En forkastning kan i sådan et tilfælde ikke påvises magnetisk. Ved den førstnævnte granittypen varierer størrelsen af Z målt på granitten stærkt, og i dette tilfælde forøges Z-værdien betydeligt, hvis en måling placeres på »blottet« granit. – Ja, det er endog muligt at afgøre, om en sådan blotning er faststående grundfjeld eller blot en større løs blok i moræne-materialet, idet sidstnævnte ikke vil vise denne væsentlige øgning af Z. Noget sådant er ikke tilfældet i grundfjeldet af den anden type f.eks. Svaneke-granit. Målingerne varierer ikke mere i kystens blottede bjergartsområder end på en landevej. Det ligger nær at slutte, at målinger i det sidste tilfælde registrerer en sum af magnetisk påvirkning fra ferromagnetisk materiale, der enten består af svagere magnetiske mineraler, mere homogent fordelt i bjergarten, eller

mineraller med højere magnetiseringsintensitet i større dybde, i det mindste på så stor dybde at en springhøjde på 40–50 m er uvæsentlig, sådan som forkastningen ved Frederiks stenbrud: Svaneke-granit/Nexø-sandsten. I bjergartstyper som f.eks. Parådisbakke-granit må det dreje sig om ferromagnetiske mineraler med stor magnetiseringsintensitet, fortrinsvis overfladenært i bjergarten og meget inhomogent fordelt.

Jeg forsøgte, på baggrund af ovennævnte betragtninger, om det var muligt ved målinger i naturen at sondre mellem stærk eller svag påvirkning af overfladenære ferromagnetiske mineraler. Vi må for et dipolfelt regne med at påvirkningen af instrumentets enhedsmagnet aftager med afstanden i tredje potens. Magnetometerets enhedsmagnet påvirkes stærkere i ringe afstand fra bjergartsoverfladen end i større afstand, specielt når det drejer sig om overfladenære mineraler med høj magnetiseringsintensitet. Nu giver selve stativet til BMZ-magnetometeret ikke mange muligheder for at variere måleafstanden; i sammenklappet stand skydes den nederste halvdel af stativets ben op i den øverste halvdel. Målinger udførtes derfor først på normal stativhøjde, derpå blev stativets ben skubbet sammen, stativets ben fastholdt så vidt det var muligt på samme steder på jorden, som ved første måling (enhedsmagneten stadig over samme sted i terrænet som ved normalmålingen), og en ny måling på ca. $\frac{1}{2}$ stativhøjde udførtes.

Disse parvise målinger – som jeg har kaldt *2-niveaumålinger* – gav, når den ringe højdeforskel (80–85 cm) tages i betragtning, et ret overraskende resultat.

I gnejsen kunne opnås en øgning i Z i laveste niveau på 50–100 γ , en bjergart som Rønne-granittens overgangsbjergart viste helt op til 250–300 γ , mens Svaneke-granitten gav værdier omkring 34–40 γ . Målingernes resultat bekræftede i store træk de konklusioner, jeg drog om de to magnetisk forskellige granittyper.

Metoden blev ved målingerne langs granitranden anvendt i stor udstrækning for at fastslå, hvor jeg kunne gøre mig håb om magnetisk at påvise selv mindre forkastninger mellem grundfjeldet og især Nexø-sandstenen. Disse målinger blev under den første del af arbejdet evt. løseligt noteret, men da det magnetiske kort var opmålt, tegnet og skulle fortolkes, så jeg i disse målinger et middel til at vurdere bjergarternes magnetiske egenskaber. Her var der tale om målinger, der var udført i naturen, i modsætning til laboratoriemålinger på udvalgt materiale, løsrevet fra sine omgivelser, mekanisk bearbejdet og i kunstigt magnetfelt, med de usikkerhedsmomenter, dette måtte rumme. Derfor blev disse 2-niveaumålinger udført over alle de bornholmske granittyper, på blottet bjergart, med enhedsmagneten, ca. over samme sted på overfladen ved begge målinger. Der publiceres her (tabel 2) ca. 50 sådanne dobbeltmålinger med gennemgående flere målinger forskellige steder på samme granittyper. Målingerne er også udført, så vidt muligt, over ikke-kvartærdækkede sedimenter både fra Palæozoikum og Mesozoikum; dog her kun over de bjergarter, der har betydelig horisontal og vertikal udbredelse. Resultaterne er udtrykt som Z-differen-

sen. Resultatet kan forventes at blive positivt eller negativt (negativt hvis intensiteten er mindst i laveste niveau). Negativ ændring vil måske forekomme, hvis vi har en revers remanent magnetisering. Metoden har været anvendt – har jeg senere set – af den finske geofysiker Heikki Paarma under betegnelsen »magnetiske gradientmålinger« (1961). H. Paarma sammenstiller sine målinger i kurvekort kaldet magnetiske gradientkort, der viser variationerne af den »magnetiske vertikalgradients 1. derivat« og giver oplysninger om malmkropens areal og form. Specielt når vertikalintensitetsanomalierne hidrører fra nærliggende malmkroppe kan gradientmålingerne adskille de forskellige anomalier. R. Lauterbach (1959) anvender fremgangsmåden ved mikromagnetiske målinger, hvor målingernes anomalistruktur med instrumentet i lavt niveau: »zeigen das Dominieren der oberflächennahen strukturellen Einflüsse«; d.v.s. man søger herved at adskille magnetiske strukturer fra bjergarter på større dybde fra indflydelsen af de overfladenære sedimenter.

I det følgende gives der en oversigt over de supplerende målinger og den del af de udførte 2-niveaumålinger, jeg har fundet frem til i mine dagbøger, og som var tilstrækkeligt lokaliserede. Der er som omtalt udført mange flere målinger, således at jeg, under den tidligste del af de magnetiske undersøgelser, erhvervede mig et godt billede af granitternes magnetiske forhold.

I den følgende opstilling er de mest basiske, mørke granitter taget først, og der er afsluttet med de sure granitter såsom Hammer- og Svaneke-granitten. Dertil er så føjet målinger i de prækambriske brudzoner, der senere omtales, de fremtræder som negative anomalier, og der er medtaget målinger på de palæozoiske og mesozoiske sedimenter for at vise, at disse har meget svage magnetiske egenskaber.

Bjergarterne, det vil sige granitterne, er ordnet efter den af T. Jørgart (1969) opstillede inddeling af granittypernes fordeling. Således er den mørke granit, som K. Callisen (1934) betegnede Rønne-granit i Egby-Skovgård området, medregnet som Paradisbakke-granit. Hallegård-granitten syd for Skovgård i samme område, som Callisen betegnede som Rønne-granitvarietet og som R. Kaufmann (Bubnoff og Kaufmann 1933) betegnede som Svaneke-granit er anført som sådan, da dette stemmer bedst med mine egne undersøgelser allerede fra profilmålingerne. T. Jørgart har på min opfordring undersøgt denne bjergart og anser den også for at være en Svaneke-granit (Jørgart 1969). Rønne-granitkompleksets bjergarter, det vil sige regnet fra nordøst mod sydvest: Rønne-granittens overgangsbjergart, Rønne-granitten og Blemmelyng-granitten, for disse tre bjergartstyper skelnes der mellem lokaliteten i Rønne-Knudsker området og i Blemmelyng-Baunklint området, da en sådan opdeling at dømme efter Z-anomalikortet er berettiget. På samme måde skelnes der mellem Hammer-granit i det egentlige Hammer område, og samme bjergartstype i Olsker og i Almindingen.

Målingerne er opgivet som differensen af højeste stativhøjde trukket fra laveste. Gennemgående må der regnes med, at 1/1 stativ vil sige, at enheds-

magneten befandt sig 163–170 cm over jorden. Ved 1/2 stativ er enhedsmagneten ca. 83 cm over terræn. Instrument og stativ er ikke beregnet til, at man kan placere enhedsmagneten præcist i samme højde ved alle målinger, der er så mange faktorer, først og fremmest terrænets form, der kan blive afgørende. For målingerne i almindelighed, og det vil sige profilmålingerne såvel som opmålingen af stationsnettet, er dette ganske betydningsløst. Instrumentets højde over jorden er imidlertid en faktor, der ikke kan negligeres ved 2-niveau-målingerne, der altid er udført på den blottede bjergart (grundfjeld eller sediment).

Som eksempel kan nævnes, at en måling på Paradisbakke-granitten (28 γ) er opnået ved højderne 127 cm og 76 cm. I et tilfælde som dette, hvor begge højder har været lavere, afviger 2-niveau værdien antagelig ikke særligt. Nogen korrektion har jeg ikke fundet det forsvarligt at gennemføre. Den magnetiske påvirkning af BMZ's enhedsmagnet aftager med afstanden i tredje potens (det forudsætter, at det er virkningen fra et dipolfelt). Det vil derfor ikke være korrekt f.eks. at udtrykke 2-niveaumålingerne som ændringen pr. centimeter. Det sidste fremgår klart af de to vedlagte, beregnede kurver fig. 7 A og B. Det drejer sig om et område i Paradisbakkerne på Y-linien, hvor der efter den af Puranen (1946) angivne metode (der udførligt omtales i kapitel 6) er beregnet Z-værdien i forskellige højder til og med højden 810 m over terræn. Forskellen mellem de to kurver ligger kun i det, at hver værdi på A-kurven er en gennemsnitværdi af 3 stationsværdier på Y-linien, hvor den midterste er en tilfældigt valgt maksimumværdi, nemlig Y 52 (og altså Y 51 og Y 53). B-kurven viser selve Y 52 fra terrænmålingen på 652 γ til og med den kalkulerede værdi på 285 γ i 810 m-niveauet. I kurven A, altså den mest udjævnede, ser man hvorledes Z aftager med øget afstand. Z aftager stærkt fra 0 til 250 m, gennemsnitlig

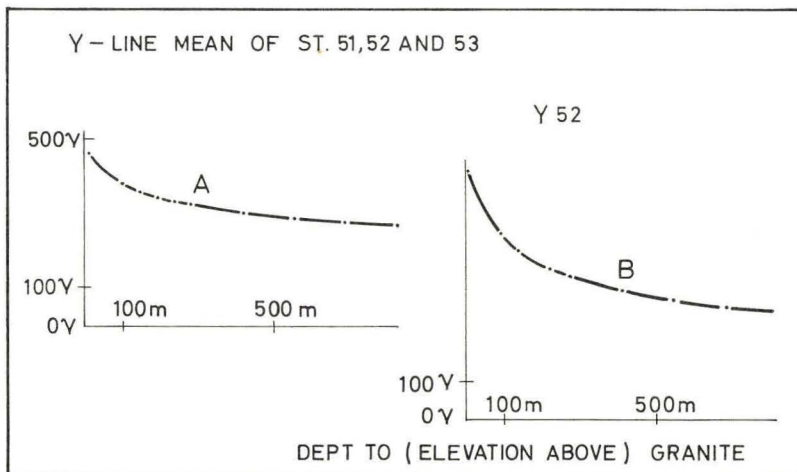


Fig. 7

Tabel 2

Bjergarten	2-niveaumål.	Z-anomalier	Lokalitet
Maegård-granit	105 γ	890 γ	t/u 8
Rønne-granit 1) Knudsker 2) Baunklint	78 γ 70 γ 17 γ 34 γ	380 γ c. 0 γ c. -150 γ -198 γ	Å/a 6/7 SØ for 6/7 Å/a SV f. - V 19 X/Y 15/16
Rønne-gra- 1) Knudsker nittens over- gangs bj. 2) Baunklint	279 γ 179 γ 87 γ	2090 γ 1890 γ c. 450 γ	Å/a 8/9 b/c 6/7 NØ for V 20
Blemmelyng-granit	134 γ 70 γ 120 γ 98 γ 60 γ 34 γ	590 γ 510 γ 620 γ 500 γ 600 γ	NØ for Y 14 Blemmelyng Y 14 - - - - - - - - - - - -
Paradisbakke-granit	28 γ 33 γ >250 γ 52 γ	630 γ c. 800 γ 1254 γ c. 900 γ	V/W 50/51 T/U 51 R/S 39/40 Ø for S 45
Vang-granit	41 γ 20 γ 55 γ 63 γ	c. 0 γ -382 γ 384 γ -344 γ	V/17 II/III 6/7 IV 17/18 N f. IV 17/18
Gnejs Kroggård mørk lys	21 γ 1 γ 99 γ 77 γ 100 γ 305 γ 0 γ 9 γ 6 γ	126 γ 598 γ 670 γ 1350 γ 	SSØ for Y 8 »Ny Søborg« U 30/31 ca. t 29 b 46 t 29 Å 20 Anhøj u/v 8/9 t/u 3/4 t/u 5/6
Svaneke-granit (Hallegård-granit)	49 γ 26 γ 31 γ 51 γ 21 γ 39 γ 25-50 γ	651 γ -105 γ	Ø 53 Hagelbjerg V 59/60 g/h 55 Listed Q 43 Q/R 40/41 Q 43 d 58 Pærebakken
Hammer-granit (Olsker-granit)	1 γ 4 γ 21 γ		XI 10 IV 7/8 NNØ for IV 11
Alminding-granit Ved grænsen til gnejs	-4 γ -2 γ 14 γ 76 γ		SØ for Å 26 Ø for C 28 f 26 Bolsterbjerg A 19/20 S. f. Bjerglykke

Granit i prækambrisk brudzone	-9γ 25γ 4γ 16γ		ca. Y 11/12 ca. Z 12 NNØ for Z 12 Y/Z 11/12
Nexø-sandsten	-3γ		S/T 36 Kastelsbakke
Balka-kvartsit	-8γ 7γ		Q/R 28/29 N 39
Grønne-skifre	-4γ		J 56 Snogebæk
Baunodde-grønsand	-42γ		NØ for L 28
Jura	6γ 9γ		i/j 3 t/u 3/4
Pegmatit i Egby	-2γ		

50 γ pr. 100 m. Dog betydelig mere fra 0–100 m, her ca. 90 γ mod 30 γ fra 150–250 m. Fra 250–800 m aftager Z næsten ensartet med ca. 10 γ /100 m. På kurven B fremgår det tydeligst, at kurven fra niveauet 7–800 m og videre op nærmer sig parallellitet med X-aksen, og tilsvarende når enhedsmagneten nærmer sig det magnetiske materiale, får kurven et næsten parallelt forløb med Y-aksen.

Man kan her på tabel 2 specielt hæfte sig ved Rønne-granitten med værdier på 70–80 γ i Knudsker området, hvor Z-anomalien ligger mellem -100γ og $+100 \gamma$ og samme bjergart i Baunklint med værdierne 15–35 γ , hvor Z-anomali-kortet viser værdier på -100γ til -300γ (i området, hvor bjergarten går i dagen). Helt tilsvarende viser Rønne-granittens overgangsbjergart værdier på 180–280 γ i Knudsker, i et Z-anomalibillede på op til 2000 γ og i Baunklint på ca. 90 γ , hvor anomalikurverne kun undtagelsesvis overstiger 5–600 γ .

Det sidstnævnte område, der er det eneste med blottet Blemmelyng-granit, viser for denne bjergart 60–140 γ i et Z-anomalibillede på op til 4–500 γ . Denne forskel mellem Knudsker og Baunklint områderne kan skyldes overfladeforvitring, som i det mindste for Blemmelyng-granitten er stor. Vi må imidlertid regne med at Rønne områdets søndre maksimum (SØ for Rabækkeværket) skyldes en dybtliggende Blemmelyng-granit, og det må forudsætte en bjergart med magnetiske egenskaber næsten som Rønne-granittens overgangsbjergart her i Knudskerblokken. Der sættes allerede her næsten lighedstegn mellem disse to bjergarter, med hensyn til deres magnetiske egenskaber.

Hvad de andre bjergarter angår, så viser Paradisbakke-granitten lavere værdier ved 2-niveaumålingerne end på forhånd ventet for denne bjergart. Imellem Slamrebjerg og Paradisbakkerne har den en særdeles sikkert lokaliseret forkastning og her viser Z-værdikurverne desuden formen af det lille område med Nexø-sandsten. Senere vejarbejder har givet blotninger, der i alle henseender bekræfter min fortolkning af de magnetiske profiler (se afsnit 12). Paradisbakke-granitten er en bjergart, med høje Z-anomalier, som under målingerne har vist meget tydelige forskelle på målinger udførte på vej eller kvartærdækket område

og på blottet granit. Det er muligt, at de sure slirer i denne bjergart magnetisk set betyder en del (se værdien for pegmatit). Den eneste høje værdi, der er målt i Paradisbakke-granitten, er at finde i den vestlige slirefattige del.

Svaneke-granitten viser en variation på 25 γ til 50 γ og har et Z-anomalibillede, der jævnt falder fra 5–700 γ i syd til 0 til –200 γ i nord. Som det fremgår af tabellen, er værdierne, der opnås med 2-niveaumålinger, uafhængige af, om de opnås i områder, hvor anomalikortet viser høje positive eller lave negative værdier. Kurveforløbet ved profilmålinger er, selv når de måles på granit-overfladen, lidet varierende. De har gennemgående et roligt kurveforløb, hvis værdier viser meget god overensstemmelse med Z-anomalikortets (med dets 500 m stationsafstand). Det sidste står i grel modstrid til forholdene i Paradisbakke-granitten. Som en undtagelse til det ovenfor omtalte om Svaneke-granitten må dog regnes grænsezonen, d.v.s. kontakten mod Paradisbakke-granitten. Profilmålinger her viser et meget karakteristisk Z-anomaliforløb, der faktisk lokaliserer denne grænse og vil blive specielt behandlet i afsnittet om de magnetiske profiler.

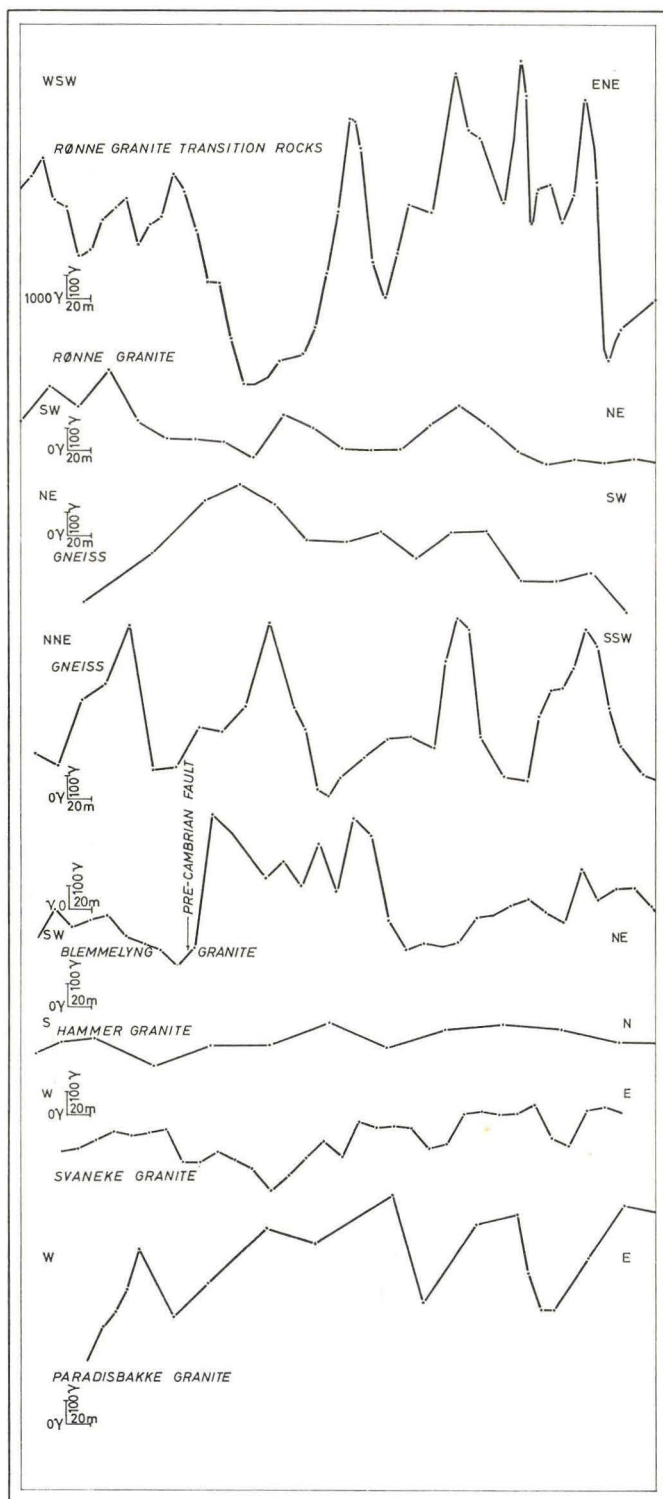
For de øvrige bjergarter er der ikke mange kommentarer at knytte til de værdier, der er opnået ved 2-niveaumålingerne. Vang-granittens variationsbredde vil antagelig vise sig større ved et større antal målinger (der er ikke mange profilmålinger i denne bjergart). Vang-granitten viser en meget betydelig variation i Z-anomalibilledet, fra næsten ekstremt negative til høje positive værdier. Det undrede mig under opmålingen; man kunne antage bjergarten for at være revers magnetiseret (NRM). 2-niveaumålingerne viser imidlertid, at de lave negative områder giver et positivt resultat af omtrent samme størrelsesorden som de høje positive. Hammer-granitten viser, i nogen lighed med Svaneke-granitten, Z-værdier, der aftager fra Vang-granit grænsen mod nord (fra +100 γ til –3–400 γ), med tendens til, at de højeste værdier ligger inde i landet og de laveste i kystzonerne. 2-niveaumålingernes værdier på 1–4 γ kan man se bort fra, når man tager usikkerheden på målingerne i betragtning. Mere bemærkelsesværdig er Olskerværdien på ca. 20 γ (der er udført flere end den ene lokaliserede) i et område, hvor Z ligger omkring 3–500 γ . Almindelig-granitten ligger i et område, hvor Z varierer mellem +200 γ og –2–300 γ og med en grænse mod gnejsen, der kan erkendes. 2-niveaumålingsresultaterne på 0–14 γ harmoniserer med en ringe Z-variation i profilmålingerne.

Gnejsen viser det stærkest varierede Z-anomaliforløb, den største variation i profilmålingerne og den største spredning i 2-niveaumålingerne. De prækvartære sedimenter viser 2-niveaumålinger på stort set 0. Baunodde-grønsandets værdi på –42 γ er målt på det sted på den søndre (Rønne-Neksø) landevej, det såkaldte Brogård-maksimum, hvor profilmålingerne gav den maksimale værdi. Der er ikke tale om en måling på blottet bjergarts overflade, men der er utvivlsomt tale om en magnetisk forstyrrende forurening i vejen. At der skulle være tale om en revers magnetisering af de underliggende palæozoiske og mesozoiske sedimenter, er vanskeligt foreneligt med dette dominerende maksimum i betydelig højde over granitten.

De negative værdier, der dominerer de få målinger over disse sedimenter, falder alle inden for måleusikkerheden (bortset fra de omtalte -42γ), men det kan naturligvis ikke afvises, at disse eller nogle af disse prækvartære sedimenter har en lille revers CRM. Det må i så fald være af en størrelsesorden, der ikke influerer på Z-anomalikurverne, da karakteristiske sedimentgrænser, mellem bjergarter med betydelig horisontal udbredelse, ikke kan afspejle sig i Z-kurverne, dårligt nok når de er tektonisk betingede. De konklusioner, jeg finder det berettiget at drage af disse 2-niveaumålinger, er, at de utvivlsomt er brugbare til magnetisk at karakterisere bjergarterne. Der burde have været flere målinger, men som tidligere nævnt er mit kendskab til disse værdier betydeligt større for de granitter, der grænser til sedimenterne, end det har kunnet komme til udtryk i det opstillede skema. Til gengæld er min viden om gnejsen uden for sedimentranden og for Vang-granitten, Hammer-granitten og til dels for Almindings-granitten ikke væsentlig større end tavlen lader formode. Disse områder ligger uden for det felt, jeg har beskæftiget mig med.

Årsagen til, at tabel 2 med 2-niveaumålingerne mangler Z-anomaliværdien i den sidste halvdel, er, at de aldrig er beregnet til differens Bornholm-Rudeskov og heller ikke er korrigeret for sekular- og døgnvariation. Dette var et for 2-niveaumålingerne overflødigt og tidsrøvende arbejde. Det drejer sig derfor især om de langt senere udførte målinger.

2-niveaumålingerne er ikke at betragte som nogen patentløsning, når det drejer sig om magnetisk at karakterisere bjergarter til fortolkning af et anomalikort; men de er udført i felten, og de er lette at måle, især hvis de kan udføres med et specielt konstrueret stativ, der gør det muligt *altid* at placere enhedsmagneten i samme afstand fra bjergarten – dette har både Paarma (1961) og Lauterbach (1959) vist. Deres værdi i dette arbejde ligger ene og alene i det forhold, at de har kunnet sammenholdes med profilmålinger i de respektive bjergarter og med mange enkeltmålinger på blottet bjergart under ofte forskellige betingelser, hvor forvittringsgraden måske er væsentlig. Jeg vil derfor afslutte dette kapitel med i fig. 8 at vise, hvad jeg har opfattet som magnetisk karakteristiske profiler for de forskellige granittyper. For vurderingen af disse afbillede magnetiske Z-anomaliprofiler må det nævnes, at Rønne-granittens overgangsbjergart og Rønne-granitten begge er fra Knudsker området. Tilsvarende profiler i Baunklint viser samme variation, men i et mange hundrede gamma lavere niveau. I profilerne er angivet til venstre 0γ niveauet (undtagen for øverste profil, hvor det er 1000γ -linien). De to gnejsprofiler er taget 1) øverst i et område, hvor negative Z-værdier dominerer. Derunder er der 2) et profil fra et område, hvor positive Z-værdier er almindelige, (henholdsvis V og Ø for Åkirkeby). Blemmelyng-granit profilet viser i venstre side den »prækambriske brudzone«, anomalikortets minimumszone. Hammer-granit profilet er fra selve Hammer området. Svaneke-granit profilet er målt ved Brændegårdshaven (nær c 54). Paradisbakke-granit profilet er et øst-vest profil over Slamrebjerg. I øvrigt vil disse ofte meget typiske Z-anomalier, karakteristisk for de fleste bornholmske granitvarieteter, fremtræde i profilbeskrivelsernes tavler. Desværre



Profil VL XXIV, Ø/
Å 9-a9.

Profil VL VI d, Røn-
ne-Årsballevejen ca.
3 km fra Rønne.

Profil 249, V 27 til
V/U 27/28.

Profil 53, U 35-V 35.

Profil 164, X 11-X/Y
12/13.

Profil VL XXXI, X/
XI 10/11-XI 10.

Profil 274, c/d-53/54.

Profil 82, S/T 50/51-
S/T 51/52.

Fig. 8

har jeg måttet afkorte »granitdelen« i tavlerne i en hel del af profilerne af pladsmæssige grunde, når dette har været forsvarligt, ud fra at granitlokaliseringen har været sikker.

5.2.2. Susceptibilitetsmålinger

Det er fundet nødvendigt af hensyn til fortolkningen af Z-anomalikortet specielt omkring Rønne-granitkomplekset at prøve at få et begreb om susceptibilitetskontrasten mellem nogle bornholmske granittyper. Den anvendte metode har kun kunnet give en antydning. Instrumentel til mere nøjagtige målinger fandtes ikke her i landet ved undersøgelsens udførelse.

Der skal derfor kort omtales 8 sådanne målinger. De er udført på store nedknuste bjergartsprøver, der oprindeligt var indsamlet til andet formål. Professor Hans Pauly, der havde fået dette materiale ud på Kryolitselskabet, fik overtalt mag. scient. Erling Fundal (1965) til at foretage susceptibilitetsmålinger på disse 8 granitprøver. Disse repræsenterede hver 12–15 kg nedknust materiale, hvoraf der så vidt muligt blev udtaget en gennemsnitsprøve. Vedrørende disse målinger vil jeg citere Fundal ordret:

»Målingerne er udført efter Gouy-metoden (L.F. Bates 1951 og J. A. McMillan 1958) i et homogent felt af størrelsesordenen 2515 gauss. Feltet blev frembragt af en permanent magnet. Bjergarterne blev knust i en »Gumser« over en sigte på 1/50 tomme, hvilket skulle give minimum af bjergartsmel, og påfyldt cylindriske glas. Ved påfyldningen blev tilstræbt samme pakningsgrad.

Opstillingen er oprindeligt tiltænkt paramagnetiske stoffer, og giver for disse en nøjagtighed på 4%. Grænseværdien for denne nøjagtighed ligger ca. ved 300×10^{-6} emu/g. Nøjagtigheden for de målte værdier skal regnes til 10%.

For de højeste værdier kommer endnu en usikkerhedsfaktor på grund af det kraftige felt, der arbejdes med, idet disse bjergarter kan have kraftigt hysteres. Af interesse er i virkeligheden kun susceptibiliteten i feltet 1/2 gauss (jordfeltet). Der vil da sandsynligvis være tale om lidt for lave værdier«.

Til dette kan tilføjes, at jeg var henvist til at benytte eksisterende eller tidligere

Tabel 3

	egs enhed
1) Rønne-granittens overgangsbjergart lokalitet ret øst for Callisens lok. 9.	2600×10^{-6} emu/g
2) Rønne-granit, lok. Klippeløkken.	574×10^{-6} emu/g
3) Blemmelyng-granitten, lok. ca. 250 m Ø for St. Z 13.	520×10^{-6} emu/g
4) Kroggård, lok. ca. 200 m NØ for St. X 8.	384×10^{-6} emu/g
5) Paradisbakke-granitten lok. midt på Slamrebjerg tæt vest for T 51.	1150×10^{-6} emu/g
6) Svaneke-granit lok. Hellestgård.	897×10^{-6} emu/g
7) Svaneke-granit lok. Pærebakken ca. St. d 58.	1440×10^{-6} emu/g
8) Almindings-granit lok. Bjergbakke ca. St. b 19.	349×10^{-6} emu/g

benyttede stenbrud, og et sådant fandtes ikke for Blemmelyng-granitten. Der var imidlertid på det pågældende sted brudt en del materiale, dels fordi ejeren ønskede at planere området, og dels fordi det let henfaldt til grus (mindede en del om Årsdale-gruset) og derfor lod sig anvende til vejmateriale. I en lokalitet, ret vest for, var der et mindre »stenbrud«, da jeg første gang kom på stedet, hvor man omtrent kunne skovle den forvitrede bjergart op. Det var naturligvis ikke ideelle betingelser, men der var udført nogle sprængninger, og jeg forsøgte at sikre mig noget af det mindst forvitrede materiale, men jeg mener alligevel, at værdierne er for lave. Desuden må gentages, at da disse prøver blev udtaget, var det ikke med henblik på at måle deres susceptibilitet. Fundal har oplyst mig om, at efter hans erfaring gav susceptibilitetsmålinger på knust materiale noget højere værdi end for massivt materiale. Jeg har ment, at forholdet mellem disse måleresultater udtrykker noget om bjergarternes susceptibilitetskontrast. Der er her tale om et gennemsnit af en stor mængde af de pågældende bjergarter. Susceptibilitetsmålinger, som de nu udføres på Københavns Universitet og Aarhus Universitet, udføres på mange, men få kubikcentimeter store prøver. De tidligere refererede resultater af Platou (1968) for Svaneke-granittens vedkommende (5.1) siger meget om variationsbredden, når det drejer sig om så små prøver.

I det følgende skema (Tabel 4) er disse resultater stillet sammen med Platous målinger og M. Kopf (1967). Der er desuden anført Aa. Jensens (1968) procentangivelse af de opaque mineraler. Man ser her, at Kopf's resultater er noget større for Rønne-granitten, omtrent 3 gange så stort for Paradisbakke-granitten, og for Svaneke-granitten ligger det indenfor de 2 resultater Fundal opnåede. For Paradisbakke-granittens vedkommende må bemærkes, at når der udtages og nedknuses en så stor bjergartsprøve, omfatter den naturligvis også de lyse slirer (ca. 20 % af hele bjergarten), og dem har, formoder jeg, Kopf formået at undgå, og det forklarer måske den betydelige uoverensstemmelse. Aa. Jensen oplyser (1968), at den procentvise mængde af opaque mineraler i de lyse partier i Paradisbakke-granitten er 0,2 volumenprocent mod de mørke partiers 1,4 %.

Det er tidligere nævnt (afsnit 5.1), at Mooney og Bleifuss (1953) har opstillet en formel:

$$k = 2,89 \times 10^{-3} V^{1,01} \quad (\text{A})$$

hvor k er susceptibiliteten kalkuleret på grundlag af den samlede volumenmængde V af magnetit fundet ved knusning, magnetisk separation og kemisk analyse for jern. Balsley og Buddington (1958) har opstillet en lignende formel:

$$k = 2,6 \times 10^{-3} V^{1,33} \quad (\text{B})$$

hvor de afleder susceptibiliteten for Adirondack bjergarterne ved fraktionering af volumen af alle mineraler, der visuelt identificeres som magnetit.

Hvis vi regner med, at Rønne-granitten har en susceptibilitet på 600×10^{-6} , så kræves der efter formelen A kun 0,2 volumenprocent magnetit og efter formelen

Tabel 4

Bjergart	Aa. Jensen Opaque min.	Fundal suscept.	M. Kopf suscept.	Platou suscept.	2-niveau- mål.
Maegård-granit	2,7 %				105 γ
Rønne-granittens over- gangsbjergart		2600×10^{-6}			R 225 γ B 85 γ
Rønne-granit	2,0 %	574×10^{-6}	735×10^{-6}		R 70 γ B 30 γ
Blemmelyng-granit		520×10^{-6}			100 γ
Paradisbakke-granit	1,4 % (0,2 %)	1150×10^{-6}	3100×10^{-6}		ca. 50 γ
Vang-granit	1,8 %		1450×10^{-6}		45 γ
Gnejs, mørk – lys incl. Kroggård-granit	1,2 % 0,5 %	384×10^{-6}	170×10^{-6}		0 γ til 300 γ
Hammer-granit	0,4 %		200×10^{-6}		0 γ
Alminding-granit		349×10^{-6}			8 γ
Svaneke-granit	1,2 %	1440×10^{-6} 897×10^{-6}	900×10^{-6}	2210×10^{-6} 1700×10^{-6} 1280×10^{-6} 1190×10^{-6} 760×10^{-6}	40 γ
Posteokambriske sedimenter: formodet suscept.: $10-70 \times 10^{-6}$					

B 0,3 volumenprocent magnetit. Dette kan vi sammenholde med, hvad Aa. Jensen (1968) oplyser om Rønne-granittens opaque mineraler.

5.2.3. De bornholmske granitters opaque mineraler

Aa. Jensens afhandling i 1968 om de opaque mineraler belyser de magnetiske mineralers indhold og sammensætning, de forklarer ikke de magnetiske variationer i de bornholmske granittyper, og det kan vel heller ikke have været formålet, men jeg finder, at afhandlingen gør det noget lettere at forstå de ofte ejendommelige Z-variationer.

Rønne-granitten indeholder ifølge Aa. Jensen ca. 2% (volumenprocent) opaque mineraler. Det mest dominerende angives at være ilmenit, desuden forekommer der også magnetit og nogle sulfider. Ilmeniten angives at være næsten ren FeTiO_3 , homogen uden tvillinglameller, men i ganske få ilmenitkorn

ses tynde tvillinglameller. Bortset fra en smule omdannelse til titanit, synes ilmeniten at være frisk.

Magnetiten indeholder nogle få brede ilmenitlameller, sommetider mange men tyndere, og bortset fra disse forhold syntes magnetiten at være homogen uden omdannelsesprodukter. Der ses også korn sammensat af magnetit og ilmenit. Pyrit er det dominerende sulfidmineral.

Skal jeg på denne beskrivelse prøve at vurdere bjergartens magnetiske egenskaber, hvilket er vanskeligt, da forholdet mellem de forskellige opaque mineraler er ukendt, så må det blive følgende. De sulfide mineraler kan der her ses bort fra, specielt da det oplyses, at pyrit dominerer, og det er umagnetisk. Ilmenit i ren form er et antiferromagnetisk mineral, hvilket vil sige et mineral med et magnetisk moment på nul. Nu viser det (ifølge Grant og West 1965) ofte en smule ubalance magnetisk set (i den teoretisk perfekte ophævelse), hvad der giver en magnetisation på 0,2 emu (mod magnetits 93 emu). Aa. Jensen oplyser at forholdet mellem mængden af magnetit og sulfiderne, er det samme. Men 0,2–0,3 % forekommer der vel nok af magnetit i denne bjergart, og det skulle være tilstrækkeligt til at give den en susceptibilitet på 600×10^{-6} emu/g. Et lidt videre perspektiv får dette, når det sammenholdes med Aa. Jensens oplysninger om de andre granitvarieteter.

For Maegård-granitten opgives 2,7 % opaque mineraler, men det fremgår af beskrivelsen, at forholdet mellem ilmenit og magnetit viser mindre mængde, men friskere ilmenit i Maegård-granitten, end i Rønne-granit, og det giver yderligere mere magnetit til Maegård-granit (ud over forskellen i opaque mineraler på 0,7 %). Den indeholder yderligere magnetkis (som den eneste af de undersøgte bjergarter), og det er det eneste magnetisk betydningsfulde af sulfidmineralerne. Disse forhold skulle være tilstrækkelige til at forklare det betydelige maksimum omkring Maegårdlokaliteten, op til 8–900 γ .

Paradisbakke-granitten (1,4 %) har magnetit og ilmenit i ligelig mængde. Vang-granit (med 1,8 %) har magnetit dominerende over ilmenit. I gnejsen er der 0,5 % i de lyse typer, og 1,2 % i de mørke typer og med magnetit som det dominerende af Fe-Ti-Oxiderne. Svaneke-granitten, denne magnetisk set så ejendommelige bjergart, har 1,2 % opaque mineraler, med magnetit som helt dominerende. Denne er ofte omgivet af en titanitbræmme og nogen martitisering – altså omdannelse af magnetiten. Dette kan muligvis give denne bjergart dens mod nord dalende Z-værdier og vel også for småprøver dens store variationsbredde i susceptibilitet.

Forskelligt udgangsmateriale, som Aa. Jensen antyder for Maegård-granit og Rønne-granit, og forskelle i granittiseringsgrad (og vel i den sammenhæng martitisering) forklarer muligvis det specielt for gnejsen magnetisk helt inhomogene indtryk, som fremgik under opmålingen, og som Z-anomalikortet vel også kan siges at udtrykke. Rønne-granittens overgangsbjergart er desværre ikke inddraget i denne undersøgelse, men den må primært have haft et udgangsmateriale forskelligt fra Rønne-granittens. Den kan ikke, som dens betegnelse

kan forlede til at tro, være en overgangsbjergart mellem Rønne-granitten og gnejsen. Den må have 5–6 gange så meget magnetit som Rønne-granitten, at dømme efter dens susceptibilitet, der er den største, der er målt i grundfjeldet på Bornholm, og når man tager den meget store positive anomali som bjergarten danner i betragtning. Jeg har for mere end 10 år siden diskuteret disse magnetiske forhold med K. Callisen, og hun indrømmede, at hun selv var utilfreds med betegnelsen »Rønne-granittens overgangsbjergart«. Jeg vil herefter betegne bjergarten *Knudsker-granit*. Knudsker-granitten giver ved Z-målingerne høje og varierede værdier, men aldrig negative.

Paradisbakke-granitten kan have negative Z-værdier, men oftest kun nær Svaneke-granitten. Det er vanskeligt at afgøre, hvad der skyldes »grænseforhold«, migmatisering eller ganske enkelt oversete brudzoner. (Aa. Jensen angiver 0,2% opaque mineraler med martitiseret magnetit dominerende for lyse slirer).

Vang-granitten har udtalte negative og positive anomalier, dens kyst er i søfarten kendt for magnetiske forstyrrelser. Aa. Jensen henviser til den af Micheelsen (1961) opstillede granitiseringsprocent i Bornholmer-granitterne og nævner, at martitiseringen sætter ind ved en granitiseringsgrad på 55%, (som den er anslået for Vang-granit). Det er vanskeligt at skønne over, om der her kan være tale om 1) varierende sammensætning af den primære bjergart, 2) varierende granitiseringsgrad, 3) lokalt stærkere ændring i det magnetiske materiale, 4) revers magnetisering (NRM).

Det kan dog her ikke kraftigt nok understreges, at ved magnetiske målinger på spredtliggende stationer, får man, i højere grad end ved andre geofysiske målinger, mange forskellige magnetiske påvirkninger (fra overfladenært og fra dybtliggende magnetisk materiale) der ofte kombineres på en måde, så korrekt tolkning er umulig.

Man må, som det er gjort fra begyndelsen af dette arbejde, gå fra det geologisk set kendte til det geologisk set ukendte, men ikke forvente, at man derfor altid kan fortolke det.

5.2.4. *Den naturlige remanente magnetisme*

Det har været forsøgt at anvende A. Brynjolfssons spinnelmagnetometer til undersøgelse af NRM (såvel retning som intensitet) i en del bornholmske granitter, men forsøgsresultaterne er ikke fundet særligt gode. Det skyldes antagelig, som tidligere omtalt, at retningen af utvivlsomt mange forskellige former for remanent magnetisme har bibragt bjergarterne et sådant væld af forskellige magnetiseringsretninger, at der ikke kan frembringes en så entydig magnetiseringsretning, at der kan drages konkrete slutninger.

Det er utvivlsomt (med så gamle bjergarter) især den viscose magnetisme (som er en logaritmisk funktion af tiden), der forårsager dette. Bjergarterne må betragtes, som så »forurenede« af disse forhold, at det er umuligt at »rense«

dem (opvarmning og demagnetisering), uden at man samtidig fjerner den remanente magnetisme, man kan være interesseret i. For de bornholmske granitter og specielt for fortolkningen af Z-anomalikortet er det ikke en oprindelig palæomagnetisering og dens retning, der interesserer, men netop det spørgsmål, om der findes en sådan spredning i en naturlig remanent magnetiseringsretning, at det kan formodes, at de enkelte remanensandele så at sige ophæver hinanden. Endvidere må det være vigtigt at få klarhed over, om Rønne-granittens negative anomalibillede kan være forårsaget af en revers magnetisering.

Dette forhold har jeg ganske vist søgt at belyse i det foregående afsnit, dels ved 2-niveaumålingerne, dels ved vurdering af Aa. Jensens afhandling, og til en vis grad ved de af Fundal udførte susceptibilitetsmålinger, men da jeg har foretaget nogle forsøgsvisse målinger med Brynjolfssons instrument på Rønne- og Knudsker-granitprøver, og da jeg finder, at resultaterne bekræfter, hvad jeg ovenfor specielt på litteraturstudier har ræsonneret mig til, finder jeg det rimeligt kort at omtale dem. For at forstå disse målinger, må et vist kendskab til Brynjolfssons instrument (1954) anses for nødvendigt, og jeg må derfor indledningsvis omtale dette.

Brynjolfssons spinnelmagnetometer (1954)

Brynjolfsson konstruerede sit instrument specielt til palæomagnetiske undersøgelser af islandske lavabjergarter, og gav det en sådan udformning, at det om fornødent skulle kunne medbringes i felten. Det er konstrueret i erkendelse af, at de målinger, der hidtil har været udført i felten med astatiske magnetometre, var behæftet med for mange fejl, og at de laboratorieundersøgelser, der normalt er udført på små udborede cm^3 -store prøver, gav for stor spredning.

Brynjolfsson har således oplyst, at i basalter, der normalt regnes for gode »permanente magneter«, kan inhomogeniteten i retning, for $2 \times 2 \times 2$ cm store prøver taget ud af een stor prøve, give en spredning i retning, der kan andrage $10\text{--}15^\circ$. Derfor er det fordelagtigt at kunne måle en stor prøve. Det magnetiske moment i en sådan er større og bedre defineret, og en sådan måling skulle kunne erstatte mange på små prøver.

Instrumentet er derfor bygget til at tage 1–2 kg store prøver, der udtages »orienterede« i felten, og derefter uden yderligere bearbejdning (påvirkning af magnetiske egenskaber) placeres i instrumentet i en kardansk ophængning. Prøven er her omgivet af en stor kobbertrådsspole, og det hele omgives af en kappe af »my-metal«, der dels gør feltet i spolen homogent og dels afskærmer for hovedparten af jordfeltet og forstyrrelser i dette.

Når prøven roteres med konstant hastighed, induceres der i spolen en elektrisk strøm, hvis styrke måles med et lyspletgalvanometer. Når magnetiseringsretningen sammenfalder med rotationsretningen er strømstyrken nul. Denne retning findes ved vipning og rotation af prøven i dens kardanske ophængning, der tillader enhver orientering af prøven. Magnetiseringsintensiteten kan så

måles ved at vippe prøven 90° fra denne stilling og maksimalt udslag på galvanometeret vil opnås. Der er udført målinger på $1-1\frac{1}{2}$ kg store orienterede granitprøver af Rønne-granit og Knudsker-granit, fra såvel Rønne området som fra Baunklint. Det bedste resultat blev opnået med en Rønne-granit fra Klippegård.

Magnetiseringsretningen bestemmes her visuelt til at være ca. VNV-ØSØ og inklinationen ca. 70° V. Det var nogenlunde nemt, at placere prøven i dens »0-stilling« (lyspletten svingede kun lidt omkring 0). Selv en mindre vipning af prøven i denne stilling gav større galvanometerudslag. Prøven var altså ret homogen med hensyn til NRM og ikke revers magnetiseret. For Knudsker-granitten var det væsentligt vanskeligere. Det drejede sig om en prøve fra lokaliteten A/a, 6/7. Det samme sted var der ved 2-niveaumålingerne opnået en værdi på 279γ i et Z-anomalifelt på 2090γ . Magnetiseringsretningen i denne bjergart var mindre veldefineret, det viste sig ved, at det var meget vanskeligt at fastslå en bestemt orientering, der gav et galvanometerudslag på nul. Prøven kunne tippes en hel del i forskellige retninger og stadig give samme lille udslag på galvanometeret. Ved drejning fra denne ikke særligt veldefinerede retning 90° , fik jeg ligeledes et vist interval, hvor prøven gav maksimalt udslag.

Dette var 3-4 gange så stort som for Rønne-granitten. Det kan nogenlunde sammenholdes med dens 5 gange så store susceptibilitet. En anden prøve fra omtrent samme område gav lignende resultater. Fra Baunklint området viste granitprøver endnu større inhomogenitet i magnetiseringsretningen. Galvanometerudslaget var ca. det halve af, hvad der opnåedes med prøverne i Rønne området. Jeg mener dog i alle tilfælde at kunne antage en magnetiseringsretning mellem Ø-V og SØ-NV og en inklination hældende mod vest. I Baunklintprøverne var denne hældning mindre end i Rønne områdets prøver. Egentlig revers magnetisering synes ikke at være tilfældet.

Det mest positive, der er opnået ved disse målingsforsøg, er at Rønne-granitten fra Klippegård ikke var revers magnetiseret, og at dette kan fastholdes med nogen sikkerhed afhængig af instrumentet. En revers magnetisering synes altså ikke at ligge til grund for Rønne-granittens lave og negative værdier.

Da rumfang og vægt indgår i beregningen af magnetiseringsintensiteten, er det af betydning at anføre at prøverne fra Rønne området praktisk talt havde samme vægt, Baunklint-prøverne kun lidt mindre. K. Callisen (1934) angiver vægtfylden for Rønne-granitten og Knudsker-granitten til henholdsvis 2,758 og 2,744. På grund af de i hovedsagen inhomogene magnetiseringsforhold (for NRM) er der ikke forsøgt en beregning af magnetiseringsintensiteten. Den vil efter min mening være behæftet med for stor en usikkerhed.

6. Omregning af Z til forskellig højde

Den geofysiske litteratur og dens lærebøger indeholder mange eksempler på, hvorledes man rent matematisk kan beregne og udtegne Z_h i en højde h , når Z er kendt i et område (lavere end h). Området regnes for at være plant og af uendelig udstrækning, f.eks. som man »kender« Z fra et anomalikort, baseret på opmålinger på terrænoverfladen, sådan som det her forelægges i denne afhandling. I den forbindelse betragtes Bornholm som »plant«.

De overfladenære, og i bjergarten inhomogent fordelte magnetiske mineraler, danner ofte uoverskuelige urolige anomalier, der med stigende højde undertrykkes, og lettere fortolkelige anomalier fremtræder ved disse omregninger. Sådanne beregninger foretrækkes ofte, da de er billigere og mere nøjagtige end aeromagnetiske målinger, hvor usikkerheden med stedbestemmelsen indskrænker nøjagtigheden. I de senere år, hvor arbejdet kan lettes ved brug af EDB teknik, er de helt at foretrække, men i dette arbejde, hvor de er udført ved beregning »i hånden«, har deres anvendelse været tidsrøvende og har måttet indskrænkes til løsningen af helt specielle, overskuelige problemer.

Omregningerne er her anvendt for at belyse hvilke af de bornholmske granitvarieteter, det vil være rimeligt at anse som væsentligste årsag til et par betydelige maksima i områder med henholdsvis palæozoiske og mesozoiske sedimenter. Det drejer sig dels om Rispebjerg-maksimet SØ for Rispebjerg på næsten 500 γ og dels om Blykobbe-maksimet SSV for Nyker på over 500 γ .

Jeg kunne på selve de foreliggende anomalier have forsøgt at beregne »feltet nedad«, til en dybde svarende til den formodede sedimentmægtighed, på pågældende lokalitet, Peters (1949) angiver en formel og et »net« til sådan en omregning. Puranen (1946) anser en sådan omregning for usikker, da det er muligt (rent teoretisk), at konstruere et uendeligt antal forskellige legemer, der alle vil give samme Z -anomali på overfladen. Köhler (1958) mener, at en sådan omregning kan tjene til at tydeliggøre utydelige overfladeanomalier, f.eks. adskille sammensmeltede anomalier, og det har ikke været aktuelt i det foreliggende tilfælde. Köhler sammenholder det også med, at det skulle være muligt at beregne relieffet i det underliggende grundfjeld – et forhold Peters også beskæftiger sig med. For de bornholmske anomalier vil indflydelsen af et »relief« kun virke forstyrrende. Jeg mener, at såvel Rispebjerg- som Blykobbe-maksimet må rumme flere for beregning nedad uheldige faktorer. De er begge gennemsatte af forkastninger eller ligger nær sådanne, og svage magnetiske egenskaber i de overlejrende sedimenter kan ikke udelukkes. For en geolog rummer beregningen opad en tiltalende egenskab: man kan sammenligne de opnåede resultater med de i litteraturen publicerede opmålinger over samme område i forskellig flyvehøjde, (ja eventuelt med opmålinger på jorden) og danne sig et indtryk af, om resultaterne virker sandsynlige. Beregninger til forskellig dybde kan aldrig, selv i de tilfælde, hvor de er ledsaget af borer, give samme indtryk.

Den metode, jeg har anvendt til »omregning til forskellig højde« er baseret på den af Puranen (1946) angivne metode. Han angiver en formel for omregning til varierende højde:

$$Z = \frac{1}{2\pi z^2} \iint Z_{dw} \cos^3 \varphi \, dw.$$

Der anvendes til omregningen et gennemsligt »net« med koncentriske cirkler med forskellig radius, og nettet deles af radierende linier, der deler zonen mellem cirklerne i et større antal felter. z er den ønskede højde; φ er vinklen mellem lodlinien (fra punktet P i højden z over nettets centrum) og hver af de enkelte områder mellem cirklerne, i det følgende benævnt cirkelbælterne; dw er et enkelt »lille« areal, i praksis felterne mellem cirklerne. Jeg ønskede at kende Z i ca. 5 forskellige højder, og dette skulle kræve 5 forskellige net. Asger Lundbak var mig behjælpelig med at fremstille et net, der ved hjælp af forskellige omregningsfaktorer skulle give mig henholdsvis 0,50 h , 0,75 h , 1,25 h og 1,50 h (og naturligvis udfra 1,00 h), hvor h er højden.

A. Lundbak har knyttet følgende kommentarer til dette:

»Vertikalintensiteten Z_h – i højden h over et plant område med overalt kendt vertikalintensitet af Z – er bestemt ved følgende formel, når alle kilder er beliggende under planet:

$$Z_h = \int_0^\infty \frac{Z \cdot h}{(h^2 + \rho^2)^{3/2}} \rho d\rho.$$

Her er $d\rho$ uendelig tynde cirkelbælter, og ρ er radiusvektor i planet fra det punkt, der ligger lodret under punktet med Z_h , der ønskes bestemt (jfr. ovenfor Puranen). Forudsættes Z at være konstant inden for cirkelbæltet med radierne ρ_1 og ρ_2 fås ved integration følgende bidrag herfra:

$$Z \left| \frac{h}{(h^2 + \rho^2)^{1/2}} \right|_{\rho_1}^{\rho_2} = \left(\frac{h}{\sqrt{h^2 + \rho_1^2}} - \frac{h}{\sqrt{h^2 + \rho_2^2}} \right) Z$$

Addition af samtlige bidrag giver da det ønskede Z_h .

Sættes $\rho_1 = 0$, er ovenstående udtryk ensbetydende med bidraget inden for en cirkel med radius ρ_2 altså:

$$\left(1 - \frac{h}{\sqrt{h^2 + \rho_2^2}} \right) Z$$

For en fikseret værdi af h (h eventuelt lig med 1) kan man heraf beregne de værdier, der svarer til nærmere fastsatte Z -»faktorer«, eller man kan på faste og på forhånd givne ρ_2 værdier beregne de Z -»faktorer«, der svarer til varierende værdier af h .

Da det her drejer sig om Z , er dette forsvarligt, og opgaven er løst ved at vælge et netdiagram med 25 lige-»vægtige« felter, hvorefter radierne beregnes til: 0,292 h , 0,750 h , 1,48 h og 2,96 h , og cirkelbælterne opdeles i rækkefølge

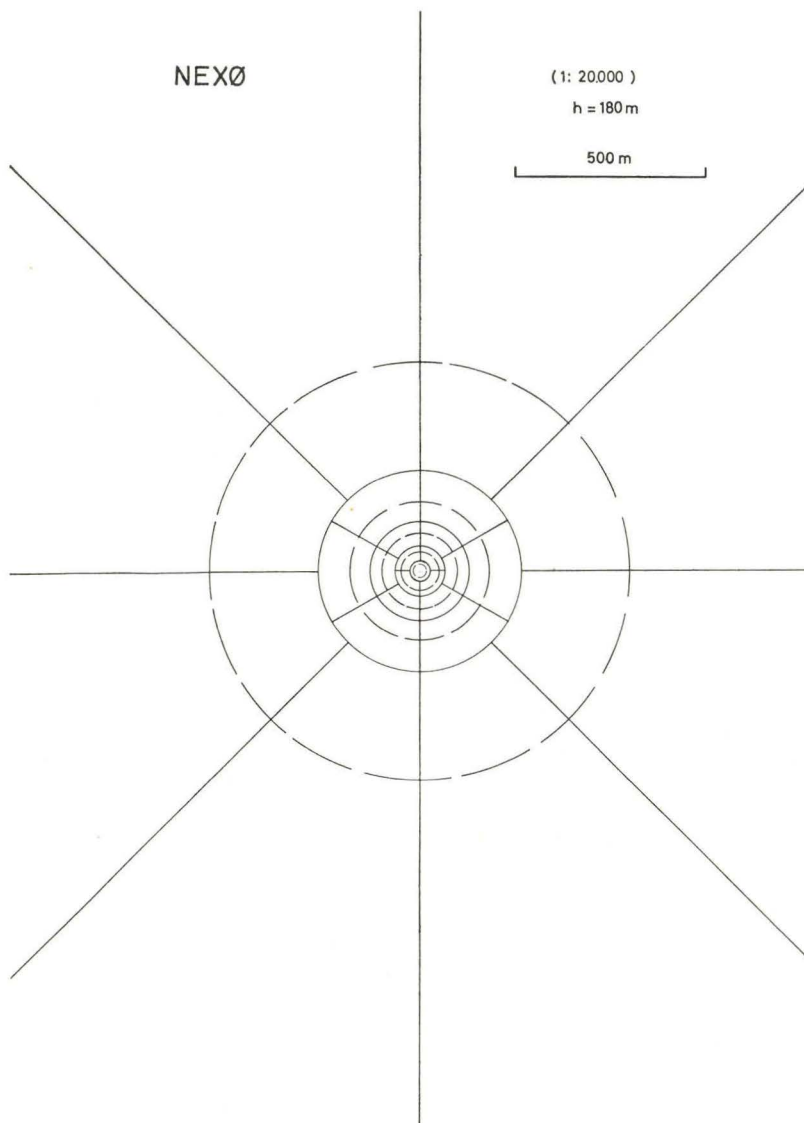


Fig. 9

fra inderste cirkel, der ikke deles, i 4, 6, 6 og 8 dele. Det yderste cirkelbælte og dets 8 dele strækker sig teoretisk i det uendelige, og dette er løst ved (i det anvendte diagram) at indtegne et nyt sæt stiplede koncentriske cirkler med radierne $0,203 h$, $0,539 h$, $1,08 h$, $2,04 h$ og $6,17 h$, der deler de oprindelige cirkelbælter op i to dele, der skal have samme »vægt« indbyrdes, med hensyn til aflæste middelværdier af Z .

Som ovenfor omtalt kan man for faste givne ρ_2 -værdier, beregne de Z -

»faktorer«, der svarer til varierende værdier af h , disse er angivet efter A. Lundbak neden for:

Tabel 5

	Indre cirkel				Ydre bælte
0,50 h	0,134	0,077	0,039	0,026	0,021
0,75 h	0,068	0,057	0,042	0,034	0,031
1,00 h	0,040	0,040	0,040	0,040	0,040
1,25 h	0,026	0,029	0,036	0,043	0,048
1,50 h	0,018	0,022	0,030	0,043	0,057

Som det fremgår af ovennævnte, og fig. 9 (der viser det anvendte net) er dette delt op i 25 dele ($24 +$ indre cirkel). Nettet anbringes over Z-anomalikortet, (der blev anvendt Z-anomalikort 1:20.000) med centrum i en målestation. Middel af Z, under hensyntagen til »vægten« (d.v.s Z-middelværdi) på hver side af de stiplede cirkler, er derefter skønnet i de enkelte felter. Summen af disse 25 Z-middelværdier divideres med 25 (ovennævnte Z-faktor 0,040), og vi får Z-værdien i den ønskede højde. På disse 25 skønnede Z-værdier, beregnes de øvrige højder. Summen af disse skønnede Z-værdier inden for hvert cirkelbælte multipliceres med den til cirkelbæltet (og indre cirkel) hørende faktor (se skema).

Summen af de 5 herved fremkomne tal (indre cirkel og 4 ydre cirkelbælter) er den ønskede Z-værdi.

A. Lundbak oplyser, »at der er foretaget en vis indbyrdes afstemning af Z-faktorerne, uden at deres afvigelser fra de sande værdier, er kommet til at overstige een enhed på sidste decimal«. De opnåede Z-værdier for de forskellige højder er naturligvis afrundet til hel værdi.

Arbejdet er udført med »håndkraft« og bistand af en almindelig regnemaskine. Beregningerne er udført for en del år tilbage, da trykningen af Z-anomalikortet blev påbegyndt. Det var et ret tidsrøvende arbejde, og jeg modtog penge fra »Statens almindelige Videnskabsfond« til at aflønne daværende stud. polyt. Maegaard Jørgensen til den væsentligste del af dette arbejde.

Den ovenfor nævnte beregning blev først foretaget i Rønne-området, for at få belyst hvilken granittype der kunne formodes at give anledning til Blykobbe-maksimet. Det er klart, at ikke mange af de kendte bornholmske granitter kan komme på tale på dette sted, hvor vi må have en så betydelig sedimentmægtighed. De nærliggende granitområder øst, nordøst og nord for viser alle Z-værdier lig med eller mindre end det omtalte maksimum. En bjergart med magnetiske egenskaber, som Knudsker-granitten eller eventuelt Paradisbakke-granitten, måtte være mest nærliggende. I den forbindelse måtte interessen samle sig om Knudsker-granitten, selvom dens kendte forløb ikke umiddelbart kunne placere den under Blykobbe-maksimet.

Jeg valgte altså (den indirekte måde) at omregne først og fremmest Knudsker-granitten til en række forskellige niveauer, hvoraf mindst eet måtte ligge nær den sandsynlige mægtighed af Mesozoikumserien på Nykersletten. De højder, der kunne omregnes til, var bestemt af de af A. Lundbak angivne Z-faktorer, og det blev følgelig til højderne 270 m, 405 m, 540 m, 675 m og 810 m. Til dette krævedes et net (bestemt af 540 m-niveauet), hvis yderste stiplede cirkel fik en radius på ca. 3,3 km. På grund af områdets nære beliggenhed ved vestkysten (og omtalte nets størrelse), ville kun Knudsker-granittens østligste stationer kunne omregnes, da Z i kysten vest for Bornholm af naturlige årsager var mig ubekendt.

Jeg fandt dette for utilfredsstillende og bestemte mig for at »konstruere« et Z-anomalikort, i det krævede kystafsnit. Jeg valgte den fremgangsmåde at forlænge koordinatnettet ud i kysten til 40 m's dybdekurven ca. 6 km fra kysten. Hvor koordinatnettets Ø-V-linier traf denne dybdekurve, beregnedes Z efter det tidligere omtalte Rössigersske normalfelt (afsnit 4.2). Denne fremgangsmåde blev valgt, selvom den i afsnit 4.2.1 blev forkastet for Bornholm, men jeg regner med at virkningen af Bornholm som anomalifelt på disse vanddybder er svækket. Z-anomalikortet viser aftagende negative Z-værdier langs Bornholms vestkyst, men dette skyldes væsentligt den kystparallelle forkastningszone gennem »Jespersens granithorst«, dennes meget store springhøjde og de deraf følgende store mægtigheder af Juraserien i kystzonen. Der blev derfor beregnet Z ved ovennævnte dybdekurve, og på de »stationer« mellem denne og kystzonens »stationer« blev Z udregnet ved interpolation mellem disse teoretiske værdier, og de på kysten opmålte Z.

Da granitten i dette område ligger 1–1½ km fra kysten, og det kun var den, der havde interesse, ville jeg, kun i dette tilfælde, hvor granitten var nærmest kysten, have godt en trediedel af nettet i vandområderne med deres tvivlsomme Z-værdier. Den fejl disse værdier ville behæfte slutresultatet med ville være til at overskue.

Omregningen blev foretaget på det felt, der ligger mellem Ø–V-koordinaterne X og d og mellem kysten og N–S-koordinaten 13. Det gav 110 stationer. Resultaterne er afbilledet i tavle II. Det må her bemærkes, at den såkaldte O-højde, (det vil sige, det i terrænet opmålte Z-anomalibillede) der her er medtaget, er helt identisk med det vedlagte Z-anomalikort.

For fortolkningen af Rispebjerg-maksimet er anvendt en lignende fremgangsmåde, idet jeg her valgte Paradisbakke-granitten som den mest sandsynlige granit, både på grund af dens beliggenhed i forhold til Rispebjerg-maksimet, og fordi denne bjergart via Slamrebjerg næsten kan følges i anomalikortets maksimumstrukturer til Rispebjerg. Endvidere må nævnes, at jeg, efter kendskabet til de af H. Gry udførte borer omkring Rispebjerg, havde grund til at regne med en mindre sedimentmægtighed end ved Blykobbemaksimet. En bjergart som Knudsker-granitten måtte sandsynligvis have givet et endnu større maksimum. Muligheden for gennemforvitret granitoverflade under de to

sedimentmaksimer er naturligvis til stede og vil i så fald influere på resultaterne, men jeg har ikke regnet med en så dybtgående forvitring, at jeg har anset det for en faktor, der bør regnes med.

Området af Paradisbakke-granitten, der er valgt til disse beregninger, ligger nord for forkastningen ved Frederiks stenbrud. Det er strækningen fra Ø-V-koordinaten T i syd til a i nord, og det er området mellem kysten og N-S-koordinaten 46. Jeg ønskede her inden for de 5 højdemuligheder, der stod til rådighed, at komme så nær som muligt med højeste niveau til den formodede sedimentmægtighed over Rispebjerg-maksimet. Til gengæld ville jeg få – i modsætning til Rønne området – flest mulig af de mellemliggende niveauer. Jeg regnede med, at dette kunne have betydning for fortolkninger af Z-anomalikortet fra områder med palæozoiske aflejringer. Det er derfor blevet højderne 90 m, 135 m, 180 m, 225 m og 270 m. Herved er antagelig den største højde ramt lidt for lavt. Det her anvendte net er mindre, den yderste stiplede cirkel har radius ca. 1700 m, og hvis man kun ser på Paradisbakke-granitten, ligger nettet i praksis på land for alle stationer (yderste cirkelbælte strækker sig i det uendelige). Der er dog her som ved Rønne konstrueret et »Z-anomalikort« for kysten øst for, efter samme fremgangsmåde og ud til samme dybdekurve, her ca. 1 km fra kysten. Herved kan Svaneke-granitten medtages, og den har netop i dette område et karakteristisk Z-anomaliforløb (Tavle III).

Kontrolforsøg

Det er forsøgt at få klarhed over, hvor »pålidelige« sådanne omregninger til forskellige højder kan være. Til dette er benyttet to fremgangsmåder. På en tilfældigt valgt Ø-V-koordinat i Paradisbakkerne, der faldt inden for tavle III, har jeg valgt Y-linien fra 46 til 60 og optegnet profiler for de 5 højdeniveauer. Jeg har 1) derefter for højden 270 m og derover kalkuleret Z-værdierne på grundlag af det væsentlig større »net« (3,3 km radius), der anvendtes i Rønne området, og af billedet de to profiler sammen (fig. 10 de to fuldt optrukne linier), 2) derefter anvendt det net, Peters angiver i sin afhandling (Peters 1949 fig. 4) og den af ham anførte metode til beregning af Z i forskellige højder (i dette tilfælde de samme som af mig benyttede) og 3) aftegnet de 5 højders profiler sammen med de ovennævnte som angivet med kraftige linier i fig. 11. Peters »net« er baseret på 9 cirkler og polygoner, der alle går igennem (eller har hjørner i) et kvadratisk stationsnets målte stationsværdier (ialt 65). Overensstemmelsen mellem de to fuldt optrukne kurver for højden 270 m er meget stor. Ligheden med de efter »Peters metode« tegnede profiler (de kraftige optrukne kurver) er også tydelig, specielt når vi tager den enklere beregningsprocedure hos Peters i betragtning.

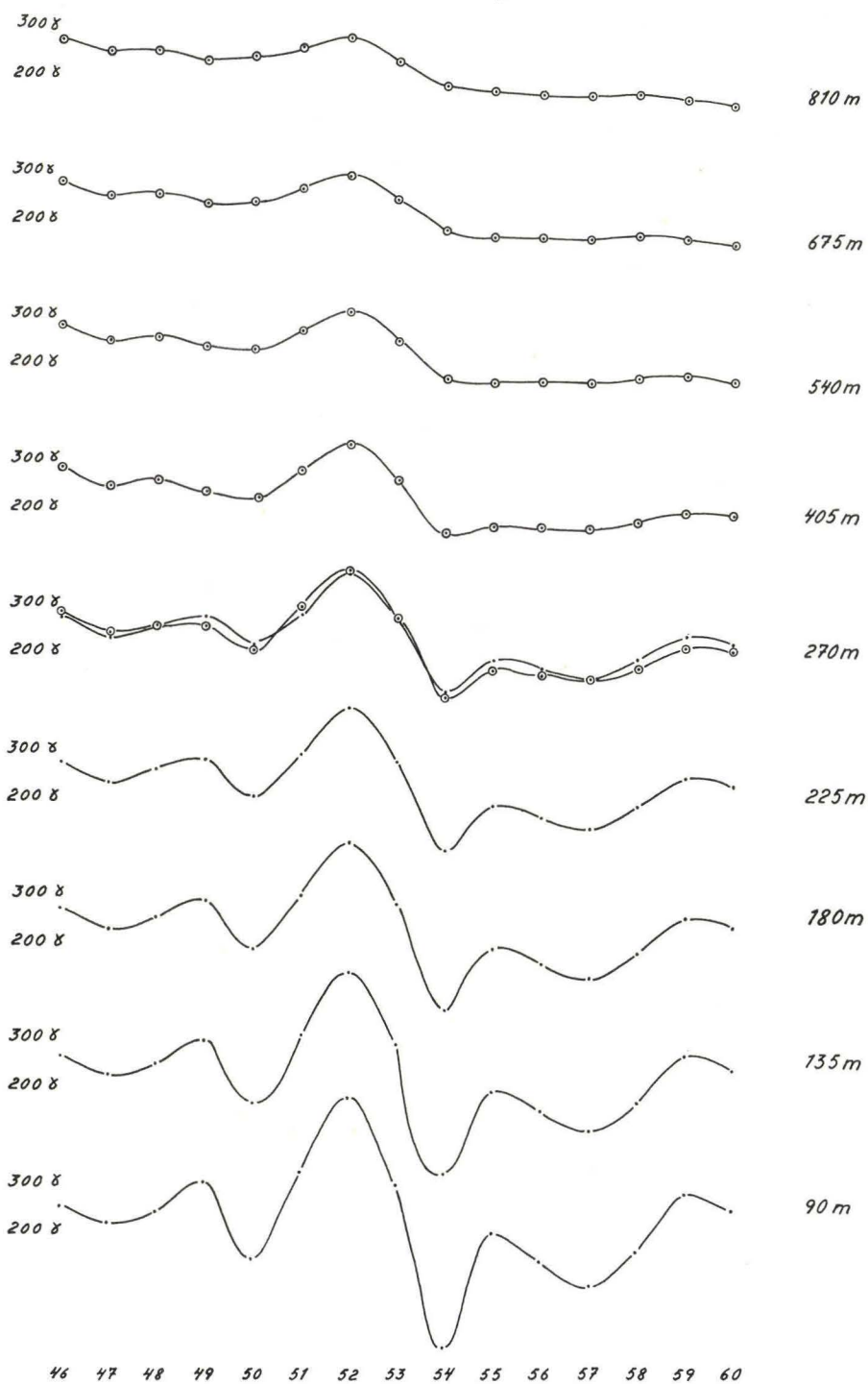
$y_{46} - y_{60}$ 

Fig. 10

Y 46-Y 60

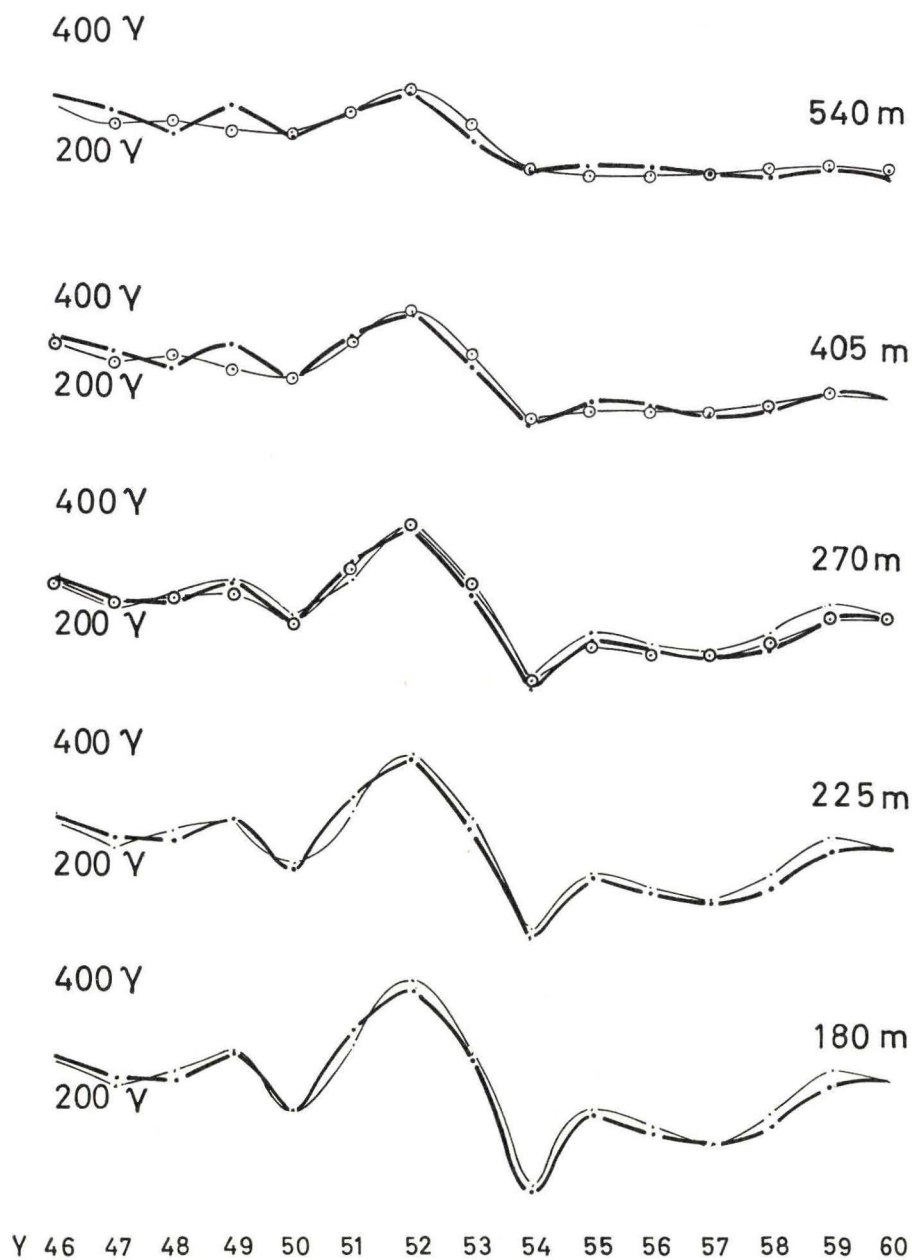


Fig. 11

Resumé og konklusion af afsnit A

- 3.1. Z-anomalikortets sydlige sedimentdækkede områder domineres af anomalier, der især må betinges af betydelige magnetiske afvigelser i det prækambriske underliggende grundfjeld. Indholdet af magnetit i grundfjeldet er af dominerende betydning. Nogle af grundfjeldets bjergarter kan derfor følges under sedimentdækket.
- 3.2. Det magnetiske felts komponenter, der influerer på Z-anomalibilledet, er 1) den inducerede magnetisme og 2) den naturlige remanente magnetisme NRM. 1) skyldes jordens magnetfelt og bjergartsmineralers evne til at lade sig magnetisere. 2) skyldes visse bjergartsmineralers egen magnetisme og er følgelig uafhængig af jordens nuværende magnetfelt.
Det magnetiske felts komponenter behøver ikke at have samme retning, det er derfor af betydning at gøre sig klart hvilke af de 2 komponenter, der er dominerende.
- 3.3. Udtryk, formler og enhed for den inducerede og den remanente magnetisme gennemgås.
 - 3.3.1. Der gives oversigt over 7 former for NRM anført efter oprindelse, og der angives hvilke, der formodes at have betydning for undersøgelserne.
 - 3.3.2. Forholdet mellem NRM og den inducerede magnetisme (Königsbergers konstant) behandles for Bornholms vedkommende, og der konkluderes, at den inducerede magnetisme er den væsentligste.
- 4.1. I afsnittet om de magnetiske målinger beskrives det anvendte BMZ magnetometer og målingerne med dette. Målingerne er alle korrigerede til 1. juli 1958 (1958,5).
- 4.2–4.3. Målingerne er alle anførte som anomalier med Meteorologisk Instituts magnetiske observatoriums Z-værdi som 0-punkt (1958,5).
Årsagen til dette og det berettigede heri diskuteres. Korrektionerne for døgn- og sekularvariation samt geografisk placering gennemgås (fig. 6).
- 4.4. Da døgnvariationskurven i Rudeskov er anvendt, er der foretaget en sammenligning mellem døgnvariationskurven i Rudeskov og på kontrolstationen »Ny Søborg« på Bornholm fig. 4. »Magnetisk uro« omtales.
- 4.5. Måleteknikken og nøjagtigheden omtales for de magnetiske profiler og for Z-anomalikortet. Kontrolstationen »Ny Søborg« beskrives (fig. 5) og ligeledes stationsmålingerne, herunder hvorledes stationerne opsøges.
- 4.5.5–4.5.8. Måleusikkerheden omtales meget kort, da Z-værdierne i virkeligheden kan tolerere en meget større usikkerhed. Desuden omtales spec. placeringen af stationerne af hensyn til omgivelsernes indflydelse. Til slut anføres hvorledes de endelige Z-anomalier er fremkommet.
5. Bjergarternes magnetiske egenskaber, deres susceptibilitet og naturlige remanente magnetisme gennemgås og spec. de bornholmske. I denne forbindelse omtales de såkaldte 2-niveaumålinger. Resultaterne af disse er sammenstillede i tabel 2 (og tabel 4). 2-niveaumålingerne havde særlig

betydning ved placeringen af de magnetiske profiler, idet det var muligt af måleresultaterne at se, hvor et magnetisk profil over forkastningen granit/sandsten med fordel kunne udføres. I fig. 8 er vist, hvad der opfattes som magnetisk karakteristiske profiler for forskellige granit- og gnejs-typer.

- 5.2.2. 8 susceptibilitetsmålinger på store nedknuste bjergartsprøver er udført og gengivet i tabel 3 og 4.
- 5.2.3. De opaque mineraler, malmmineralerne, er gennemgået efter Aage Jensens afhandling (1968) og er søgt sat i relation til susceptibilitet og Z-anomalikortets dominerende maksimer og minimer.
Afsnittet er i appendix I suppleret med tilsvarende undersøgelser af Blemmelyng-granitten og Knudsker-granit udført af Hans Pauly til brug for dette arbejde.
Et resultat af overvejelserne i dette afsnit er at udtrykket Rønne-granittens overgangsbjergart er erstattet af ordet Knudsker-granit.
- 5.2.4. Nogle målinger af retningen af remanent magnetisme i store orienterede prøver af Rønne- og Knudsker-granit er omtalt her samtidig med en beskrivelse af det instrument (Brynjolfssons spinnelmagnetometer) som har stået til min rådighed.
6. For Knudsker-området ved Rønne og for Paradisbakkerne er Z-anomali-billedet i et 40 km² stort område omregnet til forskellig højde over terræn efter en af Puranen (1946) angivet metode, tavle II og III. Udregningsmåden, det anvendte net (fig. 9) og en af Asger Lundbak opstillet tabel (tabel 5) for dette arbejde er omtalt. Desuden er udført nogle kontrol-forsøg, der viser, hvor pålidelig den anvendte fremgangsmåde viser sig at være (fig. 10 og 11).

Z-ANOMALIKORTET

7. Z-anomalikortets geologiske fortolkning

7.1. *Indledning. Z-anomalikortet tavle I*

Z-anomalikortet tavle I, som jeg her skal forsøge at give en geologisk fortolkning, er trykt på Geodætisk Institut i målestokken 1:50.000. Z-kurveplanen er i sin oprindelige form tegnet i målestokken 1:20.000 og er derefter sat ned til den publicerede størrelse. Det er gengivet i to farver, hvor de blå kurver angiver nul og negative Z-anomaliværdier, og de røde kurver angiver de positive. Stationerne er angivet som cirkler i samme farve med en diameter på ca. 1 mm, hvilket skal udtrykke usikkerheden ved Stationens (præcise) placering i terrænet, der dog i almindelighed ikke er så stor som $\pm \frac{1}{2}$ mm (dvs. ± 25 m) angiver. Usikkerheden ved placeringen af målestedet på de anvendte målebordsblade er kun undtagelsesvis mere end ± 5 m (skov- og klitterræn). Kurveplanen er trykt på det normale topografiske kortgrundlag i 1:20.000, der ligeledes er sat ned i 1:50.000, og det rummer således alle målebordsbladernes detaljer inklusive højdekurverne. Desværre viste det sig ved kontrol, at stationerne ved trykningen var forskudt en smule i forhold til placeringen på det topografiske kort og også i forhold til anomalikurverne. Stationernes forskydning var uregelmæssig og måske afhængig af de forskellige målebordsblade, der er anvendt ved trykningen. Der forelå et flerårigt revisionsarbejde for at få dette rettet. Hvis der således kan findes stationer placeret i bygninger, på veje eller på den forkerte side af en anomalikurve, skyldes dette trykningen.

Koordinatnettets betegnelse er angivet med rødt i kortets vestlige og sydlige side. Afstanden mellem fuldt optrukne anomalikurver er overalt den samme, nemlig 100 γ . Stiplede kurver angiver 50 γ -intervaller og er kun anvendt i to områder: det, der er dækket af palæozoiske og mesozoiske sedimenter, og området med Hammer-granit nord for Vang-granitten. I begge tilfælde tjener den øgede kurvemængde dette at angive grænser for grundfjeldsvarietetterne, i syd påvist således magnetisk gennem sedimentdækket.

Med større cirkel og prik og store tal er angivet de sekularstationer, Meteorologisk Institut på det tidspunkt havde oprettet, med to cirkler og prik kontrolstationen »Ny Søborg« i Åkirkeby.

Åkerblokkens gnejs område indtager et areal, der er for lille i forhold til den valgte stationsafstand, til at denne gnejs's repræsentative Z-værdier kunne komme til udtryk, sådan som de kendes fra magnetiske profiler. I dette tilfælde er der derfor undtagelsesvis suppleret med de oplysninger, der var opnået ved de magnetiske profiler. Det have utvivlsomt været bedre på en regelmæssig måde at have øget stationsantallet, men dette vanskeliggjordes af den megen bebyggelse.

Det må her bemærkes, at Z-værdierne i de bornholmske byer er behæftet med ret stor usikkerhed. Det har i alle tilfælde været forsøgt at placere stationerne i byerne på magnetisk set uforstyrrede steder, og der er udført mange målinger for at få klarhed over dette. I valget af Z-værdier har der været taget hensyn til Z-variationen omkring den pågældende by. Det har ikke været vanskeligt på steder, hvor det i forvejen var kendt, at Z-variationen ikke var stor, sådan som Hasle, Svaneke og Nekso, og anomalibilledet er disse steder sikkert ret korrekt, men i gnejsen og Vang-granitten har det næsten været umuligt. Åkirkeby er nogenlunde korrekt på grund af det meget betydelige antal profiler her og et vist lokalt kendskab, jeg erhvervede mig (placering af vand- og gasrør f.eks.). Når der i byer som Klemensker, Allinge, Tejn og andre steder er målt ekstremt lave Z-værdier, skyldes dette utvivlsomt bysamfundet og dets tekniske installationer.

I tre områder er stationsantallet øget: I en øst-vestzone mellem Hasle og Teglkås for at få klarhed over, om det først tegnede anomaliforløb var afhængigt af stationsafstandene, og det ændrede ikke kurvebilledet. I to tilfælde er det sket for at få en *for* lille granitlokalitets anomalibillede til at træde bedre frem. Det har i begge tilfælde drejet sig om granitanomalistrukturer, der fortsatte over sedimentdække. Det var dels Blemmelyng-granitten i det meget lille område ved Blemmelyng, og dels Svaneke-granitten i området Q/S 39/47. I begge disse tilfælde er stationsantallet også øget i den nærmeste zone, hvor granittyperne dækkes af sedimenter. Dette vil fremgå af kortet.

Ca. 500 m fra kysten, på strækningen fra Rønne Lufthavn til Arnager, er der udført målinger på havisen. Resultaterne, der ikke kunne medtages på kortet, da dette var under trykning, viser, at maksimumet fra Rønne Lufthavn fortsætter i sydøstlig retning, og minimumzonen øst for standser ved kysten, så de to N-S gående positive anomalier forenes ud for kysten, vest for Arnager.

7.2. Z-anomalistrukturerne og de bornholmske granitter

En strukturel fortolkning af det magnetiske anomalikort og klassificering af granit-komplekset opnået uden støtte af en komplet kvantitativ analyse af bjergarternes magnetiske data, kan *kun* udføres i et område, hvor det magnetiske anomalikort afspejler grundfjeldets magnetiske egenskaber, d.v.s. hvor afstanden til denne er lille (i dette tilfælde kun undtagelsesvis større end 300 m) og over større områder ret konstant. Dette er tilfældet i det sydlige og vestlige Bornholm, med palæozoiske og mesozoiske sedimenter. De dominerende anomalier må også, som det er muligt her, direkte kunne sættes i relation til det tilstødende grundfjeld. Derfor er den kvalitative fortolkning kun udført i dette område.

For at foretage en geologisk fortolkning af det bornholmske Z-anomalikort må det desuden præciseres, hvilken betydning, der kan tillægges anomalikurverne og hvilket formål, der tilstræbes. Som det er anført tidligere, viser kurverne, overalt i de af prækvartære sedimenter dækkede områder, variationen

i Z med god nøjagtighed. Stationsafstanden er tilstrækkelig til, at selv mindre detaljer kommer frem. I grundfjeldsområdet er forholdet et andet. Selv i de bedste tilfælde udtrykker Z-anomaliforløbet kun de væsentligste træk. »Gode« bornholmske granittyper i den forstand er Rønne-granitten, Hammer- og Almindings-granitten og med et vist forbehold Svaneke-granitten. Det er bjergarter, der magnetisk set virker homogene med gennemgående lav magnetiseringsintensitet. De ovennævnte granittyper danner derved kontrast (magnetiske grænser) mod henholdsvis Knudsker-granit og Blemmelyng-granit for Rønne-granittens vedkommende, og mod Vang-granit og Paradisbakke-granitten for henholdsvis Hammer-granit og Svaneke-granit. Denne anden gruppe granitter er karakteriseret af høj magnetiseringsintensitet, men er samtidig magnetisk inhomogen. De viser sig i anomalikortet som karakteristiske maksima. De fremtræder som regel med tydelige magnetiske strukturer, men stationsafstanden er for stor til at vise detaljerne. Den tredje granitgruppe, efter denne magnetiske karakteristik, er gnejsen. Det er *den* bornholmske grundfjeldstype, der viser den største inhomogenitet og den største variation i magnetisk intensitet. Bjergartens anomaliforløb kan kun tillægges betydning og følgelig fortolkes, når de specielle magnetiske strukturer (udtalte maksima og minima) har betydelig udstrækning.

Det er ikke lykkedes i anomaliforløbet at finde sådanne områder som K. A. Grönwall (1916), K. Callisen (1934), S. Bubnoff (1942) og H. Micheelsen (1961) har omtalt som særlig mørke eller specielt lyse granitter i gnejsen. De af Callisen betegnede hornblendeførende granittyper med »mineralbestand og struktur som Paradisbakke-granitten og Rønne-granittens overgangsbjergart« træffes f.eks. ved Haldegård ved Gudhjem i et større område med negative værdier, i Spjælingmose også med negative værdier. Ved Store Spagergård vest for Østerlars findes de i en positiv anomali (3–400 γ) og ved Tækkeregård nord for Hasle i randen af en stor positiv anomali ved en øst-vestgående brudzone. De af Callisen omtalte røde aplitiske granittyper, som hun kalder Hasle-granit, findes ved Frigård nordøst for Hasle inden for samme betydelige maksimum som omfatter Tækkeregård og Maegård og ved Birkelund syd for Rø ligeledes i et område med tydelig maksimum-anomali. Disse varianter af gnejsen viser sig ikke i kortets Z-anomalikurver på en så entydig måde, at de lader sig afgrænse. De falder inden for det stærkt varierede anomaliforløb, som er typisk for gnejsen.

Gnejsens Z-anomalibillede er tilfældigt, præget af for stor stationsafstand og for stor magnetisk variation. Det har kun den værdi, der ligger i, at det viser grænser eller overgange til de 2 først omtalte »magnetiske granittyper«. En sådan grænse er antydnet mod Almindings-granitten, som ikke behøver strengt at følge denne bjergarts geologiske udbredelse i overfladen, men, som jeg mener, alligevel er nøjagtig nok til, at den kan tillægges betydning (8.2.3). Af denne gennemgang må det fremgå, at en tolkning af anomalikortet er forsvarlig i alle områder, hvor posteokambriske aflejringer dækker grundfjeldet. Fortolkningen

kan med rimelighed udstrækkes til det nærmest liggende graniterræn. Det sidste som en følge af, at Rønne-granitten og Svaneke-granitten er tilfredsstillende dækket med den anvendte stationsafstand, samt at Paradisbakke-, Knudsker- og Blemmelyng-granitten danner så karakteristiske maksima at de, som det fremgår af kortet, kan følges ud i områder med betydelige sedimentdækker.

8. Tavle IV og V

Tavle IV er en aftegning af Z-anomalikortet tavle I. Med stiplede linier er her angivet de negative (blå) kurver samt 0-kurven. Fuldt optrukne kurver er positive (de røde); ækvidistancen er her som på tavle I: 100 γ , dog 50 γ i de sedimentdækkede områder af grundfjeldet. Det har bare ikke her været muligt at give disse 50 γ kurver særlig signatur, men de standser som på tavle I ved grundfjeldsgrænsen. Maksimum–Minimum–Maksimumzonen, der refererer til Knudsker-, Rønne- og Blemmelyng-granit, betegnes Rønne-granit-komplekset. En væsentlig del af de navne, der figurerer i teksten »Blykobbe-maksimum« Ekkodal linie, Svartingedal o.s.v. findes her på tavle IV.

Tavle IV skal helst ses og sammenholdes med tavle V, som er den geologiske fortolkning af tavle IV. På tavle V er angivet den udbredelse af granitvarietetene, som jeg mener Z-anomalikortets fortolkning kan tillade. De præeo-kambriske forkastninger, der forskyder Rønne-granit-kompleksets bjergarter, er tegnede som bølgelinier. Posteo-kambriske forkastninger er tegnede som fuldt optrukne linier. Nogle af disse er, som »Rønne-Teglkås-linien« og »Rønne-Boderne-linien«, synlige i Z-anomalikortet. Næsten alle de øvrige forkastninger kan i bedste fald anes i Z-anomalikortets kurvebillede, og er medtaget af den grund. Desuden er der medtaget de forkastninger mellem grundfjeld og sediment, der er påvist ved de magnetiske profiler (se afsnit C). Forkastningen ved Frederiks stenbrud kan stå som et eksempel herpå, springhøjden er antagelig ikke over 50 m. Da kortet således ikke gengiver alle kendte forkastninger, må det som tektonisk kort sammenholdes med Bornholmskortet i »Varv« (1969).

Svaneke-Paradisbakke-granit området er medtaget, da grænsen mellem disse to grundfjeldstyper er så markeret på anomalikortet, signaturen gnejs er kun anvendt, hvor jeg fandt det nødvendigt for forståelsen.

8.1. Rønne-granit-komplekset

De tre bjergartstyper: Blemmelyng-granitten, Rønne-granitten og Knudsker-granitten betegnes som før nævnt i det følgende som »Rønne-granit-komplekset«, og det karakteristiske anomalibillede med maksimum-minimum-maksimum betegnes som »Rønne-granit-anomalierne«.

Den vigtigste del af min fortolkning af Z-anomalikortet vil derfor blive

baseret på de karakteristiske anomalibilleder, som Rønne-granit-komplekssets bjergarter fremviser. På tavle IV og V ses den egentlige Rønne-granit, der danner minimumzonen, den nordøst for liggende Knudsker-granit, der ligesom den sydvest for beliggende Blemmelyng-granit danner betydelige positive anomalizoner. Klarest fremtræder disse forhold i *Blemmelyng-Baunklint området*. Her ses en minimumzone (ca. $1\frac{1}{4}$ km bred) med nordvest-sydøstlig strygning, som i området Baunklint-Immingegård-Blemmelyng viser typisk Rønne-granit i blotninger.

Magnetiske profilmålinger med stationsafstand på 10–15 m placeret i dette område viser et roligt kurvebillede, der kan følges til grænsen i nordøst til Knudsker-granitten. Denne bjergart viser i magnetiske profiler høje, stærkt varierende Z-værdier (fig. 13) og på det magnetiske kort ses en kraftig, positiv anomali med en strygning som Rønne-granittens magnetiske minimumzone. Anomalien fremtræder med en markant grænse med tæt kurvepakning mod Rønne-granitten og en mere diffus grænse på nordøstsiden mod gnejs. Maksimumzonen træffes overalt, hvor Knudsker-granitten går i dagen, sådan som det fremgår af Callisens kort (1934 fig. 11). Grænsen mellem de to bjergarter lader sig også påvise ved magnetiske profiler, som fig. 12 og tavle XVIII viser. Til dette anomaliforløb med dets typiske bjergarter knytter sig her et tredie: Maksimumzonen, der flankerer sydvestsiden af Rønne-granittens minimumzone. Denne sydgrænse har ligeledes en stor kurvepakning. Anomalien her er relativ høj med ret betydelige Z-variationer (fig. 14).

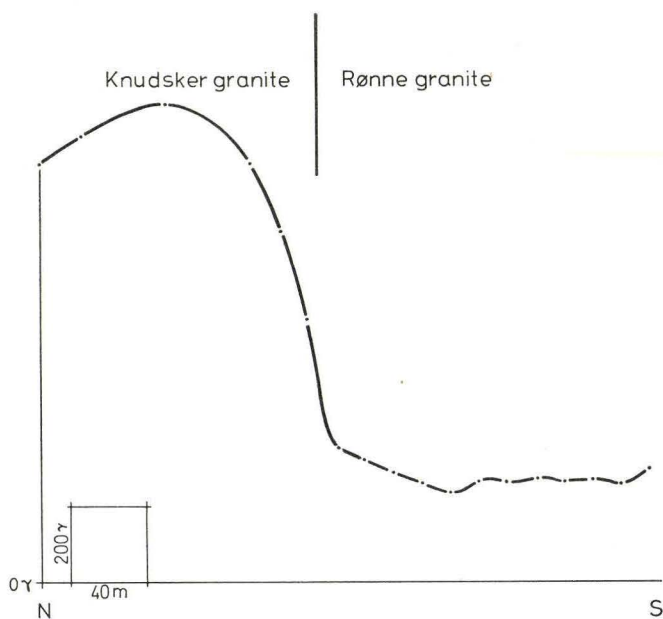


Fig. 12. Profil 167 Tavle XVIII

Tekstfigurerne er magnetiske profilmålinger afbilledet i et koordinatsystem. Afstanden mellem stationerne (prik i kurverne) er afsat ud ad x-aksen og målingernes gammaværdi ud ad y-aksen. Koordinatsystemets x-akse er, når ikke andet angives, 0 γ .

Tilstedeværelsen af maksimumzonen syd for Rønne-granitten med – i forhold til Rønne-granitten – så afvigende Z-værdier fik mig til allerede i 1955 at postulere tilstedeværelsen af en bjergart, der magnetisk set måtte afvige fra Rønne-granitten. Det er den, jeg i dette arbejde har benævnt Blemmelyng-granit. Ved DGU's undersøgelser på Bornholm i de år, og specielt H. Gry's borer og undersøgelser af daglokaliteter, blev det klart, at en mindre del af det omtalte sydlige maksimum i Blemmelyng befinder sig i et område, hvor granit ikke dækkes af Neksø-sandsten. Det drejer sig kun om nogle få km², der hovedsagelig er skovdækket og med et betydeligt antal store sten i kvartærdækket. Grönwall og Milthers's kort med angivelse af store sten ved kryds giver et begreb om dette.

Der blev derfor her gennemført systematiske Z-målinger på blotninger, der kunne formodes at være faststående, (fig. 14 og 15.) Ved disse målinger opnåedes der på én blotning ved Hjorthøj (Y 14, fig. 15) en Z-værdi, der var flere hundrede γ højere end normalt for området. Blotningen på godt 1 m² viste ved sin form og forkløftning, at det var rimeligt at antage, at den var faststående, og dens høje Z-værdi antydede, at det var denne bjergart, der gav anledning til maksimumzonen.

Det drejede sig om en noget forvitret, svagt stribet bjergart, der kunne minde om mere finkornede partier af Svaneke-granitten, med rødlig og hvidlige kvarts- og orthoklaskorn, grå plagioklaskorn og med de mørke mineraler ikke særligt dominerende. Da bjergarten nu var fundet, var det ikke vanskeligt med magnetometeret som støtte at finde flere blotninger. Inden for ca. 1 km² blev bjergarten truffet ca. ti steder. Ved »Klippely« 600–700 m nord-nordvest for Hjorthøj fandtes dengang et lille brud i haven, hvor bjergarten havde været brudt som grus. Forvitringen af bjergarten og dens tendens til at falde hen

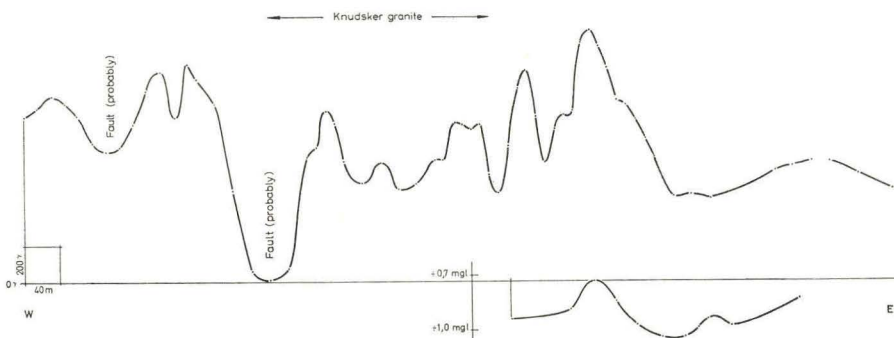


Fig. 13. Ca. V 22–U/V 21/22

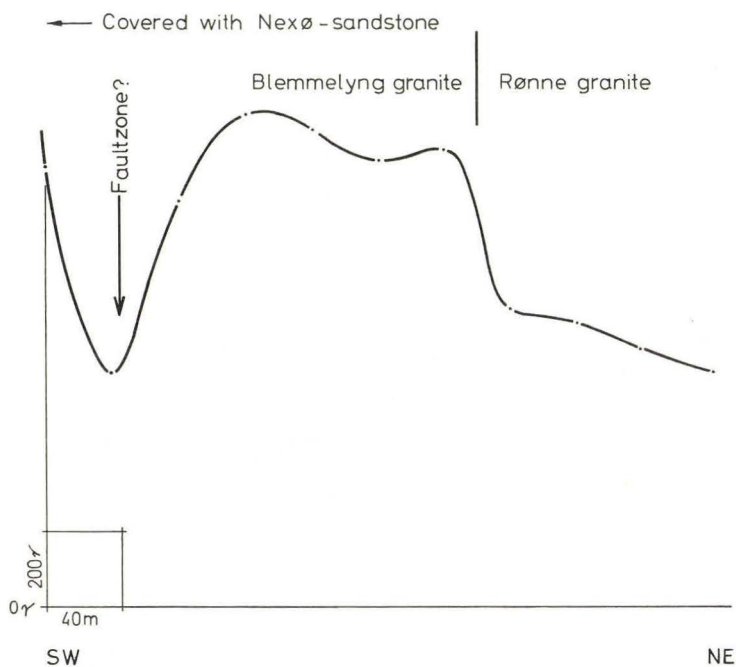


Fig. 14. Profil 332, ca. X 15/16

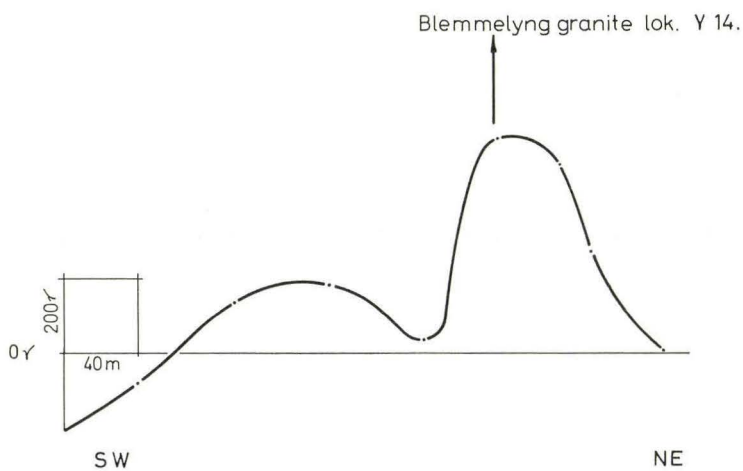


Fig. 15. Profil 322, ca. Y 14

som »Årsdale-grus«, gjorde ligheden med Svaneke-granitten nærliggende. Bjergarten selv var stærkt forvitret og derfor vanskelig anvendelig til magnetiske og mikroskopiske undersøgelser. Lokalt er i dag kastet til. Noget

østligere har bjergarten været fremme i overfladen, men er nu hugget og sprængt bort. Bevaringstilstanden var også her ringe. Af det friskeste materiale herfra blev der senere udtaget 15 kg, hvorpå der (som omtalt i afsnittet 5.2.2) blev udført en susceptibilitetsmåling. Noget sydligere på strækningen mod Hjorthøj blev der set 6–8 små blotninger, og på alle disse bekræftede Z-målinger, at det var den omtalte bjergart.

Da det område, hvor Blemmelyng-granitten går i dagen uden dække af Nexø-sandsten, er så lille i forhold til stationsafstanden, er flere af disse Z-værdier medtaget ved kurvetegningen. Samtidig blev der – som tidligere omtalt – foretaget en regelmæssig øgning af stationsantallet ved placering af en station midt i stationsnettets kvadrater både i Blemmelyng området og i den sydøstlige del, hvor Nexø-sandstenen dækker den med mindre mægtighed. På dette øgede antal stationer er Z-anomalibilledet optegnet, og denne stationstæthed må erindres, når anomalibilledet skal bedømmes.

Rønne-granit-anomaliernes Z-maksima i Baunklint afgrænses i vest af en nordøst-sydveststrygende minimumzone, og vest for denne træffes i hovedsagen det samme anomaliforløb, men forskudt godt $1\frac{1}{2}$ km mod sydvest. Dette vestlige område betegnes Rønne området i modsætning til det lige omtalte, der betegnes Baunklint området. Her i Rønne området ses i nord Knudsker-granitten med en meget betydelig maksimumzone med relative Z-værdier på op til 2000 γ , nogle af Bornholms største. Syd for denne træffes en bred minimumzone med værdier på omkring $\pm 100 \gamma$. Det er zonen, der omfatter Rønne-granitten, kaolinzonen og Knudsker-blokkens Wealden-aflejringer. 1 km syd for Rabekkeværket træffes det sydlige maksimum »Vibegård«-maksimet, d.v.s. Blemmelyng-granitten. Dette maksimum på op til 350 γ træffes syd for brudlinien Rønne–Boderne, over den her nedsunkne mesozoiske blok i et område med Arnager-grønsand og Rabekke-ler. Forkastningen i nordsiden af maksimet og den nordvestlige brudzone Rønne–Korsodde, er med til at forme maksimet. En nordvest–sydøstlig orientering anes dog, trods den her utvivlsomt meget dybt liggende granit (betydelig sedimentmægtighed). Der er adskillige forhold, der betinger et mindre karakteristisk magnetisk anomaliforløb i Rønne området. Her træffes øens betydeligste forkastninger, den største kaolinforvitring og – for den sydligste del – de betydeligste sedimentmægtigheder. Som helhed må det dog skønnes, at afstanden mellem maksimerne (det, der opfattes som Rønne-granit-zonen) er bredere her end i Baunklint området, om end zonen dog synes at blive smallere i nordvestlig retning.

8.2. Blykobbe–Balka-forkastningen

Nord for Knudsker-maksimet har vi Jydegård-forkastningen og magnetisk set en minimumzone med vest–nordvestligt anomaliforløb. På Nykersletten i et område med Bavnodde-grønsand og ved en nordgående slynge på Blykobbe åen har vi et maksimum *Blykobbe-maksimet*, hvor der er målt Z-værdier på

over 500 γ , bl. a. i magnetiske profiler. I området nordøst for Knudsker-granitten angiver Callisen (1934) gnejs og Z-anomalikortet viser Z-værdier mellem -50γ og $+180 \gamma$. Z-værdierne øst og nordøst for den med mesozoiske sedimenter dækkede Nykerslette fremviser ikke ret høje Z-værdier ($\div 150$ til $+300 \gamma$).

8.2.1. Blykobbe-maksimet

Bavnodde-grønsandet her ved Blykobbe-maksimet repræsenterer den øverste del af en stor mesozoisk lagserie, hvis nederste del, Rabekke-formationen, træffes ca. 4 km nord for, hvilende på gnejs. Bavnodde-grønsandet underlejres af Arnagerkalk, der selv overlejrer Arnager-grønsandet, der hviler diskordant på Jydegårdformationen (Gry 1960). Regner vi med de $7-7\frac{1}{2}^\circ$ hældning mod SV, som Gry angiver, og måler vinkelret på den af ham angivne stryging, får den totale serie omkring Blykobbe-maksimet en mægtighed på ca. 500 m. Gry angiver mægtigheden af »øvre lerserie«, »Robbedalegruset«, »nedre lerserie«, og »bundserien« til 145–235 m. (Gry 1956); det marine kridt angiver Gry (1960) til 262–330 m, altså i alt 400–550 m. Heri er ikke medregnet: 1) Gry's opgivelse af, at lagene – og specielt bundserien – tiltager i mægtighed mod sydvest, og 2) den ukendte indflydelse af ovennævnte diskordans. Under alle omstændigheder er der så betydelig afstand til granitten ved »Blykobbe-maksimet«, at vi må have en bjergart med høj magnetiseringsintensitet. Denne egenskab har den nærmestliggende gnejs ikke. Det kan være nærliggende at tænke på Knudsker-granitten, men på Knudsker-blokken er der tale om en både geologisk og magnetisk velafgrænset bjergart, der i en ca. 700 m bred zone stryger nordvest-sydøst, sådan som Callisen har kortlagt den, og de magnetiske målinger (bl. a. profilmålingerne) har bekræftet det. For at denne bjergart skal underleje sedimentserien ved Blykobbe-maksimet kræves en ret betydelig forkastning med en betragtelig horisontalkomponent. Det er til belysning af dette problem, at jeg har anvendt den i afsnit 6 beskrevne beregning til forskellig højde for Z (tavle II.)

Jeg er gået ud fra Knudsker-granittens dominerende maksimum (over 2000 γ) og har undersøgt, om der fandtes en højde, hvor dette maksimum var dæmpet ned til en anomali, der lod sig sammenligne med »Blykobbe-maksimet«, og her stemmer det bedst med en højde liggende mellem 405 m og 540 m. Det må dog understreges, at en direkte parallellisering ikke er mulig. En positiv anomali's Z-værdier bestemmes af 1) susceptibilitet og NRM for bjergarten, endda i kontrast til omgivelserne, 2) bjergartens udstrækning – d.v.s. dens form og 3) dens orientering i forhold til det geomagnetiske felt. En sedimentmægtighed på 400–550 m er vel rimeligt at antage ved »Blykobbe-maksimet«. Men orienteringen af »Blykobbe-maksimet« er ikke nordvest-sydøst, men nærmest nord-nordøst, syd-sydvest. Maksimets afgrænsning virker mindre, f. eks. er udstrækningen af 300 γ kurven ca. $\frac{3}{4}$ af, hvad der opnås

i højden 540 m for Knudsker-granit. De geofysiske håndbøger angiver jævnligt, at en anomali bliver udjævnet – bliver mindre – men større i udstrækning, når afstanden øges (større sedimentdække, eventuelt flyvehøjde). M. Dobrin (1960) angiver f.eks. i sin fig. 16-6 en anomali i flyvehøjden 1.000 ft. sammenlignet med en i 4.000 ft. og viser, hvorledes den i 10.000 ft. over terræn er forsvundet. Dette stemmer ikke helt med anomaliforløbet omregnet her til de forskellige højder. Man ser her, at i 810 m's højde er anomalien endnu til at erkende med en orientering nordvest-sydøst og stort set med samme udstrækning som Z-anomalikortets, selvom de opnåede Z-værdier ikke overstiger 300 γ . Regner vi med, at granitten under »Blykobbe-maksimet« har en mindre horisontal udstrækning end Z-anomalikortet lader formode, så må magnetiseringsintensiteten for bjergarten være større for en fikseret sedimentmægtighed.

8.2.2. *Blykobbe-maksimets »Østflanke«*

Det må anføres, at for Blykobbe-maksimet er der en faktor, der på en afgørende måde spiller ind og som øver indflydelse på anomaliens form og størrelse, og det er den kraftige kurvepakning, der ses i anomaliens østside. Z-kurverne løber her nord-nordøst til syd-sydvest og aftager ca. 150 γ på 200 m. Vi har (efter Gry 1960) en mindre forkastning med relativ sænkning af vestsiden, men de lave Z-værdier træffes over granit og de høje over Arnagergrønsand og Arnagerkalk (det vestligste af de to brud, Gry angiver her). Det er vanskeligt at forene denne relative sænkning af vestsiden, med tilstedeværelsen af en granit med højere magnetiseringsintensitet. Det forekommer mig derimod lettere forståeligt, hvis den nord-nordøstlige kurvepakning afspejler en gammel, præeokambrisk, brudzone med en relativ hævnning af vestsiden. Herved bringes spørgsmålet om de bornholmske granitters vertikale udbredelse ind i billedet, dette vil blive behandlet i afsnit 10 med en hypotese om Rønne-granit-kompleksets bjergarters hældning. Her vil jeg indskrænke mig til at fremføre, at fra S. v. Bubnoff (1942) til H. Micheelsen (1961) syntes det at være en gennemgående opfattelse, at Rønne-granitten repræsenterer den dybestliggende del af det bornholmske grundfjeldskompleks. Micheelsen siger direkte (side 313): »Ifølge den tektoniske skitse (fig. 22) danner Rønne-granodioriten bunden i den bornholmske granitserie, og den hypersthenførende bjergart ved Maegård (ca. t/u 8) ligger godt halvvejs oppe«. Micheelsen angiver, at de stiplede kurver (foliationen) på hans struktorkort (fig. 22): »er tegnede så de svarer til grænsen mellem tænkte lag af $\frac{1}{2}$ km mægtighed«. Jeg kan ikke se noget, der væsentligt anfægter en sådan opfattelse.

En gammel præeokambrisk brudzone med en ret betydelig hævnning (relativt) af vestsiden kan bringe Knudsker-granitten under Blykobbe-maksimet i plan med gnejs med ringere magnetiseringsintensitet eller endog med Almindingsgranit.

8.2.3. *Alminding-granittens udbredelse*

Jeg har anset spørgsmålet om Alminding-granittens udbredelse for så væsentligt til belysning af dette problem, at jeg har udført en del feltgeologiske undersøgelser af Alminding-granittens udbredelse i forhold til den af Callisen angivne. Den udbredelse, jeg har givet Alminding-granitten (tavle V) bygger både på Callisens opfattelse (den storstiplede linie) og på et karakteristisk kurveforløb i Z-anomalikortet. Det drejer sig om zonen, hvor et kurveforløb med stor gradient ($-3-400 \gamma$ til $+3-800 \gamma$) afgrænser et område med et nogenlunde jævnt kurvebillede ($+200 \gamma$ til $-2-300 \gamma$). I hele det område, hvor udbredelsen af Alminding-granitten efter mine undersøgelser afviger fra K. Callisen, er der i den udstrækning, hvor det har været muligt, foretaget feltundersøgelser. Heraf fremgik, at der er gnejs såvel i området omkring Vestermarie plantage i syd som i området omkring Stavnsdal i nord (klippesprængning til vejændring). I den vestlige del er der fra omkring Ringbybro i syd til Ypperne Mølle (ca. g-linien) i nord fundet Alminding-granit, ja endog så langt vest på som sydvest for Blæsebjeriggård (e 12/13) d.v.s. kun 700 m øst for »Blykobbe-maksimets« østlige kurvepakning. Det er derfor plausibelt at den nord-syd forløbende kurvepakning ved »Blykobbe-maksimet« markerer en brudzone, der bringer Knudsker-granitten til at grænse mod Alminding-granitten.

Det var uforståeligt, at alle forsøg på ved hjælp af magnetiske profiler at finde grænsen eller forkastningen mellem Nykerslettens sedimenter og det øst for liggende grundfjeld slog fejl. Specielt i forbindelse med det forkastningsforløb, som Gry's borer og S. Saxovs gravimetrisk målinger kunne klarlægge. Mine profiler viste altid her det stik modsatte af alle mine andre magnetiske profiler (grænsen granit/sediment): høje, noget varierende værdier over sedimenterne og over kort afstand stærkt faldende Z-værdier til et jævnt roligt forløb over granitten. Det er vist i tavle (XX) sidst i denne afhandling, og det var magnetiske forhold, som først kunne fortolkes ved hjælp af Z-anomalikortet. Jeg vil dog stærkt understrege, at udbredelsen af Alminding-granitten, som den er vist på tavle IV og V, ikke i alle detaljer nødvendigvis svarer til den virkelige udbredelse af denne granit påvist i felten. Alminding-granit med ringe vertikalmægtighed over gnejs med stor Z-variation vil her være at finde som gnejs; gnejspartier med ringe mægtighed – eventuelt svagere magnetiseringsintensitet – over Alminding-granit med stor mægtighed vil være betegnet som Alminding-granit. Helt bortset fra de tilfælde, hvor gnejs (respektiv Alminding-granit) findes mellem stationerne i Z-anomalikortet. 500 m stationsafstanden er ikke tilstrækkelig til, at Alminding-granitgrænsen kan komme fuldt tydeligt frem. Alene det, at der kan anes en grænse i Z-anomalikortet, og at feltagttagelser kan berettige en grænseændring, er i sig selv overraskende ud fra den almindelige opfattelse af Alminding-granittens gradvise overgang til gnejs.

Saxovs tyngdeprofil (1958) ved Bastemose og antagelig også profilet ved

»Kofoeds minde« (nordøst herfor) viser efter min mening grænsen Almindingsgranit/gnejs. Bouguer-anomaliforskellen i forbindelse med de af Saxov og Abrahamsen (1964) påviste vægtfyldeforskelle sandsynliggør dette. Hvis denne grænse giver sig til kende ved resultaterne af tyngdemålingen og kan sandsynliggøres ved forløbet af gammakurverne på Z-anomalikortet, synes det at være berettiget at tale om en grænse. K. Callisen (1932, s. 59) omtaler i forbindelse med den sydvestligste lokalitet for Almindingsgranit omkring Hallegård ca. 5 km fra Rønne: »Der übergang zwischen diesem Granit und dem vorhin erwähnten grauen streifigen Granit war nicht blossgelegt, doch muss er an dieser Stelle ziemlich schroff sein, denn unmittelbar östlich von Hallegaard fand ich diese beiden Granitvarietäten in einer Entfernung von etwa 100 m von einander feststehend«.

V. Laursen (1941) har magnetiske profiler på netop denne vejstrækning, og de viser den af Callisen betegnede bratte grænse gnejs/Almindingsgranit. Desværre er der ikke ret mange tætliggende stationer i den østlige del med Almindingsgranit, men stationsværdierne ligger her omkring -100γ til -200γ , fig. 16 viser denne grænse. V. Laursens magnetiske stationer på vejen fra Ringbybro over Årsdale til Østerlars (med ca. 500 m afstand) har negative Z-værdier eller meget lave positive værdier indtil det sted ca. 1 km nordøst for Årsballe, hvor jeg trækker grænsen Almindingsgranit/gnejs. Herefter får Laursen kun høje, varierende værdier i Z ($2-600 \gamma$).

En forkastning med omtrent nord-sydlig strygning langs »Blykobbe-maksimets« østside kan betyde, at bjergarten (formodet Knudsker-granit), der giver anledning til anomalien, får en mere udtalt orientering nord-syd – der kan mangle noget af den østlige del af denne bjergart. Det er trods alt 300γ kurven, som mest synligt former dette maksimum. 250γ kurven og de øvrige lavere

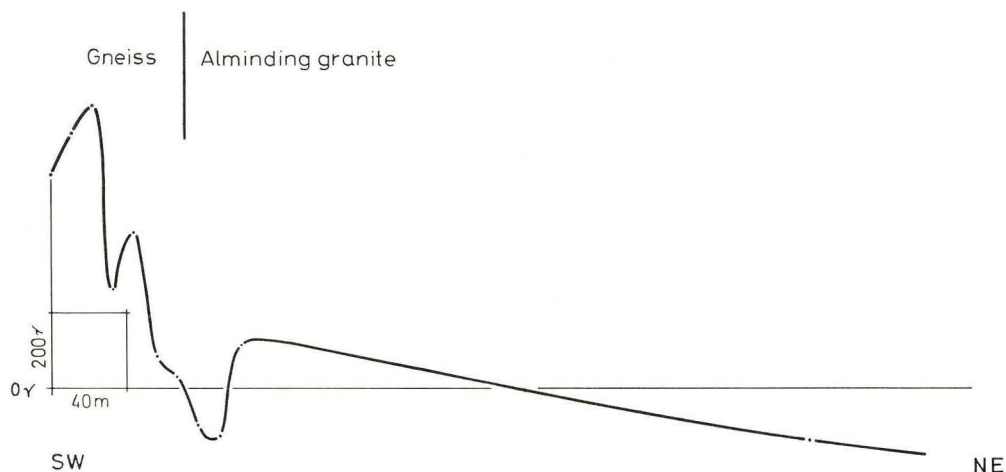


Fig. 16

Z-værdier på Nykersletten har en orientering nordvest-sydøst. Det skal nævnes, at Knudsker-granitten har lavere Z-værdier i Baunklint-området, og at der kan være forhold nordvest for den typiske del af Blykobbe-maksimet, som vi ikke kan få klarhed over på grund af det betydelige sedimentdække.

Hvis Knudsker-granitten og bjergarten under Blykobbe-maksimet er den samme, kræver det en horisontal forskydning på 2–3 km, hvor nordsiden er bevæget mod øst i forhold til sydsiden. Det er en så stor horisontalbevægelse, at den ikke kan dikteres alene på en formodet lighed (magnetisk set) mellem de to bjergarter. En horisontalforkastning på over 2 km kan ikke være et lokalt fænomen for Rønne-Nyker området. Det vil derfor være rimeligt, at betragte Z-anomalikortet for Sydbornholm og forsøge at klarlægge, hvorledes en så stor brudzone kan forløbe. En sådan forkastning – vi kan kalde den en præeokambrisk Jydegård-forkastning – må have strygning, der i vinkelrummet mellem vest og nord kun kan placeres mellem vest $30-55^\circ$ til nord (N $120-145$). Knudsker-granitten stryger vest 50° nord (nord 140°). Hvis forkastningen stryger mere i nord-nordvestlig retning, vil den skære denne granit (og dens anomalistruktur), ganske uanset om den er ældre eller yngre end de antydede nord-syd og nordøst-sydvest løbende præeokambriske forkastninger, er den yngre, vil den gå igennem Blemmelyng-granitten, og forskyde denne. Uanset den indbyrdes alder mellem denne og de skærende nord-syd og nordøst-sydvestløbende brudzoner må dens fortsættelse søges i nordsiden eller nord for Knudsker-granitten i Baunklint. Hvis man vil tage forekomsten af Almindings-granitten i mellemrummet mellem Knudsker-granit i Rønne og Baunklint i betragtning, (forskuet mod S), finder jeg det sandsynligt, at den er ældre end Rønne-granit-kompleksets nord-sydlige forskydning. Dens strygning kan derfor ikke afvige stærkt fra den retning, jeg har angivet på kortet. En mere nordvest-sydøstlig retning vil et eller andet sted skære Rønne-kompleksets anomaliforløb, og en mere øst-vestlig retning vil skære Paradisbakke-granittens anomalibillede.

8.2.4. Rispebjerg-maksimet

I Østbornholm træffer vi i forlængelse af den præeokambriske Jydegård-forkastning en fleksuragtig forskydning af *Slamrebjerg-maksimets* sydlige del. Det fortsætter tilsyneladende i *Rispebjerg-maksimet*, der forløber ca. 3 km forskudt mod vest i forhold til Slamrebjerg. Derfor valgtes den anden omregning til forskellig højde, tavle III (der omtales i afsnit 6) i området med typisk Paradisbakke-granit i Paradisbakkerne. Rispebjerg-maksimets Z-værdier tåler at sammenlignes med tavle III, højde 270 m, med maksimalværdier op til 500 γ . Karakteristisk for grænsazonen mellem Paradisbakke-granit og Svaneke-granit er en ofte udtalt smal minimumzone, (dette fremgår af Z-anomalikortet) og en sådan ses også om end svækket i »højde 270 m«. Kystzonen, Snogebæk-Dueodde, hvor det nedre Palæozoikum er Grønne skifre, karakteriseres på Z-

anomalikortet af en næsten kystparallel maksimumzone med værdier for Z på $+2-300 \gamma$, og mellem denne zone og Rispebjerg-maksimet ses en udglattet minimumzone med Z -værdier mellem 0 og 100γ . På dette punkt minder anomalibilledet en del om Paradisbakke-granit/Svaneke-granit omregnet til 270 m eller måske til et lidt højere niveau. Gry angiver (1960) mægtigheden af den Eokambriske sandsten til 100 m, den nedre kambriske Balka-kvartsit til 60 m og de Grønne skifre til 100 m, i alt 260 m. Rispebjerg-maksimets østdel har over grannitten den kambriske serie til og med de Grønne skifre, den vestlige del til Dicellograptus- og Cyrtograptus-skifre, hvilket (efter Gry) skulle kunne øge sedimentmægtigheden her med 40–120 m. Dette er i overensstemmelse med, at omregningen til det højeste niveau, 270 m antagelig er for lav. Den sammenhængende anomalistruktur fra Paradisbakkerne over Slamrebjerg til Rispebjerg kan fortolkes som et sammenhængende område af Paradisbakke-granit. Ligheden mellem kurvebilledet i 270 m-niveauet og Rispebjerg-Snøgebæk synes at støtte denne fortolkning, det virker sandsynligt, at området med Svaneke-granitten fortsætter på øens østside. Bornholm viser altså i sit sydøstlige område spor af en betydelig horisontalforskydning, hvor sydsiden er relativt forskudt mod vest, en forskydning, der er af en størrelsesorden som den før benævnte præeokambriske Jydegård-forkastning. Det er berettiget at tale om en præeokambrisk alder, først og fremmest fordi den ikke giver Keldseå gangen en så betydelig horisontalforskydning. Dette vil blive nærmere omtalt i sidste afsnit med beskrivelsen af de magnetiske profiler; her vil jeg kun anføre, at det fremgår af disse, at Keldseå gangen, der i syd er dækket af de eokambriske og kambriske aflejringer, er parallelforskydte ca. 300 m (den sydlige del) mod vest af yngre forkastninger. Disse 300 m er altså indbefattet i Blykobbe-Balkaforkastningens 2–3 km.

Den størrelse, vi her som overalt kan angive for en horisontalforkastning, er summen af alle de bevægelser, der i et geologisk set meget langt tidsrum i forkastningszonen, har udløst spændinger i jordskorpen. De kan også have været modsat rettede, vi har kun mulighed for at vurdere slutresultatet. At denne betydelige brudzone også præger det gravimetriske kort (Saxov 1945) og tyngdeprofilerne, skal jeg senere komme ind på. Brudzonen har repræsenteret en svaghedszone, hvori spændinger i det Bornholmske område er udløst helt op til Kænozoikum. Efter dens størrelsesorden kan dette ikke virke overraskende. Den vest-nordvestlige brudretning er altså ikke (som almindeligt antaget) tektonisk set ung, og denne konklusion må formodes at have gyldighed både vest-nordvest for Bornholm og øst-sydøst for. Når jeg her, og i det følgende opfatter den som den ældste af de præeokambriske brudzoner, der skærer Rønne-granit-kompleksets anomalistrukturer (og bjergarter), skyldes det først og fremmest (som det senere fremgår), at det bedst forklarer den store afstand 1–2 km mellem Rønne-granit-kompleksets bjergarter og anomalier i Rønne- og Baunklint området, men dette er naturligvis et fortolkningsspørgsmål.

8.3. *Præokambriske brudzoner med retning mellem N-S og NØ-SV*

8.3.1. *Indledning*

Når vi betragter Z-anomalikortet, fremgår det af dette, at i det nedsænkede område, med bevarede mesozoiske aflejringer, der begrænses af de unge forkastninger, Rønne-Boderne og Rønne-Korsodde, finder der tre positive anomalier. Den vestligste af disse, *Vibegård-maksimet*, der fortolkes som Blemmelyng-granit, afgrænses i øst af en minimumzone med omtrent nordøst-sydvestlig retning. ØSØ for denne ses to maksima, der er orienteret nordnordvest-syd-sydøst og nord-syd. Disse er indbyrdes adskilte af en minimumzone (med retning nord-syd), men de forenes muligvis i havet sydøst for denne. Den øvrige del af strækningen til Boderne er domineret af lave, ofte negative værdier, hvor Rønne-Boderne-forkastningen markerer en skarp grænse til den store, positive anomali NNØ for. Denne forløber ubrudt til fritliggende Blemmelyng-granit i NV. De to ovennævnte nord-syd orienterede maksima vil ikke blive forsøgt fortolket. De har en for hele dette sydvestbornholmske område afvigende orientering, og deres videre forløb mod syd er uafklaret. Deres placering her, under et formodentlig tykt sedimentdække, kan give anledning til at betvivle dette. Yngre blokbevægelser – men ældre end Mesozoikum – kan betyde varierende, men undertiden ringe afstand til den underliggende granit. Granitter syd for Rønne-granit-komplekset har vi ikke noget kendskab til. Jeg har væsentlig koncentreret mig om udredningen af Rønne-granit-kompleksets bjergarter, og når man som her skal forsøge at udrede en blokmosaik som den bornholmske, hvor de forskellige forkastningers relative alder ikke umiddelbart kan fastslås, må man løse opgaven ved at vedtage den relative alder af brudzonerne, der bringer Rønne-granit-kompleksets adsplittede bjergartsanomalier i en så naturlig sammenhæng som mulig. Jeg vil derfor gå over til at beskrive de forkastninger, der parallelforskyder Rønne-granit-kompleksets anomalistrukturer efter retningerne nord-syd og nordøst-sydvest. Jeg vil derved søge at følge Rønne-granit-kompleksets bjergarter fra Rønne området i vest til Boderne i øst – muligvis kan det forfølges til området øst for Åkirkeby.

Den vestlige del omfatter det system af forkastninger, der har placeret Rønne-granit-kompleksets bjergarter i Rønne og Baunklint i deres nuværende forskudte og adskilte områder. Jeg vil tage hensyn til Callisens sydvestlige lokalitet for Almindings-granit omkring Hallegård-Ringeby. På Callisens kort (1934) over denne bjergart falder det næsten i øjnene, at den vestlige lokalitet må være forskudt mod syd i forhold til det øvrige område. På samme måde fremgår det, efter min opfattelse af Callisens detailkort (1932) over Rønne-Baunklint (Callisen fig. 11), at det S-formede forløb, hun giver Rønne-granitten og Rønne-granittens overgangsbjergart i virkeligheden viser en forskydning af Baunklint mod nord i forhold til Rønne området. Dette bliver særlig indlysende, når det kan ses, at Callisen ikke har nogen feltiagttagelser til at forbinde de to områder. Jeg har diskuteret dette forhold med K. Callisen og set

hendes feltkort og har gennem søgt området, men Rønne- eller Knudsker-granit ser ikke ud til at optræde i denne nordøst-sydvest strygende minimumzone.

8.3.2. *Kroggård-Nyker-forkastningen og Robbedal-Gudhjem-forkastningen*

Kroggård-Nyker-forkastningen og Robbedale-Gudhjem-forkastningen skærer hinanden, og mindst en af dem må have en horisontalforskydning. Idet jeg går ud fra, at Rønne-granitterne og Alminding-granittens sydgrænse har haft nogenlunde ubrudt forløb, må området øst for Robbedale-Gudhjem-forkastningen og vest for Kroggård-Nyker-forkastningen relativt være gået mod nord, mens den mellemliggende trekant er gået mod syd. Se tavle V

Forkastningernes relative alder er ikke på forhånd givet; derfor er der først regnet med, at de begge var horisontalforkastninger. Hvis Kroggård-Nyker-forkastningen er ældst, skulle dens forskudte sydlige del være at finde inden for området med blottet Blemmelyng-granit – dette er umuligt. Hvis Kroggård-Nyker-forkastningen er yngst, vil den forskyde sydenden af Robbedale-Gudhjem-forkastningen, så denne burde have et forløb omtrent gennem Vibegård-maksimet – dette burde kunne ses i kurvebilledet. Hvis man imidlertid antager, at den yngste bevægelse er vertikal, vil man opnå, at begge forkastninger tilsyneladende løber ubrudt til sydkysten, og de to minimer her taler netop for et sådant forløb. Som det fremgår af det følgende, er det sandsynligt, at Kroggård-Nyker-forkastningen er en vertikalbevægelse, hvor vestsiden er gået op. Da jeg regner med at Rønne-granit-kompleksets bjergarter hælder mod nord, vil denne bevægelse netop medføre den ovenfor angivne tilsyneladende horisontalforskydning.

I afsnit 8.2.2 er det antydnet, at bjergarten, der skaber Blykobbe-maksimets østflanke, må ligge i brudkontakt med Alminding-granit, og det menes, at Blykobbe-maksimet skyldes Knudsker-granit under de mesozoiske aflejringer. Knudsker-granit/Alminding-granit i brudkontakt antyder som tidligere nævnt (8.2.2) en betydelig hævnning (relativt) af Nyker-Kroggård-forkastningens vestside, og Rønne området og Baunklint området bliver som antaget Rønne-granit-kompleksets bjergarter i forskelligt niveau. Det antages, at Kroggård-Nyker-forkastningen er den yngste. Fortolkningen har bl.a. én fordel: den kræver den mindste horisontalforskydning langs Robbedal-Gudhjem-linien (2 km) og forfatteren arbejder ud fra den opfattelse, at man bør tilstræbe at fortolke et tektonisk brudmønster med så små forskydninger som muligt.

Forkastningerne er i gnejsområdet placeret i sprækkedale, da det er det eneste sted, hvor de kan skjules; i højdedragene måtte de kunne findes, og det har ikke været muligt. Flere sprækkedale, der forløber under en spids vinkel med forkastningen, kan have deltaget i bevægelsen eller bevægelserne, som det er angivet på tavle V nord for Søndre Borgedal, hvor sprækkedalsystemet omkring Spælingmose-Dynddalen (omkring u 24) ikke alene passer godt ind i det tektoniske mønster ved forskydningsretningen, men også ved dens størrelse

(500 m) påvist af Münther (1945). Et sådant bevægelsesmønster i forbindelse med Robbedale–Gudhjem-linien tyder meget stærkt på, at det er en horisontalforkastning, og også at den er den ældste.

Kroggård–Nyker-forkastningen forløber efter dette fra sydkystens minimumszone mellem de to N–S forløbende maksima, langs Blykobbe-maksimets N–S forløbende kurvepakning, langs stejlvæggen i Duebjergs østside (n/o 10), gennem Kampelykke ådalen fra ca. z. 11 i syd til VII, 12 i nord og videre via Sandvig til Hammerknoldens østkyst.

Robbedale–Gudhjem-linien går gennem Tingsted Ådalen, gennem Søndre Borge dal og videre til Salene Bugts østside. Forkastningen går gennem og forskyder kurvepakningen (Alminding-granit/gnejs) ved stationerne i 22 og 23, og derved antydes en horisontalforskydning af gnejs/Alminding-granitgrænsen. Forkastningens ophævelse vil altså flytte Alminding-granitten vest for Robbedale–Gudhjem-forkastningen 2–3 km mod nord, og som helhed vil Alminding-granittens område få en orientering NV–SØ, altså omtrent som Rønne-granit-kompleksets bjergarter og som foliationen. Forkastningens ophævelse vil endvidere flytte kystlinien fra Salene Bugt til Sandvig et væsentligt stykke mod nord. Dette er ikke irrelevant, selv om Bornholms kyster i dag naturligvis dikteres af langt yngre bevægelser. Der findes ved Tejn i kystzonen en ret godt konsolideret kystparallel breccieringszone. Den er stærkt kloritiseret, og forfatteren mener i 1944 at have set diabasapofyser i breccieringszonen yngre end denne. Der kan altså foreligge en med Blykobbe–Balka-forkastningen parallel brudzone af præeokambrisk alder. De yngre forkastninger, der har givet øen dens nuværende form, kan have tilpasset sig ældre præeokambriske svaghedszoner.

Der er ovenfor konkluderet, at den yngste af de to forkastninger må være en vertikalbevægelse, hvorved man opnår, at de begge løber ubrudt gennem skæringspunktet. En stejl hældning af den ene eller den anden af de to forkastninger vil medføre en mindre parallelforskydning af den brudte ende af den ældste – Robbedale–Gudhjem-forkastningen. Imidlertid vil en så stor forskydning som 500 m kunne tolereres i Sydbornholm, da minimumzonen dels er forholdsvis bred og dels fordi den på grund af maskevidden på 500 m i stationsnettet ikke kan placeres med fuld nøjagtighed.

I forbindelse med den ukendte eventuelle hældning af forkastningerne, må Blykobbe–Balka-forkastningen nævnes. Den kan forløbe ubrudt over Kroggård–Nyker-forkastningen, men behøver det ikke. Der er intet i kurvebilledet mellem Nyker–Kroggård-forkastningen og Robbedale–Gudhjem-forkastningen, der indikerer dens placering, og jeg har derfor valgt at lade spørgsmålet stå åbent ved ikke at angive noget brud i bølgelinien i dette område.

8.3.3. *Den Præeokambriske Ekkodal-linie og området øst for*

Betragter vi det videre forløb mod øst af Rønne-granit-kompleksets bjergarter, møder vi en mindre, men egentlig ejendommelig forskydning af østsiden mod

syd i forhold til vestsiden i en naturlig fortsættelse af *Ekkodal-forkastningen*. Forskydningen er på 5–600 m. Jeg skal senere ved beskrivelsen af de magnetiske profiler (12.12 og 13.2) gøre rede for en række af forkastninger, der forløber i eller parallelt med denne brudzone, og andre som skærer denne og forskyder den. Hovedparten af disse er utvivlsomt yngre end Palæozoikum. Vi må antagelig også have en vertikal forkastning i Ekkodalen, der er yngre end Prækambrium. (Se 12.12 og 13.2).

En præeokambrisk forkastning i Ekkodalen kan have en horisontal, såvel som en vertikal forskydning, men vi må formode, at der foreligger en præeokambrisk forkastning med antagelig dominerende horisontalforskydning, der kan være forøget eller formindsket af posteokambriske forkastninger. En af de præeokambriske forkastninger må være ældre end Kelseåens diabasgang.

Udbredelsen af de palæozoiske bjergarter lader sig vanskeligt forene med antagelsen af posteokambrisk horisontalforskydning, men nok med en vertikal bevægelse. Ekkodal-forkastningen er yngre end Blykobbe–Balka-forkastningen, der ikke forskyder Kelseå diabasgangen. (Tavle XXIII).

Et ejendommeligt træk ved brudzonen er, at bredden af Blemmelyng-granitten – d.v.s. Blemmelyng-granit-anomalien – er blevet smallere tilsyneladende forårsaget af den yngre forkastning Rønne–Boderne. Beklageligvis kan vi ikke her syd for sidstnævnte forkastning og øst for Ekkodal-linien regne med så store sedimentmægtigheder, at det alene kan forklare Z-anomalikortets lave værdier, specielle magnetiske forhold kan her spille ind.

Betragter man den minimumzone, der på Z-anomalikortet markerer østgrænsen af Rønne-granit-kompleksets Baunklint område, ses maksimumzonerne afbrudt efter en NØ–SV-lig linie, op til denne brede minimumzone. Denne har ingen synlig relation til det posteokambriske forkastningssystem her i området, og heller ikke til sedimenternes udbredelse. Den smalle zone med *Cyrtograptus*-skifre (ved Boderne), der på østsiden tektonisk afgrænses fra kambrisk sandsten og Purbeck-Wealden aflejringer og på vestsiden tektonisk afgrænses fra Keuper- og Juraaflejringer, viser sig i et parallelt kurveforløb på anomalikortet med retning NNV–SSØ. Hele serien af øvre Kambrium–Silur, der findes omkring Læsåen og vest for, og som har tektonisk begrænsning i V med retning NNØ–SSV og NNV–SSØ, kan kun med vanskelighed identificeres med forløbet af Z-kurverne.

8.3.4. *Risebæk–Kobbeå-forkastningen*

Øst for Baunklint området ses som omtalt ovenfor en minimumzone, og i østflanken af denne er Z-anomalikortets mest dominerende struktur det betydelige maksimum på 470 γ (nær 16 km stenen på den søndre landevej), *Brogård-maksimet*. På dette sted har vi efter Gry (1960), Arnager-grønsand begrænset af fire forkastninger; granitoverfladen må her ligge mindst 300 m under havniveau. Ifølge mundtlige oplysninger fra Helge Gry fremkommer dette resultat på følgende måde: I Purbeck-Wealden serien nord for Arnager-grønsandet

træffes i en boring seriens nedre begrænsning (her hvilende på Grønne skifre) i kote — 12 m. Purbeck-Wealden seriens mægtighed anslås til 50 m ved den vest-nordvest-østsydøstlige forkastning til Arnager-grønsandet. Følges lagserien med den fra boringen bestemte hældning, skal vi ca. 80 m dybere, altså i alt ca. —150 m, for at træffe overfladen af Palæozoikum i Arnager-grønsandsblokken under Brogård-maksimets højeste værdi. Dette underlag er formodentlig Balka-kvartsit (Mesozoikum hviler i nord på Grønne skifre), mægtigheden af denne er ca. 150–160 m, det giver tilsammen i alt ca. 300 m. Dette er minimumsmægtigheden, bl.a. under forudsætning af, at forkastningen nord for maksimet har en lille springhøjde.

Brogård-maksimet. Den dominerende del af Brogård-maksimet ligger inden for Arnager-grønsandsblokken, men det fortsætter mod syd, hvor vi har blokken med Neksø-sandsten og Grønne skifre. Anomalien kommer også tydeligt frem i kystzonen, Læså-Raghammer odde, hvor vi har Purbeck-Wealden lejret på Neksø-sandsten. Ingen af de af Gry her angivne tre forkastninger kan spores i Z-anomaliforløbet. Den vestlige forkastningszone omkring Læsåens udmunding i kysten følger som nævnt en del af anomalikurveforløbet. Den østlige forkastning, der bl.a. begrænser Arnager-grønsandsblokken, påvirker ikke særlig tydeligt anomaliforløbet. Det må her – som vi allerede har set det flere steder – være den underliggende granits magnetiske egenskaber, der er afgørende, og denne granits begrænsning, der dominerer Z-anomaliens form.

Brogård-maksimet har en orientering nordvest-sydøst, og det fortsætter vest for den smalle forkastningszone i et område med Alunskifre, Orthoceratitkalk og Dicellograptusskifre, hvad der efter Gry giver en sedimentmægtighed på ca. 300 m. Som helhed får Brogård-maksimet en orientering VNV-ØSØ. Anomaliens nordøstflanke har en NV-SØ-lig kurvepakning med en gradient på knap 100 γ pr. 100 m og parallelt med denne træffes en 6–700 m bred minimumzone (+110 γ). Nordøst for denne ses en urolig positiv anomali med varierende værdier af Z, der dog i nord omkring Ugleenge opnår værdier på 300 γ (her over Grønne skifre eller Balka-kvartsit). Brogård-maksimet kan enten fortolkes som en mod syd forskudt Knudsker-granit, og i så fald savnes en tolkning af den nordøst for liggende minimumzone; eller maksimet kan opfattes som en mod nord forskudt Blemmelyng-granit i forhold til det vestlige område. Den nordøst for beliggende minimumzone betragtes som Rønne-granit. Den uregelmæssige positive anomali langs minimumzonens nordøstlige side må da være Knudsker-granit eller gnejs. Det sidste stemmer overens med, at Knudsker-granitten fra Baunklint og mod sydøst har et uregelmæssigt anomali-billede, en zone med høje, moderat høje og lave Z-værdier i vekslen. Rønne-granit-zonen har en anslået bredde på 6–700 m, hvilket er noget mindre end ved Baunklint, men ikke meget mindre end i det nærmest tilstødende område vest for. Horisontalforskydningen af Rønne-granitkompleksets anomaliforløb er ca. 1½ km regnet fra midten af minimumzonerne.

Det vil være rimeligt at placere en forkastning vest for Brogård-maksimet i midten af den nordnordøst-sydsydvest løbende minimumzone, d.v.s. vest for Risebæk (nær ved eller lige vest for Pæregård (L 23/24). Det er ret tæt ved forkastningen mellem blokken med Balka-kvartsit og Grønne skifre på vestsiden og Alunskifer, Orthoceratitkalk og Dicellograptusskifer på østsiden, men med en mere NNØ-lig retning. Jeg vil anse det for sandsynligt, at dens forløb mod nord skal søges i det sprækkedalstrøg, der ender i Kobbæns sprækkedal. Der forløber en stor svaghedszone, der skærer *Ekkodal-linien* og Kelseå-diabasen ret vest for Baste mose, og der forskydes diabasen ca. 400 m (østsiden forskudt mod nord). Dette omtales nærmere i afsnittet med de magnetiske profiler. Disse 400 m indgår altså i det ovennævnte tal på 1500 m for forskydningen af Rønne-granit-komplekset. Hovedforskydningen af anomaliforløbet er ældre end Kelseå-gangen og er også ældre end den prækambriske Ekkodal-linie, og den forskydes derfor af denne 5–600 m mod sydvest (østsiden i forhold til vestsiden).

Rent summarisk kan det udtrykkes, at problemstillingen her var, at Brogård-maksimet, der med sine 470 γ over mindst 300 m sediment, krævede en bjergart med høj susceptibilitet og af kendte bornholmske granitter måtte den søges mellem Knudsker-granit, Blemmelyng-granit og Paradisbakke-granit. Maksimets orientering som Rønne-granit-komplekset og det forhold, at Knudsker-granitten fra Knudsker til Læså området viste stadig lavere værdier, pegede på Blemmelyng-granit, der så måtte være forskudt ca. 1500 m mod NØ i forhold til Vestbornholm. Den nødvendige forkastning måtte placeres sådan, at den forløb parallelt med Brogård-maksimets vestligste kurvedragning med retning NNØ-SSV og øst for den stiplede kurve, der antydede Knudsker-granittens østligste del. Det giver *Risebæk-Kobbæ-forkastningen*.

På denne måde er Rønne-granit-kompleksets bjergarter fulgt ca. 18 km fra den unge Rønne-Teglkås-linie i vest til omkring Raghammer odde i sydøst. Dette forløb er tre gange horisontalforskudt med forskydninger på 600–2000 m, og disse forkastninger er formodentlig alle ældre end diabasintrusionen. Det kan ikke udelukkes, at der foruden horisontalforskydning er forekommet vertikale bevægelser i nogle af disse. Een gang er Rønne-granit-komplekset forskudt ved Kroggård-Nyker-forkastningen, ved en vertikalbevægelse. I alle fire tilfælde er der langs disse svaghedszoner forekommet senere bevægelser. Rønne-granit-kompleksets østlige afslutning fremtræder ikke særlig entydigt af Z-anomalikortet.

8.3.5. *Askelykke-maksimet*

Nordøst for Brogård-maksimet og øst for Åkirkebys gnejsblok finder vi i Z-anomalikortet strukturer orienterede nordvest-sydøst med det for Rønne-komplekset karakteristiske anomalibillede: maksimum–minimum–maksimum. Det søndre maksimum, *Askelykke-maksimet*, med Z-værdier på over 600 γ

træffes her over Neksø-sandsten og Balka-kvartsit, og formationsgrænsen mellem de to sandsten går på tværs af maksimet meget nær den højest målte værdi på 617 γ (P 34). Maksimets sydvestside er påvirket af østdelen af den nordvest-sydøststrygende forkastning langs Åkerklinten.

Det nordlige maksimum ligger ret øst for Åkirkeby. Det er mindre, og formes efter 350 γ kurven, maksimalværdien 409 γ ses i nordenden (T 34). Dette maksimum er målt over Neksø-sandsten. Gry (1960) angiver en mindre forkastning med retning nordvest-sydøst, hvor vi har maksimets sydflanke. Den mellem maksimerne foreliggende minimumzone har Z-værdier på omkring 300 γ . Jeg har et magnetisk profil 268 tavle XII (NNØ-SSV), der går gennem den formodede minimumzone og til og med det nordlige maksimum. Forskellen i gamma er ca. 200, men minimumzonen afspejler sig faktisk tydeligt som en sådan. Et magnetisk profil 263 tavle XII* på den øst-vestlige landevej til Åkirkeby over det nordlige maksimum viser tydeligt et maksimum på ca. 250 γ . Sedimentmægtigheden omkring maksimet er vanskelig at anslå på grund af forkastningerne her, men den må være mindre end 100 m. Det nærmest liggende gnejs terræn nord og nordøst for består af gnejs med et stærkt varieret anomalibillede med Z-værdier fra -380 γ til over +1000 γ , men udtalte nordvest-sydøststrukturer forekommer ikke i Z-anomalikortet dér.

Ved den hidtil beskrevne del af Rønne-granit-kompleksets anomalistruktur har der været tale om et markant anomalibillede, der har kunnet følges fra områder, hvor de bjergarter, der forårsagede det, var blottet. Forkastningerne, der tolkedes som horisontalforskydninger, har kun undtagelsesvis været større end 2000 m. Jeg har anset det for sandsynligt, at de forløb i eller nær posteokambriske brudzoner, og at deres forløb i gnejs terrænet i nord kunne placeres i velmarkerede sprækkedalzoner, så de fik et omtrent retliniet forløb. Her er der nu tale om et anomalibillede, som i sin orientering minder om det vest for beliggende. Det har et markant søndre maksimum, Askelykke-maksimet, der tåler at sammenlignes med Brogård-maksimet. Maksimets højeste værdi er over 600 γ , Brogård-maksimet 470 γ , men sedimentmægtigheden er her i nord knapt det halve. Den største vanskelighed for fortolkningen ligger i, at vi her skal have en horisontalforskydning på ca. 4000 m og med en retning, som anomalikortet og de geologiske forhold meget entydigt fastlægger, men som ikke på nogen måde afspejler sig i områdets yngre tektonik og som vanskeligt fremtræder morfologisk i granitområdet.

Den forkastningszone, man her må antage, kan kun placeres i det meget lille mellemrum mellem Åkirkeby gnejsblokken og Askelykke-maksimets vestende, og den må forløbe til østenden af Raghammer odde ved sydkysten. Det giver en nord-sydlig retning. Dette er en retning, vi har repræsenteret i den præeokambriske tektonik, og inden for den posteokambriske findes den i vestsiden af Bornholms »klinter«: Baunklint, Åkerblokken, Kastelsbakken og

* Profil 263 er 6-700 m længere mod vest end den del, der er angivet på tavle XII.

Slamrebjerg. Forkastningszonen må være ældre end Blykobbe-Balkalinien. Jeg har stor betænkelighed ved at opfatte dette 4 km forskudte anomalibillede som Rønne-granit-kompleksets østligste del og vil betegne et sådant forsøgsomen hypotese; kun en boring i Askelykke-maksimet og ned i dets granit-underlag vil give en klar fortolkningsmulighed. På den anden side – hvis sådanne undersøgelser gennemføres og beviser hypotesens rigtighed – må det som et naturligt resultat bevirke, at Rønne-granit-kompleksets bjergarter faktisk uden større forskydninger fortsætter i Egby områdets dominerende, positive anomalier. Dette sætter dem uvilkårligt i relation til Paradisbakke-granitten, og problemet må da også ligge i, at Rønne-granit-kompleksets bjergarter forandrer retning fra VNV-ØSØ-lig retning i vest til øst-vestlig retning i Egby området, hvorefter det drejer til næsten nord-sydlig retning i Paradisbakke området. Hvis vi vil opfatte anomalibilledet øst for Åkirkeby gnejsblokken som en mod nord stærkt forskudt del af Rønne-komplekset, vil brudzonens forløb i gnejsterrænet her vanskeligt kunne fastlægges. En sådan brudzone vil, hvis den er yngre end Blykobbe-Balka-forkastningen, forskyde denne langt op i Paradisbakkerne, og den kan aldrig bringes i forbindelse med forskydningen mellem Slamrebjerg- og Rispebjerg-anomalierne. Hvis den er ældre end Blykobbe-Balka-forkastningen vil den forskydes ca. 3 km mod øst til en linie f.eks. Grødbyå-Ølene-Ypnestad, d.v.s. at den ændrer retning fra en nord-sydlig linie til en nordøst-sydvestlig retning, og det forudsætter næsten en relativ kipning af området nord eller syd for Blykobbe-Balka-linien, og dette kan der ikke føres noget bevis for. Et nord-syd forløb efter en forskydning mod øst af norddelen er det stort set umuligt at fastlægge i graniterrænet.

Det må dog understreges, at en anden fortolkning af anomalibilledet øst for Åkirkeby også er mulig. Først og fremmest domineres anomaliforløbet af Askelykke-maksimet, og uden dette maksimum, og dets orientering som Rønne-granit-kompleksets anomalier, ville det være vanskeligt at sammenligne det samlede anomaliforløb med Rønne-granit-komplekset, dertil er såvel minimumzonen som det nordlige maksimum for utydeligt udformet. Jeg har nævnt, at Askelykke-maksimets sydflanke sandsynligvis påvirkes af en forkastning fra Åkerklinten. Maksimets form og størrelse kan skyldes, at sedimentmægtigheden over dette maksimum er ringe, og at vi har grundfjeld her med en betydelig magnetiseringsintensitet. En forkastning med en springhøjde på over 100 m på S-siden vil så være med til at give maksimet dets form på samme måde, som vi så, at Kroggård-Nyker-forkastningen omformede Blykobbe-maksimet næsten til ukendelighed.

Som følge af at området nord for Askelykke-maksimet kan have en ringe sedimentmægtighed, må et vist prækambrisk relief foreligge, modsat den almindelige opfattelse af et præeokambrisk peneplan. Hvis man vil opfatte det som en absolut plan flade, finder jeg det vanskeligt foreneligt med aflejringsforholdene i Neksø-sandstenen. Opfatter man det som en flade med svagt relief, sjældent eller aldrig inden for det bornholmske område med højdeforskelle over 50 m,

så kan Askelykke-maksimet opfattes som et område, hvor Neksø-sandstenen har en mægtighed på f.eks. 50–60 m. Forkastningen på sydvestsiden kan da øge afstanden til granitten til godt 200 m. Jeg vil tro en gnejs med passende magnetiseringsintensitet og næsten homogent magnetiseret i retningen VNV–ØSØ (foliationsplanet) kan give en sådan anomali. Micheelsen (1961) angiver ganske vist, at foliationen på denne lokalitet er nærmest vestsydvest–østnordøst; Bubnoffs (1942) målinger i Åkirkeby gnejsblokken lige vest for angiver strygningen øst–vest med fald 45° til nord.

Jeg har fremhævet dette som en mulig forklaring, specielt fordi vi ingen andre steder langs Rønne-granit-kompleksets søndre maksimum har en så betydelig NV–SØ-lig forkastning bortset fra strækningen mellem Ekkodal-linien og Risebæk–Kobbeå-forkastningen, men her tegner Rønne-granittens minimum-zone tydeligt bjergartskompleksets retning.

Blykobbe–Balka-linien og antagelig alle de her gennemgåede skærende forcastninger må anses for ældre end Kelseådiabasen, da denne ikke får en forskydning af Blykobbe–Balka-liniens størrelsesorden. De repræsenterer tilsammen en deformation af det bornholmske område orienteret nordvest–sydøst. Rønne-granit-komplekset giver specielt for Sydbornholm gunstige betingelser for påvisning af betydelige præeokambriske forcastninger, og det ligger i forholdene, at de ikke kan placeres helt præcist – derfor bølgelinierne. I hovedsagen er det også horisontalbevægelserne, der lader sig påvise. Dette udelukker naturligvis ikke, at de horisontale brudzoner kan have en vertikal bevægelse, der blot ikke kan påvises. De præeokambriske forcastninger er store – langt større end det tidligere er påvist. Afstanden til den nærmeste del af Sverige (Skåne) er 30–40 km, til det nærmeste østtyske-polske område over 100 km. Det er så store afstande, at det ikke kan forventes, at de bornholmske brudzoner kan genfindes, så meget mere som de må påvises geofysisk og under betingelser som for Rønne-granit-komplekset. Jeg må derfor også, som andre forfattere, opfatte Bornholm som en enhed. Noget lignende gør sig også gældende f.eks. for den 60 m brede Keldså gang, der er ingen, der har forsøgt at sætte den i forbindelse med Karlshamn–Karlskronas diabasgange.

Betingelserne for påvisning af forcastningerne i Sydbornholm har været gunstige, derfor mener jeg ikke, det kan sluttes, at det er de eneste store forcastninger på Bornholm, der vil utvivlsomt være flere end disse.

9. Andre formodede præeokambriske forcastninger

Et par iøjnefaldende magnetiske strukturer i området N og S for Hasle kan være en følge af brudlinier yngre end Jura-Wealden-dannelserne. Det ville betyde, at Gry's fortolkning (1960) af Jespersens granithorst (den granithorst, der først påvises af Magnus Jespersen (1866)) og dens forløb i N inklusive den nord–sydgående forcastning langs denne, skal revideres (Rønne–Teglås-

linien). Det drejede sig om 1) den magnetiske struktur, der følger Svartingedalen i NØ-SV-lig retning og 2) den Ø-V-lige magnetiske struktur (væsentlig minimumszone) lige S for Kæmpeå-dalen (området, der her i nord har magnetisk lave værdier) i en større bredde end Juraformationen (Gry 1969 b) lader formode. Det var derfor spørgsmålet, om denne forkastning skulle rykkes længere øst på.

D.G.U. udførte i 1961 ved firmaet Brd. Anker, Hasle, 4 boringer for at belyse dette spørgsmål. Boring 1 blev placeret ved kysten tæt N for Hellig Peder badehavn (v 3), da de magnetiske profiler bl. a. nr. 153 og 155 (tavle XXI) sandsynliggjorde forkastning og nedsænkede sedimenter her. Boringen gik gennem 26 m kvartæraflejringer ned i 38 m Jura finsand. Boring 2 placeredes ved Ravnebæk ca. 200 m NØ for den magnetiske station t 4 i minimumzonen Ø for Rønne-Teglkås-forkastningen. Boringen blev anbragt lavt i terrænet for at opnå ringe kvartærdække. Boringen ramte granit i 6 m's dybde. De 2 boringer bekræftede derfor Gry's fortolkning her, og den øst-vestlige magnetiske minimumzone må skyldes andre årsager, måske en præeokambrisk brudzone.

Boring 3 blev anbragt ved Risegårds indkørselsvej fra Rønne-Hasle-vejen tæt ved denne (godt 100 m S for den magnetiske station o 6). Boringen ligger Ø for horstkilen og N for Svartingedalen i et område, hvor Gry (1960) har indtegnet Rabekkeformationen. Boringen gik gennem 13,6 m kvartæraflejringer til fast klippe. Da boremetoden ikke tillod prøvetagning af granitten, og da det var af betydning at sikre sig, at det ikke var en løs blok i kvartæraflejringerne, blev boringen flyttet ca. 5 m mod S og gentaget med samme resultat. Boring 4 placeredes V for Sigsgårds vestlige havehegn (NNV for den magnetiske station n 5). Boringen ligger midt i horstkilen (efter Gry), men den gik gennem 17 m kvartæraflejringer ned i Juraseriens ler-, sand- og kullag. Resultatet må fortolkes som følgende: Rønne-Teglkås-forkastningen er korrekt i den nordlige del, men den må placeres Ø for Sigsgård og er muligvis forskudt horisontalt efter Svartingedalzone relativt ca. 400 m mod V af nordsiden. Det er en horisontalforskydning yngre end Purbeck-Wealden-formationen. Den er endnu ikke på vist i juraaflejringerne V for Rønne-Teglkås-forkastningen.

Svartingedalen er den eneste af de bornholmske sprækkedale, der afspejler sig i Z-anomalikortet. I området N for dalen træffes en betydelig positiv anomali over 800 γ , og det er sandsynligt, at denne kan tilskrives Maegård-granit, Micheelsen (1961). Selve blotningen af Maegård-granitten 150 m NØ for t 8 ligger i et område, hvor anomalikortet viser 2-300 γ , meget nær ved den ovenfor omtalte øst-vestlige minimumzone. En måling på den blottede Maegård-granit gav 892 γ . Maegård-granitten er kun blottet på dette ene sted, og SV for har vi et område, hvor Callisen (1932) omtaler den »aplitiske« Hasle-granit (Frigård) og den hornblendende-rige »blå granit« (Tækkeregård).

Anomalien afgrænses i nord som omtalt af en Ø-V strygende minimumzone. Den er tidligere omtalt i afsnit 7.1 som et af de områder, hvor stationsantallet blev øget for at få klarhed over, om dette ville ændre anomaliens forløb. Der er

spor af en øst-vest løbende dalzone, der nok kunne være en yngre erosionsdal i kvartæret, men dels er denne Ø-V retning karakteristisk længere N på i typisk graniterræn, og dels kan den følges mod Ø og forskyder muligvis her Svartingedalen (Münther 1945a).

Der er ikke meget, der sikkert kan antyde Ø-V zonens prækambriske alder, men det kan angives, at den er ældre end Rønne-Teglkås-brudzonen som omtalt ovenfor. Det er ikke en retning, der findes inden for områder med palæozoiske aflejringer. Det er vanskeligt at afgøre, om det drejer sig om en horisontal eller vertikal bevægelse i denne (bortset fra en yngre forskydning af Svartingedalen).

Svartingedalen må opfattes som en brudzone med dominerende vertikalbevægelse, for selv om Maegård-granitten har så ringe en udbredelse inden for dette trekantede maksimum, findes det sandsynligt, at den kan give anledning til anomalien som helhed. Den er da for det meste overlejret af gnejs- inklusive Hasle-granit. Det er muligt, at der er tale om en så stor sænkning af dalens sydøstside, at Maegård-granitten er bragt ned på en sådan dybde, at den ikke mere formår at gøre sig gældende i anomalibilledet. Der kan også være tale om en så stor hævnung af sydsiden af dalen, at Maegård-granitten SØ for Svartingedalen er fjernet af erosionen. En horisontalforskydning forekommer her mindre sandsynlig. Den må i så fald være af størrelsesordenen mindst 4 km, enten SØ siden forskudt mod NØ til det langstrakte maksimum på over 500 γ, der findes her, eller SØ siden forskudt en lignende størrelsesorden mod SV, så resten af maksimumet ligger V for vestkysten. Den væsentligste formodning om en præeokambrisk alder for Svartingedal er som nævnt, at det er den eneste af alle øens sprækkedale, der afspejler sig i anomalikortet. Den ovenfor nævnte 400 m horisontalforskydning af Svartingedalen yngre end Purbeck-Wealden er da et eksempel på en yngre forkastning, der følger en præeokambrisk svaghedszone.

Jeg mener ikke, det kan udelukkes, at vi også har haft en præeokambrisk forkastning langs Bornholms vestkyst, eventuelt nær Rønne-Teglkås-linien. Bubnoff er inde på den tanke i sin afhandling om Hammer-granitten (1938 p. 296) ud fra de fjerformede buede kløfter, som træffes hyppigt nær kystzonen mellem Hammeren og Teglkås.

Da vi imidlertid ifølge Gry (1951 & 1956) har haft horisontalforskydninger langs Rønne-Teglkås-linien, kan jeg ikke tillægge disse kløftmålinger, den betydning Bubnoff tillægger dem.

Vi har i Rønne området en NNV-SSØ-lig orientering af Vibegård-maksimets nordlige del, hvorved afstanden til Knudsker-maksimet mindskes ret betydeligt i NV. Det er bemærkelsesværdigt, at det kan fremgå af anomalikortet, når vi tager i betragtning, at vi her har en ret dybtgående kaolinforvitring, og at vi har en overlejring med 5-9° SV hældende Purbeck-Wealden-aflejringer. Hvor meget kaolinforvitringen (i dybden) formår at ødelægge en bjergarts magnetiske egenskaber er vanskeligt at afgøre, men den geofysiske litteratur er rig på

eksempler på, hvor meget f.eks. en forvitret basaltoverflade kan svække en anomalistruktur.

Den ombøjning af Vibegård-maksimet til en næsten nord-sydlig retning kan ligeledes have ændret Knudsker-granittens nordvestligste del og kan netop give den en mere nordlig orientering, som det forskudte Blykobbe-maksimum viser. Rent teoretisk kan dette være den forskudte del af Vibegård-maksimet (og altså Blemmelyng-granit), men det vil blot kræve, at horisontalforskydningen langs Blykobbe-Balka-linien har været endnu større. Jeg mener, man kan betragte afbøjningen mod N i vestenden af Rønne-granit-komplekset i lighed med Z-anomalikortets forskydning af Slamrebjerg-Rispebjerg-maksimet, altså som en horisontalforskydning af vestsiden mod nord i forhold til østsiden. En sådan brudzone kan forløbe fra Rønne til Davidsbanke i nord og være en væsentlig årsag til den tertiære Rønne-Teglkås-forkastning, der med en, for den Fennoskandiske Rand noget afvigende retning, så kraftigt gør sig gældende her på Bornholm. I samme forbindelse må det understreges, at foliationen N for Hasle og omtrent til Vang stryger NNV til NV. Både Bubnoff (1942), Micheelsen (1961) og V. Münther (1945a) har fået denne detalje med på deres Bornholmskort.

10. Rønne-granit-kompleksets strygning og fald

I det foregående afsnit er behandlet et anomaliforløb, der tegner sig på Z-anomalikortet på en meget enkel måde. Det kan identificeres med bjergarter i vest, der er kendte, eller kan gøres til genstand for feltundersøgelser både med hensyn til udbredelse, forløb og grænser. Problemet var ikke stort, idet det kunne indskrænkes til at bringe det forskudte anomaliforløb i en rimelig fortættelse. Det var på forhånd dikteret af udbredelse og grænser for de pågældende grundfjeldstyper, samt sammenhængende, fortløbende anomalistrukturer for de brudte forskudte dele af anomalierne. Løsningen af problemet kunne begrænses til at placere og retningsangive de nødvendige forkastninger, og de var i overensstemmelse med de geologiske forhold, bl.a. yngre forkastninger og dominerende svaghedszoner i grundfjeldsplateauet nord for.

Hertil var kendskabet til bjergarternes magnetiske egenskaber uvæsentligt, for så vidt som det ikke havde betydning for fortolkningen, om f.eks. Rønne-granittens minimumzone skyldtes en revers magnetiseret bjergart eller kontrast i magnetiske egenskaber (indholdet af magnetit f.eks.) i forhold til de flankerende maksima. Det er nævnt, at størrelsen af horisontalforskydningen er vurderet ud fra forskydningen af midterpartiet af de ovennævnte minimumzoner, for andre muligheder forelå ikke. Maksimumzonerne var dårligt definerede i Z-anomalikortet, og grænserne – kurvepakningen – ville påvirkes af afstanden til bjergarten – altså sedimentmægtigheden. Det kan imidlertid ikke overses, at den anslåede bredde af minimumzonen ofte varierer ret brat på de

to sider af en forkastning. Grænserne for Rønne-granitten er søgt placeret midt i kurvepakningen. Dette forekom rigtigt ud fra vurderingen af profilerne over Rønne-granittens grænser, hvor feltiagttagelser var mulige. Men selv om det måske kan diskuteres, om dette også er korrekt, når bjergarten er dækket af 300 m sedimenter eller mere, så er den nævnte kurvepakning som regel så markant og zonen så smal (hvor gradienten er størst), at en lidt forkert placering af grænsen ikke kan have nogen overvældende betydning.

Det synes altså at være en kendsgerning, at afstanden mellem maksimum-zonerne (eller Rønne-granittens bredde) kan være af forskellig størrelse på hver side af en forkastning. Dette forekommer ikke indlysende, hvis der kun er tale om horisontalforskydninger. Er der tale om vertikale forskydninger som mellem Rønne og Baunklint området, må det betyde, at zonen med Rønne-granit har forskellig bredde i forskelligt niveau.

For Rønne området, der kan opfattes som hævet langs Kroggård-Nyker-forkastningen i forhold til Baunklint området, må det opfattes således, at Rønne-granit-zonens bredde er større i et dybere niveau, og i konsekvens af dette skulle anomali-billedet omkring Brogård-maksimet være et særligt højt niveau i Rønne-granit-komplekset.

Nu kan der spille forskellige forhold ind, som det ikke i alle tilfælde er lige let at få klarhed over. Det kan f.eks. nævnes, at i Rønne området er det søndre maksimum, Vibegård-maksimet, adskilt fra den øvrige del af området ved den tertiære brudzone, Rønne-Boderne, som efter forløbet at dømme må være en vertikal-forkastning. Hvis denne hælder stejlt mod sydvest, f.eks. 70° sydvest, og granitten (Blemmelyng-granit), der fremkalder maksimet, f.eks. ligger 500 m under havniveau, vil forkastningen have forskudt granitten (maksimet) ca. 150 m mod sydvest. Hvis vi i nogle områder kan have skjulte forkastninger, dækkede af bjergarter, ældre end Mesozoikum, kan det være umuligt at skønne over, hvilken indflydelse de kan have på anomalierne. Jeg mener, det må være berettiget, at undersøge om anomali-forløbet for Rønne-granit-kompleksets bjergarter kan give anledning til overvejelser over forløb og hældning af Rønne-granittens grænser.

I den geologiske litteratur om Bornholms granitter er der kun få steder foretaget undersøgelser over det vertikale forløb af granitvarieteternes grænser. K. Callisen (1934) omtaler, at Vang-granitten ligger over Hammer-granit, og det fremgår af beskrivelsen, at denne grænse nærmest hælder fladt mod nord. Olsker-lokaliteten syd for det egentlige Hammer område kan tolkes sådan. Callisens kortskitse og profil fra Vang peger i retning af, at grænsen hælder mod sydøst. Callisen skriver, at Hammer-granitten må danne underlag for Vang-granit et godt stykke mod nord. Bubnoff (1942) beskriver en mod nord hældende grænse mellem Vang/Hammer-granit og gnejs og opfatter Vang-granittens grænse mod Hammer-granitten som antiklinalagtigt hældende mod syd i den sydlige del og mod nord i den nordlige del, idet han mener, Vang-granit skal søges også i havet nord for Hammeren. I betragtning af at Hammer/Vang-

granit-grænsen gennemgående fremtræder i Z-anomalikortet, burde dette forhold have været undersøgt med magnetiske målinger (14.2). Den anden granit-grænse, der har været feltgeologisk undersøgt og fortolket, er Svaneke-granittens vestgrænse (R. Kaufmann i Bubnoff og Kaufmann 1933). Han mener, grænsen hælder mod vest i nord, står stejlt (lodret) omkring Ibsker i midten (a 54) og igen hælder mod vest syd for Helvedsgård (X 55). Bubnoff (1942) giver en skitse af denne vestgrænse, hvor han mener, at den allersydligst får stejlt fald mod øst.

Disse konklusioner er medvirkende til at inspirere Micheelsen (1961) til den af ham fremsatte teori om den østbornholmske fold, der som et antiklinal dykker 15° mod NNV i nord og er blødt udformet der, men i syd er mere markant og overkippet mod vest, foldningsaksen dykker her 15° mod nordvest. Micheelsen mener, grænsen mellem Svaneke-granit og Paradisbakke-granit (gnejs) skærer skråt ind over folden og følgelig er yngre end denne. Jeg mener ikke, at Svaneke-granit-grænsen er kortlagt præcist nok til, at en sådan slutning kan drages. Hvad angår Rønne-granittens grænse, fremsætter Bubnoff (1933) først en teori om en stor, mod syd overkippet fold, der tillader ham at sætte Vang-granitten i fortsættelse af Rønne-granitten (den sidste hælder altså mod nord). I 1942 tager han afstand fra denne fortolkning, og i en række profil-skitser giver han kun udtryk for, at Rønne-granitten, Knudsker-granitten, såvel som de fleste mørke og lyse granitter hælder mod nord (i lighed med foliationen). Micheelsen opfatter, som tidligere nævnt, Rønne-granitten som det bornholmske grundfjeldskompleks's bund. Bubnoff (1952 abb 10) opfatter Knudsker-granitten som en mod NØ hældende bevægelseszone.

Et anomali-forløb som Rønne-granit-komplekset og det for det karakteristiske forløb af maksimum og minimum giver – når en række betingelser er til stede – mulighed for overvejelser om hældningen af Rønne-granittens grænser. Nogle af de nødvendige forudsætninger er gennemgået og beskrevet i afsnit 5. Vi må således have sikkerhed for, at der foreligger forskel i magnetiseringsintensitet for Rønne-granitten i forhold til Knudsker-granit. Dette er omtalt ved susceptibilitetsmålingerne og yderligere belyst på grundlag af Aage Jensens (1968) undersøgelser af de opaque mineraler og Appendix I. Endvidere er det væsentligt at fastslå, at en revers magnetisering af Rønne-granitten ikke er årsag til dens minimumzone; og ved mine målinger af NRM synes dette ikke at være tilfældet. Ved samme målinger konstateredes også en NRM-kontrast af lignende størrelsesorden (4–5 gange større for Knudsker-granit) sådan som også susceptibilitetsmålingerne viste. Jeg har ved analogislutninger fra metamorfe prækambriske bjergartskomplekser, der er beskrevet fra andre områder på jorden, anset det for sandsynligt, at den i de bornholmske granitter inducerede magnetisme er væsentlig større end deres remanente magnetisme. Dette må betyde for Rønne-granitten, at magnetiseringsretningen i bjergarten ligger meget nær nord-syd, specielt når det tages med i betragtning, at det vestlige Bornholm har østlig misvisning. Selv om disse undersøgelser ikke kan betragtes

som særlig indgående – og det har heller ikke været formålet i denne afhandling – mener jeg, de tillader et groft skøn over Rønne-granit-grænsernes vertikale fortsættelse.

Rønne-granittens nordgrænse kan ikke hælde mod syd. Først og fremmest fordi grænsen Rønne-granit/Knudsker-granit i profilmålinger viser sig ved en over kort afstand (50 m eller mindre) brat øgning af Z (på 800–1600 γ). Dette er tilfældet i Rønne området såvel som i Baunklint. I Baunklint lignede denne pludselige ændring af Z så meget det almindelige, magnetiske profil over forkastningerne mellem granit og sandsten, at jeg oprindelig, fejlagtigt, tolkede den som en forkastning (Münther 1957). (Se 12.13 og 12.14).

Hvis denne grænse havde hældning mod sydvest, ville de magnetiske profiler vise jævnt voksende Z -værdier over en større strækning, og der ville vanskeligt kunne påvises overensstemmelse mellem felttagttagelsernes oplysninger om bjergarternes grænse og de magnetiske profiler. Da inklinationen på Bornholm hælder 69–70° nord, kan denne grænse endog ikke være vertikal, men må mindst hælde ca. 70° nord (hvis grænsen forløb øst-vest).

Nu forløber grænsen VNV-ØSØ (N 140°) og efter formelen $\tan i = \frac{\tan I}{\cos D}$ beregnes »i«, idet »I« er inklinationen (på Bornholm 69–70°) og »i« er hældningen af det plan, der indeholder totalintensitetens retning og stryger $90^\circ \pm D^\circ$, D er vinklen mellem magnetisk Ø–V og strygningen af Rønne-granit-kompleksets bjergarter, da bliver »i« herefter ca. 76° mod N. Dette betyder, at hvis Rønne-granittens nordgrænse hælder stejlere end 76° mod NØ (eventuelt endog mod SV) svækkes den tætte kurvepakning; den kan delvis udviskes. Er hældningen mindre end 76° nord, vil kurvepakningen øges, Knudsker-granitten vil med en sådan hældning tendere mod at skabe negativ anomali langs sin sydflanke. Disse forhold ændres ikke væsentligt, hvis f.eks. den magnetiske kontrast er betinget af en smallere eller bredere »overgangszone«. Tilstedeværelsen af en sådan vil være vanskelig forenelig med en koncentreret kurvepakning. Hvis en sådan grænse foreligger, må det medføre, at grænsezonen må have endnu mindre hældning mod nordøst for at fremkalde minimumzone på sydsiden, end hvis den ikke findes. Af Z -anomalikortet fremgår det (lige så vel som af de magnetiske profiler), at selv om Knudsker-granitten giver en højere positiv anomali i Rønne-området end i Baunklint, synes den magnetiske kurvepakning alligevel at være større i Baunklint end i Rønne området. Dette kan hænge sammen med:

- 1) Tilstedeværelsen af enten en smal overgangszone, der er bredere i Rønne området, eller
- 2) en fladere nordøstlig hældning af Rønne–Knudsker-granit-grænsen i Baunklint end i Rønne området.

Eventuelt en kombination af 1 og 2.

Hvad der her er beskrevet for Rønne-granittens nordgrænse: mindre hæld-

ning end 76° nord vil forstærke minimumzonen over Rønne-granitten; det tilsvarende har ikke gyldighed for granittens sydgrænse mod Blemmelyng-granit. Der foreligger ligeledes her en kurvepakning. På Z-anomalikortet øges Z på knapt 400 m fra $-3-400 \gamma$ til $+4-500 \gamma$, og i det magnetiske profil ses en ændring i Z på $4-600 \gamma$ på 25-40 m. Der foreligger ikke her susceptibilitetsmålinger, der bekræfter en magnetisk kontrast, men det fremgår af anomalikortet, de magnetiske profiler og 2-niveaumålingerne, at den må foreligge. Grænsen må derfor stå stejlere her, end de ovennævnte 76° nordøst eller endog hælde mod sydvest. En så stærk kurvepakning som her forklares bedst ved, at sydgrænsen har stejl hældning mod sydvest, hvorved den bevarer, eventuelt forstærker, Rønne-granittens negative anomali.

En nordøstlig hældning af Rønne-granittens nordgrænse og en stejl sydvestlig hældning af sydgrænsen, giver indtrykket af en »Rønne-granit-antiklinal«, hvor Knudsker-granit og Blemmelyng-granit er samme bjergart, men ikke behøver at være det, og det nuværende erosionsniveau i Rønne-granit-komplekset giver Rønne-granit-zonen (Rønne-granittens minimumzone) forskellig bredde alt efter hvor, det er placeret i antiklinalen.

Disse overvejelser kan ikke betragtes som nogen bevisførelse for en Rønne-granit-antiklinal, men som en på det foreliggende materiale fremsat hypotese. Der vil kræves andre geofysiske undersøgelser og en række specialundersøgelser over bjergarternes magnetiske egenskaber, sådan som susceptibilitet, coersitivkraft og NRM. Endvidere malmmikroskopiske undersøgelser over mængden af de magnetiske mineraler, deres sammensætning, kornstørrelse og orientering, røntgenundersøgelser, magnetiske specialundersøgelser (eventuelt mikromagnetiske) og feltgeologiske strukturundersøgelser. Da de to positive anomalier er så magnetisk inhomogene, må undersøgelserne udføres på mange bjergartsprøver.

Om Blemmelyng-granitten kan jeg sige, at K. Callisen i 1959 havde lejlighed til at se såvel håndstykker som slib af denne bjergart, og hun følte sig overbevist om, at det var en bjergart, der måtte være eller stå Rønne-granittens overgangsbjergart nær. Dette er sket på et tidspunkt, da jeg ikke havde gjort mig overvejelser over hældningen af Rønne-granittens nord- og sydgrænse, men jeg havde vanskeligt ved at opfatte Knudsker-granitten som en overgangsbjergart og følgelig også Blemmelyng-granitten. De tektoniske forhold omkring Rønne-granit-kompleksets forskudte anomali-forløb var endnu ikke søgt løst. Dette, at negative anomalier i et anomali-billede næsten altid dikteres af stærktmagnetiske bjergarters form og orientering i det geomagnetiske felt, var på det tidspunkt ikke noget, jeg havde kendskab til, og det var først, da jeg begyndte at undersøge dette ved litteraturstudier, at jeg blev klar over, hvilken betydning dette forhold havde for fortolkningen af Rønne-granit-kompleksets anomali-billede.

Fig. 17 viser et tværprofil fra bugten 1,5 km NV for Korsodde i syd til og med gennem Blykobbe-maksimet ca. 6,5 km NNØ for. Z-anomalikurven er tegnet efter Z-anomalikortet tavle I og med gammaskalaen i højre side.

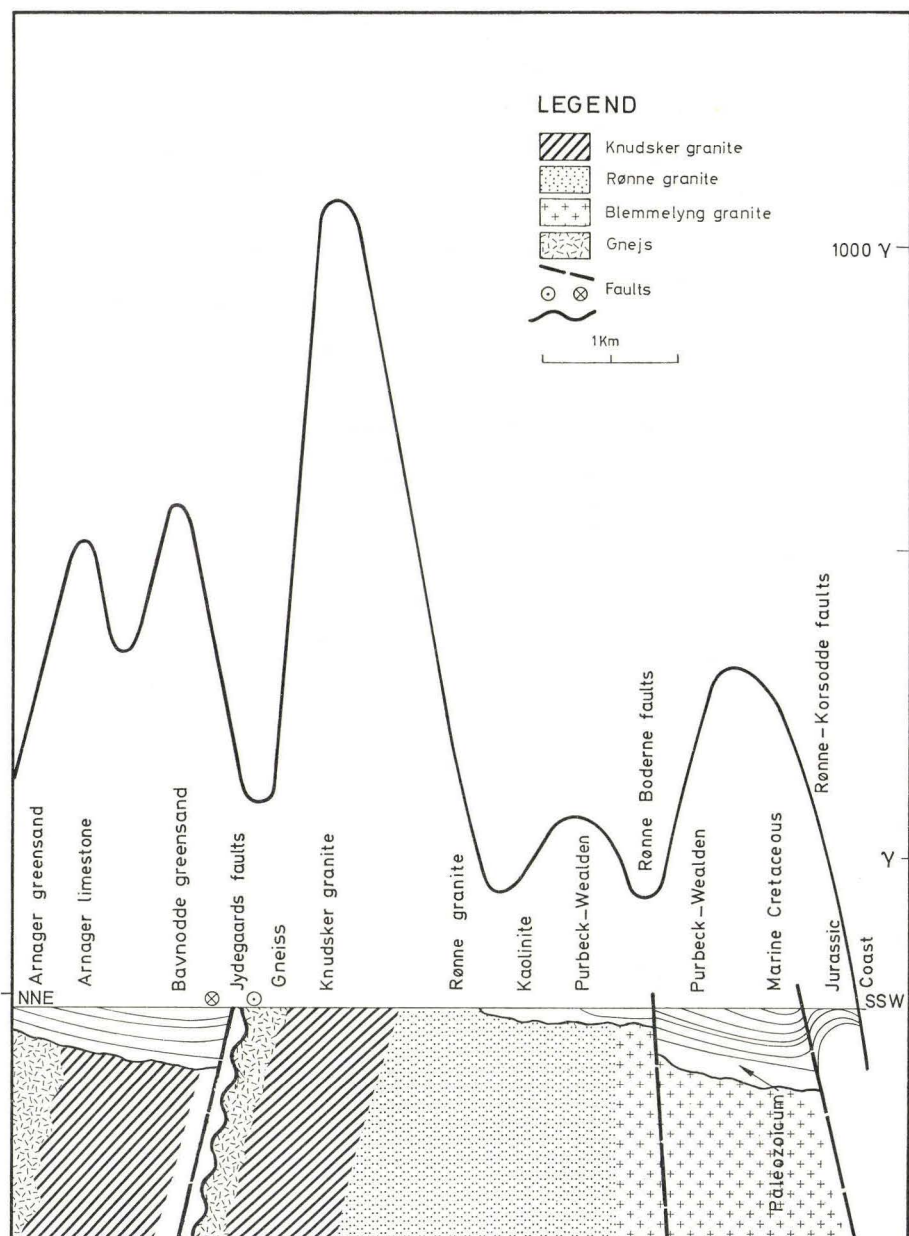


Fig. 17

Den angivne målestok har gyldighed såvel for længden som for dybden under overfladen. Sedimenternes udbredelse og mægtighed samt forkastningerne (streg-stiplet linie) er noget skematiseret efter Gry (1960, 1969 a og b). Med

betegnelsen »faults« er angivet 3 signaturer: 1) med streg-stiplet linie de unge forkastninger ved Jydegård, Rønne-Boderne og Rønne-Korsodde, 2) med bølgelinie den præeokambriske Blykobbe-Balka-linie ved Jydegård, hvor 3) cirkel med prik markerer, at den sydlige side har bevæget sig mod iagttageren, og cirkel med kryds at nordsiden har bevæget sig ind i tegningens plan. Dette forklarer Knudsker-granit under marint kridt til venstre for forkastningen (antaget på grund af det betydelige maksimum med over 500 m sedimenter (afsnit 8.2.1)).

Der er ingen bjergartssignatur mellem denne Knudsker-granit og bølgelinien, da der ikke magnetisk kan føres noget bevis for, at vi her har Rønne-granit, selv om det er sandsynligt. Forkastningerne fremtræder alle, som det ses ved minima, Rønne-Korsodde-forkastningen ved sydkysten ved det bratte fald i Z-værdierne her i fig. 17's højre side.

Grundfjeldssignaturerne er de samme som på tavle V, og de er dels anført efter grundfjeldskortene (f. eks. Callisen 1934) dels efter resultatet af Z-anomali-kortets fortolkning tavle V. Det gælder først og fremmest Knudsker-granit under mesozoiske aflejringer i venstre side (Blykobbe-maksimet), men også Blemmelyng-granitten, ligeledes sedimentdækket i fig. 17's højre side (Vibegård-maksimet). Palæozoiske aflejringer over Blemmelyng-granit er en antagelse, men forekommer mig sandsynlig, men hvor meget af denne serie, der er bevaret, er ukendt, men formodentlig kun den ældste del.

Hældningen af Rønne-granittens nord- og sydside viser den i dette afsnit omtalte fortolkning. Knudsker-graniten (under det marine kridt) i nordsiden har fået samme hældning som samme bjergart syd for Blykobbe-Balka- og Jydegårds-forkastningen, men der er ikke noget i Z-anomaliforløbet, der kan siges specielt at tale for en sådan fortolkning. Grundfjeldet syd for Blemmelyng-granitten er ukendt og området her står derfor blankt.

11. Foliationen og orienteringen af Rønne-granit-komplekset

De bornholmske granitter – og specielt gnejsens foliation – er tidligt i litteraturen omtalt som stribningen. Forchammer (1835) angiver, at den hælder i alle retninger, Callisen (1934), at den ikke afviger meget fra det horisontale plan. Bubnoff (1932) omtaler foliationen som (Flächenhafte Paralleltexur) og benytter udtrykket allerede i sin første afhandling om Hammer-granitten i 1932. I hans senere afhandlinger 1933 (sammen med Kaufmann), 1938 og i 1942 indgår den i hans strukturbeskrivelse, og han giver på tavle 10 i 1942 kortmæssigt udtryk for sine feltiagttagelser med en bølgeformet foliation. Disse iagttagelser var så nye, da jeg begyndte mine undersøgelser omkring diabasgange og sprækkedale i 1943–44, at de i begyndelsen kom til at præge mine undersøgelser. Bubnoffs angivelse af et foliationsplan med stejl hældning i syd, fladere i nord, fik mig til at foretage et betydeligt antal målinger af foliationens

strygning og fald. Jeg håbede på, at der var så stor regelmæssighed i den ondulerede strygnings retning og et mod syd stadig stejlere fald, at parvise målinger langs dominerende sprækkedales sider ville give mulighed for at drage slutninger om vertikale eller horisontale bevægelser langs disse. Dette var ikke muligt. Det viste sig ofte vanskeligt at finde sprækkedale med en ligelig blotningsgrad langs begge sider, når det samtidig skulle være muligt at følge dem helt fra nordkysten, og meget langt mod syd. Jeg fik imidlertid gennem disse målinger et godt indtryk af, hvor pålidelige Bubnoffs oplysninger var. For hovedparten af granit-området, bortset fra området nærmest vestkysten og nærmest Svaneke-granit-grænsen, forløber foliationens strygning bølgeformet om en i nord næsten øst-vestlig linie, og i syd om en retning NV-SØ til VNV-ØSØ. Afvigelserne fra disse middelretninger kan være ret store. Foliationsplanet hælder 20–30° N i den nordlige del (mere i Hammer-granitten) og 40–60° N i syddelen af øen. Faldet ændres ikke på nogen regelmæssig måde, når man følger en bestemt zone fra nord mod syd. Det synes næsten, som om man også vertikalt kan tale om en bølge, da en række målinger fra nord mod syd f.eks. kan give resultatet: Foliationsplanet hælder 20° N, 23° N, 26° N, 30° N, 34° N, 32° N og 38° N o.s.v.

Bubnoff (1942) siger om denne bølgen i sribningen: »Sie geht mit einem wechselnden Fallwinkel Hand in Hand«. Det lykkedes det mig dog aldrig helt at få klarhed over, men det var indlysende, at med en sådan variation kan kun helt systematiske feltundersøgelser vente at give resultater. Spredte målinger ville kunne sammenstilles til næsten hvad som helst med hensyn til det generelle forløb af foliationens strygning og fald. Når jeg på nuværende tidspunkt indtager især gnejsens foliation i fortolkningen af det magnetiske kort, er det fordi, der både i Bubnoffs kort 1942 tavle IX og X, (1952 abb 9 og 10) og i det senere af Micheelsen (1961) udarbejdede, samt i mine egne undersøgelser er en ret nær overensstemmelse mellem strygningen af Rønne-kompleksets bjergarter og strygningen af foliationen i de nærmestliggende områder. Bubnoff (1942 tavle X) har målinger med 60° fald mod nordnordøst, og jeg har selv gjort lignende iagttagelser.

Det er imidlertid ikke denne tilsyneladende overensstemmelse mellem strygning og fald af Rønne-granittens nordgrænse, der alene skal fremhæves, men også, at hvis man betragter den grænsedragning, jeg har foretaget i Rønne-området for Rønne/Knudsker-granitgrænsen, fremgår det, at den også har et bølget forløb. Denne grænse er tegnet på grundlag af feltiagttagelser og 5–6 magnetiske profiler – de fleste af V. Laursen – og at dette bølgede forløb grænsen får, kun er en udjævnet grænse, får man et klart indtryk af, når man betragter fig. 1 i denne afhandling (Indledning I).

Det er en opmåling af V. Laursen, som i R. Lauterbachs terminologi (1959 b) kan betegnes som en »mikromagnetisk« kortlægning. Opmålingen er foretaget af den ovennævnte grænse nord og især syd for landevejen Rønne-Ringebybro nær 3,8 km-stenen på denne vej, hvor vi tæt nordvest for har den af Callisen

omtalte profyriske randzone (Callisen lokalitet 75, 1934 fig. 11). Enheden på dette kort er 10 γ , gamma-kurverne 50, 100, 150 og 200 er stiplede. Grænsen fremtræder tydeligt som en uregelmæssig, bølget NV-SØ-strygende kurvepakning. 8-900 γ kurverne markerer grænsen i overensstemmelse med de felt-iagttagelser, der kan gøres. Det kan ses, at der er steder, hvor Z ændres 13-1400 γ på ca. 25 m, som regel hvor grænsen buer konkavt mod NØ. Der er andre steder, hvor Z kun ændres 4-600 γ på 25 m, det er gennemgående, når grænsen buer konkavt mod SV.

Kvartærdækket her er ringe, og jeg vil ikke mene, at ændringer i dets mægtighed kan give anledning til denne variation. Dette mener jeg bl. a. er bekræftet af, at tydelige magnetiske strukturer i retningen NØ-SV og NV-SØ, fremtræder på dette anomalikort og ligeså på fig. 2, hvor den sydvestligste del repræsenterer Knudsker-granitten og resten gnejs.

Her er det retningerne VNV-ØSØ og NNØ-SSV, der tydeligst træder frem i anomalibilledet. Det er ikke i noget af disse tilfælde muligt at udtale sig om, hvorvidt disse strukturer skyldes forkastninger, der erfaringsmæssigt fremtræder som minimumzoner, eller de skyldes f.eks. foliationen i bjergarten. Jeg mener, disse to figurer ret tydeligt viser, hvilke resultater sådanne »mikromagnetiske målinger« vil kunne give på Bornholm. Målinger af denne art på tilstrækkeligt store og tilstrækkeligt plane partier vil kunne give oplysninger om, hvordan anomalierne skal fortolkes i forhold til gnejsens foliation og det skulle være muligt at opnå erfaring for, hvorledes tilsvarende anomalier i mere kvartærdækkede gnejsområder skal forstås. Strukturundersøgelser i det ofte sparsomt blottede grundfjeldsområde skulle kunne suppleres med magnetiske undersøgelser. Z-værdierne på fig. 1 og 2 er ikke korrigerede for sekularvariationen, den er i disse tilfælde ca. +70 γ . På anomalikortet fig. 1 ligger værdierne 95, 141, 177, 193, 150, 172 og 158 i siden af landevejen og 172 ved 4 km-stenen på Geodætisk Instituts målebordsblad (trykt 1939). På fig. 2 ligger værdierne (fra kortets vestside) 53, 100, 46, 75 o.s.v. 120, 73 og 87 (østranden) på landevejens sydside og 4,7 km fra Rønne svarer til førstnævnte værdi 53. Alle værdierne er udtrykt som Bornholm minus Rudeskov divideret med 10.

Jeg har fremhævet denne lighed mellem strygningen og fald og foliationen ved Rønne-granittens NØ-grænse, men det må stærkt understreges, at en sammenligning kun kan foretages inden for de nærmest tilstødende områder. Det vil være forkert at tage enten Bubnoff's (1942) tavle X eller Micheelsen's (1961) foliationskort som udtryk for strygning og fald af et bølget foliationsplan for Bornholm som helhed eller udtrykt på en anden måde, som det foliationsforløb, der oprindeligt opstod i det grundfjeldsområde, som Bornholm nu kun udgør en del af. Micheelsen (1961) giver selv udtryk for dette, når han kommenterer sit kort (fig. 33) over forkastningerne på Bornholm: »En grundfjeldsanalyse må foretages inden for hvert af de små felter mellem bevægelseszonerne«. Når man, som det er gjort i dette arbejde, tegner præokambriske brudzoner med km-store forskydninger, så kan der kun (hvis der korrigeres

for disse), udtrykkes noget om foliationens forløb og dens hældning. Dette er ikke forsøgt, for det er urimeligt at antage, at jeg her har fået alle store præeokambriske forkastninger med, og når der bliver tale om større vertikale forskydninger, står man med det uafklarede spørgsmål om foliationen i forskellige niveauer af grundfjeldet behøver at forløbe ens.

Dertil kommer problemet med det bølgede foliationsplan. Det vil vel være rimeligt at opfatte det som resultatet af i det mindste 2 forskellige deformationer – selv om Micheelsen ikke beskæftiger sig særligt med dette fænomen, så taler han dog om en deformation vinkelret på foliationsplanet navnlig i liniationens retning d.v.s. med retningen N til NNØ, som han opfatter som ældst, og en yngre deformation under det, han betegner som Hammerstadiet med foldning om en akse, der dykker 15° mod NV. Selv om jeg har vanskeligt ved at følge Micheelsen's tolkning af Svaneke-granitten (og dens pegmatiter) og den »øst-bornholmske fold«, så kan de ovennævnte deformationer muligvis give anledning til det bølgede foliationsplan, men jeg skal ikke komme nærmere ind på dette, da det ligger uden for dette arbejdes opgave.

Resumé og konklusion af afsnit B

I afsnit B er Z-anomalikortet tavle I vist i målestok 1:100.000 og kun for Syd- og Østbornholm som tavle IV. 0-kurven og de negative kurver er her stiplede. Ækvidistancen er 50 γ i de sedimentdækkede områder ellers 100 γ . Forholdet mellem granitvarieteterne og gnejsens magnetiske anomalibillede gennemgås. Tavle IV skal sammenholdes med tavle V, der er den geologiske fortolkning af tavle IV. Sediment- og ikke sedimentdækkede områder er her angivet med forskellige nærtstående signaturer. Præeokambriske forkastninger er vist med bølge-linier. På grundlag af en beregning til forskellig højde over et 40 km² stort område i Knudsker-Rønnefeltet og i Paradisbakkerne drages sammenligning mellem respektivt Blykobbe-maksimet og Rispebjerg-maksimet, og det sandsynliggøres at bjergarten under Blykobbe-maksimet er Knudsker-granit og under Slamrebjerg-maksimet er Paradisbakke-granit, se tavle V med den geologiske fortolkning. Dette kræver en NV-SØ-lig forkastning: Blykobbe-Balka-linien med en horisontalforskydning på mindst 2500 m (sydsiden forskudt relativt mod nordvest).

Rønne-granit-kompleksets anomalibillede kan følges i det mindste til området syd for Åkirkeby og udsættes for fire (til fem) N-S og NØ-SV forløbende forkastninger. Blykobbe-Balka-linien regnes for den ældste og den relative alder af de N-S og de NØ-SV-gående forkastninger diskuteres.

Forkastningerne er afsat med bølgelinier på tavle V og forskydningerne, væsentligt horisontalforskydninger, er af størrelsesordenen 600 m til mindst 2500 m. Bjergarternes ændrede fordeling og forløb i forhold til, hvad man tidligere har antaget, fremgår af tavle V.

Forkastningerne er præeokambriske, i det mindste er Blykobbe-Balka-forkastningen ældre end den formodede jotniske Kelseå-diabasgang, som den skærer uden forskydning. Enkelte andre mulige forkastninger omtales.

Rønne-granittens nord- og sydgrænse omtales, og med den tætte kurvepakning og placering i det geomagnetiske felt opstilles som en arbejdshypotese: Antages en nordøst hældende N-grænse og en vertikal eller SV hældende S-grænse kan en antiklinal struktur anes med de konsekvenser dette får.

En tilsyneladende overensstemmelse mellem Rønne-granittens grænse og gnejsens foliation påpeges. Foliationens »bølgede« forløb i gnejsen synes at fremtræde i Rønne-granittens N-grænse. I detaljer er det vist i afhandlingens fig. 1.

MAGNETISKE PROFILMÅLINGER

12. De magnetiske profiler over granit sediment grænsen

12.1. *Indledning*

De magnetiske profiler, der beskrives i det følgende afsnit, er vist i tavlerne VII–XXV. Der vises her til venstre et kortudsnit over området, hvor profilerne er opmålt, og til højre de magnetiske profiler. Måleresultaterne er afbillede i et koordinatsystem, hvor prik angiver målingens Z-anomaliværdi det pågældende sted. Den vandrette, fuldt optrukne linie (X-aksen) angiver 0-niveauet, og til venstre i første, øverste profil, angiver den tegnede kvadrat målestokken: X-aksen 40 m og 200 γ (på Y-aksen). Pilene angiver (ofte mrk. romertal) brud, og bogstaverne i de forskellige profiler viser fælles stationer for skærende profiler. Undtagelsesvis angives erosionsgrænser med E og pil, denne angivelse er naturligvis behæftet med en del usikkerhed. Profilerenes venstre side er enten N eller V, hvis ikke andet angives. På det ledsagende kort findes profilinierne angivet med stiplede linier, og med profilnummer. De fuldt optrukne, kraftige linier viser de forkastninger, man på grundlag af de magnetiske profiler kan formode eksistensen af. Med kraftig priklinie angives erosionsgrænserne. Med cirkel angives sediment – ofte Neksø-sandsten eller Balka-kvartsit. Cirklen angiver sediment, både hvor det fremtræder i boring og som daglokalitet. Her bygges dels på tidligere publikationer, dels på DGUs borearkiv, mundtlige oplysninger af H. Gry, K. A. Grönwalls dagbøger og på egne iagttagelser. Med en grå tone er sedimentudbredelsen på kortet antydnet. Med kryds er angivet granit-iagttagelser. En entydig påvisning af forkastninger kan ikke foretages for Svaneke-granitten og den egentlige Rønne-granit, dette vises i blandt andet et par af de sidste tavler. Tavle VIII, XX, XXI og XXII. Tavle VI viser placeringen af tavlerne VII til XXV på Bornholmskortet. Endvidere angives der med linien a–b fig. 17 og feltet markeret A viser Jörgarts kort Appendix II fig. 24.

Tavle VII findes på Østbornholm i Kåsegård området imellem Paradisbakkerne i nord og Slamrebjerg i syd. Tavle VIII, IX og X er henholdsvis øst, syd og vest for Slamrebjerg. Derefter fortsætter tavlerne mod vest over Åkirkeby området, tavle XV, og videre over Baunklint til Rønne området, tavle XX. Disse områder er som nævnt afmærket på tavle VI. Nord for tavle XX i Helligpeder området findes tavle XXI og i Østbornholm ved Frederiks stenbrud tavle XXII.

12.2. *Kåsegård området. Tavle VII*

Dette område er her – som typeeksempel – beskrevet først, med dets fortolkning af de magnetiske profiler. Det er gjort af flere årsager:

- 1) Der forelå, før de magnetiske målinger blev udført, flere fortolkninger af sandstensområdet.
- 2) Der var få blotninger af sandstenen, og
- 3) de magnetiske profiler er – trods utvivlsom ringe mægtighed af Neksø-sandstenen – meget typiske, både hvad angår målinger over brudzonen som over erosionsgrænserne.
- 4) Mange år efter min fortolkning af sandstens-områdets form og udstrækning blev dette bekræftet ved blotning i forbindelse med et større vejarbejde her. Grönwall og Milthers (1916) angiver sandstens-området som et firkantet felt i graniterrænet, begrænset i nord og syd af næsten parallelle vest-nordvestlige forkastninger, i øst af en nord-nordøstlig forkastning og i vest af en erosionsgrænse; med kryds angives 3–4 blotninger af sandsten.

Kaj Hansen forbinder dette sandstens-område med sandstenen øst og sydøst for. Han har dog ikke nogle iagttagelser, der kan berettiggende dette, og han regner kun med, at erosionsgrænser begrænser sandstenen mod granitten.

Kaj Hansen (1936) beskriver sandstenen efter prøver indsamlet af Grönwall og Johnstrup, og de fire lokaliteter, der angives (på hans tavle IX), er anført efter Grönwall og Johnstrups arbejdskort. Af de fire lokaliteter, der i afhandlingen her er angivet på kortet, oplyser Grönwall, at den nordøstlige og sydvestlige er gamle sandstensbrud, og da jeg foretog undersøgelserne, var det kun muligt at finde sandsten i grøften nær den sydvestlige lokalitet. Den sydøstlige lokalitet angiver Grönwall er sandsten fundet i en brønd. Det fremgår af Kaj Hansens beskrivelse, at blotningsgraden af sandstenen i 1933–34 ikke var bedre, end da jeg arbejdede der i 1954–55.

Da de to østlige lokaliteter lå tæt ved den nord-sydløbende markvej fra Kåsegård, blev det første magnetiske profil (nr. 70) opmålt på denne. Den nordlige del af dette magnetiske profil viser høje, varierende Z-værdier i overensstemmelse med, at Paradisbakke-granit ses nær vejen. Et par hundrede meter syd for Kåsegård aftager Z over kort afstand til relativt lave værdier – et brud kan formodes her (I). Tæt sydvest for er der – efter Grönwall – tidligere brudt sandsten (den nordøstlige lokalitet). Profilets sydlige del viser en lav, bølget Z-kurve, og profilets midterste del er nær ovenfor nævnte brønd (sydøst-lokaliteten). I den sydligste del har profilet højere Z-værdier, her findes et markant minimum, der kan tolkes som en sprækkezone i granit, og profilets sydligste målinger har Z-værdier af størrelsesorden som de nordligste, og som disse, med nærliggende granitblotninger.

Profil 70 kan fortolkes som et sandstens-område med erosionsgrænse i syd og muligvis forkastning i nord.

Det var derfor nærliggende at placere det næste profil på vejen Slamrebjerg-Paradisbakkerne (nr. 71). Dette viser megen lighed med profil 70 – en forkastning i nordenden er her endnu sandsynligere og erosionsgrænse i syd må antages. Profilet løber nær Grönwalls vestlige begrænsning og de to vestlige sandstens-lokaliteter. Det tredje »søgeprofil« blev derfor placeret øst for profil 70. Det er

opmålt på en markvej 2–300 m øst for, som profil 72. Det viser et Z-profil stærkt afvigende fra de to foregående. Det karakteristiske ved dette er to dybe minimiser. Videre målinger såvel nord, som syd for den afbillede del af profilet viste kun høje og uregelmæssige Z-værdier, og på granitblotninger nær profilet opnåedes de samme høje Z-værdier. Den fra de to første profiler formodede nordlige forkastning kan sættes i relation til et af minimerne i dette profil.

For at opklare dette opmålt der to øst–vestforløbende profiler (nr. 73 og 74) fra punkt a og b i profil 72. Profil 73 viser, at vi fra øst mod vest bevæger os fra granit over en forkastning til Neksø-sandstenen, og sandsynliggør dermed, at profil 72's sydligste minimum er fortsættelsen af forkastningen, nu som sprækkedal i granit, eller granit med et meget tyndt sandstensdække. Profil 74 viser på den største del af strækningen fra øst, at vi må bevæge os over granit, og de aftagende Z-værdier i vest må opfattes som en erosionsgrænse. Profilet ender i vest ganske nær den ovenfor omtalte brønd med sandsten, sydøstlokaliteten.

Profil 79, der skærer 74 og 73, viser i nord som ventet en forkastning (den femte lokalisering af denne). I syd må en erosionsgrænse formodes. Denne (her kun 100 m brede) sandstens-lokalisering viser, at sandstenen kiler ud mod øst og det harmonerer med, at forkastningen reduceres til et granit-minimum. Det må anføres, at spredte målinger øst for profil 72, syd for 74 og nord for forkastningen overalt viser de høje Z-værdier, og med lidt held lykkedes det også at finde små granit-blotninger. På et senere tidspunkt blev forkastningen stærkere bekræftet med profilerne 227 og 228.

I sommeren 1954–55 blev profilerne 120–121 i vest opmålt. Anomaliforløbet i disse blev sammenholdt med ret rigelige granit-blotninger, og dette viste en erosionsgrænse her, sådan som også Grönwall antog. Profil 234 er ligesom 227 og 228 en senere supplerende opmåling.

På grundlag af 11 profiler fik sandstens-lokaliteten den på kortet anviste form, selvom det var klart, at hele forløbet af erosionsgrænsen godt kunne være en lidt grov forenkling og at sandstenens udbredelse i øst–vest uden sikre dag-lokaliteter kun kan opfattes som en hypotese.

Senere viste et større vejarbejde på den øst–vestlige vej til Neksø sammenhængende blotninger af Neksø-sandstenens mørkrødlige nederste del (fra profil 71 til 72). Dette er på kortet angivet som tætstillede cirkler. Sandstenen blev iagttaget helt til profil 72, og øst for sås kun Paradisbakke-granit-blotninger. I forlængelse af den nordvest–sydøstforløbende forkastning sås dengang $\frac{3}{4}$ km NV for profil 234 en knusningszone, hvor på det tidspunkt Paradisbakke-granitten kunne udgraves som grus til vejmateriale. Det var ikke muligt i denne knusningszone at finde glideflader og dermed få bevis for horisontalbevægelse i forkastningszonen. Andre steder er der i knusningsbrudzoner iagttaget mylonit-zoner med spor efter horisontalbevægelse i retningen vestnordvest–østsydøst. Kåsegård sandstens-området begrænses altså i nord af en forkastningszone, der er påvist i syv magnetiske profiler, og en knusningszone i dens nordvestlige forlængelse. Forkastningen kan mod øst følges – måske parallelforskudt – til

brudzonen gennem Neksø. Mod vest kan den terrænmæssigt følges til Ølene. Den forløber parallelt med brudzonen nord for »Frederiks stenbrud«.

12.3. Østre Slamregård området. Tavle VIII

Profilerne 117 samt 136 b er opmålt for at undersøge:

- 1) om der, som Kaj Hansen (1936) antog, er forbindelse mellem Neksø-sandstenen i Kåsegård området og sandstenen vest for Neksø.
- 2) For at finde det østlige forløb af Kåsegårds nordvest-sydøstlige forkastning (I), profilerne 136b og 117 viser denne brudzone, i profil 117 tillige den nord for, (II) paralleltforløbende, der forekom i profilerne 72 og 79, (tavle VII). Det meget »bløde«, lavere forløbende kurvebillede i 136 b kan betyde, at forkastningen her forløber i Svaneke-granit og sydligst i Neksø-sandsten.

For at få nærmere klarhed over dette er profilerne 136 a og 138 a samt 137 a opmålt. 136 a forløber antagelig i granit, finkornet Svaneke-granit er faststående i østenden (Halle), der er muligvis sandsten mellem de to pile, der kan betyde en nordøstlig og en nordvestlig forkastningszone, den sidste i forlængelse af Kåsegård-forkastningen (II). Profil 138 a forløber i sandsten, som også ses i ålejet, der skærer profilet, og i nord findes tæt øst for de første stationer faststående Svaneke-granit. Pilen i dette profil peger ved sin ændring i Z-værdierne på et nyt punkt på Kåsegård-forkastningen (II). Profil 137 a må som helhed antages at forløbe i granit (Paradisbakke-granit?), dog må den østlige del formodentlig løbe over Neksø-sandsten i lighed med 136 b's sydlige del. Stationen mrk. c er fælles, og den østlige pil mrk. E kan formodes at ligge nær erosionsgrænsen.

Den sydlige del af profilerne 142 og 137 b må antagelig forløbe over sandsten. Pilen mrk. E angiver en sandsynlig erosionsgrænse. Profil 82 formodes i væsentlig grad at forløbe over Neksø-sandstenen. E-pilen, er den formodede erosionsgrænse, og de to øvrige pile angiver fortsættelsen af de på kortet angivne forkastninger (sprækkedale). Sedimentblotninger og ligeså granitblotninger er sparsomme her, så fortolkningen af dette område må tages med et vist forbehold, og dette gælder specielt, når der tales om erosionsgrænser. Kortet viser en større udbredelse af sandstenen, end Grönwall og Milthers antog, men en mindre end Kaj Hansen angiver. Min fortolkning afhænger i nogen grad af Johnstrups oplysning (Kaj Hansen 1936) om sandsten i brønd nær Vestre Slamregård. Kaj Hansen har ingen kommentarer hertil, men regner med oplysningen på sit kort (tavle IX).

Det må understreges, at forkastningen her ca. fra 136 b og øst for forløber i Svaneke-granit. Som tavle XXII viser, egner denne bjergart sig ikke særlig godt for magnetiske undersøgelser af brudzoner. Den mere finkornede Svaneke-granit synes dog noget bedre egnet til at lokalisere forkastningerne her på tavle VIII. Vedrørende profil 69, se tavle 12.4.

12.4. *Slamrebjerg. Tavle IX*

Profilerne 319 (nederst til højre på tavlen, øverst til venstre på kortet), 81, 80, 220 235 a, 233 og 218 b viser den nord-sydgående forkastning I i Slamrebjergs vestsider. Profil 319 tyder på en parallelforskydning af denne brudzone efter en nordøst-sydvestforløbende forkastning II fra Bodils Kirke til sprækkedal i Paradisbakkerne. Profil 233 viser, at brudzonen her løber i Neksø-sandsten i overensstemmelse med, at Neksø-sandstens bundlag ses øst for forkastningen. Hvorvidt grænsen til Paradisbakke-granitten er en erosionsgrænse eller – som det stejle kurveforløb i profil 233 antyder – en forkastning, er ikke helt klarlagt. Kurvebilledet gør en forkastning sandsynlig (forkastning V). I så fald spores den i profilerne 235 a, 217, 235 b, 233, 90 – evt. også i 229. Profilerne 218 a, og 69 (brud gennem Elisegård skal være IV) og 231 (brud I) samt til en vis grad 219 a, og b (brud V) og 229 (brud IV), viser hvor vanskeligt, det er præcist at placere en brudzone, når målingerne udføres over Neksø-sandsten. Profil 82 findes også på tavle VIII og fig. 8.

12.5. *Døvregård området. Tavle X*

Profilerne 121 og 192 – begge i kortets nordøstlige side – viser en række minimier, der kan gøres til genstand for fortolkning. Profil 121 viser i vest et minimum og i øst to, der kan være forårsaget af sprækkedale i granitten, og som uden vanskeligheder kan sættes i relation til dominerende sprækkedale i Paradisbakkerne. Profil 192 viser et tilsvarende sprækkedalsminimum svarende til det brede minimum i profil 121. Profil 123, forløber nord-syd og vinkelret på de foregående profiler og med stationsfællesskab i a og b. Sidstnævnte profil viser eventuelt sprækkedalsminimum i nord, der uden vanskelighed kan betragtes som fortsættelsen af det vestlige minimum i profil 121. Profilerne 121 og 192 viser et bredt minimum, der også fremtræder i 123, og dette forhold er tidligere af V. Münther (1957) tolket som en nordlig lomme af Neksø-sandstenen, bevaret på grund af forkastningen i vestsiden.

Profil 122, der har station c fælles med 123, og hvor blottet granit iagttages i den vestlige del, har to markerede minimier, den østlige omkring c er opfattet som den sydligste del af ovennævnte sedimentlomme. Fortolkningen baseredes først og fremmest på Grönwalls og Milthers' kortbladsbeskrivelse (1916), der antyder Neksø-sandsten ved gården Gryet. Efter H. Gry's senere undersøgelser (personlig oplysning) fremgår det, at der her må være tale om granit. Lokaltiteten »Gryet« ligger tæt ved c i profil 122 og 123 og ved cirklen (på kortet); den bør efter de seneste oplysninger være et kryds (granit). Konsekvensen af dette må blive, at det sandstens-område, jeg tidligere regnede med, strakte sig fra granitten og pilen i vestenden af profil 122 mod øst, ikke er berettiget, hvad maksimum i 122 mellem de to pile også kunne tyde på. Det østlige minimum (øst for c) og granit-iagttagelsen fra 122 må opfattes som den naturlige, sydlige

fortsættelse af de brede minimer i 121, 192 og 123. Det må fortolkes som en sprækkedalzone i granitten – måske flere parallelle sprækkedale – der godt kan rumme nedsænkede og derfor bevarede Neksø-sandsten. Et større kvartærdække, f.eks. smeltevandsgrus, kan give et tilsvarende anomali-billede. I denne forbindelse må det nævnes, at Kaj Hansen (1936) på sit kort angiver sandsten ved Gryet, men i teksten, hvor han beskriver dette område (under hans lokalitet 158), angiver han kun at have set granit. En række profiler er opmålt fra N mod S langs gårdene Ø for Døvredal (V-Ø orienterede) for at bestemme om grænsen er tektonisk, og de viser et velafgrænset minimum med en meget stejl vestflanke: profilerne 196, 195 og 193. Profilet 194, der har stationerne d og f fælles med 195-197 og 193, forløber vinkelret på disse, og viser et jævnt kurvebillede med lave værdier. Denne minimumzone genfindes endog i profilet 124, og i dette minimum angiver ejeren af gården i vestenden af profil 124, at der pløjes sandsten op, en oplysning, man også finder i Grönwalls dagbøger. Sandstenen skal også efter gårdejerens oplysning træffes tæt syd for profil 193. Meget tyder således på, at Neksø-sandstenen findes i det mindste i den sydligste del af ovennævnte minimumzoner, afgrænset fra Paradisbakke-granitten vest for ved en forkastning, brud I, der kan trækkes gennem pilen i vestsiden af profilerne fra N mod S: 196, 195-197, 193 og 124. Denne forkastning kan følges retliniet mod syd i en række profiler 126, 199, 198 (og 222), overalt med den bratte ændring i Z markeret med en pil, (I). I det sydligste profil 222 ligger forkastningen i sandstenen angivet ved profilets østlige pil, den vestlige angiver den omtrentlige placering af erosionsgrænsen granit-sandsten efter bjergarterne i marken. På kortet er angivet sandstens- og granit-lokaliteterne nærmest forkastningen. Denne kan følges som en sprækkedal på det topografiske kort, til den skærer Døvredals sprækkedal under en spids vinkel. Skæringsområdet giver ikke mulighed for vurdering af den indbyrdes alder af de to sprækkedale. Profil 200 angiver granit (g fælles med 222) i nord og en sandsynlig erosionsgrænse mrk. E i syd.

12.6. Egby området. Tavle XI

Forkastningen I – fra litteraturen benævnt Egbylinien – er fulgt med en række magnetiske tværprofiler 86 b, 85, 54, 77, 78 og 129. Den mindre markante ændring i Z i de to sidste profiler, 78 og 129, må tilskrives en ændring i granittens magnetiske egenskaber – måske en følge af de store pegmatitmasser i dette område. Netop omkring disse to profiler har specielt Grönwall og Milthers (1916) ført bevis for en forkastning, og på Kaj Hansens kort (1936) (såvel som på mit kort, der ledsager denne tavle), kommer mængden af sandstensblotninger og granitblotninger tydeligt frem. Med H. Gry's påvisning (1960) af at sandstenen her er Balka-kvartsit bliver det også klart, at en vertikalforskydning langs Egbylinien må være på mere end 100 m. H. Gry angiver mægtigheden af Neksø-sandstenen til 100 m og terrænforskellen mellem Balka-kvartsitten

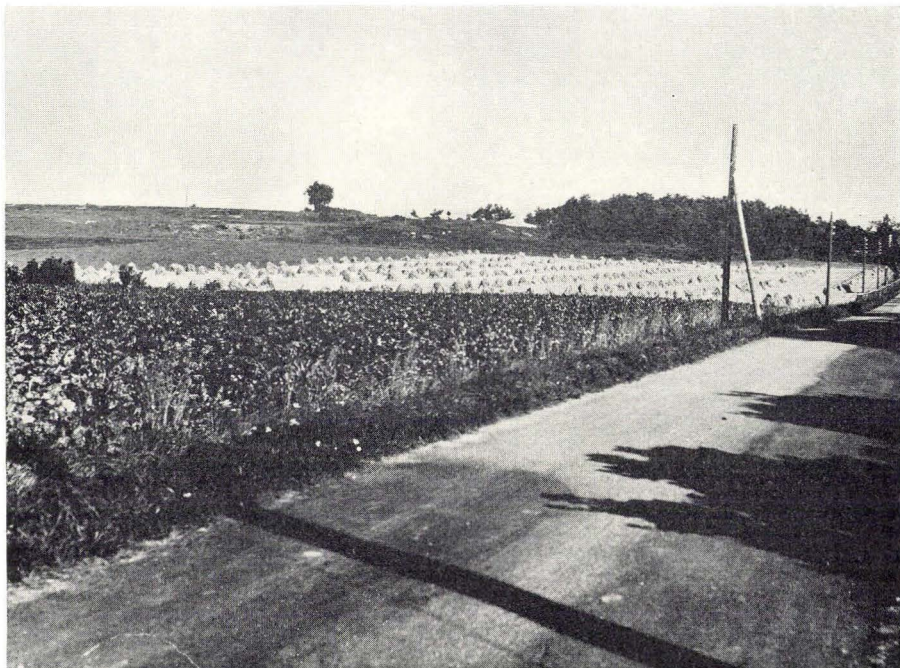


Fig. 18

og det nord for liggende granit-terræn er 15–20 m. Balka-kvartsitten øst for Egbygårde hviler formodentlig på Svaneke-granit, det er derfor trods den betydelige springhøjde ikke muligt med magnetiske profiler at følge Egbylinien øst på. Det har været forsøgt med flere profiler, men uden entydigt resultat.

Profil 86 b må trods de lave Z-værdier ikke opfattes som et profil i Balka-kvartsit. Pilen angiver her utvivlsomt Egby-forkastningen med knusningszone i granit, men senere undersøgelser her sandsynliggør, at hele profilet må forløbe i granit (med ringe magnetiseringsintensitet). For at få forholdene belyst bedre blev der, efter anomali-kortet var færdigtegnet, opmålt et magnetisk profil, 295, i retning sydvest–nordøst, hvor sydvest er til venstre i profilet. Profilet viser en lige så markant grænse mellem granitten (med stor magnetiseringsintensitet) og sandstenen, som profilerne 85, 54 og 77. Anomali-kortet viser også her en stor positiv anomali, antagelig Paradisbakke-granit, modsat forholdene øst og vest for. Erosionsgrænsen mod granit må formodes at løbe omtrent øst–vest mellem profilerne 295 og 86 b. Den på dette kort markerede forkastning II syd for og parallel med Egby-forkastningen er ikke magnetisk påvist i profil 54, men her er det et gravimetrisk profil, der gør den sandsynlig; under alle omstændigheder repræsenterer den fortsættelsen i sydøst af den fra tavle XII dominerende granit-sandstens-forkastning. De brudlinier, der er antydnet nordøst for Egbylinien, er dels motiveret i profil 76, dels i knusningszoner – for det meste nu forladte

grusgrave – omtalt i dagbøgerne af Grönwall. Fig. 18 viser Egby-forkastningen I set mod N i profil 54's linie.

12.7. *Kastelsbakken. Tavle XII*

Dette område har trods mange gode blotninger tektonisk været vanskeligt at udrede. Profilerne 224 og 63 viser forkastningen I (tavle XIII) i dens østlige forløb. Profilerne 57, 59, 225 og 56 har et ensartet Z-anomalibillede, der i overensstemmelse med feltiagttagelser må tolkes som visende denne forkastning. Dens østlige forløb er tegnet på kortskitsen til tavle XI, parallelt med og syd for Egby-forkastningen. Imidlertid har denne forkastning II en horisontalforskydning omkring Sortegård, hvor vestdelen relativt er parallelforskudt 150–200 m mod nord. Forskydningen kan følges som en blød »afbøjning« med profilerne 62 og 223 (II og IV), men i begge disse profiler spores en forkastning (IV) med nordøst–sydvestlig retning. Denne er tidligere opfattet som en såvel horisontalforskydning som en vertikalbevægelse med en sænkning af sydøstsiden. Dette sidste skyldes (IV) i profil 62 samt tilsvarende i profilerne 263 og 268. Imidlertid har Z-anomalikortet vist en vestnordvest–østsydøstlig løbende maksimumzone (maksimet nord for Askelykke-maksimet) (8.3.5), og såvel profil 263 som 268 forløber fra dette maksimum ud ad dets nordøstflanke (profil 263) og fra profil 268 mod syd til minimumzonen nordøst for Askelykke-maksimet.

Derfor kan hverken profil 263 eller 268 anvendes som bevis for en sådan brudzone, der derfor alene må baseres på profilerne 62 og 223 samt sænkningen gennem Ravnsgård sydøst for højderyggen med kote 81,3 m. Den »bløde afbøjning« af de forskudte brudzoner omkring Sortegård er et for et skærende forkastningssystem normalt magnetisk forløb. Det genfindes i tavle XV ved forkastningen ved Skagelfaldet og i tavle XVI ved den parallelforskudte nordvest–sydøstlige forkastning syd for Tvillingegårde. Det må opfattes på den måde, at brudzoner er knusningszoner af en vis bredde, og ved de skærende forkastninger registrerer Z-anomali-forløbet grænsen mellem knust og fast granit. Det må naturligvis være tilfældet ved alle de magnetisk påviste forkastninger og betyder en mindre og ukendt parallelforskydning af de i afhandlingen tegnede brud.

Et andet problem giver de magnetiske profiler i Kastelsbakkens østside. Profilerne 225, 60 og 61 tyder på en brudzone med retning nordnordøst–syd-sydvest med en sænkning af østsiden. Profil 226 synes at vise det samme, her med sandsten på begge sider. Profil 95 synes at forløbe i granit med forkastning I syd for midten og sprækkedal i profilets nordlige del. Der iagttages granit i marken tæt øst for profilets nordlige og sydlige del. Er der bevaret sandsten øst for den nævnte forkastning III, må vi have en erosionsgrænse i profilerne 60 og 61's østlige side, og det virker måske sandsynligt (61). I en brønd ved gården lige syd for Åkirkeby–Neksø landevej og øst for profil 56's midterste del angiver Grönwall i sine dagbøger, at der er granit. Kaj Hansen (1926) medtager denne

oplysning. Profil 56 tyder ikke på et magnetisk profil nær en erosionsgrænse, og S. A. Andersen angiver (på kortet til afhandlingen i 1944) sandsten øst for Kastelsbakken uden dog at begrunde dette nærmere. I konsekvens af min fortolkning af de magnetiske profiler har jeg derfor angivet en mindre sandstenslomme og efter det magnetiske profil 323 (brud I skal her være II) valgt at se bort fra Grönwalls oplysninger. Jeg mener kun, at et betydeligt kvartærdække eller en brat ændring af granittens magnetiske egenskaber langs en nordnordøst-sydsydvestlig linie er alternativet til min fortolkning. (Fig. 19 er forkastningen II i Kastelsbakken set fra profil 57 mod N.).

12.8. Myregård området. Tavle XIII

I dette område, hvor vi efter H. Gry (1960) har Neksø-sandsten (modsat Egby-områdets Balka-kvartsit) er sandstensdækket tyndt. Boringen angivet ved cirklen med kryds syd for den midterste del af profil 58 og krydsene tæt vest for vejen med profil 52 angiver dette. Den krydsmærkede boring (DGU 247/115 afmærket som B 115) har efter Gunnar Larsen (1955) granit under moræneler, og boringen ret nord for (profil 58 (DGU 247/92: B 92)) har 12–13 m sandsten og derunder granit. Den nordligste boring i vestsiden af vejen med profilet 52 har Neksø-sandsten 3–44 m under terræn og derunder granit (DGU 247/91:



Fig. 19

B 91). Sandsten-granit-sandsten-markeringen syd for 247/91: B 91 er oplyst mig af lokale folk, der havde gravet rør ned på denne strækning. I selve granit-terrænet angiver Grönwall i sine dagbøger flere steder grusgrave i granitknusningszoner, og oplysningerne harmonerer godt med minimumzoner i de magnetiske profiler over granit. De magnetiske profilers mange forkastningspile viser dette. Området som helhed rummer en meget bred zone med parallelle forkastninger med vestnordvest-østsydøstlig retning. Erosionsgrænsen granit-sandsten og forkastningsgrænsen granit-sandsten veksler gennem området, som man må forvente, det vil være tilfældet i et område med ringe sandstensmægtighed og en terrænskrænt på op mod 15–20 m. Forkastningerne på tavlen mrk. I, II (forkastning I løber videre på tavle XII og XI som forkastning II) danner i skift brudgrænsen granit-sandsten. Profil 50, se tavle XV.

Ud over dette parallelle forkastningssystem markerer VI og VII to nordnordøst-sydsydøstløbende brudzoner, der ses i de næsten øst-vestløbende profiler 204 a, 128, 204 b, 58 og 94 a og b. Forkastningen på dette sted og med ovennævnte retning er først antaget af Th. Sorgenfrei på grundlag af geoelektriske målinger, (oplysninger fra DGU's borearkiv). I profil 58 er 4 borer placeret til brug for vandeftersøgning til Åkirkeby vandværk. Gunnar Larsen (1955) har senere publiceret resultaterne af sin gennemgang af vandværksboringerne og tidligere udførte borer i området. Det er væsentligt på de magnetiske profiler 204 a, 128 og 204 b jeg støtter formodningen om to brudzoner. 204 b forløber over sandsten. De på profilerne anførte bogstaver a, b, c, d, e, f, g, h, j, k og l angiver skærende magnetiske profilers fællesstationer. Omkring g og e i profil 127 er der faststående granit til profilets nordligste station. Det er brudzonen I i profil 53, der fortsætter som forkastningsgrænse granit-sandsten i Kastelsbakke områdets profiler 224 og 63 (her som forkastning II), mens det nærmest er forkastningen N for I i profil 53, der ligger i forlængelse af Egbyforkastningen. Der har ikke kunnet påvises nogen horisontalforskydning ved det nordnordøstlige forkastningssystem gennem Stubbegård, ligesom der heller ikke har kunnet påvises nogen horisontalbevægelse langs forkastningen i østsiden af Kastelsbakken. Profilerne omkr. Ll. Myregård er udført længere end angivet på tavlen, og vi kan ikke med sikkerhed følge det nordnordvest-sydsydøstlige forkastningssystem ubrudt. Den bløde afbøjning, der er omtalt for nordnordøst bruddene peger mod en horisontalforskydning. Et tilsvarende »blødt afbøjet« brudforløb har ikke som omtalt ovenfor kunnet påvises hverken ved Stubbegård eller Østre Kastelsbakkens nordnordøstlige forkastninger. De næsten nord-sydforløbende forkastninger er antagelig granitrandens ældste, som V. Münther (1957) antog. (DGU 247/115 er på kortet afmærket B 115. DGU 247/91 som B 91 o.s.v.).

Fodnote: Profil 128: Romertal I skal være II.

12.9. Åkerklinten. Tavle XIV

Åkerklinten er det første brud, hvor magnetiske profiler viste det helt entydigt markante Z-anomali-profil (nr. 40); det er placeret nord-syd fra Hadeborg (fig. 20 set mod N) over klinten med den ved klintens fod tydelige forkastnings-trekant, som allerede Grönwall i 1899, fig. 3, så indgående beskriver. Den af ham beskrevne forkastning mellem granit og stærkt hældende konglomerat og brudzonen mellem sidstnævnte og sandsten var, da jeg opmålte profil 40, endnu tydelig at se. Den højre del i profil 40 markerer derfor den tydelige forkastning og forkastningstrekanten, som svarer til den i profil 47. Længere øst på i profil 238 er en sådan feltgeologisk iagttagelse ikke mulig. I konsekvens af profilerne 40 og 47 viser profil 45 (der er opmålt i sandsten vest for Åkerblokkens nord-syd-forkastning), forkastningerne I og II. I de følgende tværprofiler i klintens forkastningszone ses erosionsgrænsen i profilerne 239, 48, 243, 242 og 240. De tre sidste profiler forløber i sandsten (Balka-kvartsit). I profilerne V-Ø er den østlige halvdel (med det rolige kurvebillede) målt over Balka-kvartsit. En forkastning med antagelig nordøst-sydvestlig retning er markeret i profil 49 som minimumzone og måske i 241's vestdel ved det stejle kurvestykke markeret med E, men der er ingen holdepunkter for en sådan fortolkning. Erosionsgrænsen E granit/sandsten i Åkerklintens sydøst- og

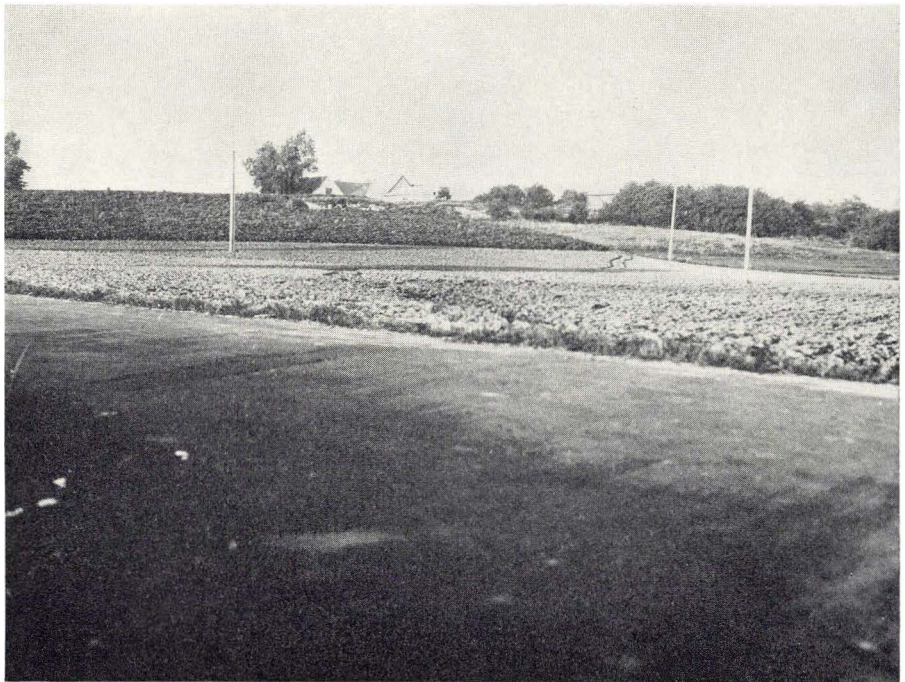


Fig. 20

østside er baseret på feltiagttagelser, magnetiske profiler har ikke vist sig anvendelige.

12.10. Åkerblokken. *Tavle XV*

Tavlen og kortet viser Åkirkebys gnejsblok her kaldet Åkerblokken omgivet af sandsten, ved erosionsgrænsen i øst og den nord-syd forløbende forkastningszone i vest, og forskydningerne af denne især med nordvest-sydpøstlig retning (Skagelfaldet). Forkastningerne I og V (som *tavle XIII*), i profil 50 i kortets nordøsthjørne viser forkastningen granit-sandsten i nord (I) og forkastning II i sandsten sydvest for denne. I profilets sydlige – d.v.s. højre – del ses forkastning V og en formodet erosionsgrænse E. Profil 51 viser de samme to forkastninger, I og V (idet I og II må være forenede). Profil 103 viser nordligst forkastning I og syd for Åkerblokkens nord-sydforkastning X. Profil 105 (vest-øst) viser i øst forkastningerne I og X. Profil 112 viser forkastningen I, området syd herfor må rumme sandsten (men mangler på kortet), som det også har kunnet iagttages i en ajlebeholder ved Bagergård og på en mark ca. 200 m østsydpøst herfor.

Profil 257 viser i nord (venstre del) lave værdier (sandsten) og i syd forkastningen V, som også fremtræder i vest-øst profilet 104. Frostegårdsprofilet 98 viser forkastningen X, men kurveforløbet vest for tyder ikke på nogen særlig mægtighed for Nekso-sandstenen, og erosionsgrænsen E her er usikker. Nord-syd forkastningen, betegnet X træffes derefter i de følgende profiler: 41, 247, 108 c, 108 a, 107 b og 107 a. I profil 108 b og svagt i 111 ses den nordvest-sydpøstlige forkastning ved Skagelfaldet (VI), der forskyder nord-syd forkastningen horisontalt – sydsiden relativt forskudt mod vest. Omkring profil 108 c's østlige del findes i dag resterne af en grusgrav (d.v.s. en knusningszone ved de skærende forkastninger). Grönwall (i Grönwall og Milthers 1916) omtaler indgående kaolinforekomster i denne grav og dens stærkt forkløftede granit, og anser det for sandsynligt, at der her syd for Skagelfaldets bakke: (citater) »findes en sprække- og forkløftningszone af den vestnordvest-østsydpøstlige retning, som langs hele granit-massivets sydkant på mangfoldige steder danner grænsen mellem granitten og Nekso-sandstenen«. Han konstaterer imidlertid, at der også er granit på sydsiden, og mener derfor, at der kun er tale om en brudzone i granitten. Forkastninger med horisontalbevægelse optræder ikke i Grönwalls undersøgelser. Profilerne 42, 106, 43, 213 a, 44 og 46 viser nord-syd forkastningens videre forløb. Forkastningens noget kurvede forløb antyder måske, at det må være en ren vertikalforkastning, men antagelig vil en mere detaljeret magnetisk opmåling vise, at det skyldes flere parallelforskydninger af X. Den forkastning, der på kortet er antydnet gennem Kannikegården med den afvigende retning vestsydpøst-østnordøst, er baseret dels på profilerne 209 og 210, men særlig på en oplysning i DGU's borearkiv om en boring i sandsten ret sydvest for Åkirkeby station. Jeg har imidlertid ikke

kurnet få denne oplysning bekræftet, og ved nybygninger – bl.a. skolen – på denne engstrækning er der kun set en meget tyk moræneaflejring, men aldrig spor af sandsten. Derfor vil jeg foreløbig sætte spørgsmålstegn ved denne forekomst af sandsten og ved Kannikegård-forkastningen. Morfologien i Åkerblokken f.eks. ved Søndre Mølle og grusgravene i knust granit øst for den nord-sydlig forkastning og nord for banen tyder på flere vestnordvest-østsydøstlige forkastninger og flere mulige horisontal-forskydninger. De høje magnetiske værdier vest for forkastning X i profilerne 42, 106, 43 og 213 a tyder på en vestligere forkastning parallelt med X måske med en retning nordøst-sydvest. Denne forkastning kan have horisontal-forskudt den nordvest-sydøstlige forkastning ved Smøringegårde-Tvillingegårde-Store Gusegård (tavle XVI). Østsiden forskudt relativt mod NØ til et mere retliniet forløb til Åkerklintens brudzone (se tavlerne XVI og XIV). Forkastningerne II og V er den vestlige fortsættelse af tavle XIII's forkastninger, II og V. Profil 46's forkastninger I og II er lig tavle XIV's, men tavle XIV's forkastning III er lig tavle XV's forkastning X.

12.11. *Tvillingegårde. Tavle XVI*

Endnu her har vi i de magnetiske profiler – specielt i granitten – spor af flere parallelle brudsystemer. Profilet 100 viser i det store og hele i nord maksimum af Kelseåens diabasgang i granit. Forkastningerne er fejlagtigt ikke angivet på kortet, men forkastning I er den nordligste. De er mrk. med pilene I og II, er ikke særlig entydige som forkastninger i profil 100, men deres placering dikteres mere af de to horisontal-forskydninger af Kelseådiabasgangen (der mere indgående behandles i tavle XVII og XVIII), og af profilerne 186, 84 og 179. De tyder mest på en blok eller zone mellem forkastningerne I og II, der er kippet (et trappetrinsbrud) med mindst sandsten i den sydvestlige del af zonen, og så dikteres denne sandstenszone af sandstensiagttagelserne. Profilet 110 a og 109 viser intet spor af brud II. Det er måske en »en echelon-forkastning«, der »forskydes« her. Derimod viser 110 a og 110 b såvel som 245 forkastning I's forløb. Profil 258 viser et Z-anomali-forløb i granit. Minimerne her kan betyde flere nordvest-sydøstlige forkastninger parallelle med I og nordøst for denne. Profilerne 87–91 forløber på landevejen i forlængelse af og øst for 179 og viser en NØ–SV forkastning, mrk. III. Samme brudzone ses i profilerne 261 parallelt med og nord for 87 og ligeså i profil 89 a parallelt med og nord for 91. Her ses en erosionsgrænse – ca. ved E – øst for forkastning III. Samme brud III, ses i profil 88 (profilet forløber vinkelret på profilerne 87, 91) og er her markeret med en dobbeltpil. Erosionsgrænsen ved E ses syd for III (syd for landevejen), som det fremgår af kortet i det profil 88, der er forlænget med profil 181 mod syd. Endelig ses forkastningen I i profil 181's sydende med et med forkastningen parallelt-forløbende vandhul – d.v.s. antagelig en gammel grusgrav – i forkastningens knuste granit »Se« i profilerne angiver sandsten.

De øst-vestlige profiler 207–216 og 259 viser forkastningen III og i profil

216 erosionsgrænsen til øst for liggende sandsten. Profil 260, vinkelret på 259 og nord-sydforløbende, viser forkastning I (og muligvis brud III) i lighed med den sydlige del af profil 181, 208 og 215, det sidste profil med sandsten på begge sider. I profil 246 kan man ikke eller måske kun svagt spore forkastning III ved mrk. i (fællesstation for 245). Konklusionen må blive en forkastning, III, med nordnordøst-sydsydvestlig retning, der er yngre end brud I (der horisontalforskydes). I er forskudt godt 100 m, østsiden mod syd. Da denne forkastning I ikke spores i profil 207–216 (den skulle optræde ved mrk. n) og ikke ses i 181 (også ved n) og heller ikke i profil 208 b (her skulle den være i profil 208 a tæt N for E), er det ikke sandsynligt, at den forløber ubrudt over brud III. På samme måde kan anføres, at da forkastning II ikke spores i profilerne 110 a, 109 og 245 (i sidste profil, skulle den ses ved h, fællesstation for 245 og 109), er det lidet sandsynligt, at det er forkastning II, der ubrudt af III fortsætter øst for denne i profilerne 259, 260, 181 og 208 (mrk. I).

Tvillingegårde området er det første sted, hvor jeg mener at have påvist en horisontalforskydning, af det nord-vestlige forkastningsstrøg ved en yngre nordøstlig forkastning. Den svage »afbøjning«, der tidligere er omtalt ved Kastelsbakke-tavlen XII, kan knapt så udtalt spores her i den svage »bøjning« af forkastning I mellem profilerne 110 a og 208 b; men betragtes forkastning I vest for 84 og øst for 208 b og 215, bliver horisontalforskydningen på over 200 m, og dette er antagelig den korrekte størrelse. Senere efter målingernes ophør har H. Gry oplyst mig om, at han i åen SV for Hullegaard og NV for St. Gusegård har set stejlt stående sandstenslag på det sted, hvor jeg markerer den mod syd forskudte forkastning I.

Forkastningen I forløber svagt buet konkavt mod nord fra Store Gusegård til Åkerklinten ved Strøby hus. Forkastningen ved Åkerklinten I er ikke helt parallel med Tvillingegårdens forkastning I (den er lidt mere vestnordvest-østsydøstlig). Konkaviteten kan være en kendsgerning, men ellers vil en ny parallelforskydning af østsiden relativt forskudt mod NØ lettere bringe de to forkastninger sammen, som det er omtalt tidligere i tavlen over Åkerklinten, (tavle XV og XIV).

12.12. Smørengegårde området. Tavle XVII

Denne tavle behandler først og fremmest forløbet af Keldseå diabasgangen. Profilerne 28, 26 og 100 viser den nordøstlige del af diabasgangen med et måske ubrudt forløb. Diabas er iagttaget faststående 2–300 m nordøst for landevejen ved profil 28. Gangens forløb med talrige parallel-forskydninger nord for profil 28 til Keldseåens udløb behandles på en senere tavle (tavle XXIII). De prikkede kurver under profilerne 28, 26 og 39 er tyngdeprofiler, der er udført af Svend Saxov (1958). Tyngdeprofilerne under profilerne 28, 26 og 39 svarer til Saxov's Skyttedam, Smøreng og Klinteskov. Den første helt klare parallelforskydning af gangen ved forkastning I fra tavle XVI og nordligste på tavle XIX, det er

bevist med profilerne 183, 184, 185 og 29. Profil 183 er ført fra landevejen mod vestnordvest til den endnu ubrudte gang blev truffet. Fra punkt c, der blev opfattet som gangens midte (maksimets top), blev der opmålt profil 184 nordøst og sydvest for c, i hvad der opfattedes som gangens strygning. Dette profil viser, at c ikke er gangmidten, og profillinien 184 ligger ikke helt i gangens strygnings retning. I sydsiden kommer der et brat fald i Z, og profil 185 med d fælles med 184 viser ingen diabasgang. Den viser sig i profil 29, der forløber parallelt med og sydvest for 185, men nu forskudt relativt 50–75 m mod vest (af sydsiden). Profil 30 (omtrent nord-syd med f som fællesstation med profil 29) viser ingen diabas, men profilet 39 i skovbrynet med retningen vestnordvest-østsydøst viser igen diabasen. Her stærkt støttet af tyngdeprofilet.

Dette profil 39 er tidligere i denne afhandling som fig. 13 vist i sin helhed (152–39, 8.1) fra vejen til Smørenggårde i øst til vejen mellem Baunklint og Bjerglygården i vest. Karakteristisk for det samlede profil – 152–39 – er dels to dybe minimer, der bedst tolkes som sprækkedale (forkastningszoner) i granitten og i klar overensstemmelse med højdekurverne i terrænet med retning nordvest-sydøst. Et andet karakteristisk forhold ved profilet er de store, dominerende maksima i dets midterste del, hvor det faktisk blev tyngdeprofilet, der udpegede Keldseå-diabasgangens maksimum. Vi befinder os her i Baunklints »Knudsker-granit«, og denne bjergarts magnetiske variation er af en størrelsesorden som diabasgangen. Øst for diabas-maksimet har vi det for et sandstens-område normale rolige kurvebillede. Profilet 180 a og b bør vise gangen i midten, men markredskaber gjorde her målingerne usikre, og afgrøder på marken gjorde det ikke muligt at placere profil andet sted. Gangen får ved 2–3 forskydninger en samlet parallelforskydning på 200 m. Senere kom Saxov (1958) til samme resultat, ved sine tyngdemålinger. Hvis det var usikkert før tyngdemålingerne at fastslå, hvor diabas-maksimet var i profil 39, blev gangen påvist syd for i profil 99, der dog skærer den i en spids vinkel. Profil 169 viser antagelig gangen i vestsiden, da atter forskudt?. Det er sandsynligt, at forkastningen til Neksø-sandstenen følger diabasgangens østflanke antagelig næsten helt fra profil 169 til 183, og måske er det forklaringen på den i forrige tavle dårlige påvisning af forkastningerne I og II, der svarer til de nordlige forkastninger, der skærer gangen her. Forkastningen der følger gangens østside (nærmere omtalt i kapitel 13.2), må være ældre end de her nævnte forkastninger, der skærer og parallel-forskyder gangen.

12.13. Lobbæk området. Tavle XVIII

Karakteristisk for denne tavle (og den følgende) er først og fremmest, at de magnetiske profilers bratte ændring i Z lokaliserer grænsen mellem Rønne-granit og Knudsker-granit her i Baunklint området, (markeret ved lang streg-prik) og ikke som V. Münther (1957) antog en brudzone. Profilerne 151, 168, 167, 166, 169, 170, 171, 99, 178 og 318 viser alle denne grænse. (Beklageligvis

er der byttet om på bogstaverne R og K, der står for Rønne-granit og Knudsker-granit i profilerne 151, 167 og 99).

De lave Z-anomali-værdier markerer Rønne-granit, og de høje, varierende værdier i profilernes nordende og østlige del viser Knudsker-granitten. Profilerne 171, 99, 178 og 318 er målt, hvor sandstenen dækker granit-grænsen. Profil 318, med indtegnet tyngdeprofil (Svend Saxov's Lobbækprofil 1958), viser den sandstens-dækkede Keldseå-diabasgang. Profil 300 viser syd for Myrer Mølle det ganske svage maksimum af diabasgangen under-over 100 m sandsten. Det svage fald på over 200 γ som den antagne regionale gradient viser (ret linie under profilet) er en følge af at i profilets østlige del drejer de negative Z-anomalikurver mod syd og profilinien går ind i lavere Z-værdier, profilet er 650 m langt. Profilet blev placeret på dette sted, efter Z-anomali-kortet var udtegnet, og det er anbragt i Rønne-granittens minimumzone og parallelt med Z-anomali-kurverne. Kun en sådan placering muliggjorde at gangen kunne spores her. Et hvert andet profil i dette område ville enten vise Blemmelyng-granit eller Knudsker-granit, og sandsynligheden for, at diabasgangen kunne spores under et sedimentdække, der var lig med eller større end det dobbelte af gangbredden, var da minimal. Profilet har her en bredde og en størrelse, som antyder – efter den i geofysiske lærebøger almindeligt angivne tommelfingerregel om halv-værdibredden – at diabasgangens top ligger 120–140 m under overfladen. Det virker sandsynligt efter de af H. Gry opgivne sediment-mægtigheder. Profilet løber efter H. Gry's kort (1969 b og 1960) fra Neksø-sandstenen i vest til Balka-kvartsit i øst med gangen formodentlig under sidst-nævnte bjergart. Profil 300 løber vest på over halvdelen i eller parallelt med tavle I's –50 γ kurve, og først i østdelen når det –275 γ kurven. Når kurven følger denne skrå linie, kan det betyde, at gangen hælder mod vest. Diabasgangen er eftersøgt og måske fundet på landevejen nord-syd tæt vest for Hovedgård og på marken nordøst for Hovedgård (gården ligger SV for det SV-lige korthjørne). Maksimet er dog her endnu lavere og endnu bredere, hvad det også må forventes at være med tiltagende sedimentmægtighed (er ikke vist). Gangen synes ubrudt at kunne følges fra profilet syd for Myre Mølle til Rønne-Korsodde-forkastningen. Syd for denne i området med mesozoiske bjergarter, er sedimentmægtigheden så stor, at både magnetiske og gravimetriske målinger ikke kan lokalisere en 60 m bred diabasgang. Anomalien ville være flere kilometer bred og så lav, at der ikke kan blive tale om en påvisning. Saxovs tyngdeprofiler (1958) viser derfor ikke gangen, han har dengang være uvidende om, hvor dybt grundfjeldet må ligge i dette område. Saxovs profiler (1958) over de palæozoiske bjergarter er for korte til, at der – bortset fra Lobbæk profilet – er tale om en påvisning, og stationsafstanden er også for stor. Saxovs Lobbæk profil viser derimod tydeligt den post-eokambriske Ekkodal-forkastning (med sænkning af østsiden), og endvidere at forkastningen ligger i eller øst for diabasgangen. Saxovs Brændegårds-profil (1958) viser måske Ekkodal-forkastningen, men stationsafstanden er for stor til, at diabasgangen

her påvises. Dens maksimum ville ligge mellem Saxovs station 2 og 3, og afstanden her (100 m) er for stor til at give en påvisning. Saxovs Lundestensprofil viser enten Ekkodal-forkastning eller måske grænsen mellem Rønne-granit og Blemmelyng-granit. Gangen skulle ligge tæt vest for Saxovs station 1.

Der må, som det fremgår af kortet, antagelig være en horisontalforskydning af Keldseå-gangen mellem profilerne 318 og 300, hvor den sydlige del er forskudt ca. 75 m mod vest i forhold til norddelen. H. Gry angiver – både 1960 og 1969 – en nordnordvest-sydsydstløbende forkastning i Baunklints vestside. De magnetiske profiler 177 og 150 viser ikke nogen forkastning, men dette blev jeg senere klar over ikke kunne forventes i Rønne-granitten. Hvorvidt det er denne forkastning eller en ukendt nordvest-sydstforkastning, der parallelforskyder diabasgangen, kan ikke afgøres. Profil 31 lokaliserer ikke diabasgangen men måske forkastningen. Diabasgangen er ikke tegnet N for Klinteskoven, her må henvises til tavle XVII. Tavle XVIII's granitkryds er N for Klinteskoven fejlagtigt placeret for østligt, hvad der kan give anledning til misforståelse om Keldseå gangens nordlige forløb.

12.14. *Klintegårde området. Tavle XIX*

I en række magnetiske profiler er granit-grænsen Rønne-granit/Knudsker-granit fulgt som en fortsættelse af foregående tavle. Det fremgår af profilerne 175, 176, 190, 191, 36 og 34. Det er ikke sikkert at de nordligste dele af profil 36 og 34 (her uden for kortranden) i den del, der ligger over Knudsker-granit, passerer en forkastning i Baunklints vestside. Profil 38 viser de tre forkastninger, her sprækkedale i granitten, der omkring Smørcege påvises at parallelforskyde Keldseå-diabasgangen ca. 200 m af syddelen i forhold til nordområdet. Den midterste af de 3 forkastninger er II fra tavle XVI.

12.15. *Knudsker området. Tavle XX*

Profilerne 25 b, 165, 147, 146, 144, 148 og 149 (149 negative værdier) viser Jydegård forkastningen. Det må bemærkes, at 144 af pladsmæssige grunde er vendt, så vi har syd til venstre. Den nordligste pil i 147 viser forkastningen i et profil, der går gennem Jydegårdsgraven, hvor det klart fremgik, at den bratte ændring i Z fremkom, hvor målingerne blev ført fra gnejs til en bred knusningszone i samme, den sydligste pil er måske brudzone i granitten. Grænsen mellem Jydegårdsleret og knusningszonen fremtræder ikke helt tydeligt i Z-anomaliforløbet. I 149, hvor forkastningen ligger i Almindings-granit, kan der ikke påvises noget – i god overensstemmelse med, hvad der er iagttaget for denne granits magnetiske egenskaber.

Selve forkastningen på kortet er tegnet under hensyntagen til ovennævnte knusningszone, og hvad der kendes fra daglokaliteter, specielt oplysninger fra H. Gry. De magnetiske profiler er ikke tilstrækkelig entydige. Forkastningen

med en så betydelig springhøjde (4–500 m) har ikke været egnet til lokalisering med magnetiske profiler, hvad der også fremgår af den store uensartethed i disses forløb.

Profilerne 145–163, 161, 64, 157, 160 (KS i profil 161 og 160 står for Knudsker-granit-sedimentdækket) og 159 er opmålt for at lokalisere forkastningen mellem Wealdenformationen på Nykersletten og gnejsen Ø for. Profil 64 med indtegnet tyngdeprofil P 11 er det eneste, der viser forkastningen placeret i overensstemmelse med boringer og feltiagttagelser. Som tidligere omtalt (8.3.3) er disse profiler udført i grænsen af Kroggaard–Nyker-forkastningen mellem Knudsker-granit dækket af Wealdenaflejringer og Almind-granit ofte også sedimentdækkede. Dette prækambriske brud træder tydeligt frem i profilerne 145–163, hvor det antagelig falder næsten sammen med den yngre forkastning, der afgrænser de mesozoiske sedimenter. Profil 161 viser antagelig også den prækambriske forkastning. Profil 143 forløber N–S stort set i Blykobbemaksimets østlige kurvepakning – altså i selve den prækambriske forkastning. Profilerne 157, 160 og 159 viser ikke noget med sikkerhed og forløber antagelig over sedimentdækket Almind-granit og øst for den prækambriske forkastning – forkastningen i Wealdenaflejringerne spores om muligt svagt.

V. Laursens magnetiske profiler XXI a, b, og c (ved en fejltagelse er der byttet om på K og R i XXI c) og mit 25 c, der forløber V–Ø, V–Ø, S–N og V–Ø, og VI og XIII, der forløber SV–NØ og S–N viser grænsen mellem Rønne-granit og Knudsker-granit. Se K. Callisens daglokaliteter (1934 fig. 11). Stationsafstanden specielt i XXI er stor (100 m) og viser derfor grænsen uden detaljer. De stiplede indrammede områder ved Knudsker og ved landevejen 700 m øst for, der er indtegnet på denne tavle, er tidligere vist i denne afhandling (2), som fig. 1 og 2, og fig. 1 viser langt bedre nuancerne i dette grænseforløb.

Figur 17 afsnit 10 viser et tværsnit fra dette område fra Blykobbemaksimet i N til bugten V for Korsodde i S. De betydelige mesozoiske forkastninger: Jydegård-forkastningen, Rønne–Boderne- og Rønne–Korsodde-forkastningen, alle med springhøjde på over 500 m, er her indtegnede. På tegningen er der under de mesozoiske aflejringer angivet Rønne-granit-kompleksets bjergarter og de grænser, de må formodes at have, når anomalierne tages i betragtning. Et tyngdeprofil i samme område vil vise i svagere udformning det samme som det magnetiske profil. Høje bouguer-værdier over Knudsker området, aftagende stærkt over forkastningerne Rønne–Boderne og Rønne–Korsodde, ligeledes stærkt aftagende over Jydegård-forkastningen og svagt stigende værdier svarende til Blykobbemaksimet. Der er ikke udført noget sådant sammenhængende tyngdeprofil, men det fremgår dels af Saxovs tyngdekort 1945 over Bornholm og af tyngdeprofiler Saxov 1955–59 har udført over såvel Jydegård-forkastningen som de to sydlige forkastninger. Angående fig. 17, se afsnit 10.

12.16. *Helligpeder området. Tavle XXI*

Profilerne, der her er opmålte for at lokalisere den nordligste del af Rønne-Teglkås-forkastningszone, viser kun en middelmådig påvisning, nogenlunde god i profilerne 153 og 155, ikke anvendelig i 154 og 156 II og I. Profil 154 kunne give det indtryk, at det ikke var ført langt nok mod øst til Kæmpeådalene, hvad tegningen beklageligvis viser, men det har sikkert faststående gnejs i den østlige del. Profil 156 II og I forløber i en minimumzone. Det var jeg ikke klar over, da profilet blev opmålt, men det er tidligere omtalt i afsnit 7.1. Profil 156 II og I må derfor få et meget »tilfældigt« forløb, og nogen påvisning kan ikke forventes her.

Konkluderende kan man sige, at områdets gnejsbjergarter ikke er særlig velegnede til påvisning af forkastninger.

12.17. *Frederiks stenbrud området. Tavle XXII*

I profil 68 vides det, at grænsen ligger ved spørgsmålstegn og pil, men det er ikke muligt at påvise forkastningen her. I profil XXXVI er forkastningen kun markeret fordi Svaneke-granitten op til denne har en mineralisationszone (Kobbergangen ved Nexø), der formodentlig også indeholder en del magnetiske malmmineraler. I profil 139, der er opmålt i kysten, og hvor pilen angiver næsten helt præcist den fundne forkastning, der ses den oven for omtalte mineralisationszone, noget nordligere i Svaneke-granitten. Her må man konkludere, at Svaneke-granitten ikke egner sig til påvisning af brudzoner.

13. Bornholms Diabasgange

13.1. *Indledning*

De bornholmske diabasganges betydning for denne afhandling ligger kun i de oplysninger, de kan give om øens forkastninger. Forfatteren har i sin tid (1945 a) systematisk gennemgået Bornholm og dens kyster for lokalisering og undersøgelse af diabasgange og sprækkezoner. Ved disse undersøgelser blev over 200 gange beskrevet (V. Münther 1945 a), kun ca. 18 af disse blev truffet uden for kystzonerne. Diabasgangene repræsenterede en samlet diabasintrusion på over 400 m i ca. 30 km granit, hvor hovedretningen for gangene stryger nord-syd til nordøst-sydvest. Det må her særlig fremhæves, at gangene sine steder optræder så tætliggende i granitten, at man kan tale om gangsværme. Den største af disse ses ved Tejn, hvor diabasintrusionen på en strækning af ca. 150 m repræsenterer 20 cm diabas pr. 100 cm granit. Af andre må nævnes Stammershalle med 7 cm diabas pr. 100 cm granit på en strækning af ca. 300 m, Helligdomsklipperne med 4 cm diabas pr. 100 cm granit i en knapt 900 m bred zone og området øst for Listed med 10 cm diabas pr. 100 cm granit over en ca. 500 m bred zone. Til sidstnævnte knytter sig en ret betydelig gang-

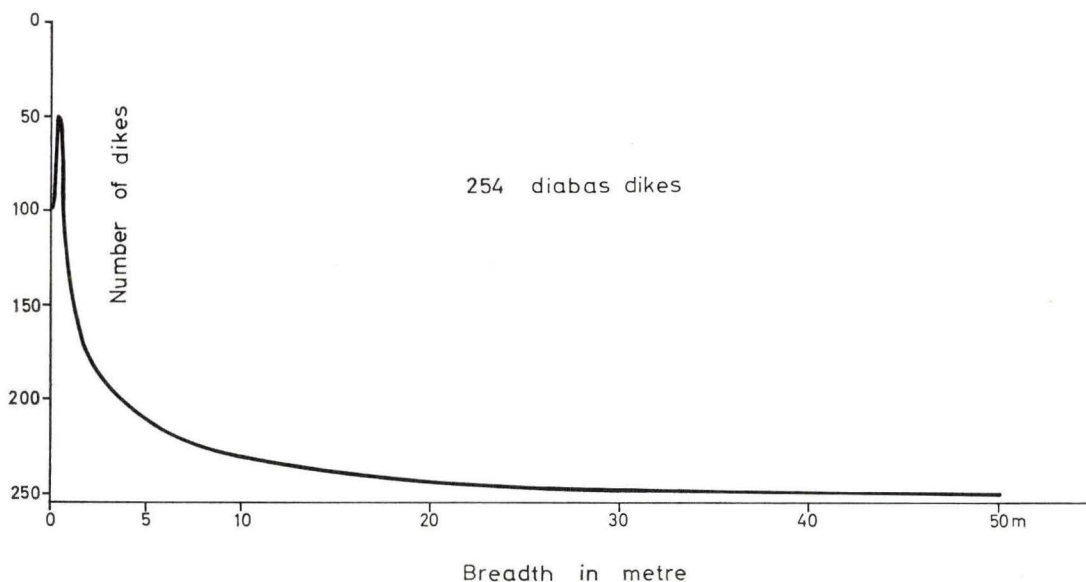


Fig. 21

sværmzone langs kysten Svaneke–Neksø. Noget eksakt tal for den sidstnævnte kan ikke angives, da dens østgrænse ligger øst for kysten, men i kystzonen er der truffet mindst 25–30 gange. Fig. 21 viser i kurve forholdet mellem diabasbredden og hyppigheden.

Fælles for disse gangzoner er retningen nord–syd til nordøst–sydvest. Da vi på Bornholm syd for Neksø til Snogebæk har den bedst blottede kystzone i Neksø-sandsten–Balka-kvartsit og grønne skifre, og da denne kyststrækning ligger i forlængelsen mod syd af diabassværmzonen øst for Listed og langs Svaneke–Neksø-kysten, så var det rimeligt at finde diabasblotninger i disse palæozoiske bjergarter. Da dette aldrig er lykkedes hverken for forfatteren eller andre geologer, ligger der heri det bedste bevis for diasbasens præeo-kambriske alder.

De ovenfor nævnte diabassværmzoner må samtidig repræsentere store betydningsfulde svaghedszoner – i hovedsagen lamellerede forkastningszoner. Med undtagelse af Listed–Svaneke–Neksø-zonen ligger de andre vest for Gudhjem. Det har ved tidligere undersøgelser (Münther 1945 b) kunnet godtgøres 1) at diabasen er intruderet i lamellerede bevægelseszoner (ofte med bevarede granitlameller) 2) at der har fundet bevægelse sted under diabasens størkning og 3) efter størkningen (lamellerede diabaszoner) endvidere 4) at der har fundet diabasintrusion sted efter at en del diabasgange var størknede (diabasintrusion i diabasen). Denne yngre diabasintrusion er dog også truffet med en strykning nord–syd til nordøst–sydvest. Til slut bør det nævnes, at fra mange iagttagelser over diabasgange viser det sig, at på det tidspunkt, da intrusionen

fandt sted, forelå der andre sprækkezoner end dem diabasintrusionen fulgte; men kun i de tilfælde, hvor sådanne sprækker dannede en spids vinkel med gangretningen trængte små diabasapofyser ind i disse. Det må opfattes således, at det mindste tryk i denne del af jordskorpen over et længere tidsrum har været vinkelret på diabasretningen. Når vi derfor i Nordvest-Bornholm træffer en del gange (ofte brede) med retningen øst-vest til nordvest-sydøst, og når disse som f.eks. i kysten nordvest for Sandkås ses nær ved (få meter fra) de »normale« nord-syd til nordøst-sydvest strygende gange, så må det betyde, at trykfordelingen i jordskorpen da de nordvest-sydøst strygende gange intruderedes var en anden. Det har ikke til dato været mulig at afgøre om denne afvigende ganggeneration er ældre eller yngre end de nordøstlige gange.

13.2. *Keldseå gangen. Tavle XXIII*

Keldseå-diabasgangen har vist sig særlig velegnet til at påvise detailtektonik med horisontalforskydning. Dette kan skyldes 1) at gangen kan lokaliseres i ca. 18–20 km's længde, 2) at den har den for bornholmske gange største bredde (60 m) og synes at have denne bredde i hele sin påviste længde, 3) den har stor magnetiseringsintensitet, hvad der (med den betydelige bredde) betyder et meget markant og stort maksimum.

For Keldseå gangen kan følgende slutninger drages: 1) prækambriske (præbasaltiske) forkastningszoner med overvejende nord-til nordøstlig retning opstod og 2) basaltisk magna (diabas) intruderede en del af disse bevægelseszoner, 3) senere parallelforskydes den sydlige halvdel af gangen et stykke mod nordvest 40–60 m (i forhold til den nordlige del). Derefter fandt der 4) atter bevægelse sted i gangretningen – i den sydlige del ca. i gangmidten og (på grund af forskydningen) i vestsiden af gangen i den nordlige del.

Derfor finder vi i dag ved blotninger og magnetiske profiler diabasgangen i Keldseå Klevendalens østside, mens vi i Ekkodalen finder diabasen i dalmidten. Det sidste fremgår af de magnetiske profiler, de gravimetriske profiler og af K. Callisens iagttagelse af kontaktomdannelse af sidestenen og af daglokaliteter.

Korttavlen XXIII viser Keldseå gangen på strækningen fra Lundebro i N og videre i det sydlige forløb til Smøreenge Mølle. Den tidligere beskrevne tavle og kort (tavle XVII) viser fortsættelse af gangen mod sydvest med profilerne 28 og 26 angivet på såvel korttavlerne XVII og XXIII. Den allersydvestlige del af gangen er tidligere omtalt på tavle XVIII.

På kortskitsen XXIII er diabasgangen angivet med sin (efter målestokken) rigtige bredde som en bred sort streg, og linierne streg-prik angiver forkastninger, der i flere tilfælde parallelforskyder gangen. De tynde linier, der skærer gangen, og som er mærket med et T eller med et nummer eller blot med romertal er tyngdeprofiler og magnetiske profiler, hvor T angiver tyngdeprofiler (Saxov, 1958) og romertal markerer V. Laursens målinger. Rund sort cirkel mærket D på korttavlen XXIII angiver nye feltiagttagelser for diabasen, fir-

kanten mærket K angiver stedet, hvor K. Callisen har påvist gangen ved dens kontaktomdannelse af sidestenen. Enheden på den vandrette akse er den samme som ved de magnetiske profiler, og på den lodrette akse er afstanden, der svarer til 200γ i tyngdeprofilerne = 0,2 mgl.

De mange profiler i norddelen mellem kysten og profil 279 hidrører fra nogle undersøgelser, jeg i sin tid foretog for Korsør Stenforretning (nu A/S Rockwool), der havde planer om at bryde diabasen til rockwoolfremstilling. De mange forkastninger og mulige forskydninger var i den forbindelse vigtige at påpege som steder, hvor en mulig forskydning af gangen kunne besværliggøre en brydning. En del af disse forskydninger må sikkert tillægges betydning, som helhed angiver de en forkastningsmæssig tendens. En tilsvarende detailopmåling mellem Bastemose og profil 279 vil antagelig også vise små forskydninger.

Forkastningen mellem profil 337 og 336 må anses for velbegrundet, da profil 338 tyder på, at gangen mangler her. De to sydlige forkastninger mellem profil 28 og Vallensgård Mose harmonerer godt med tilsvarende VNV-ØSØ-forløbende forkastninger omkring Åkerblokken.

Da det geomagnetiske felt er orienteret N-S, og NRM's magnetiseringsretning er V-Ø og NV-SØ, må vi regne med, at det magnetiske maksimum ligger lidt SØ for gangmidten. Retningen af gangen er imidlertid sådan, at det bliver en så lille afvigelse, at den ikke kan komme til udtryk.

Profil 290 er målt i kysten, og den vandrette streg under profilet angiver strækningen, hvor gangen ses blottet. Profilet er meget utypisk, og det urolige forløb kan skyldes lynnedslag ARM (3.3.1). Profilerne 288 og 287 viser utvivlsomt den splittede gang. Tyngdeprofilet Saxovs Lundebro ligger ganske tæt syd for 290. Tyngdeprofilet påviser ikke særlig godt gangen, antagelig fordi vægtfyldeforskellen mellem diabasen og den tilstødende granit ikke er særlig stor. Profil V.L. XXXIV viser det magnetiske profil og tyngdeprofilet (Frigård). Det samme ses i 339 (Kofoeds Minde) og 336 (Bastemose), den tilsyneladende uoverensstemmelse mellem maksimet magnetisk og gravimetrisk i 339 kan skyldes vanskeligheden med en hel præcis placering af de magnetiske stationer på kortet i forhold til tyngdestationer, men kan også skyldes en stejl hældning af gangen. Tyngdeprofilet i Åløse 3 passer godt ind i et næsten retliniet forløb af gangen som vises ved de magnetiske profiler 279 og 339. Det højre østlige maksimum i 279 angiver ikke diabas, men er målt på typisk blottet gnejs. (Det drejer sig antagelig om en mineralisationszone). Tyngdeprofilet Rundemose 5 viser antagelig grænsen mellem Alminding-granit og gnejs, dog måske diabas i østsiden i overensstemmelse med det ubrudte forløb her. Tyngdeprofilet »Dyrstenholm« viser diabasgangen og denne påvisning, som anses for tydelig, parallelforskyder området mod øst i forhold til de magnetiske profiler V.L. XXX, 28 og 26, de to sidste er omtalt i beskrivelsen til tavle XVII, hvor de viser god overensstemmelse mellem de magnetiske profiler og tyngdeprofilerne.

Her er, som det fremgår af gangens afbrudte forløb, tale om flere horisontal-

forskydninger efter N-S til NNØ-SSV-forløbende brudzoner og efter VNV-ØSØ-forløbende, men de tektoniske forhold omkring gangen er som nævnt ovenfor komplicerede:

Keldseå gangens dalzone er anlagt i en præeokambrisk forkastningszone, der (omtalt i afsnit 8.3.3) horisontalforskyder Rønne-granitternes anomalikompleks (vestside mod N i forhold til østside), senere i tilknytning til denne svaghedszone intruderedes der basaltisk magna (diabas) – i det mindste 2 gange. Den relative forskydning mod vest af den sydlige del af zonen og den fornyede bevægelse i gangretningen kan være af præeokambrisk alder, men der kan ikke føres noget bevis for dette.

Forkastningen langs Åkerblokkens vestside efter at de palæozoiske bjergarter var konsoliderede, kan have bevirket horisontalforskydningen af gangen omkring profilerne 337, 338 og 336. Denne bevægelse forskyder østsiden mod nord i forhold til vestsiden, men der kan ikke føres afgørende bevis for en sådan horisontalforskydning langs Åkerblokkens vestside. Denne forskydning af gangen kan derfor være ældre end de eokambriske bjergarter. Den NV-SØ-forløbende brudzone N for Baste Mose, der horisontalforskyder NV-siden mod vest i forhold til sydsiden, kan ikke følges til palæozoiske bjergarter og kan derfor ikke sættes i relation til forskydningen her. Den kan følgelig ikke relativt aldersbestemmes. De nordligste forkastninger nær Keldseåens ydre løb med retningen ca. N-S og med en hovedtendens til at vestsiden forskydes mod N (relativt), kan der ikke gives nogen relativ alder for.

Forkastningerne S for Vallensgård Mose med retning VNV til NV kan i hovedsagen være en fortsættelse af lignende forkastninger i Åkerblokken Ø for (og N og S for denne). Enkelte af disse forskyder diabasgangen flere hundrede meter (S-siden mod V) – en lignende horisontalforskydning er iagttaget i Jydegårdsgraven. Disse forkastninger kan derfor være yngre end det marine kridt – formodentligt tertiære.

Det må fremgå af denne beskrivelse, at de tektoniske forhold omkring Keldseå-diabasgangen er komplicerede. Havde vi andre steder på Bornholm haft samme gode betingelser for magnetiske undersøgelser, havde vi utvivlsomt kunnet foretage lignende undersøgelser.

13.3. *Kås gangen. Tavle XXIV*

Denne 40 m brede diabasgang ved Kås skulle synes velegnet til magnetisk at følges med SØ. Profilerne 20, 2, 285 og 5 synes lovende; men de følgende 283, 282, 284, 6 og 7 kan ikke betragtes som nogen påvisning, og det er lidt vanskeligt at forestille sig, at en så bred diabasgang kiler ud over så kort en strækning. Der er foretaget talløse målinger efter og nær profil 5 for at finde »gangen«, hvis den var tektonisk forskudt, men det er ikke lykkedes, måske er der tale om en forskydning af km-størrelsesorden, og så vil kun et mange km langt søgc-profil (ja måske flere) med tætliggende stationer, kunne træffe denne gang.

Det ville være meget værdifuldt om denne »gang« ligesom Keldseå gangen, kunne følges gennem det meste af øen; det ville bl. a. give mulighed for at drage sammenligning mellem forkastninger, der parallelforskyder den. Kåsgangen kan kun følges med magnetiske profiler $\frac{1}{2}$ km. Retningen er N 164°, og er tidligere af forfatteren (1945 a) angivet til N 177 i vandet (på stranden N 04°). Profilerne er ikke udtrykt som differensen med Rudeskov.

13.4. *Listed gangen. Tavle XXV*

Listed gangen er et typisk eksempel på, hvor vanskeligt det er magnetisk at påvise selv brede gange. I kysten og på kystvejen i profil 118, 291 og 292 træffes gangen i Svaneke-granit, hvor denne har lave magnetiske Z-værdier, og her fremtræder den tydeligt. I profil 291 er indtegnet, ligesom i 273, Saxovs tyngdeprofil (Saxov 1959). 200 γ er lig 0,2 mgl. i tyngdeprofilerne.

Profilerne 293 og 273 viser, at gangen er parallelforskuet ca. 200 m, syddelen mod øst. Forskydningen er antagelig efter en forkastningszone NV-SØ, der løber fra bugten ved Svaneke-Paradisbakke-granitgrænsen mod SØ. En forkastningszone, som den Vaseåen løber i ved kysten, forskydes ikke. Forkastningszonen, der er angivet på kortet vest for Vasebro og den 3. og østligste brudzone, kan ikke med sikkerhed siges at berøres af forkastningen, så disse NØ-brudzoner er måske yngre.

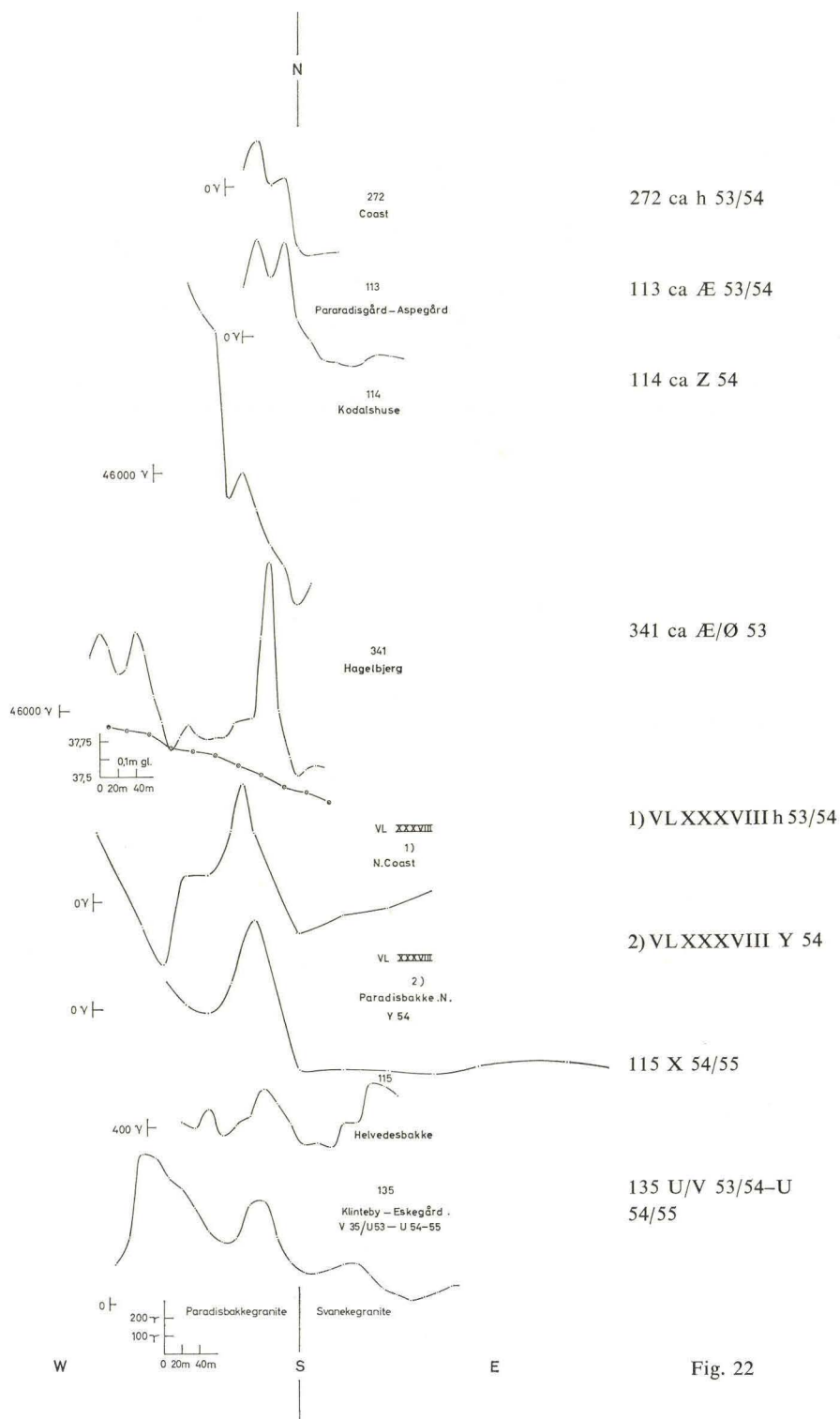
I profil 119 er diabasgangen angivet med pilen. Profilet er opmålt i Paradisbakkerne (altså syd for det ledsagende kort) og gangen forløber her i Paradisbakke-granitten og er kun halvt så bred (ca. 15 m). Dette, at diabasgangen er smallere og forløber i Paradisbakke-granit (større magnetiseringsintensitet), bevirker, at gangen ligesom »drukner« i denne magnetisk inhomogene bjergart. Kun fordi en sprængning til vejarbejde havde blottet diabasen, blev det muligt, at udpege hvor i profilet diabasgangen fandtes.

Listed gangen påvises 1 km i Svaneke-granit, men ved blotninger i Paradisbakkerne kan den følges 6 km. Retningen i N er N 19°.

14. Granitgrænserne

Z-anomalikortet viser grænser mellem afvigende granitvarieteter, der ikke i dette arbejde er særlig behandlet, når der ses bort fra de specielle forhold (7.2) omkring Rønne-granitkompleksets bjergarter.

14.1. *Svaneke-Paradisbakke-granitgrænsen* må dog kort omtales, da der her er udført en række magnetiske profiler (fig. 22). Grænsen tegner sig ret tydeligt i Z-anomalikortets kurvebillede ved en stærkt udtalt maksimumzone i Paradisbakke-granit og en øst for liggende ofte dyb minimumszone over Svaneke-granitten. De magnetiske profiler, der i hovedsagen er ført fra sikker Paradisbakke-granit til sikker Svaneke-granit (fig. 22), viser dette.



Anomalikortet viser kun grænsen i grove træk, men selv her med nogen afvigelse fra Callisens (1934) grænsedragning. De magnetiske profiler har vist, at grænseforløbet er langt mere uregelmæssigt end antaget (lige til en øst-vestlig grænse). Profil 115 viser med de høje værdier i vest Paradisbakke-granitten, det Ø for liggende minimum Svaneke-granitten og det østlige maksimum atter Paradisbakke-granit. Grænsen løber i en s-formet bøjning næsten Ø-V her. En detaljeret profilopmåling vil utvivlsomt give mange overraskelser og bør udføres alle de steder, hvor grænsen mellem granit-gnejstyper kan ses på Z-anomalikortet.

14.2. *Hammer-Vang-granitgrænsen* tegner sig også tydeligt, selv om jeg her undtagelsesvis har grebet til den udvej at indtegne (stiplede) 50 γ kurver i Hammer-granitten til det sted, hvor jeg mente, at Z-anomalikortet viste grænsen, det kan måske ikke helt forsvares, men Z-anomalibilledet er i sig selv meget karakteristisk. Der er en så markant forskel mellem den vestlige og den østlige del af Hammer-granitten, at jeg synes, det indbyder til specialundersøgelser især petrografiske og malmmikroskopiske.

14.3. *Christiansøs gnejsgrænse*. Z-anomalikortet over Christiansø er baseret på 18 målinger. Forholdene tillod ikke at placere dem i et kvadratisk net, men der måtte tages sigte på at opnå mange målinger, og placere dem så spredt som muligt og på alle mulige øer og skær.

Z-anomalikortet viser negative værdier til -250γ i nord, men den sydligste station på Frederikssø, de 4 i syddelen af Christiansø og værdien på Østerskær ret øst for Christiansø viser positive anomalier (500 γ på Christiansø). Græsholmen og i det hele taget den nordlige del viser en granit, der minder stærkt om Almindings- eller Hammer-granit, men Christiansø's syddel ligner gnejs. Grönvalls dagbøger viser, at han mener, syddelen af øgruppen er gnejs. Callisen angiver kun, at bjergarten ligner Hammer- og Almindings-granit. Jeg mener, vi kan tale om en tydelig grænse. Disse granitgrænser har ikke været opgavens formål, og de har derfor ikke været genstand for specialundersøgelser; når de er omtalt, er det, som her, kun sket i de tilfælde, hvor de har været iøjnefaldende og indbyder til special undersøgelse.

Resumé af afsnit C

12. Magnetiske profilmålinger

De magnetiske profiler, der beskrives i afsnit 12 og 13, er dels profiler over forkastnings- respektiv erosionsgrænse: grundfjeld-sediment og dels påvisning af diabasgangene: Kås gangen, Keldseå gangen og Listed gangen. Resultaterne og fortolkningen er afbilledet på tavle VII til XXV, hvor et kortudsnit over det behandlede område er vist. Til venstre og til højre i tavlen ses de mag-

netiske profiler med nummereringen, der findes på kortet. Med pil og romertal på profilerne angives forkastnings- (eventuelt erosions-grænse E). Bogstaverne a, b, c o.s.v. på profilerne angiver fælles stationer fra skærende profiler. Det i profilernes venstre side indtegnede kvadrat angiver henholdsvis 40 m og 200 γ (på den vandrette og lodrette akse) i profilerne er V og N til venstre, når ikke andet er angivet. På kortet er med grå tone vist de sedimentdækkede områder, der er baseret på 1) fortolkningen af de magnetiske profiler og 2) grundfjelds- og sedimentiagttagelser markeret med kryds og cirkel. Forkastningerne er markeret på kortet med kraftigt optrukne linier eventuelt kraftigt stiplede og med romertal. Profilerne er angivet med småstiplede linier og nummer svarende til numrene på profiltavlen til højre, og erosionsgrænsen (altid usikker) er markeret med prikket linie. På tavle VI er angivet dels de nævnte kortudsnit mærket VII til XXV dels markeret linien a-b profilskitsen fig. 17 og med mrk. A, T. Jørgarts kort i Appendix II, fig. 24.

Fremgangsmåden ved disse profilopmålinger har så vidt muligt været den samme: Et profil med stationsafstand 15–25 m er udført (oftest på eksisterende vej) fra en grundfjelds-iagttagelse til en sediment-iagttagelse. Dette er også udført, hvor bjergarts-iagttagelserne er baseret på boringer. Dette har ofte ført til meget lange profiler, der – på de ledsagende tavler – af økonomiske grunde har måttet afkortes, så de kun viser forkastningernes bratte ændring i Z og et passende stykke af målingerne over grundfjeldet og sedimenterne, langt nok til at vise det karakteristiske ved Z-variationen over disse bjergarter. Når et passende antal profiler (udført efter ovennævnte fremgangsmåde) har lokaliseret forkastningen, er der suppleret med profiler, der ikke kunne opfylde begge de ovennævnte krav: sikker granit, sikker sediment. Herved er opnået, at afstanden mellem profilinierne ikke er blevet for stor, og de supplerende profiler har kunnet bestyrke fortolkningen af forkastningen ved også at vise det bratte fald i Z-værdierne på linie med de først opmålte. Tavlerne VIII, XX, XXI og XXII angiver ikke forkastninger særlig pålideligt, antagelig på grund af særlige magnetiske egenskaber ved granitten, eventuelt knusningszoner af større bredde i granitten eller større mængder pegmatit i denne. I de øvrige bedre profiler viser tavlerne forkastningerne ved et fald i Z på 3–600 γ på en strækning af 20–50 m. Sedimenterne viser almindeligvis lave, lidet varierede værdier og grundfjeldet høje, stærkt varierede værdier. Erosionsgrænsen E er altid usikker, dens placering dikteres af sediment/grundfjeldsiagttagelser og et afdæmpet aftagende Z-forløb fra høje varierede værdier til lave næsten ensartede værdier, f.eks. tavle VII, profil 71, 79 og 74.

13. De bornholmske diabasganges betydning for denne afhandling ligger kun i de oplysninger, de kan give om øens forkastninger. Flere hundrede diabasgange er tidligere (1945 a) undersøgt af forfatteren, og det viste sig, at på det tidspunkt, da diabasintrusionen (intrusionerne) fandt sted, forelå der andre sprækkezoner end de intruderede, men kun i de tilfælde, hvor sådanne sprækker

dannede en spids vinkel mod gangretningen, trængte små diabasapofyser ind i disse. Det er opfattet således, at jordskorpens mindste tryk har været vinkelret på gangen. Diabasgangene f.eks. ved Tejn med retningen V-Ø til NV-SØ i kort afstand fra gange med normalretningen N-S til NØ-SV kan således ikke være dannede på samme tid. Diabasintrusion i diabasgange er iagttaget og vidner også om flere intrusioner.

Diabasgangene (fortrinsvis retningen NØ-SV) repræsenterer en samlet intrusion på over 400 m i 30.000 m granit. Særlig må det fremhæves, at gangene ofte optræder i gangsværme, den største ved Tejn med 20% diabas i 150 m granit. Disse sværmezoner repræsenterer betydelige præeokambriske svaghedszoner (oftest lamelzoner), men størrelsen af forskydningen i disse, kan der ikke oplyses noget om.

Brede gange er sjældne, fig. 21 viser forholdet mellem diabasbredden og hyppigheden. De tre største diabasgange: Keldseå gangen (60 m), Kås gangen (40 m) og Listed gangen (30 m) er eftersøgt med magnetiske profiler. De bedste resultater er opnået med Keldseå gangen (tavle XXIII), der kan følges 18–20 km mod syd under de palæozoiske sedimenter. Den sydlige del findes og er beskrevet på tavle XVII og XVIII. De magnetiske profiler og Saxovs tyngdeprofiler (1958) viser mere end 15 parallel-forskydninger, flest hvor profilmålingerne ligger tættest, hvad der tyder på, at der er endnu flere. Forkastningsretningerne er de almindelige N-S til NNØ-SSV og de VNV-ØSØ-lige. De N-S-lige dominerer i den nordlige halvdel af gangen og NV-SØ-lige i den sydlige.

For Keldseå gangen må konklusionen være, at den er anlagt i en præeokambrisk forkastningszone (afsnit 8.3.3), der horisontalforskyder vestsiden relativt mod N. Senere intruderer forkastningen med diabas af antagelig jotnisk eller postjotnisk alder – i det mindste 2 gange. Den sydlige del forskydes en smule mod vest (relativt) og fornyet bevægelse finder sted i gangretningen. Senere forkastninger forskyder den nordlige del ved en række forkastninger med hovedtendens til, at vestsiden forskydes relativt mod N. Forkastninger i den midterste del (med retningen N-S og NV-SØ) forskyder denne del af gangen relativt mod SØ og vestsiden mod S (150–250 m). Den sydlige dels forkastninger (retning NV-SØ) forskyder syddelen relativt mod øst. Parallelforskydningerne er af størrelsesordenen 30–40 m til 2–300 m.

Kun de sydligste forkastninger kan med nogen sikkerhed aldersbestemmes til posteokambrisk antagelig tertiær alder; en forkastning i selve gangretningen må påregnes at have en posteokambrisk-præmesozoisk alder. En stor del af de sydlige forkastninger kan følges ud i de palæozoiske aflejringer. Alderen af de øvrige forkastninger kan der ikke siges meget om, men de fleste er antagelig også posteokambriske.

Kås gangen (tavle XXIV) kan kun følges med magnetiske profiler $\frac{1}{2}$ km fra kysten. Retningen er ca. N 164°. Ingen forskydninger er påvist eller kan findes til at forklare, at gangen kun kan påvises på så kort en strækning.

Listed gangen (tavle XXV) kan følges med magnetiske profiler ca. 1 km fra kysten og parallel-forskydes på denne strækning ca. 200 m ved en (antagelig) NV-SØ-lig forkastning (sydsiden forskudt relativt mod øst). Listed gangen er genfundet i Paradisbakkerne ca. 6 km fra kysten, men det magnetiske profils maksimum over gangen er mindre end den omgivende Paradisbakke-granits store magnetiske anomalier. Gangen er her kun 15 m bred og kiler antagelig ud mod syd.

Når passende betingelser er til stede såsom susceptibilitetskontrast i diabasen i forhold til sidestenen og passende stor bredde, er magnetiske målinger gode hjælpemidler til at kortlægge diabasangene og påvise eventuelle forskydninger.

14. Det har vist sig, at Z-anomalikortet i en række tilfælde viser grænsen mellem granittyperne og mellem granit og gnejs. I enkelte tilfælde er der opmålt magnetiske profiler (som fig. 22) over Paradisbakke-Svaneke-granitgrænsen. Grænsen er i profil og på Z-anomalikortet karakteriseret ved en tætliggende maksimum/minimumzone, der på grund af anomalikortets stationsafstand kun viser grænsen i grove træk, men dog med afvigelser fra K. Callisens (1934). Hammer/Vang-granitgrænsen fremtræder også tydeligt, men her har jeg dog hjulpet til at anskueliggøre den ved i Hammer-granitten at indtegne 50 γ kurver.

Christiansø, der af Callisen (1934) og Bubnoff (1943) har været omtalt som et område med granit, der stod Hammer-granitten nær, viser i god overensstemmelse med dette lave negative værdier. Den sydlige del af øgruppen har dog højere og positive værdier, og bjergarten her ser ud til at være gnejs. Grönwall har i sine dagbøger vist sig at være af samme opfattelse. Magnetiske profiler (ikke vist) over Almindings-granit/gnejsgrænsen viser – som anomalikortet – lave, noget varierede værdier over Almindings-granitten og højere, varierede over gnejsen. De markante grænser mellem Rønne-granitkompleksets bjergarter er tidligere udførligt omtalt.

De konklusioner, der kan drages på grundlag af de forkastninger, de magnetiske profiler afslører, er ikke mange. Retningerne N-S, NØ-SV og NV-SØ er alle repræsenterede både i granitsandstensranden og i diabasangene og alle med såvel horisontal som vertikal forskydning. Da disse retninger, som det er påvist i afsnit 8, alle er anlagte i præeokambrisk tid, drejer det sig derfor om svaghedszoner i grundfjeldet, der til enhver tid er mobile. Det er de samme forkastningszoner, som Münther i 1945 påviste i grundfjeldet, og aldersfølgen med N-S-forkastninger ældst og NV-SØ-forkastninger yngst kommer ligeledes frem i sedimentgrundfjeldsranden. Da V. Münther i 1945 a påviste disse horisontalforskydninger og rækkefølgen af dem, var det naturligt, at henregne dem til præeokambrisk alder. Da Münther (1957) påviste tilsvarende forkastninger i grænsen mellem granit og Neksøsanden – belyst ved magnetiske profiler – var det naturligt at slutte, at mange af de 3 forkastningsretninger som sprækkedale i granitten var yngre end Neksøsanden.

Når forfatteren nu skal forsøge at drage en konklusion af alle undersøgelserne,

må det for det første være den, at meget store præeokambriske forkastninger med kilometerstore horisontalforskydninger har gennemskåret Bornholm i en sådan grad, at alle senere deformationer af øen har udløst bevægelser dikteret af disse store brud. De bevægelser, der gennemskærer de palæozoiske og mesozoiske sedimenter, følger også disse linier. Kun de forkastninger, der gennemskærer eller begrænser de mesozoiske sedimenter, kan sikkert regnes for yngre end disse. De forkastninger, der gennemskærer de palæozoiske sedimenter er yngre end disse og meget mere kan ikke med sikkerhed sluttes. Men de N-S gående forkastninger, der begrænser de bornholmske indlandsklinter Slamrebjerg, Kastelsbakken, Åkerblokken, Baunklint og Knudskerblokken, har forskydninger – magnetisk påvist – der kan være de ældste. Når man tager i betragtning, at de mesozoiske aflejringer stryger NV-SØ og hælder op til 10° mod SV, og når man kan formode, at denne kipning mod SV ikke ensidigt har ramt disse aflejringer, så kan man se, at når det sydbornholmske område som helhed rettes op til næsten vandret lejrning af de mesozoiske sedimenter, så vil de palæozoiske sedimenter – der nu hælder få grader mod S, SV eller SØ – stryge næsten N-S og hælde 5–8° mod øst.

Dette kan være en gammel præmesozoisk blok-kipning, der i Ø-V-lig retning har repeteret lagserien sådan, at den ikke særlig mægtige palæozoiske sedimentserie er blevet bevaret i så stor udstrækning, som det er tilfældet.

Hvad angår de posteokambriske forkastninger så anser forfatteren det derfor for sandsynligt, at de N-S forløbende forkastninger er yngre end de konsoliderede palæozoiske sedimenter, men ældre end de mesozoiske aflejringer, altså af yngre palæozoisk alder. Hvad angår de 2 andre forkastningsretninger: den NØ-SV-lige og den NV-SØ-lige, så er den sidste så nært knyttet til lignende forkastninger i de mesozoiske bjergarter, at det må anses for nærliggende at antage, at de er jævaldrende – eller omtrent jævaldrende. Det vil sige yngre end Bornholms marine kridtaflejringer.

Den NØ-SV-lige retning må antagelig aldersmæssigt set placeres et sted mellem de 2 ovenfor omtalte forkastningsretninger. Til sidst må det dog bemærkes, at en brudzone i grundfjeldet kan afvige noget i retning i sit fortsatte forløb højere oppe i en konsolideret – eller dårligt konsolideret sedimentserie. I mindre områder med flere skærende forkastninger kan vi oppe i en sedimentserie have fået blokbevægelser, der mindre klart afspejler de præeokambriske grundfjeldsforkastninger. Selv om jeg anser det for nødvendigt at understrege dette, så er det egentlig forbløffende at se, hvor slavisk de posteokambriske brudzoner følger de primært anlagte præeokambriske.

Det må nævnes, at V. Münther i 1945 a og b under en gennemgang af alle de bornholmske sprækkedale omtaler en tendens i retningen af disse, der f.eks. viser sig ved de N-S forløbende sprækkedale i Vestbornholm har en retning mellem N-S og NNV-SSØ og i Østbornholm næsten bliver NNV-SSV til NØ-SV. Noget tilsvarende gælder f.eks. også for de NV-SØ-lige, så at de i Østbornholm nærmer sig til en retning NNV-SSØ.

Afsluttende bemærkninger

5 korte Appendix afslutter afhandlingen. Det drejer sig om undersøgelser udført af andre geologer efter arbejdets afslutning til supplerings af dette.

I Appendix I supplerer H. Pauly Aa. Jensens (1968) undersøgelser af de opaque mineraler med en beskrivelse af disse i Knudsker-granitten i Rønne og Baunklint. Hertil føjes en tilsvarende beskrivelse af Blemmelyng-granit. Nils Münther har opmålt mængden af de opaque mineraler på 70–100 cm² store, polerede prøver af samme bjergart. Afsnittet viser det berettigede i at regne med større magnetitindhold i Knudsker-granit.

I Appendix II har nu afdøde kemiker ved D.G.U., K. Skousbøll Hansen, udført 9 bjergartsanalyser (tabel 7) på Blemmelyng-granit, Hallegård-granit og Svaneke-granit. Per Ahrentzen har udført Normberegning af disse (tabel 8) og feldspatnormerne er indsat (fig. 23) i Micheelsen's trekantsdiagram (1961 fig. 20). T. Jørgart (1968) har givet 6 prøvebeskrivelser af Blemmelyng-granitten, en modalsammensætning af samme bjergart (tabel 9) og af Rønne-granitten porfyriske randzone (tabel 10).

I Appendix III (fig. 25) er vist en sammenligning mellem et geoelektrisk linieprofil udført af P. Holm Andersen fra D.G.U.s borearkiv i 1958 og et magnetisk profil i samme linie. Th. Sorgenfrei foretog i sin tid fortolkningen af den geoelektriske opmåling (fig. 26) her Ø for Åkirkeby, Gunnar Larsen publicerede boreresultaterne.

I Appendix IV er omtalt S. Saxovs tyngdemålinger publicerede og upublicerede, og resultaterne er sammenlignede med forfatterens magnetiske målinger.

I Appendix V er vist en række af P. V. Sharma udførte målinger (1970) over susceptibiliteten på samme 8 nedknuste prøver som E. Fundal (1965) udførte målinger på (5.2.2). Det af Sharma anvendte apparatur har været af væsentlig nyere dato.

Appendix I

Hans Pauly supplerende Aa. Jensen, 1968.

197/198 Knudsker-granit i Rønne.

Heri er hovedsageligt magnetit, der må kaldes ganske frisk. Den er i de større korn-aggregater omgivet af en bræmme af titanitkorn. Desuden findes enkeltkorn af såvel magnetit som titanit. Yderligere findes ganske få svovlkis korn. Hvis sulfidkornene udgør 0,1 %, er kobberkis 0,002 % deraf. Magnetiten ses med lup at være lysere reflekterende end titanit-bræmmen udenom. Herpå kan man kende den i en større prøve. Forholdet mellem magnetit og titanit er måske 4:1.

199 Knudsker-granit i Baunklint.

Magnetit er helt dominerende som opaque korn, men næsten alle korn er gennemsat af hæmatit efter krystallografisk bestemte retninger (111). Martitisering efter oktaeder-retningen er ganske almindelig også andre steder i verden. Det forekommer mig, at forholdet mellem magnetit og hæmatit kan sættes til 2:1, men måske kan det blive 1:1.

Titanit er til stede, men ikke meget.

200 Blemmelyng-granit.

Prøven ligner ganske den forrige, 199. Der er dog en del mere titanit hvorved den i højere grad kan minde om Rønne-granittens overgangsbjergart. Iøvrigt er der lidt hæmatit som tynde lister eller plader i et glimmerlignende mineral. Sulfid er der et par korn af.

Nils Münther har opmålt mængden af opaque mineraler i en sammenlagt længde af 1000 mm på de polerede flader af omtrent lige store bjergartsprøver – af henholdsvis Knudsker-granit (fra Rønne og Baunklint) og Blemmelyng-granit. Resultatet er angivet neden for:

Tabel 6

Knudsker-granit		Blemmelyng-granit
Rønne	Baunklint	
4,4 %	2,9 %	1,5 %

Resultaterne, sammenholdt med H. Pauly's karakteristik ovenfor, stemmer meget godt med: 1) at det er berettiget magnetisk at sondre mellem Rønneområdet og Baunklint, 2) at Knudsker-granit og Blemmelyng-granit magnetisk set har lighedspunkter, og at begge afviger fra Rønne-granit.

Sammenholdt med Aa. Jensens resultater (1968) er der 4–5 gange så meget magnetit i Knudsker-granit som i Rønne-granit i overensstemmelse med Fundals susceptibilitetsmålinger og anomaliernes maksimum og minimum.

Appendix II

Kemisk analyse af Blemmerlyng-granit

Denne bjergart tiltrak sig opmærksomhed på grund af dens Z-værdier, der var høje i forhold til Rønne-granitten NØ for. På dette grundlag fandtes også bjergarten første gang ved Hjorthøj i Blemmelyng. De første ret forvitrede prøver mindede makroskopisk om Svaneke-granit. På samme tid var jeg også, på grund af Z-værdierne, blevet opmærksom på Hallegård-granitten, som allerede Kaufmann (i Bubnoff og Kaufmann (1933)) ville opfatte som en Svaneke-granit. Ved gården Halle mellem Slamrebjerg og Neksø, findes en mere finkornet Svaneke-granittype end normalt N for. Ligheden mellem Hallegård-granitten og til en vis grad Blemmelyng-granitten forekom mig ret stor. I afsnittet her optræder 2 Hallegård, et i Egby området, der giver navn til Hallegård-granit og et i Svaneke-granitområdet.

Jeg havde diskuteret disse bjergartsprøver (og tyndslib af dem) med K. Callisen, der mente, at Blemmelyng-granitten og Hallegård-granitten Ø for Egby var Rønne-granitter, eventuelt Rønne-granittens overgangsbjergart (her i afhandlingen betegnet Knudsker-granit).

Da en petrografisk undersøgelse lå uden for arbejdets ramme, diskuterede jeg dette problem med professor Henning Sørensen, der foreslog, at en ældre geologistuderende fik overladt opgaven, og det blev overdraget til T. Jørgart (nu mag. scient.). Samtidig tilbød nu afdøde K. Skousbøll Hansen fra D.G.U.s kemiske laboratorium at udføre bjergartsanalyse af de tre bjergarter. Det blev imidlertid til 9 analyser, idet vi mente, at ved at vælge tre prøver fra hver bjergart kunne vi få oplysninger om dennes kemiske homogenitet. Analyse-resultaterne er vist i den ledsagende tabel 7, nummereret 1–10, idet nr. 4 – den Svaneke-granitanalyse K. Callisen publicerede i 1932 – her er medtaget til sammenligning (i trekantdiagrammet mærket 10). Svaneke-granitten er altså repræsenteret med 4 analyser: fra Hallegård V for Neksø i syd, fra Malkværn ved østkysten, fra Ibsker og fra Listedkysten i nord.

Efter K. Skousbøll Hansens bjergartsanalyser er feldspatnormerne beregnet som Micheelsen (1961) efter Barth's metode (1952) og er derefter omregnet til procent af den samlede feldspatmængde. Normberegningen er udført af mag scient. Per Ahrentzen i sept. 1963.

Resultaterne er vist i tabel nr. 8 og afbilledet i diagrammet fig. 23, hvor de er vist i Micheelsens diagram, (1961 side 326). K. Skousbøll Hansens 9 analyser er i diagrammet mærket med en trekant. S 1–3 markerer Svaneke-granitten, Ø 1–3 Hallegård-granitten, som K. Callisen betegnede som Rønne-granit og T. Jørgart (1969) som Svaneke-granit. Den nærliggende placering af Callisens Svaneke-granit (nr. 4) og normberegning af Skousbøll's analyser (S 1–3) af samme bjergart og Ø 1–3 af Hallegård-granit ved Egby er påfaldende, og det samme må siges om Blemmelyng-granitanalyser V 1–3.

Analyse K. Skousbøll Hansen 1/2 1963 D.G.U.

Tabel 7

	1	2	3	4*	5	6	7	8	9	10
Si O ₂	66,50	69,90	68,10	69,06	68,10	66,70	66,80	66,3	66,5	68,3
Ti O ₂	0,50	0,40	0,67	0,65	0,53	0,67	0,70	0,80	0,60	0,43
Al ₂ O ₃	12,70	14,00	13,60	14,15	13,90	14,00	13,50	13,50	14,60	12,80
Fe ₂ O ₃	6,20	4,20	4,70	1,27	4,70	5,20	5,70	6,30	6,20	4,90
Fe O				2,44						
Mn O	0,10	0,04	0,08	sp.	0,10	0,09	0,08	0,12	0,10	0,08
Mg O	1,50	0,30	0,90	0,82	0,50	0,60	0,80	1,40	0,50	0,90
Ca O	2,40	1,90	2,80	2,02	2,00	2,40	2,70	1,90	1,10	2,70
Na ₂ O	2,90	3,50	3,80	3,69	3,60	3,50	3,50	3,30	3,60	3,60
K ₂ O	4,70	5,10	4,20	5,12	5,20	5,30	5,20	4,90	5,30	4,70
P ₂ O ₅	0,26	0,14	0,21	0,12	0,20	0,22	0,25	0,32	0,23	0,17
CO ₂	0,70	0 sp	0 sp	0,15	0 sp	0 sp	0 sp	0 sp	0 sp	0 sp
Gløde tab — CO ₂	1,50	1,00	0,90	0,12	0,80	1,50	1,10	1,40	1,00	0,80
Ialt	99,96	100,48	99,96	99,61	99,63	100,18	100,33	100,24	99,73	99,38

1. Svaneke-granit ved Hallegård T 54/55 S 1 kote 39,7 m
2. Svaneke-granit ved Malkværn V 60 S 2 kote 1 —
3. Svaneke-granit nær Listed g 55/56 S 3 kote 1 —
4. Svaneke-granit Ibskirke, Anal. Chr. Detlefsen, publ. K. Callisen
5. Blemmelyng-granit Hjorthøj Y 14 V1 kote 73 —
6. Blemmelyng-granit Ø. f. Klippely Z 13/14 V2 kote 69 —
7. Blemmelyng-granit nær Hjorthøj Y 14 V3 kote 73 —
8. Hallegård-granit 700 m S. f. Skovgård Q 43 Ø 1 kote 51 —
9. Hallegård-granit Karlshøjskoven Q/R 44/45 Ø 2 kote 48 —
10. Hallegård-granit Skovgård N. f. landevej R/S 42/43 Ø 3 kote 80 —

Tabel 8

Feldspatnormer									
Mærke	10	S 1	S 2	S 3	Ø 1	Ø 2	Ø 3	V 1	V 2 V 3
Bjergart	Svaneke-granit				Hallegård-granit			Blemmelyng-granit	
or = K Al Si ₃ O ₈	43	45	43	37	44	46	43	44	45 45
ab = Na Al Si ₃ O ₈	47	43	46	51	45	48	50	46	45 46
an = Ca Al ₂ Si ₃ O ₈	10	12	11	12	11	6	7	10	10 9

* Analyse 4 står fejlagtigt som nr. 10 i tabel 8 og fig. 23.

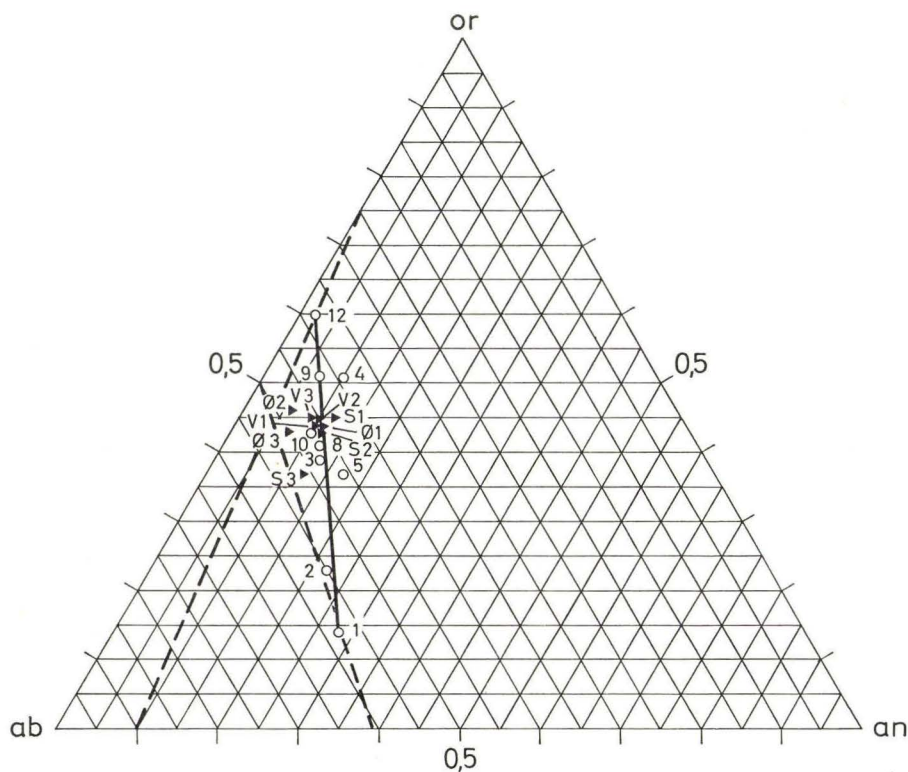


Fig. 23

Supplerende oplysninger vedrørende Blemmelyng-granit af T. Jørgart 1968:

Blemmelyng-granit

Det følgende omfatter 6 prøvebeskrivelser fra Blemmelyng-området (se kortet fig. 24).

Prøvernes beliggenhed i det traditionelle Rønne-granit-område til trods er disse prøver ikke Rønne-granit. Ingen af de omtalte prøver indeholder nogle af de i tabel 1 omtalte kriterier. Hertil kommer indholdet af epidot, overvægten af biotit over hornblende og modalsammensætningen i det hele taget (9). Münthers observation af afvigende magnetiske værdier i dette område er derfor forklarlig.

Det er på den anden side ikke muligt at identificere Blemmelyng-granitten med nogen af Callisens hovedtyper. Det tydeligste forhold er måske, at den porfyriske Blemmelyng-granit (269, 302) har sin porfyriske karakter fælles med gnejsen.

TJ-292 *Grå granit – Hjorthøj*

Bjergarten er en grå granit med en antydning af stribning. Den er frisk bortset fra nogle få store plagioklaskorn, der har et grågult overtræk. Den dominerende feldspat er sammensat feldspat i ca. 5 mm store korn. Mikroklinkappen, der sjældent er fuldstændig, er gennemsnitlig ca. 0,5 mm tyk. Lidt mindre korn af mikrolin med mange uregelmæssige perthitiske indeslutninger af plagioklas er også hyppige. Et næsten 1 cm stort plagioklasaggregat bestående af subparallelle korn af få tiendedele mm's størrelse findes i tyndsnittet. Det er vanskeligt at udtale sig om hyppigheden af sådanne aggregater. Deres tilstedeværelse kan være et udtryk for deformation, hvilket støttes af, at nogle af de andre feldspatkorn kan have itubrudte kanter. Plagioklasens sammensætning er, bortset fra den i kontakt med kalifeldspat forekommende albitrand, ret konstant, ca. 16–17% An. En tidligere uregelmæssig zonaritet antydes dog af omdannelsesprodukternes beliggenhed. De mindste korn i prøven er ca. 0,5 mm store. Blandt disse dominerer myrmekitisk plagioklas svagt over mikroklin og kvarts. Der er ikke tale om nogen egentlig grundmasse, idet der er seriat overgang til større korn på op til 2 mm for kvarts og mikroklin vedkommende. De mørke mineraler forekommer fortrinsvis samlet i svagt forlængede eller afladede hobe. Den individuelle kornstørrelse er omkring 1 mm. Titanit findes rigelig både som euhedrale korn og som rand på malm. Epidot, ofte med allanitkærne er almindelig. Flusspat findes blandt de mørke mineraler. Lidt chlorit findes som pseudomorfoser efter biotit.

VM-TJ-267-8 *Gråbrune granitter – Hjorthøj*

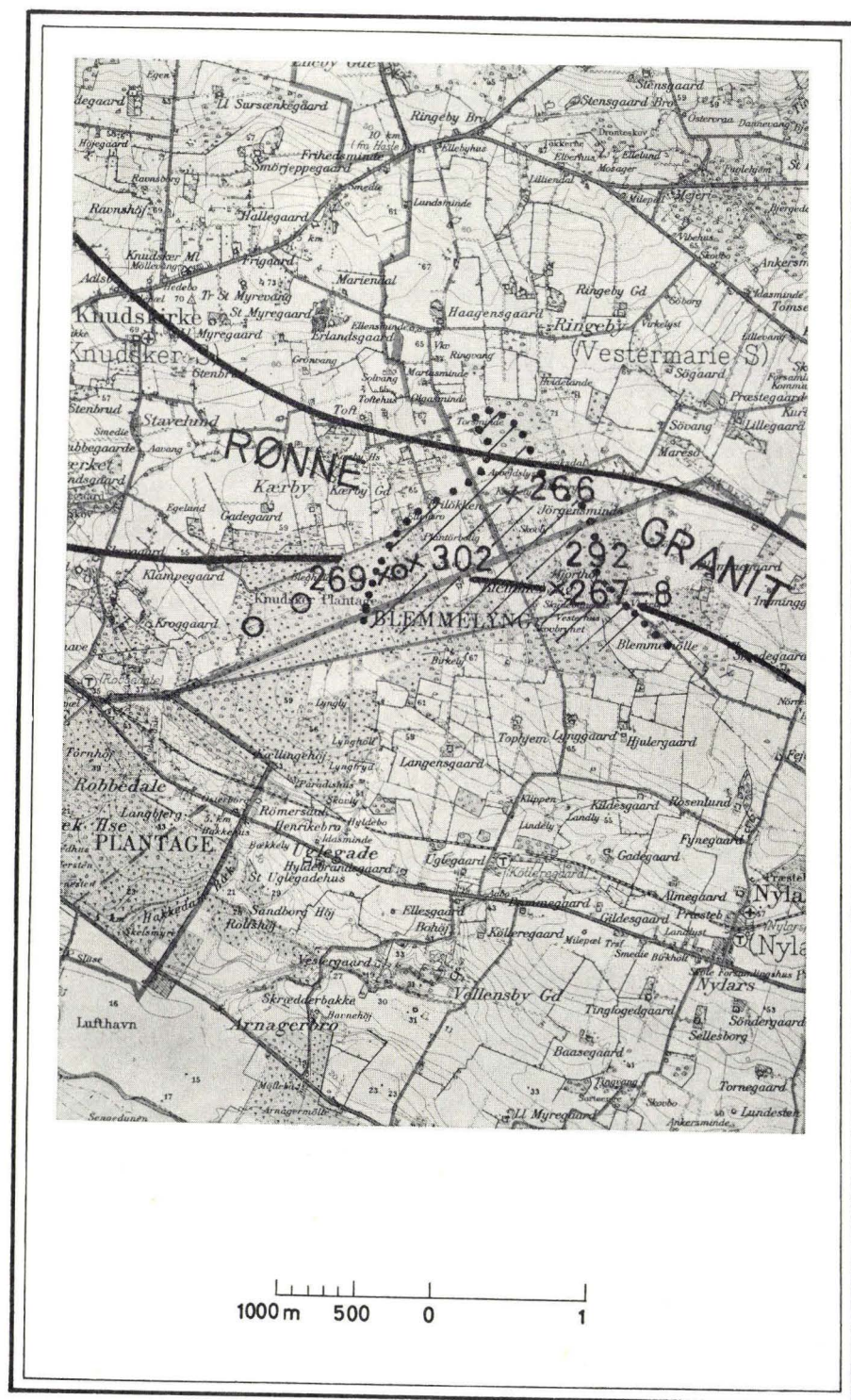
Disse prøver adskiller sig i hovedsagen kun fra 292 ved deres ufriskhed, idet den velkendte rødbrune substans gennemvæver bjergarten i sprækker og på korngrenser og giver prøverne deres gråbrune farve.

VM-TJ-266 *Gråbrun granit – Klippely*

Denne prøve slutter sig på de fleste punkter til de foregående, men indeholder et større kontingent større subhedrale korn omkring og over 5 mm. Det drejer sig om plagioklas med kun lidt mikroklin i randen og mikroklin med en lille kerne af plagioklas.

TJ-302 *Lysegrå granit – Grøft, Blemmelyng plantage*

Prøven er en frisk lysegrå, rødpletet granit med en antydet stribning. Det dominerende mineral er en grågul plagioklas, der forekommer i 5–10 mm store anhedrale – subhedrale korn uden mikroklin i randen.



Plagioklasen har rigelige indeslutninger af biotit omdannet til chlorit. Det er ikke muligt at udtale sig om en evt. zonaritet i denne prøves plagioklas på grund af for høj omdannelsesgrad. An-indhold fra 0–18 % er konstateret. Prøven har en rigelig grundmasse af ca. 0,5 mm store korn af mikroklin, kvarts og plagioklas (ikke meget myrmekitisk). Kun nogle få korn af plagioklas og mikroklin-perthit har kornstørrelser i intervallet mellem 0,5 og 5 mm, hvorfor strukturen er næsten hiatal. Prøven mangler hornblende, men fører rigelig malm. Epidot, oftest uden kerne af allanit, er meget hyppig.

VM-TJ-269 *Gråbrun, porfyrisk granit – Grøft, Blemmelyng plantage*

Prøven er en mørk gråbrun granit med dissiminerede mørke mineraler. Den gråbrune farve er sekundær og skyldes den sædvanlige gennemvævning af rødbrunt materiale. 269 har stor lighed med 302. I 269 er plagioklaskornene endnu rigeligere, endnu større og i højere grad subhedrale end i 302. En del af plagioklaskornene er dog i virkeligheden aggregater af nogle få forskelligt orienterede anhedrale plagioklaskorn. Selv aggregaterne kan være »subhedrale« udadtil. Endvidere findes der hornblende. Epidot i op til mm-store korn er rigelig.

Blemmelyng-granittens »udbredelse« (fig. 24). Granitblotninger er angivet med kryds. Sandsten er angivet med cirkel. Den stiplede linie afgrænser området med de anomale (positive) magnetiske værdier. Rønne-granittens udbredelse er efter Callisen (1934, figur 11).

Tabel 9. Modalsammensætning af Blemmelyng-granit

	292	302	Gennemsnit
plagioklas	34.9	42.0	38.5
mikroklin	28.6	26.2	27.4
kvarts	27.0	23.0	25.0
hornblende	2.4	0.0	1.2
biotit	4.6	4.8	4.7
titanit	1.3	0.4	0.9
malm	0.6	1.4	1.0
epidot	0.5	1.6	1.0
apatit	x	0.3	0.2
andre accessorier .	e	0.2	0.1
sum	100.0	99.9	
antal punkter talt .	1142	1251	

Modalsammensætning af porfyrisk Rønne-granit.

Tabellen angiver gennemsnitssammensætningen af 5 analyser fra Callisens lokalitet 75 (nogle hundrede meter nord for Ålsbo, Knudsker).

Tabel 10

plagioklas	46.2
mikroklin	23.1
kvarts.....	19.1
hornblende	3.6
biotit.....	4.5
titanit.....	1.6
malm.....	1.4
epidot.....	0.0
apatit.....	0.4
andre accessorier.....	0.1
	<hr/> 100.0

T. Jørgarts modalsammensætning af Blemmelyng-granit sammenlignet med Knudsker-granit er på et meget væsentligt punkt forkert. Han sammenligner med den porfyriske Rønne-granit (K. Callisens lok. 75) og ikke med den egentlige Knudsker-granit. Men misforståelsen er større endnu, idet han skulle have sammenlignet med Knudsker-granit fra Blemmelyng. Jeg har flere gange i denne afhandling påpeget, at der må være en forskel på Rønne-granit-kompleksets bjergarter i Rønne-området og i Blemmelyng. H. Pauly's beskrivelse af de opaque mineraler (Appendix I) så vel som mængden af den, peger i samme retning.

Appendix III

Sammenlignende målinger mellem geoelektriske og magnetiske Z-anomali-målinger.

I fig. 25 ses øverst en kurve taget fra et linieprofil fra en geoelektrisk opmåling udført i 1954 af P. Holm Andersen for DGU's borearkiv (fig. 26). I nøjagtig samme linie er opmålt et Z-anomaliprofil (58), der er afbilledet i fig. 25, og hvor opmålingen er udført med 30 m stationsafstand. Profil 58 findes også på tavle XIII, men er på fig. 25 tegnet med større »overhøjning«. Nederst er afsat det sted på profillinierne, hvor boringerne 3 (DGU 247^{119e}) boring 2 (247¹¹⁸) og boring 1 (247¹¹⁶) er udført. Afmærket på tavle XIII som B 119, B 118 og B 116, DGU 247⁹² som B 92 (på fig. 26 som 22₁) og 247¹¹⁵ som B 115 (på fig. 26 som 22₂). De er afmærket på fig. 25 og 26 og på fig. 25 er desuden angivet den vej, der også ses på fig. 26. Numrene 1, 2, 3 og 22.1 er boringerne betegnelsen på resistivitetskortet fig. 26 over området NØ for Åkirkeby, som det er tegnet af Th. Sorgenfrei (1954). Nummereringer som 247¹¹⁸ er DGU's borearkivs journalnumre, som sådan findes de på fig. 1 i Gunnar Larsens afhandling fra 1955.

Fig. 26 er selve resistivitetskortet over området, og mest iøjnefaldende her er kurvepakningen i vestsiden af Stubbegård svarende til tavle XIII's forkastning VII, der helt bygger på fortolkningen af de magnetiske profiler SV for Stubbegård. Målestokken mangler men fremgår af, at afstanden mellem linieprofilernes stationer er 50 m.

En anden iøjnefaldende kurvepakning ses vest for ovenfor omtalte N-S gående vej lige vest for boring 1. Denne svarer til tavle XIII's forkastning VI.

Forkastningen VII svarer til den af Th. Sorgenfrei og af Gunnar Larsen (1955) publicerede forkastning, den er veldefineret ved boring 247⁹² og den syd for liggende boring 247¹⁵ med granit ca. 15 m under terræn i 247⁹² og kaoliniseret granit næsten til overfladen i 247¹⁵ og granit ikke sikkert påvist i 247¹¹⁶. Jeg kan ikke se, der er noget, der hindrer, at der trækkes en forkastning VI mellem 247¹¹⁶ (B 116) og 247¹¹⁸ (B 118) efter Gunnar Larsens tavle 1. Gunnar Larsen har i en vis udstrækning bygget på Kaj Hansens zoneinddeling af 1936 af sandstenen, som jo senere er betvivlet.

Tilbage bliver den i mange henseender påfaldende overensstemmelse mellem profilerne på fig. 25. Kurveafstanden på fig. 26 er 50 Ohm m, og det er på grundlag af denne, profilet er tegnet. Det må her påpeges, dels at det er Th. Sorgenfreis fortolkning på et tidspunkt da DGU's boreakriv netop havde taget geoelektriske undersøgelser i anvendelse, og erfaringerne specielt på Bornholm var få, og dels at linieprofiler (geoelektriske) er behæftet med en vis usikkerhed, der bl.a. kan stamme fra variation i de kvartære jordlag. Det magnetiske profil blev opmålt med 30 m stationsafstand, dog væsentlig mindre omkring vejen og borerne vest for denne. Imidlertid stod borerørene endnu, da den magnetiske opmåling fandt sted, og de gav forstyrrelse i de magnetiske måleresultater. For at imødegå dette blev der udført tættere liggende målinger, og forstyrrede måleresultater blev fjernet.

De var i virkeligheden så stærkt afvigende fra sandstenens almindelige, rolige

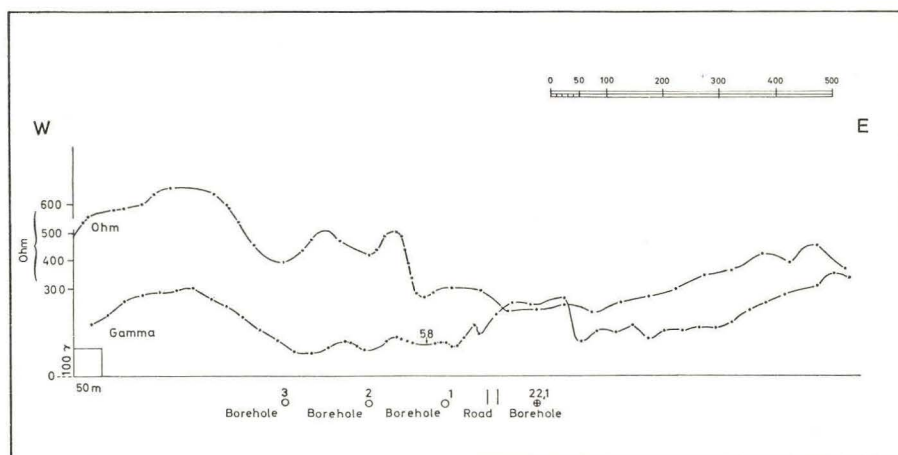


Fig. 25

kurveforløb, at jeg fandt det berettiget at se bort fra dem i fig. 25 og til dels på tavle XIII, hvor en pumpestation nær målelinien ved B 92 virkede forstyrrende på resultaterne (profil 58). Den stiplede linie her er sikkert mere rigtig end den fuldt optrukne linie.

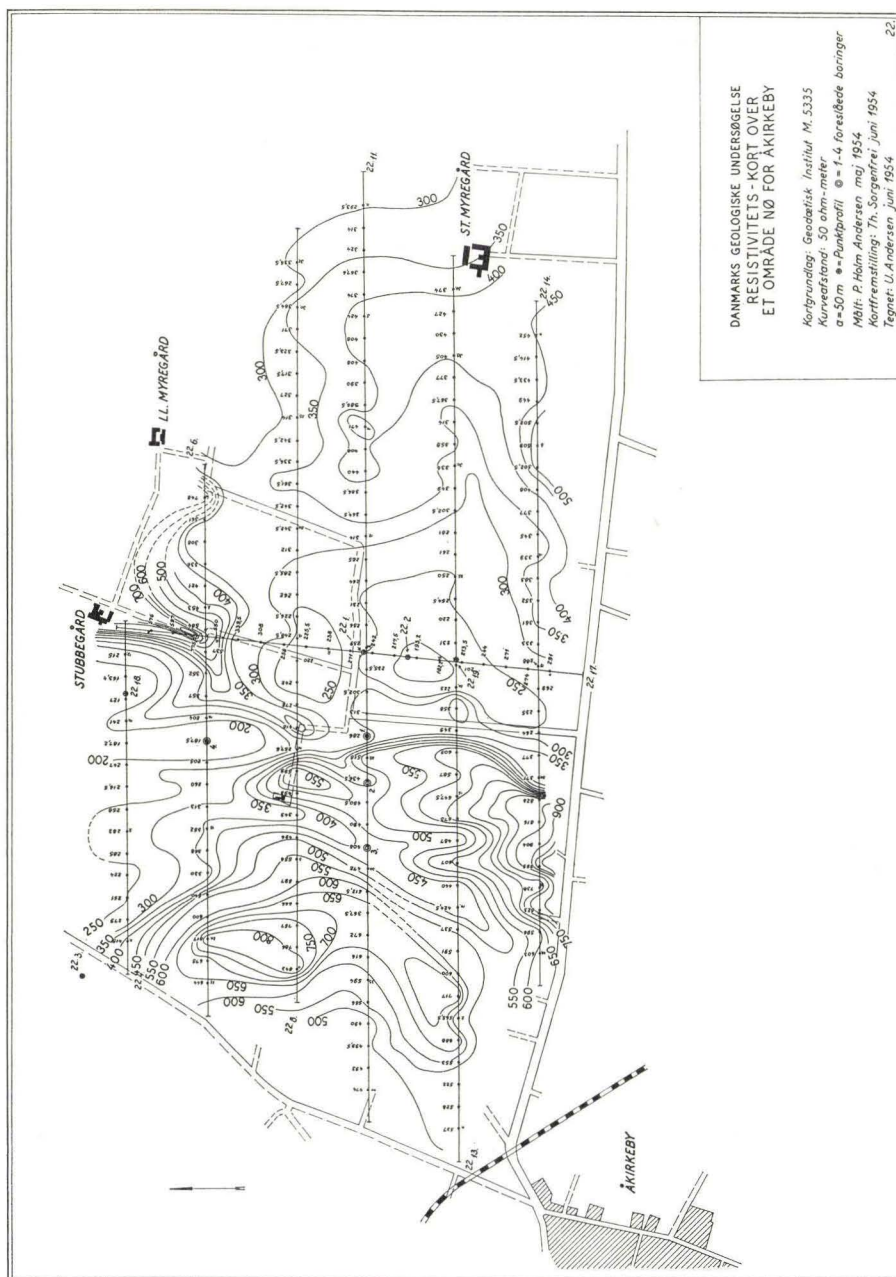


Fig. 26

Hvorvidt de to forkastninger VI og VII er en en-echelonforkastning, er vanskeligt at afgøre, forkastningen VI's større springhøjde i nord kunne tale for dette. Jeg har anset to parallelle brudzoner for sandsynlige baseret på det magnetiske materiale. Forkastning IV (tavle XIII) er dikteret af borerne B 115 og B 92 og kan til en vis grad bekræftes i fig. 26, hvor vi har det eneste N-S geoelektriske linieprofil opmålt. Forkastning V støttes af feltagttagelser og kan spores i fig. 26, men her mangler beklageligvis et geoelektrisk N-S gående linieprofil.

Appendix IV

Tyngdemålinger

Det bornholmske Bouguer-anomali tyngdekort er først opmålt og tegnet af Nørgaard (1945) og senere mere detaljeret af Saxov (1945). Nørgaard har desuden foretaget profilopmåling Ø-V over kurvepakninger langs øens vestkyst, specielt mellem Hasle og Blykobbå, hvorved bl.a. Jespersens granithorst (Jespersen 1865-1867-1869) i »Rønne-Teglås« linien påvises gravimetrisk, ved profilopmålinger har han påvist Jydegårds-forkastningen og en enkelt påvisning af Keldseå gangen.

Saxov (1945) har med tyngdeprofiler påvist Dynddalens gravsænkingszone i 2 profiler. Desuden Kås gangen, Bobbeåens diabas, et Østerlarsprofil (Kobbeåens diabasang?), Keldseå gangen og en stærkt tvivlsom påvisning af Jon's Kapel diabasangangen. I 1958 publicerede Saxov sine tyngdeprofiler over Keldseå gangen, og en gennemgang af de 15 tyngdeprofiler (hvor de 10 er udført, hvor diabasen kun er mere eller mindre kvartærdækket) viser tydeligt, hvor vanskelig det er gravimetrisk at påvise selv de bredeste diabasangene. Det fremgår også af Saxov's publikation med hans profiler over Listed gangen (Saxov 1959). Saxov og Abrahamsen's afhandling (1964) af vægtfyldebestemmelser i meget stor udstrækning af de allerfleste bornholmske bjergarter giver i store træk en forklaring herpå. Vægtfyldeforskellen mellem grundfjeldet og diabasangene på den ene side, og mellem grundfjeldet og hovedparten af de palæozoiske bjergarter på den anden side, er ikke særlig stor, ja der er grundfjeldsbjergarter med næsten samme vægtfylde, som visse palæozoiske sedimenter. Mindre forkastninger må derfor ikke forventes sikkert at påvises ved tyngdemålinger.

Sammenligner man Saxov's tyngdekort over Bornholm, med Bouguer-anomalikortet fra Sydsverige, specielt Skåne, hvor måletætheden er størst (Wideland 1946), ses her en kurvepakning på 0-20-30 mgl. og maksimumzone strækkende sig fra Ystad i SØ til omkring Hälsingborg i NV. Denne maksimumzone omfatter bl.a. Romeleåsen og dens forlængelse mod SØ til Bornholm, og svarer til kurvepakninger omkring Rønne-Boderne og dens maksimumzone stort set til en linie fra Knudsker til syd for Åkirkeby.

I Skåne har denne maksimumzone en svagere tilstødende minimumzone på NØ-flanken, forløbende fra Sandhamneren (Ø f. Ystad) til Ängelholm. Den

kan på Bornholm parallelliseres med minimumzonen, der strækker sig ind fra Jydegårdsletten til i det mindste øst for Smørengemølle (W/23).

Saxov har til støtte for D.G.U.'s feltarbejde på Bornholm udført et meget stort antal tyngdeprofiler (over 100). Disse vil blive publiceret senere, men der kan uddrages den konklusion, at den ovennævnte tyngdeminimumzone kan følges i det mindste til midt mellem Åkirkeby og Balkastrand: (o/42) Kællingeb, og den syd for liggende maksimumzone kan i profilerne spores lige så langt.

NØ for minimumzonen har vi på Bornholm den store NV-SØ løbende maksimumzone op til 43,4 mgl. og i Skåne en maksimumzone fra Simrishamn mod NV. I Skåne ses, hvorledes dette maksimum over grundfjeldet aflades i NØ med 0-linien N og V fra Karlshamn.

På Bornholm har maksimet i NØ en tættere kurvepakning, fremkaldt af forkastningszonen langs øens N-kyst Allinge-Svaneke. Rønne-Teglkås linien giver Bornholms tyngdekort den tætteste (N-S løbende) kurvepakning, og Rønne-Boderne linien er med til at stramme kurvepakningen der.

Det mest bemærkelsesværdige ved tyngdemålingerne på Bornholm er minimumzonens påfaldende sammenfald med Blykøbbe-Balka linien, men da denne minimumzone også kan findes i Skåne, og der ikke her er publiceret noget om en betydelig præeokambrisk forkastning langs Rommeleåsens østside eller NØ for denne, så tør jeg ikke drage videre konklusioner på det hidtidige materiale, men gravimetriske målinger vinkelret på Blykøbbe-Balka linien ville utvivlsomt give svaret, ja måske placere denne præeokambriske brudzone nøjagtigere, end det er gjort i dette arbejde.

Appendix V

Dr. P. Vallash Sharma har (1970) ladet udføre susceptibilitetsmålinger på det samme nedknuste bjergartsmateriale som E. Fundal (1965) udførte sine målinger på, som det er beskrevet i 5.2.2. De afvigende resultater, der er opnået, må tilskrives forskelligt apparatur og forskellig pakningsgrad af prøverne. Forholdet mellem målingerne på de forskellige granitprøver er dog omtrent den samme, f.eks. er Knudsker-granittens susceptibilitet også her væsentlig større end Rønne-granittens.

Tabel 11

Rønne-granittens overgangsbjergart ...	1020×10^{-6} emu / g.
Rønne-granit	230×10^{-6} emu / g.
Blemmelyng-granit	120×10^{-6} emu ¹ /g.
Kroggård-granit	130×10^{-6} emu / g.
Paradisbakke-granit	620×10^{-6} emu / g.
Svaneke-granit (Helletsgård)	220×10^{-6} emu / g.
Svaneke-granit (Pærebakken)	500×10^{-6} emu / g.
Alminding-granit	70×10^{-6} emu / g.

SUMMARY

(Translated by M. Robson.)

The Main Fault Zones of Bornholm Based upon Anomalies of the Vertical Magnetic Intensity

The author has utilized the vertical magnetic intensity, Z , to localize large dominant fault zones in the Bornholm bedrock. It has been found that the granite varieties and the gneiss in southern Bornholm are so different, magnetically speaking, that their limits become visible on the map.

The term granite is used here to denote Rønne granite, Knudsker granite (Callisen's "Rønne granite transition rock"), Blemmelyng granite (a new name for a magnetically characteristic rock type SW of the Rønne granite), Paradisbakke granite (Paradisbakke migmatite according to Micheelsen (1961)), Vang granite, Hammer-Alminding granite, Svaneke granite, and Callisen's striated granite, termed gneiss.

In south-western Bornholm occurs a series of rock types which in this thesis is termed the Rønne granite complex. The corresponding magnetic complex is similarly termed the Rønne anomaly complex, which includes the Rønne granite (minimum), the Knudsker granite to the north (maximum), and the Blemmelyng granite SW of the Rønne granite (maximum). This anomaly complex is cut and displaced by at least 5 faults, one running NW–SE, termed the Blykobbe–Balka line, one running N–S known as the Kroggård–Nyker fault, and one running NE–SW, termed the Robbedale–Gudhjem fault. In addition, there are the Ekkodal fault in a NE–SW direction, and the Risebæk–Kobbeå fault with an approximately NNE–SSW orientation. Apart from the Kroggård–Nyker fault, which is regarded as a vertical displacement, all the faults are horizontal faults of 600–2500 m. They are Precambrian and are all older than the presumably Jotnian or Postjotnian diabasic intrusion (especially the Keldseå dyke).

Section A: Working methods and Literature

The factors that characterize the magnetic anomalies of the bedrock and their form are determined by many relationships. The content of magnetic minerals, particularly magnetite, is of decisive importance. The distance from the bedrock and the extent, shape, and depth of the various rock types is of significance, and as a rule many other factors will complicate an interpretation.

A superficial examination of the southwesterly part of the Bornholm Anomaly chart (plate 1 and IV) reveals the marked anomalies of the Rønne granite complex, from the denuded rocks of the Rønne area in the NW to the sediment-covered areas in the SE. These anomalies can be followed to an extent of about 15 km. into the areas most covered by sediment. This section also contains a

discussion of the concepts, phenomena, and magnetic terms used, as a guide for the non-geophysical geologist. Here I will confine my remarks to the factors which are important to Bornholm.

The components of the magnetic field are partly a field produced in the interior of the earth by magnetohydrodynamic processes – this is a significant field with a gentle gradient at Bornholm oriented approx. N–S, with a magnetic vector inclined about $69\text{--}70^\circ$ towards the north (the inclination) – and partly a field produced by the rocks on Bornholm (their magnetic characteristics). The anomalies on Bornholm are to a high degree due to the second of these fields, and to the magnetic inhomogeneity in the earth's outer crust, which has arisen through the physical, chemical, and dynamic processes to which the rock types have been exposed since their formation until today. Two very different factors are important in these rock types: the ferromagnetic susceptibility, and the natural remanent magnetisation (NRM). These factors vary from one rock type to another and are also dependent upon age.

The earth's magnetic field varies in intensity from 0.65 Ørsted at the magnetic poles to 0.35 Ørsted on the magnetic equator. The magnetic field at Bornholm is about 0.457 Ørsted. In practice the unit gamma, equal to 10^{-5} Ørsted, is used. The anomalies caused by the magnetic rock types (minerals) are of the order of a few hundred or thousand gamma. The earth's field (the geomagnetic field) has a daily and a secular rhythm, both of which must be corrected for, and in addition the position of the stations with respect to the magnetic poles requires a correction, especially where large areas are involved. These corrections are performed.

The remanent magnetism (NRM) – the magnetism of the rocks themselves – is subdivided according to its origin; thus T. Nagata (1961) distinguishes 7 types, which are discussed with special emphasis on those which are relevant to Bornholm. Since the NRM can form its own anomaly pattern independently of the pattern formed by the induced magnetism, these two forms of magnetism are explained. Königsberger has examined the relationship between the induced and the remanent magnetism and expressed the ratio as Königsberger's constant. This relationship is discussed. Nagata states that the NRM is so weak in Precambrian rocks that the ratio is considerably less than one, and Benz (1961) records that for Precambrian rocks the induced magnetism is dominant if measurements are taken 1–2 m. above the surface; thus from studies of the literature the author concludes that the NRM of the Precambrian rocks on Bornholm can be ignored, especially since the variation is zero or easterly.

A BMZ magnetometer as constructed by Dan la Cour (1942) was used for making measurements. A control station was set up at "Ny Søborg" in Aakirkeby, and during the working periods 6–8 measurements were made here every morning to find the necessary corrections and to check the instrument constant. The position of the station is shown in fig. 5. All the Z-values measured on Bornholm were reduced by the Z-value measured on the same day and at the same time at the Meteorological Institute's laboratory in Rude

Skov; thus the values of the Rude Skov station form the zero basis for the Z-anomaly values on plate I. The resulting values were in this way corrected for diurnal variation, and at the same time they were corrected for possible "magnetic storms" (strong sun-spot activity). With the help of the Meteorological Institute's fixed secular stations on Bornholm, where measurements are made every 5 years and published in the Institute's magnetic yearbook, the measured results could be corrected for secular variation. The correction applied must refer to a definite year and day, in this case July 1st 1958 (1958.5). The secular variation of the difference between Bornholm and Rude Skov was between 3 and 4 γ .

The formula derived by Rössiger (most recently corrected by E. Thiele) for the "Normal Field" of North Europe, based on a series of observations of terrestrial magnetism and secular variation from 1944 to 1950, is given for (1950.5) and corrected to (1958.5). The latitudinal variations of the Bornholm measuring sites are calculated and corrected for. The validity of the use of Rude Skov as zero basis instead of Rössiger's normal field is discussed; the difference amounts to about 150 γ .

The diurnal variation of the Finnish, Swedish, and Danish magnetic observatories between 8 a.m. and 7 p.m., 1958.5, is shown in Fig. 4. Corresponding curves for Bornholm and Rude Skov, measured on June 30, 1964, are shown in the lower portion of Fig. 4. These, in particular, show the justification for using the diurnal variation at Rude Skov for measurements on Bornholm. Fig. 6 is a magnetic profile both corrected for diurnal variation and uncorrected.

The NRM and susceptibility of the various rock types is discussed, and in connection with this the so-called two-level measurements are described. The three legs of the magnetometer stand can be shortened for transport until they are half their normal length, and this can be utilized to make pairs of measurements: on the shortened stand and with the normal stand. The Z-value for the normal stand height measurement is subtracted from the shortened stand measurement and the result is termed a two-level measurement. The two stand heights are about 165 cm. and 85 cm., measured from the exposed rock surface. This measurement gives information about the surface rock inhomogeneity, and assists both in the interpretation of the Z-anomaly chart (I) and in the siting of the magnetic profiles. The results are shown in table 2, and in table 4 they are shown together with Aage Jensen's opaque minerals, Platou's susceptibility measurements from Svaneke, SW of Listed, and M. Kopf's corresponding results from various Bornholm granites. 8 susceptibility measurements made by Fundal on large crushed rock samples are shown in tables 3 and 4. Fig. 8 shows the supposedly typical profiles for various gneiss and granite types. Table 4 gives an evaluation of various methods regarding the magnetic qualities of the rock types.

Aage Jensen's thesis on the opaque minerals of the Bornholm bedrock types is summarized; it is these minerals which give the rocks their most important

magnetic characteristics. An attempt is made to correlate the quantity and composition of these ore minerals with Susceptibility and the dominant anomalies on the Z-anomaly chart. This section is supplemented in Appendix I with corresponding investigations made by Hans Pauly on the Blemmelyng granite and Knudsker granite of the Rønne area and in the Baunklint-Blemmelyng field. These measurements are of recent date and were made for inclusion in this thesis. A few measurements have been made of the remanent magnetism of the rocks of the Rønne complex, and the instrument used, A. Brynjolfsson's "spinnel magnetometer", is described. None of the samples showed any sign of reverse magnetization.

Various methods have been described in the geophysical literature for transposing a magnetic anomaly chart measured in the field to the chart which would be obtained if the measurement had been made in planes elevated over the whole area. Puranen's (1946) method is used here. For the purposes of this thesis Asger Lundbak has constructed table 5 from which the author can calculate anomaly charts in two planes above and two planes below the plane for which the "grid" was constructed. Fig. 9 shows the grid calculated for the greatest height, 270 m. above the ground, for use in the Paradisbakker; the grid is designed for use with a station interval of 500 m. on 1:20,000 measuring-table sheets. The grid used in the Rønne area is considerably larger in diameter, and here Z is calculated for a plane of height 800 m., plate II and III. Both grids include the 270 m. height and both have been used for a series of stations along the Y line of the standard quadrat grid; despite the considerable difference in the size of the two grids, the correlation on the 270 m. plane is pronounced. Peter's (1959) grid for similar calculations has also been used for these stations on the Y line, and these profiles too show considerable similarity to the figures calculated by Puranen's method. This is taken to indicate that the latter method is reliable. The results are shown in figs. 10 and 11.

Section B: The Z-anomaly chart

The measuring stations are marked on the Z-anomaly chart, plate I; they are positioned on a quadrat grid with a linear interval of 500 m. Individual localities can easily be located by means of the coordinates on the westerly and southern margins of the chart. The curves have been drawn by simple interpolation between the stations; only where the area of the bedrock is too small to show a clear anomaly picture has attention been given to the values of the profile measurements at each station. Zero and negative curves are drawn in blue, positive curves in red. The curve interval is 100 γ except in the areas covered by Palaeozoic and Mesozoic sediments, where 50 γ curves are shown; 50 γ curves are also used in the Hammer granite area. The relationship between the Z-anomaly picture of the granites and the gneisses is discussed. In plate IV, which is a copy of the southern and western part of plate I, important locality

names and symbols for the various magnetic expressions used in the thesis (maximum, minimum, etc.) have been drawn in. Plate IV should be used in conjunction with plate V, which gives the geological interpretation of the magnetic features of plate IV. The wavy lines on the chart indicate the Precambrian faults which caused the horizontal displacements of the Rønne granite complex. The full lines indicate faults visible as closely spaced groups of magnetic contourlines in sediments, and profiles of the bedrock-sediment boundary which demonstrate faults. A number of faults, e.g. those in the Læså area, are not included since they do not fit into the above categories. For use as a tectonic map, therefore, it must be taken in conjunction with the Bornholm map of Gry (1960) or with Varv's excursion guide, Gry et al. (1969). The boundary of the Svaneke-Paradisbakke granite is included, since it shows up clearly on the Z-anomaly chart.

The Rønne granite complex is dealt with in detail; in particular, a series of magnetic profiles are used to illustrate the determination of the Blemmelyng granite and the structures appearing on the anomaly chart. The profiles used are mainly those running perpendicularly on the magnetic anomaly figures (figs. 12, 13, 14, and 15).

The connection between the Z-anomalies and the rock types of the Rønne granite complex is discussed, with special attention given to anomaly structures which are interrupted or parallel displaced. A description is given of the Blemmelyng granite in the Rønne area and its maximum zone (the southernmost in the Rønne granite complex), together with the grounds for the division into a Rønne area and a Baunklint area.

A justification of the Blykobbe-Balka fault is presented, based among other things on the great sediment thickness over the Blykobbe maximum, and on recalculations to various heights (plate II) which indicate Knudsker granite under the Blykobbe maximum; this must signify a considerable horizontal displacement (the north side displaced relatively eastwards) between the Knudsker maximum and the Blykobbe maximum.

The closely spaced contours (N-S) on the east flank of the Blykobbe maximum suggest a Precambrian fault zone with a considerable (relative) lifting of the west side. This is further discussed in section 8.2.3 together with a description of the distribution of the Alminding granite, based on the Z-anomaly chart, magnetic profiles, and field observations (e.g. fig. 16). From this it becomes clear that the Alminding granite, magnetically speaking, forms a boundary with the gneiss and a fault boundary with the Knudsker granite under the Blykobbe maximum. The distribution of this rock type becomes somewhat different from that given by Callisen (1934).

The easterly extension of the Blykobbe-Balka fault is dealt with in the description of the Rispebjerg maximum in East Bornholm. From a recalculation to different heights of an area in the Paradisbakker (plate III), it seems probable that the Rispebjerg maximum is due to Paradisbakke granite

displaced 2–3 km. to the west with respect to the Slamreberg maximum. The Z-anomaly chart shows an almost flexure-like structure from the Slamreberg maximum westwards to the Rispebjerg maximum. The Blykobbe–Balka fault thus has a horizontal displacement of about $2\frac{1}{2}$ km. (the southern end relatively displaced to the west). The fracture zone can also be traced in the gravimetric chart of Saxov (1945) and in the later unpublished gravimetric profiles made by Saxov. The fault is interpreted as being older than the N–S and NE–SW oriented Precambrian faults, and older than the diabasic intrusion in the Ekkodal–Keldseå line.

The Precambrian fracture zones running N–S and NE–SW are described in this section. The first to be discussed are the two N–S oriented maxima south of the Rønne–Boderne line (near Arnager) in the area covered by Mesozoic sediments, apparently of considerable thickness. These maxima have an orientation deviating from that of the Rønne complex.

This must be caused by rock types with high susceptibility south of the Rønne complex; the maxima may perhaps unite under the sea south of Arnager, as suggested by several measurements made on the sea-ice here. It is also possible that unknown rock types exist, or that the thickness of the sediment is less than that normally assumed on the basis of the strike and dip of the Mesozoic sediments.

Of the rocks of the Rønne complex the author concentrates first upon those of the Rønne–Baunklint area. The southern maximum in the Rønne area, the “Vibegård maximum”, is interpreted as Blemmelyng granite, and the anomalies of the Rønne complex in the Rønne area are seen to be displaced southwestwards with respect to the anomalies of the Baunklint area; they are separated by a triangular minimum which consists in the north of Almindig granite, according to Callisen (1934). The maxima of the Baunklint area cease abruptly in the northwest of this minimum triangle and the probable explanation is a fault running NE–SW, the Robbedale–Gudhjem fault.

Two faults must exist, a N–S Kroggård–Nyker fault and the Robbedale–Gudhjem fault, and the task is to bring the separated and displaced anomalies in Rønne and Baunklint into close relationship with each other. At least one of these two faults must have a horizontal displacement. No evidence can be shown for a horizontal displacement in the Kroggård–Nyker fault, and this fault is interpreted as a vertical movement which has brought the Knudsker granite under the Blykobbe maximum into fault contact with the Almindig granite. This has been achieved by a lifting of the Knudsker granite, which when undisturbed lies deeper than the Almindig granite in the bedrock massif. On the other hand, a horizontal displacement of around 2 km. in the Robbedale–Gudhjem fault appears justifiable (the east side moved relatively to the NE). The fault then runs from the bay NW of Korsodde (U 6), through the rift valley “Tingsted å” and “Søndre Borgerdal” to Salene bay, west of Gudhjem. The Kroggård–Nyker fault extends from Rønne airport, east of

Bavnodde, through the large rift valley "Kampelykke å" in the Olsker area, to the north coast near Sandvig; here it marks the east coast of the Hammer-block.

The Kroggård-Nyker fault and the Robbedale-Gudhjem fault intersect, and it is not possible to make a pronouncement on their respective ages.

In the author's opinion the best result is obtained by assuming the Kroggård-Nyker fault to be the youngest; thus when the faults are compensated for, this assumption brings the anomalies of the Rønne and Baunklint areas closest to each other with the least horizontal displacement of the Robbedale-Gudhjem fault.

Thus the vertical Kroggård-Nyker fault runs unbroken through the intersection with the Robbedale-Gudhjem fault, as indicated in plate V. The Rønne area represents a deeper level in the Rønne granite complex than the Baunklint area.

A smaller horizontal displacement (500–600 m.) of the anomaly structure of the Rønne complex is seen in the extension of the Ekkodal line; this suggests a Precambrian Ekkodal fault with the east side displaced relatively to the south. This displacement can be vertical given that the rocks of the Rønne granite complex dip towards the north. Although I regard such a dip as possible, there is no evidence for it. It is difficult to reconcile the distribution of the Palaeozoic rocks with a post-Eocambrian horizontal displacement. The author assumes that a Precambrian horizontal displacement exists along the Ekkodal line.

The Rønne complex anomaly zone of the Baunklint area is bounded in the east by a broad minimum zone. The extent of the faults (Varv 1969) in the Palaeozoic rock types can be identified only with difficulty in the Z-curves in the anomaly chart. East of this minimum zone – south of Åkirkeby – the anomaly chart is dominated by the considerable maximum (470 γ) on the south road: the "Brogaard maximum", in an area with ca. 300 m. sediment thickness. The Brogaard maximum is oriented WNW-ESE and is interpreted as Blemmelyng granite; the 6–700 m. broad minimum zone to the NE is interpreted as Rønne granite, and the disturbed maximum zone NE of this is interpreted as Knudsker granite and gneiss. The east side of the Rønne granite complex is thus relatively displaced about 1.5 km. to the N. The fault is regarded as lying along a line Risebæk-Kobbeå, which runs along the above-mentioned minimum zone from the coast close to the west of Risebæk. It is quite near the post-Eocambrian fault with Balka quartzite and Grønne slate on the west side and Alun slate, Orthoceratite chalk, and Dicellograptus slate on the east side, and I think it likely that the continuation to the north will also be found to lie in the rift valley band which ends in the Kobbeå rift valley. A fracture zone of this type occurs, cutting the Ekkodal line just west of Bastemose and displacing the Keldseå diabasic intrusion about 400 m. (east side displaced northwards): table XXIII. The above-mentioned 400 m. displacements are younger than the Palaeozoic deposits, and the Risebæk-Kobbeå fault is older than the Keldseå

diabasic intrusion; it is also older than the Precambrian Ekkodal line which displaces the Risebæk–Kobbeå line 5–600 m. to the SE (east side relative to west side).

The rocks of the Rønne complex have thus been followed for about 18 km. from the young Rønne–Teglkås line in the west, to Raghhammerodde in the south-east. The bedrock zone is horizontally displaced 4 times (600–2500 m.), and the possibility of associated vertical movements can not be excluded. The Rønne granite complex is vertically displaced at one point, the Kroggård–Nyker fault, but here, too, a horizontal movement can not be ruled out. In each instance there has been movement along these Precambrian zones of weakness after the Palaeozoic sediments were consolidated.

The most marked anomaly of the Rønne complex rock zone, the Brogaard maximum, ends near Raghhammerodde. North of this and ESE of Åkirkeby an anomaly pattern occurs which resembles that of the Rønne complex, but is dominated by the southerly “Askelykke maximum”. A small but pronounced minimum zone (Rønne granite?) is found to the north, and north-east of this there is a disturbed maximum zone. The anomaly zone is oriented similarly to that of the Rønne granite complex. If this anomaly pattern is interpreted as the most easterly (and northward displaced) part of the Rønne granite complex, it presupposes a N–S oriented fault with the east side displaced (relatively to the west side) about 4,000 m. northwards. This fault must be older than the Blykobbe–Balka fault and can not be classified together with the N–S oriented rift valleys of the granite terrain.

The Askelykke maximum completely dominates the anomaly patterns; its orientation is influenced by the post-Eocambrian fault on the south side of the Åker block. If the sediment thickness over the bedrock is not too great in the Askelykke maximum, if the intensity of magnetization in the bedrock is high, and if there also exists a roughly WNW–ESE oriented structure (foliations) in the bedrock, these conditions together with the Åker fault in the gneiss, mentioned above, could create such an anomaly.

On the other hand, if it could be shown that the Askelykke maximum consists of displaced Blommelyng granite, the rocks of the Rønne granite complex would then continue without significant displacements into the dominant anomalies (and rock types) of the Egby area, and thus would continue into the Paradisbakke granite.

The first possibility, with a gneiss of high intensity of magnetization, maximally magnetized WNW–ESE, is mentioned here since it is the only situation in which the south flank of the Rønne granite complex is formed by a fault oriented parallel to the complex; this situation does occur between the Ekkodal line and Risebæk, but here the Rønne granite complex is clearly defined by its anomaly structure. The Precambrian faults discussed in this section can have occurred in a time interval of more than 700 million years; in combination they represent a deformation (compression) directed NW–SE.

A number of other possible Precambrian faults are mentioned, chiefly suggested by anomaly structures such as Svartingedal and an E–W zone north of this. Both are marked with wavy lines in plate V. Another possible Precambrian fracture zone which should be mentioned is a N–S fault near the Rønne–Teglkås line, which is the main reason why the Blemmelyng granite in the Rønne area, i.e. the Vibegård maximum, has a deflection (“drag”) to the north. A Precambrian fracture zone may also exist along the north coast of the island from Allinge to Svaneke. A brecciated zone, possibly with diabasic intrusions, can be seen in several places in the coast zone.

The very pronounced contour density along the NE and SW boundaries of the Rønne granite in the Rønne complex raises the question as to whether differences in susceptibility can be the only explanation. A dip of the N margin of less than $70\text{--}75^\circ$ NE would result in a closer contour interval.

Such an inclination is probably not unreasonable, but a consequence is that the southern margin must be vertical or steeply tilted to the SW. The result thus comes to resemble an anticlinal structure with an equivalence between the Knudsker granite and the Blemmelyng granite, but no evidence exists to confirm such an assumption; it can be accepted, however, as a working hypothesis. Fig. 17 shows the Z-anomaly curve of a cross-section of the Z-anomaly chart from the bay NW of Bavnodde to the Blykobbe maximum. The probable boundary of the rocks of the bedrock is marked, including the post-Eocambrian faults. The Blykobbe–Balka fault is indicated, and the Mesozoic sediments are delineated. Fig. 17 shows how the above theory should be interpreted with reference to the bedrock.

The foliation of the bedrock of Bornholm is discussed, partly in the light of Bubnoff’s investigations (1942), partly as it has been described by Micheelsen (1961), and partly following personal investigations. The correlation between the strike and folding of the foliation plane and the boundary of the Rønne and Knudsker granites is pointed out. Fig. 1 in this thesis shows detailed micro-magnetic measurements made across the boundary between the Rønne and Knudsker granites. Figs. 1 and 2 show the advantages of this form of magnetic measurement for use in the mapping of foliation, especially in areas covered by Quaternary deposits.

Section C: Magnetic profile measurements

The magnetic profiles described in sections 12 and 13 are partly profiles of fault and erosion boundaries between the bedrock and the sedimentary deposits, and partly demonstrations of diabasic dykes: the Kås dyke, the Keldseå dyke, and the Listed dyke.

The results and their interpretation are displayed in plates VII to XXV. In these plates the map-section for the area covered is shown on the left whilst the plate on the right shows the magnetic profiles with their numbers as indicated

on the map. Arrows and Roman numerals indicate fault or erosion (E) boundaries. The letters a, b, c, etc. on the profiles indicate common stations for intersecting profiles. The scale on the left side of the first profile indicates 40 m. and 200 γ (on the horizontal and vertical axis respectively). V and N are to the left on the profiles unless otherwise indicated. Grey tone on the maps indicates sediment-covered areas, based upon (1) interpretation of the magnetic profiles, (2) bedrock and sediment observations, marked with cross and circle. The faults are marked on the map by heavy continuous lines, sometimes heavily stippled, and with Roman numerals. The profiles are indicated by lightly stippled lines and by numbers corresponding to the numbers on the profile table to the right; the erosion boundary (always uncertain) is marked with a dotted line. In plate VI the map sections are shown, marked VII–XXV, and the line a–b marks the profile sketch of fig. 17. T. Jørgart's map in Appendix II fig. 24 is marked A.

The procedure for these profile measurements has as far as possible been the same. A profile is carried out with station intervals of 15–25 m. (usually along an existing path or road) from a bedrock observation to a sediment observation; this procedure was also carried out where the rock analyses were based on borings. This has often resulted in very long profiles, which for economic reasons have had to be shortened in the accompanying plates, so that they indicate only the abrupt alteration in Z at a fault, together with a sufficient number of measurements of the bedrock and sediments to show the characteristic Z-variation for these rock types. When a sufficient number of profiles, carried out as described, have localized the fault, supplementary profiles are made which can not fulfil both the requirements mentioned above – definite granite, definite sediment. This has prevented the interval between profile lines from being too large, and the supplementary profiles have been able to reinforce the interpretation of the fault by showing the abrupt fall in Z-values along the same line as indicated by the original profiles. Plate VIII, the map to the left in plate XI, plates XX, XXI, and XXII do not indicate faults very reliably, presumably because of special magnetic features of the granite – possibly fragmented zones of rather large breadth, or large quantities of pegmatite in it. In the other, better profiles, the tables indicate faults by falls in Z of 3–600 γ over a distance of 20–50 m. The sediments generally show low, little varying values, and the bedrock shows high, very variable values. The erosion boundary E is always uncertain; its placing is dictated from sediment/bedrock observations and a subdued Z-curve declining from high, variable values to low, almost uniform values, e.g. plate VI profiles 71, 79, and 74.

For the purposes of this thesis, the significance of the diabasic dykes of Bornholm is limited to the information they provide concerning the faults on the island. Several hundred diabasic dykes have been examined by the author (1945 a), and it was found that, at the time when the diabasic intrusions occurred, other fracture zones existed apart from those which the dykes intruded, but only where such fractures formed a small acute angle to the direction of the

dyke did small apophyses penetrate into them. This is taken to indicate that the least pressure of the earth's crust was right-angled to the dyke. Thus, the diabasic dykes at Tejn with an E-W to SE-NW direction can not have been formed at the same time as those close by with a normal orientation N-S to NE-SW. Diabasic intrusions into the diabasic dykes have been observed and are evidence of several intrusions.

The diabasic dykes (mainly with NE-SW direction) represent a total intrusion of over 400 m. in 30,000 m. of granite. It must be particularly emphasized that the dykes often occur in swarms, the largest being at Tejn with 20% diabase in 150 m. in granite. These swarms represent considerable Precambrian zones of weakness (mostly lamellar zones), but no information is available as to the size of the displacement in these zones.

Broad dykes are rare; fig. 21 shows the relationship between diabase width and frequency. The three largest dykes, the Keldseå dyke (60 m.), the Kås dyke (40 m.), and the Listed dyke (30 m.) have been examined with magnetic profiles. The best results were obtained for the Keldseå dyke (table XXIII) which can be followed southwards for 18–20 km. under the Palaeozoic sediments. The southern portion is shown and described on plates XVII and XVIII. The magnetic profiles and Saxov's gravity profiles (1958) show more than 15 parallel displacements, most of them where the profile measurements lie closest, which suggests that there are even more. The orientations of the faults are the usual N-S to NNE-SSW and NW-SE. The N-S oriented faults are predominant in the northern half of the dyke, and the NW-SE faults predominate in the southern half.

Judging from the measurements, the Keldseå dyke lies in a Precambrian fault zone (section 8.3.3), of which the west side is relatively displaced to the north. This fault has subsequently been intruded at least twice by diabase of presumably Jotnian or post-Jotnian age. The southern section is slightly displaced to the west (relatively) and renewed movement has occurred along the dyke direction. Subsequent faulting has displaced the northern section in a series of faults which generally have the west side relatively displaced to the north. Faults in the central section (which are oriented N-S and NW-SE) displace this section of the dyke to the SE (relatively) and 4–500 m. to the south. The faults of the southern section which are oriented NW-SE displace it relatively to the west. The parallel displacements are of a size between 30–40 m. and 200 m.

Only the most southerly faults can be dated with certainty to post-Eocambrian age (probably Tertiary), since they continue in the sandstone; a fault along the dyke direction must be regarded as post-Eocambrian and pre-Mesozoic in age since it also forms a boundary to the Nexø sandstone. Thus a large proportion of the southerly faults can be followed into the Palaeozoic deposits. Not much can be said as to the age of the remaining faults, but the majority are presumably also post-Eocambrian.

The Kås dyke (plate XXIV) can only be followed with magnetic profiles for

$\frac{1}{2}$ km. from the coast. The direction is ca. N 164°. No displacements can be demonstrated and none have been found which can explain why the dyke can only be followed over so short a distance.

The Listed dyke (plate XXV) can be followed by magnetic profiles for about 1 km. from the coast, and in this section it is parallel-displaced about 125 m. by a (presumably) NW–SE fault (the south side relatively displaced to the east). The Listed dyke is found again in the Paradisbakke about 6 km. from the coast, but the magnetic profile traversing the dyke at this point shows a maximum smaller than that surrounding the Paradisbakke granite's large magnetic maxima (anomalies). The dyke is only 15 m. wide here, and presumably tapers away towards the south.

When appropriate conditions are fulfilled, such as large contrast in susceptibility between the diabase and the surrounding rock, and a sufficient width, magnetic measurements are a good aid for the mapping of diabasic dykes and the demonstration of any displacements.

It has been found in a series of cases that the Z-anomaly chart shows the boundary between the granite varieties and between granite and gneiss. In a few cases magnetic profiles have been measured (as in fig. 22) across the Paradisbakke granite–Svaneke granite boundary. Both in the profile and on the Z-anomaly chart the boundary is characterized by a closely-spaced maximum/minimum zone, which only shows the boundary in rough outline owing to the distance between the anomaly chart stations; it can, however, be seen to deviate from K. Callisen's boundary (1934).

The Hammer granite/Vang granite boundary also stands out clearly, but here I have helped to define the boundary by drawing in the 50 γ curves in the Hammer granite.

Christiansø, which was noted by Callisen (1934) and Bubnoff (1943) as an area of a granite related to the Hammer granite, shows low negative values. The southern part of the island group, however, shows higher, positive values; the rock type here appears to be gneiss. Grönwall expressed the same opinion in his journals.

Magnetic profiles (not shown) of the Alminding granite/gneiss boundary show – as on the anomaly chart – low and somewhat variable values in the Alminding granite and higher, more variable values in the gneiss. The marked boundaries between the rock types of the Rønne granite complex have already been discussed in detail.

Conclusion

The principal conclusion which the author has been able to draw from these investigations must be, that very large Precambrian faults, with horizontal and vertical displacements of the order of kilometres, have riven Bornholm to such an extent that all subsequent deformations of the island have produced

movements influenced by these great fractures. The movements which cut through the Palaeozoic and Mesozoic sediments also follow these lines. Only the faults which cut or limit the Mesozoic sediments can definitely be taken to be younger than these sediments. The faults running through the Palaeozoic sediments are younger than these, and not much more can be said with certainty. However, the N-S running faults which limit the Bornholm inland cliffs of Slamrebjerg, Kastelsbakken, the Åkerblock, Baunklint, and the Knudskerblock, have faults – magnetically demonstrated – which may possibly be the oldest. The Mesozoic deposits strike NW-SE and dip up to 10° towards the SW; if the South Bornholm area as a whole is levelled so that the Mesozoic sediments lie more or less horizontally, then the Palaeozoic sediments, which now dip a few degrees towards the S, SW or SE, will strike almost N-S and dip $5-8^\circ$ to the east. This may be an old pre-Mesozoic block tilting which has repeated the layer series in an E-W direction, in such a way that the not particularly thick Palaeozoic sediment series has been preserved in the extent which it has. With regard to the post-Eocambrian faults, therefore, the author regards it as likely that the more or less N-S oriented faults are younger than the consolidated Palaeozoic sediments, but older than the Mesozoic deposits. With regard to the two other fault directions, the NE-SW and the NW-SE, the latter are so closely connected with similar faults in the Mesozoic rocks that it must be obvious to assume that they are younger than the marine Cretaceous deposits of Bornholm.

The NE-SW orientation can presumably be placed somewhere between the two above-mentioned fault orientations with respect to age.

Finally it must be mentioned that a fracture zone in the bedrock can change direction somewhat in its continued progress up into a consolidated or poorly consolidated sediment series. In smaller areas with several intersecting faults we may have block movements up in a sediment series which do not clearly reflect the bedrock faults. Although I feel obliged to mention this point, it is in fact surprising to see how slavishly the post-Cambrian fracture zones follow the primarily occurring Precambrian zones.

Concluding remarks

The thesis is concluded by 5 short Appendices, which describe supplementary work carried out by other workers after the completion of the investigations described in this thesis.

In Appendix I, H. Pauly supplements the investigations of Aa. Jensen (1968) on the opaque minerals, with a description of the opaque minerals of the Knudsker granite at Rønne and Baunklint. A corresponding description of the Blemmelyng granite has been added. Niels Münther has measured the quantity of opaque minerals on 7–100 cm² polished samples of these rock types. The section demonstrates the correctness of the assumption that there is a high magnetite content in the Knudsker granite.

In Appendix II the late K. Skousbøll Hansen, chemist at the Geological Survey of Denmark, carried out 9 rock analyses, table 7, on Blemmelyng granite, Hallegård granite, and Svaneke granite. Per Ahrentzen has made a normative calculation of these analyses, table 8; the feldspathoid norms are included in fig. 23 of Micheelsen's triangular diagram (1961, fig. 20). T. Jørgart (1968) has given 6 sample descriptions of the Blemmelyng granite, a modal composition of the same rock type table 9, and one of the pyrophanitic edge zone of the Rønne granite, table 10. (Plate VI and fig. 24).

In Appendix III, fig. 25, a comparison is shown between a geoelectric profile made by P. Holm Andersen from the Well Record Department of the Geological Survey of Denmark, 1958, and a magnetic profile along the same line. Th. Sorgenfrei has previously produced an interpretation of the geoelectric measurements, fig. 26, taken east of Åkirkeby. The bore results have been published by G. Larsen.

In Appendix IV the published and unpublished gravity measurements of S. Saxov are discussed, and the results are compared with the author's gravity chart.

In Appendix V are presented a series of measurements made by P. V. Sharma (1970), of the susceptibility of the same 8 crushed samples as measured by E. Fundal (1965) (section 5. 2.2). The apparatus used by Sharma was of considerably more recent date.

LITTERATURFORTEGNELSE

D.G.F. = Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening
D.G.U. = Danmarks Geologiske Undersøgelse
G.F.F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

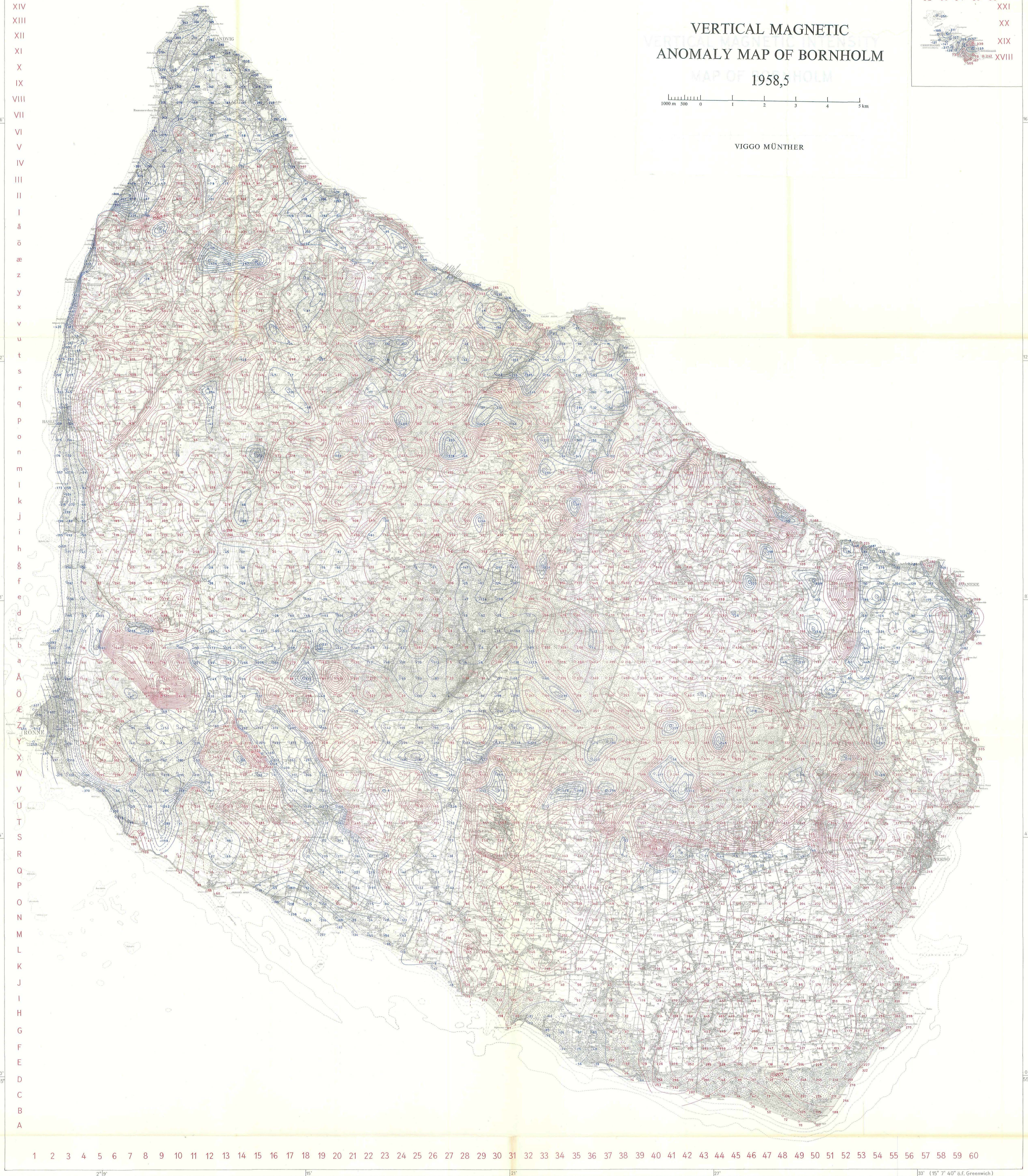
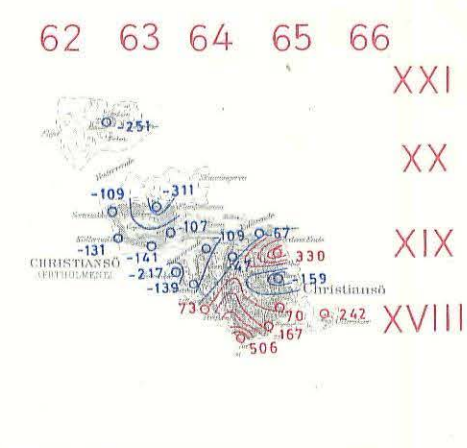
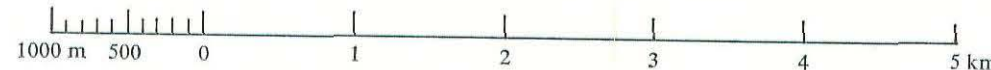
- Andersen, S. A. 1944: Det Danske Landskabs Historie. 1. Bind Undergrunden. Videnskabelig Forlag. København.
- Balsley, J. R. and Buddington, A. F. 1958: Iron-Titanium Oxide Minerals Rocks and Aeromagnetic Anomalies of the Adirondach Area, New York, Econ. Geology, vol. 53.
- Barth, T. F. 1952: Theoretical Petrology. J. Wiley & Sons, New York.
- Bates, L. F. 1951: Modern Magnetisme. Cambr. Univ. Press. Cambridge.
- Bentz, A. 1961: Lehrbuch der Angewandten Geologie. Band 1. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Brynjólfsson, Ari. 1954: Upubliceret eksamensopgave. Københavns Universitet.
- Brynjólfsson, Ari. 1957: Studies of Remanent Magnetism and Viscous Magnetism in the Basalts of Iceland. Philosophical Magazine. Supplement vol. 6 no. 23.
- Bubnoff, S. v. 1932: Der Hammergranit von Bornholm. Fortschritte der Geologie und Palaeontologie. Bd. XI Heft. 33. Deecke Festschrift. Berlin.
- Bubnoff, S. v. und Kaufmann, R. 1933: Zur Tektonik des Grundgebirges von Bornholm. Geologischen Rundschau Bd. XXIV. Heft. 6.
- Bubnoff, S. v. 1938: Beiträge zur Tektonik des skandinavischen Südrandes. 1. Das Gefüge des Hammergranites auf Bornholm. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beil.-Bd. 79. Abt. B.
- Bubnoff, S. v. 1942: Beiträge zur Tektonik des skandinavischen Südrandes. 2. Die älteren Granite Bornholms im Rahmen den svekofennidischen Tektogenese. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beil.-Bd. 87. Abt. B.
- Bubnoff, S. v. 1952: Fennosarmatia. Akademie Verlag. Berlin.
- Callisen, Karen. 1932: Beiträge zur Kenntnis des Granitgrundgebirge von Bornholm. København 1932.
- Callisen, Karen. 1934: Das Grundgebirge von Bornholm. D.G.U. II Rk. nr. 50.
- Carmichael, Charles. 1964: The magnetization of a rock containing Magnetite and Hemioilmenite. Geophysics. vol. XXIX. No. 1.
- Cour, D. la 1942: The Magnetometric Zero Balance the BMZ. Det Danske Meteorologiske Institut. Communications Magnétiques No. 19. København.
- Cox, Allan and Doell, Richard D. 1960: Review of Paleomagnetism. Bull. of the Geological Soc. of America. Vol. 71. no. 6.
- Charts of Average Geomagnetic Elements D. H. and Z 1955, o, Denmark, Finland, Norway, Sweden. København 1958.
- Dobrin, Milton B. 1960: Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill Book Company, Inc. U.S.A.
- Forchhammer, G. J. 1823: Geognostische Beobachtungen über Schonen und Bornholm. Verh. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin I.
- Forchhammer, G. J. 1835: Danmarks geognostiske Forhold. Indbydelsesskrift til Reformationsfesten 14. November 1835.
- Grant, F. S. and West, G. F. 1965: Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill Book Company. New York.

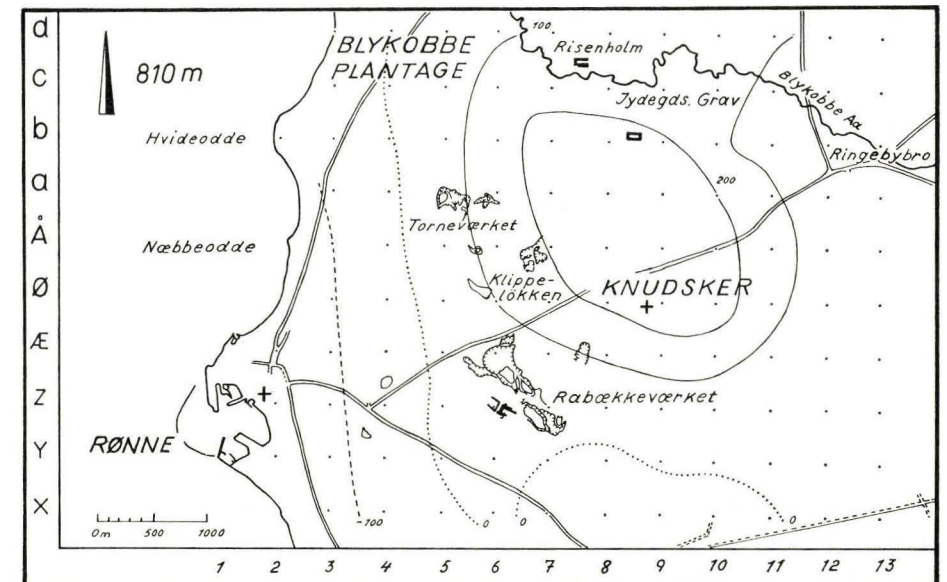
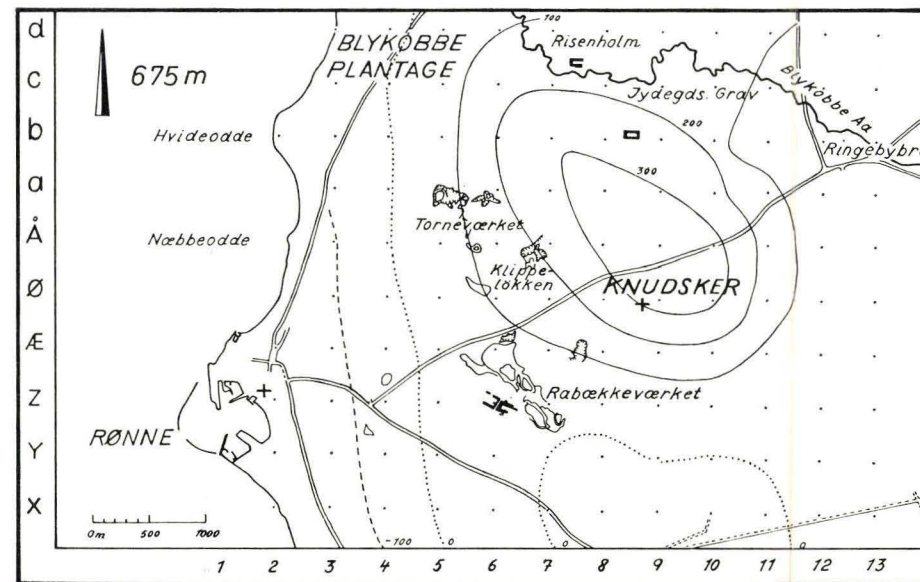
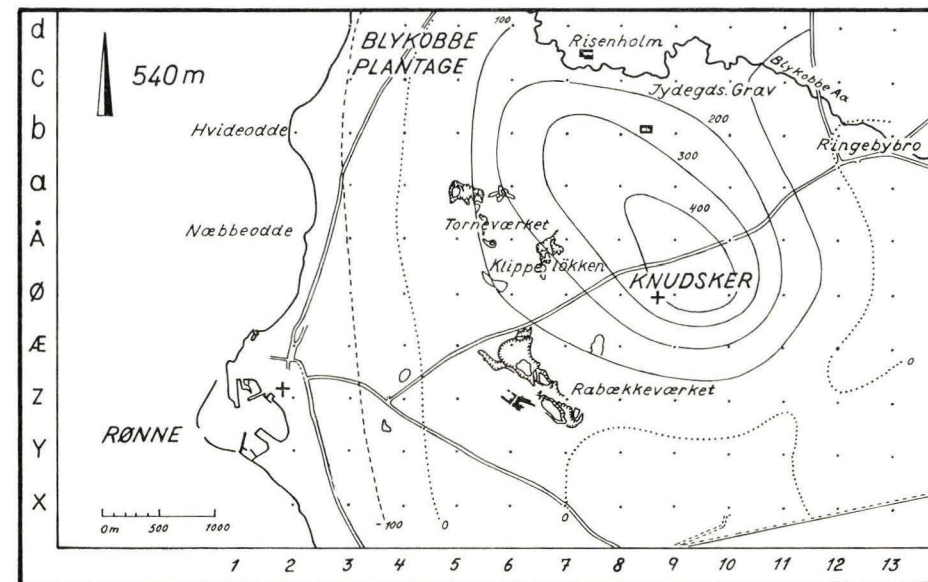
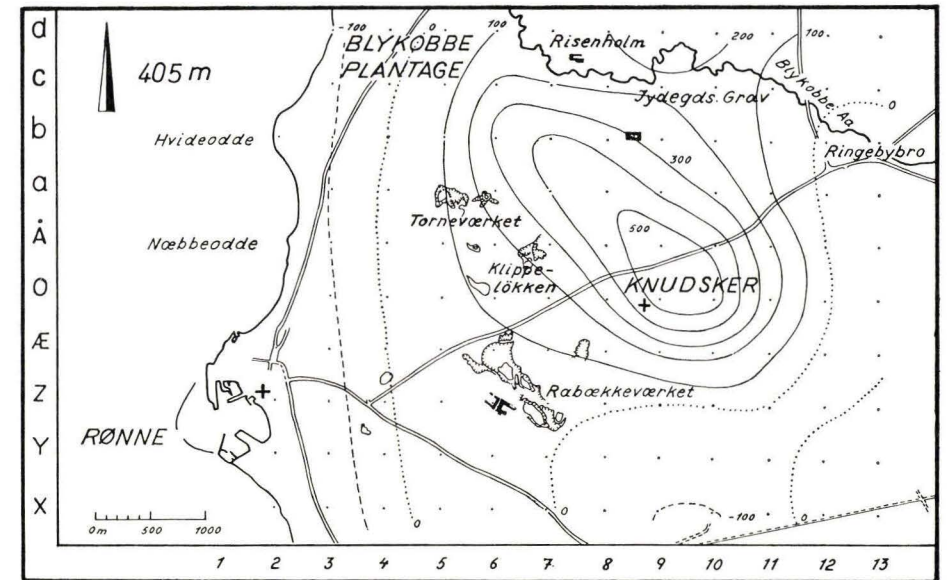
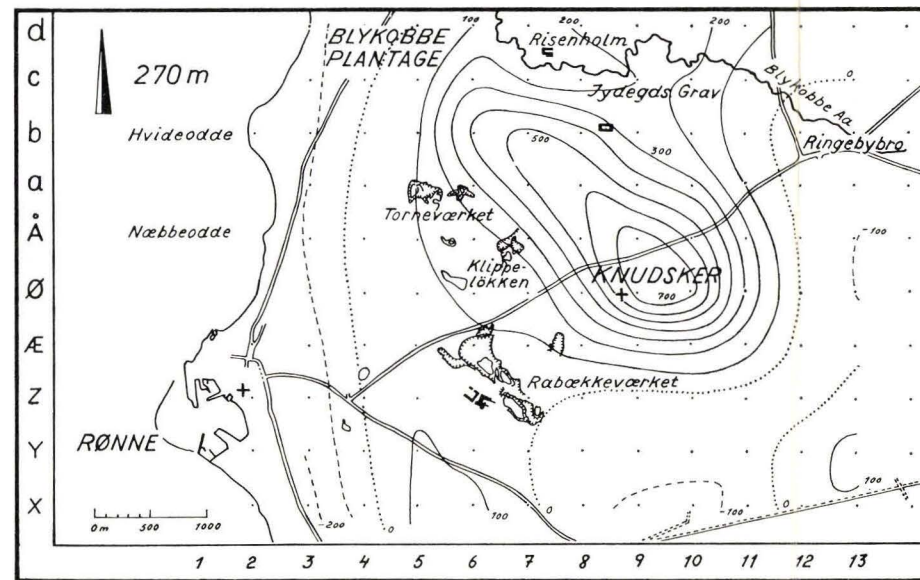
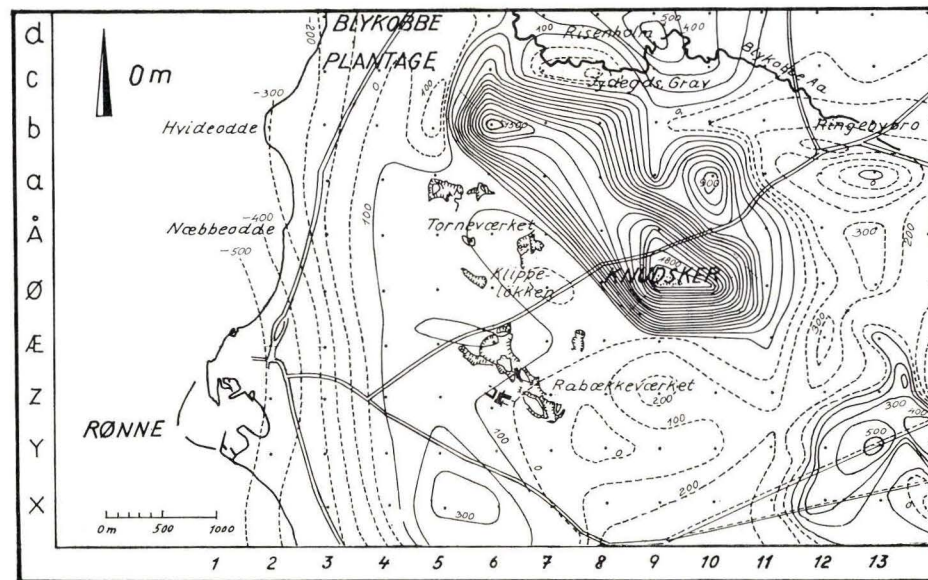
- Gry, Helge. 1936: Om Nexøsandstenen og Åkerformationen. En tungmineral korrelation. D.G.F. Bd. 9. Hefte 1.
- Gry, Helge. 1956: Wealdenaflejringerne på Bornholm. D.G.F. Bd. 13. København.
- Gry, Helge. 1960: Geology of Bornholm. Guide to Excursions nos A 45 and C 40. Internat. Geol. Congress. XXI. Session Norden 1960.
- Gry, Helge, 1969 a: Megaspores from the Jurassic of the Island Bornholm, Denmark. D.G.F. Bd. 19. København.
- Gry, Helge. 1969 b: Geologi på Bornholm. Varv Ekskursionsfører nr. 1. København.
- Grönwall, K. A. 1899: Bemærkninger om Bornholms sedimentære Dannelser og deres tektoniske Forhold. D.G.U. II Rk. No. 10.
- Grönwall, K. A. 1906: Upublicerede geologiske dagbøger.
- Grönwall, K. A. and Milthers, V. 1916: Kortbladet Bornholm. D.G.U. I. Rk. No. 13.
- Hahn, A. 1961: Geomagnetik. pp. 485–572 i A. Bentz (ed.) Lehrbuch der angewandten Geologie. Band. 1. Stuttgart.
- Hansen, Kaj. 1936: Die Gesteine des Unterkambriums von Bornholm. D.G.U. II. Rk. No. 62.
- Jensen, Aage. 1968: Opaque Minerals in the Precambrian Plutonic Rocks of Bornholm and their relation to the Development of these Rocks. Bull. of the Geological Soc. of Denmark, vol. 18 part 1.
- Jespersen, M. 1865: Liden geognostisk Vejviser på Bornholm. Rønne 2. Udg. 1913.
- Jespersen, M. 1866: En Skitse af Sorthat Kulværk på Bornholm. Indbydelsesskrift til de offentlige Examina i Rønne Højere Realskole. Rønne.
- Jespersen, M. 1867: Bidrag til Bornholms Geotektonik I. De eruptive Masser ved Sorthat. Naturhist. Tidsskrift. III. R. IV. Bd. København.
- Jespersen, M. 1869: Bidrag til Bornholms Geotektonik II. Naturhist. Tidsskr. III. R. IV. Bd. København.
- Jørgart, T. 1969: Geologi på Bornholm. Varv Ekskursionsfører nr. 1.
- Kalb, Georg. 1914: Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm. Greifswald.
- Kaufmann, R. 1933: Se Bubnoff, S. v.
- Klähn, Hans 1925–26: Die oro- und epirogenetischen Bewegungen der Insel Bornholm. Sonderabdr. a. d. Sitzungsber. u. Abhandl. d. naturf. Ges. Rostock III Folge Bd. I.
- Kopf, Manfred. 1967: The Petrophysical character of the "granites" of Bornholm. G.F.F. 89.
- Köhler, Karl. 1958: Grundlagen für die Auswertung von magnetischen Anomalien. Freiburger Forschungshefte C 45. Berlin 1958.
- Larsen, Gunnar. 1955: Nye Boringer i Nexø-Sandstenen ved Åkirkeby. D.G.F. Bd. 13. København.
- Laursen, V. 1941: Upublicerede magnetiske z-målinger på Bornholm.
- Lauterbach, R. v. 1959 a: Bemerkungen zum gegenwärtigen Stand der mikromagnetischen Erkundungsmethode. Geophysik und Geologie Folge 1.
- Lauterbach, R. v. 1959 b: Geomagnetische Gefügeforschung in der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. Geophysik und Geologie. Folge 1.
- Lundbak, A.: Personlige oplysninger.
- Meteorologisk Instituts Årbøger: 1935, 1940, 1945, 1950 og 1955. København.
- Micheelsen, H. 1961: Bornholms Grundfjæld. The Pre-Cambrian of Bornholm, Denmark. D.G.F. Bd. 14. København.
- McMillan, J. A. 1958: Equipment for the Determination of Magnetic Susceptibilities.
- Mooney, H. M. and Bleifuss, R. 1953: Magnetic Susceptibility. Measurement in Minnesota. Part II. Analysis of Field Results. Geophysics, vol. 18.
- Münther, Viggo. 1945 a: Unpublished price paper. Upubliceret prisopgave. Københavns Universitet.

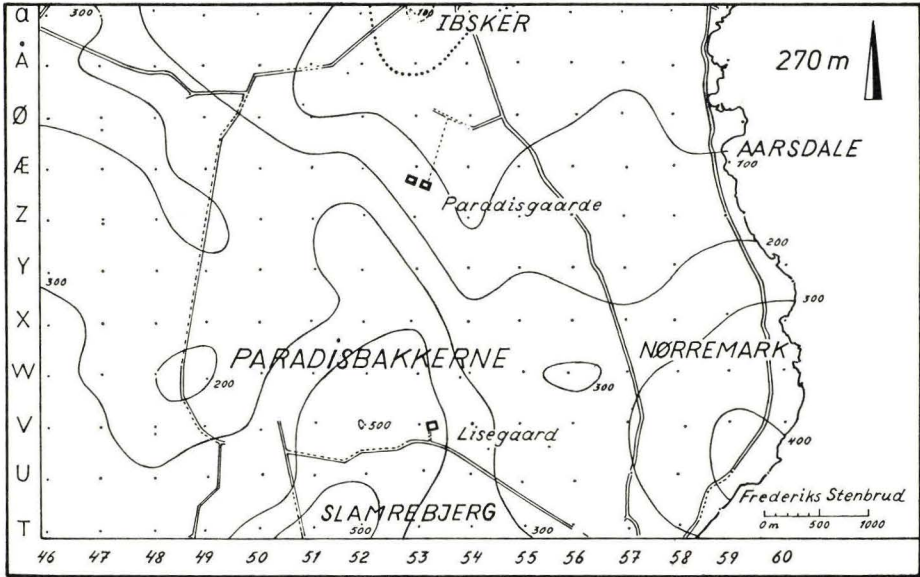
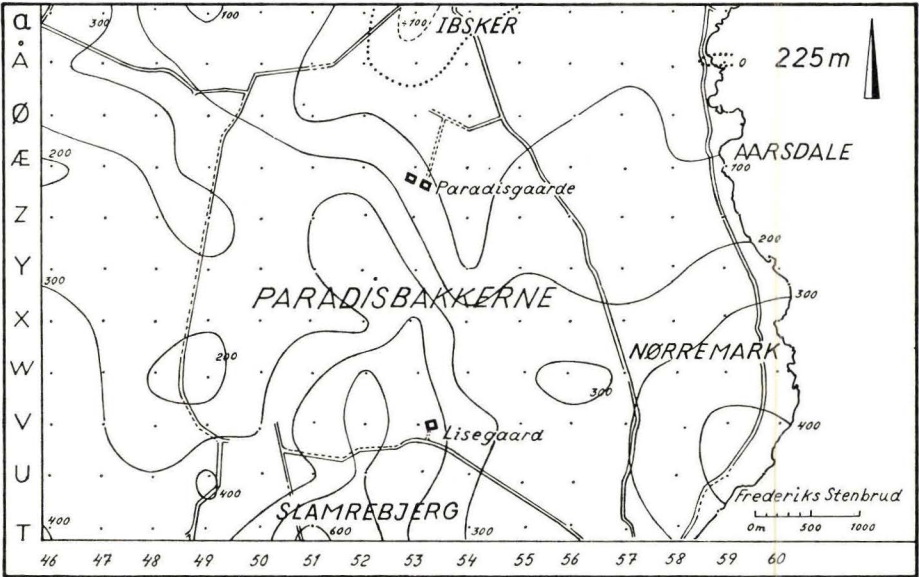
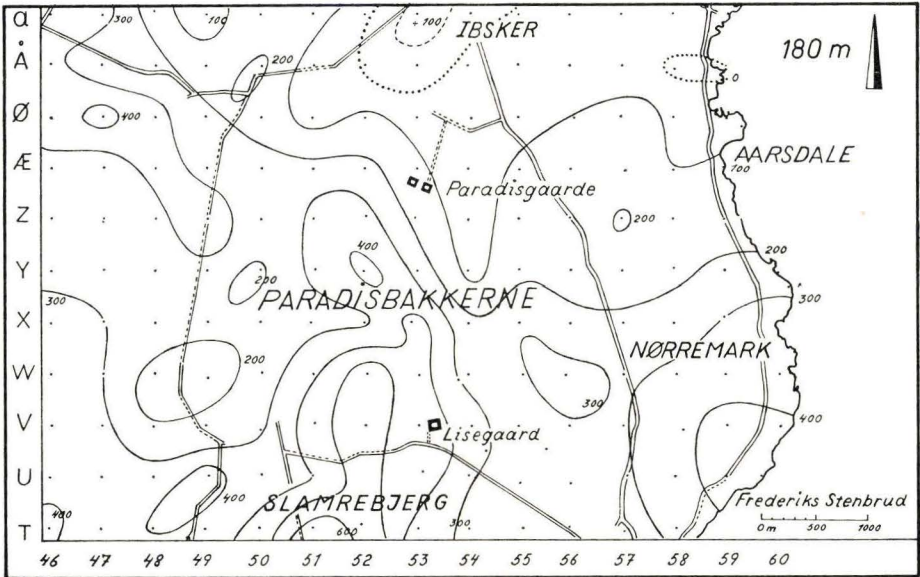
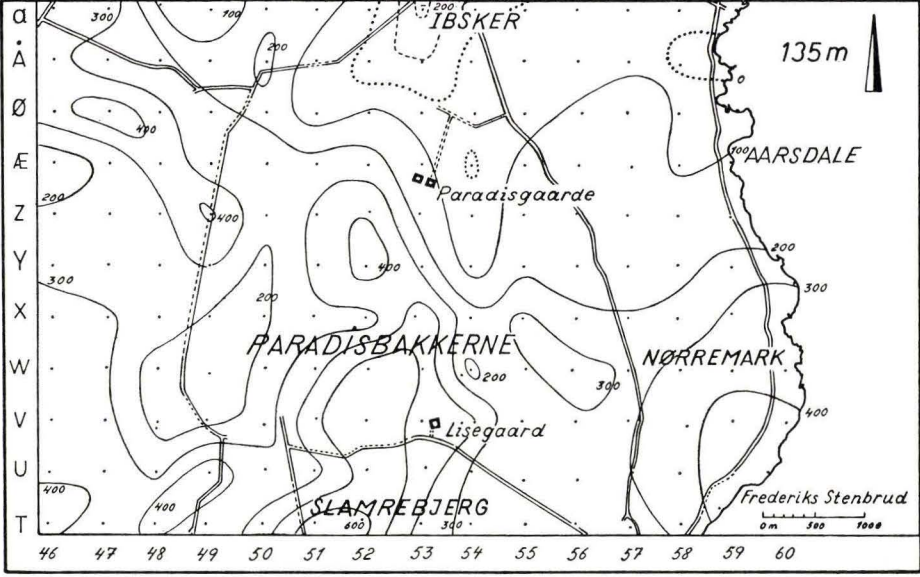
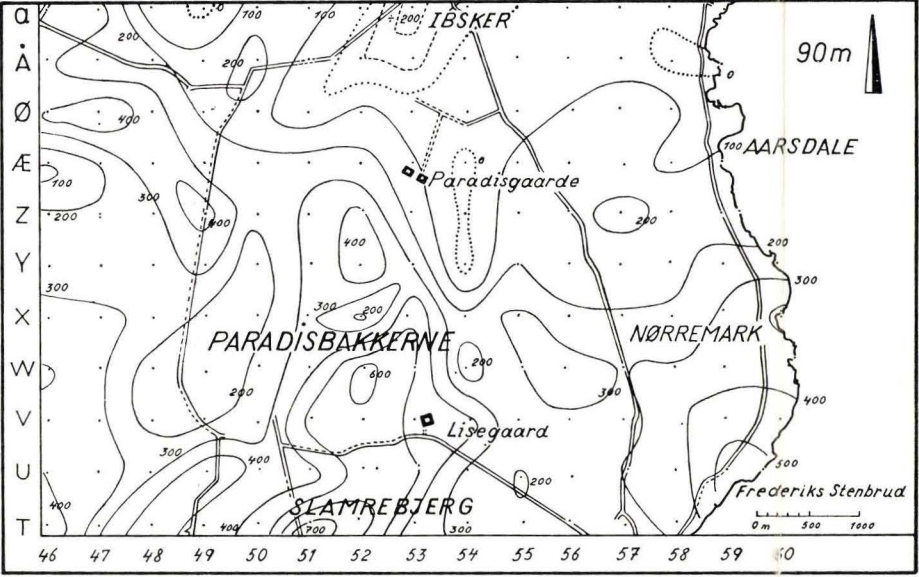
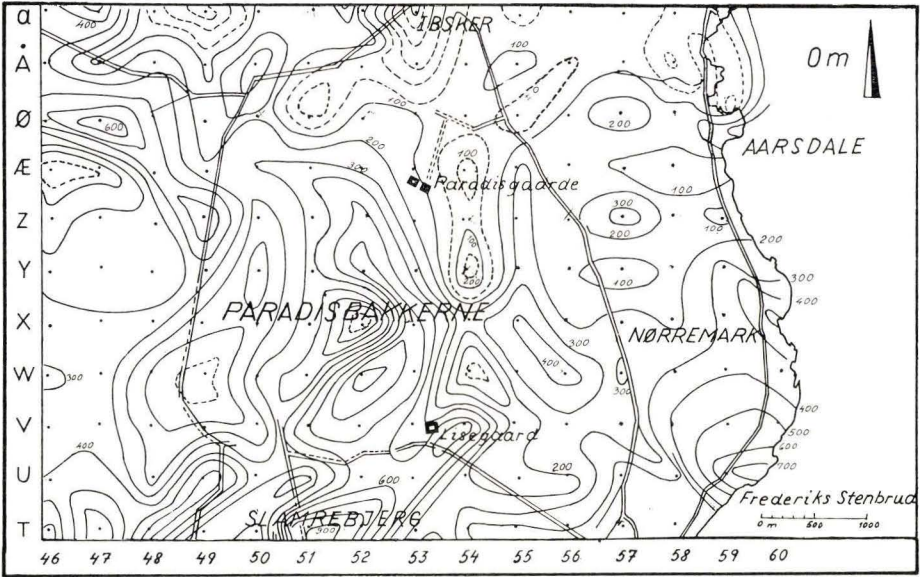
- Münther, Viggo. 1945 b: Sprækkedale og Diabasintrusioner på Bornholm. D.G.F. Bd. 10. København.
- Münther, Viggo. 1957: Grænsen mellem granitter og Nexøsandstenen belyst gennem magnetiske målinger. D.G.F. Bd. 13. København.
- Nagata, Takesi. 1961: Rock Magnetism. Maruzen Co., Ltd. Tokyo.
- Noe-Nygaard, A. 1942: D.G.U.'s undersøgelser af kulforekomsterne på Bornholm. D.G.F. Bd. 10, side 260.
- Nørgaard, G. 1945: Et nyt gravimeter og nogle dermed udførte målinger. København.
- Paarma, Heikki. 1961: Kongresreferat. Nordisk geofysiker kongres, Helsinki.
- Peters, L. J. 1949: The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its practical Application. Geophysics, vol. 14.
- Platon, S. W. 1968: On the Petrophysical Properties of Granitic Rocks. G.F.F. 90. Stockholm.
- Puranen, Maunu. 1946: The calculation of the strength of the Anomaly of a Magnetic ore at a given Distance above the surface of the Earth. Bull. Commission géologique de Finlande no. 138. Helsinki.
- Rössiger, M. 1942: Das erdmagnetische Normalfeld der Vertikalintensität für Mitteleuropa, Epoche 1941,5 – Beiträge zur angewandte Geophysik. pp. 121–128.
- Sorgenfrei, Th. 1954: Upubliceret journal fra D.G.U.'s borearkiv.
- Saxov, S. E. 1945: Some gravity Measurements on the Island of Bornholm. Geodætisk Institut. Meddelelse no. 19.
- Saxov, S. E. 1954–59: Upublicerede gravimetriske profiler opmålt med Worden gravimeter.
- Saxov, S. E. 1958: Keldså Diabas Dike and Gravity. Geodætisk Institut. Meddelelse No. 35.
- Saxov, S. E. 1959: Listed Diabas Dike, Density and Gravity. D.G.F. Bd. 14. København.
- Saxov, S. E. and Abrahamsen, N. 1964: Some rock densities in Bornholm. G.F.F. 45. Stockholm.
- Slichter, L. B. 1929: Certain Aspect of Magnetic Surveying, "Geophysical Prospecting Trans." Am. Mining Met. Eng. Vol. 81, pp 238–260.
- Slichter, L. B. 1942: Magnetic Properties of Rocks. pp 293–297 in F. Birch (ed.) Handbook of Physical constants. Geol. Soc. America. Spec. Paper 36.
- Skrive og Rejsekaldender.
- Thiele, E. 1952: Das Rössigersche Normalfeld der Vertikalintensität und seine zeitliche Änderung, Abhandl. geophysik Inst. Potsdam 5, Mitteleuropa Z 1944,5 1946,5 1950,5 zu f.ex. 1950,5.
- Wideland, Bror. 1946: Relative Schweremessungen in Süd- und Mittelschweden in den Jahren 1943–1955, Rikets allmänna kartverk. Meddelande nr. 6.

VERTICAL MAGNETIC ANOMALY MAP OF BORNHOLM 1958,5

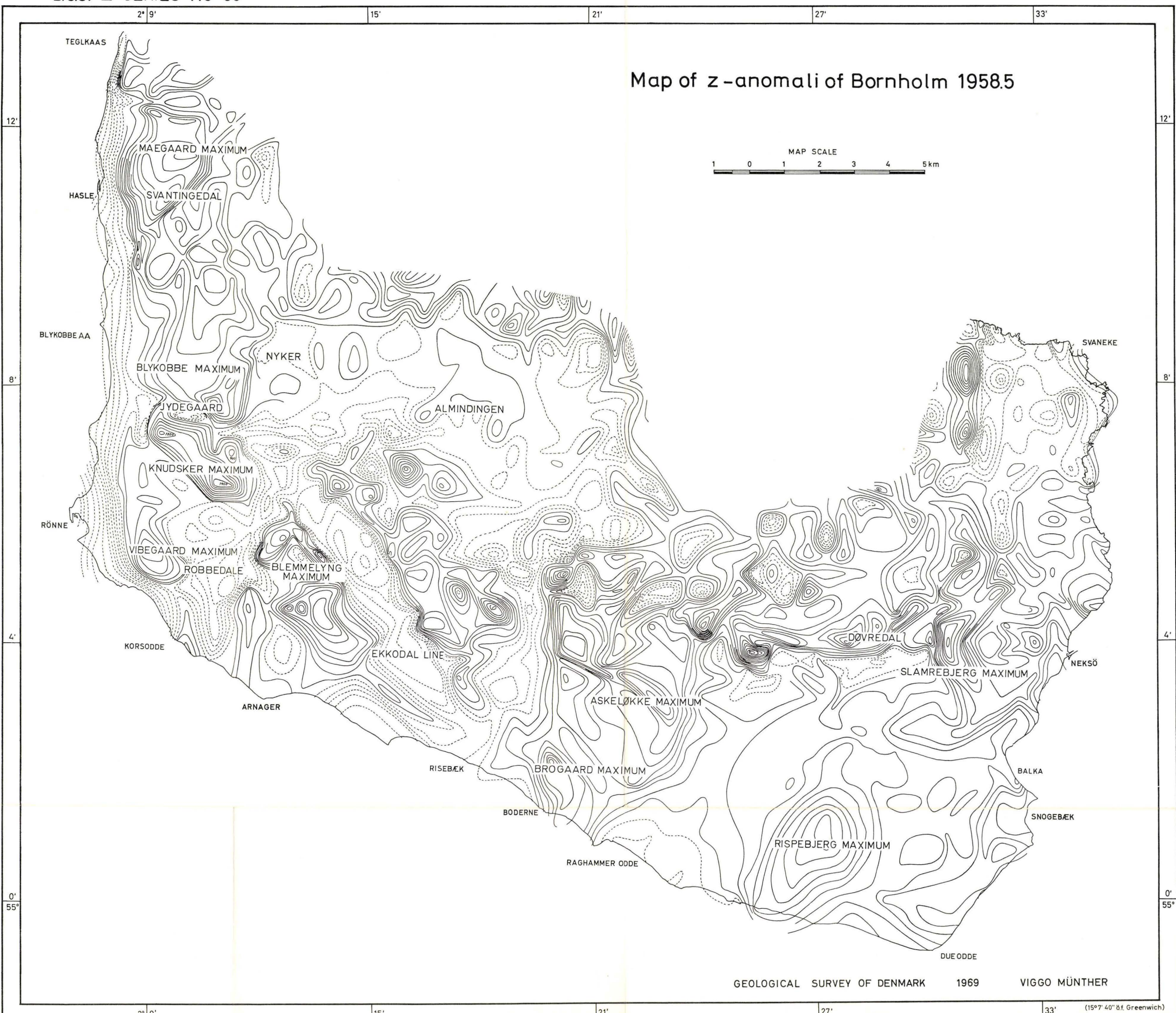
VIGGO MÜNTHER

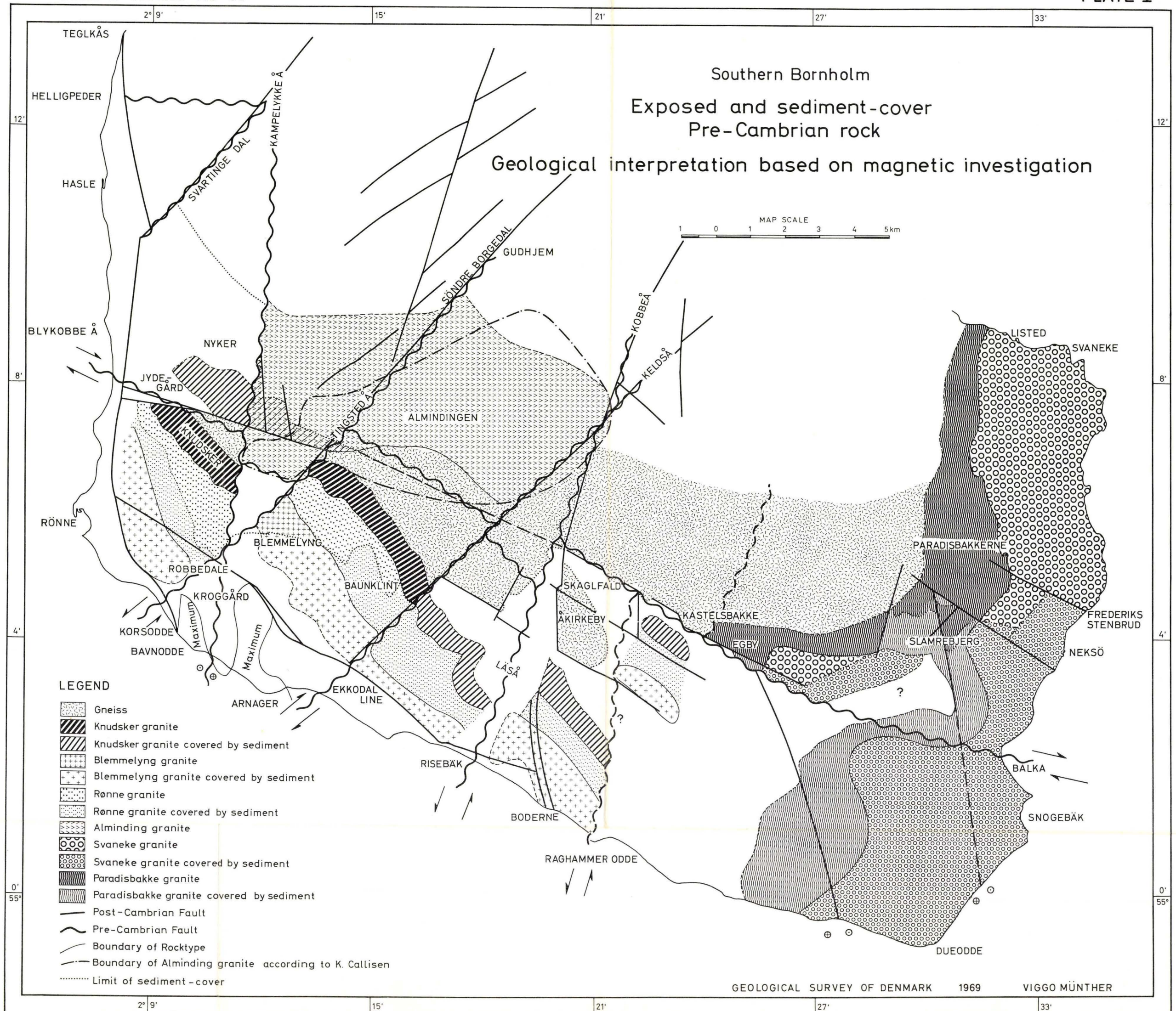


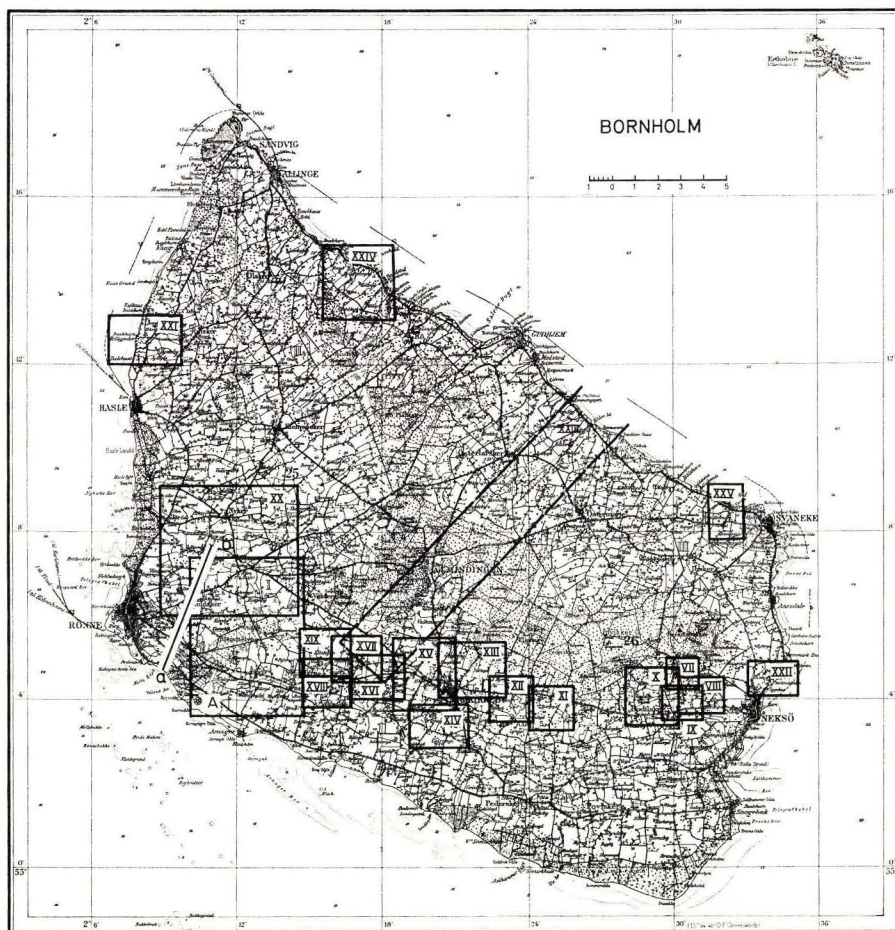




Map of z -anomaly of Bornholm 1958.5

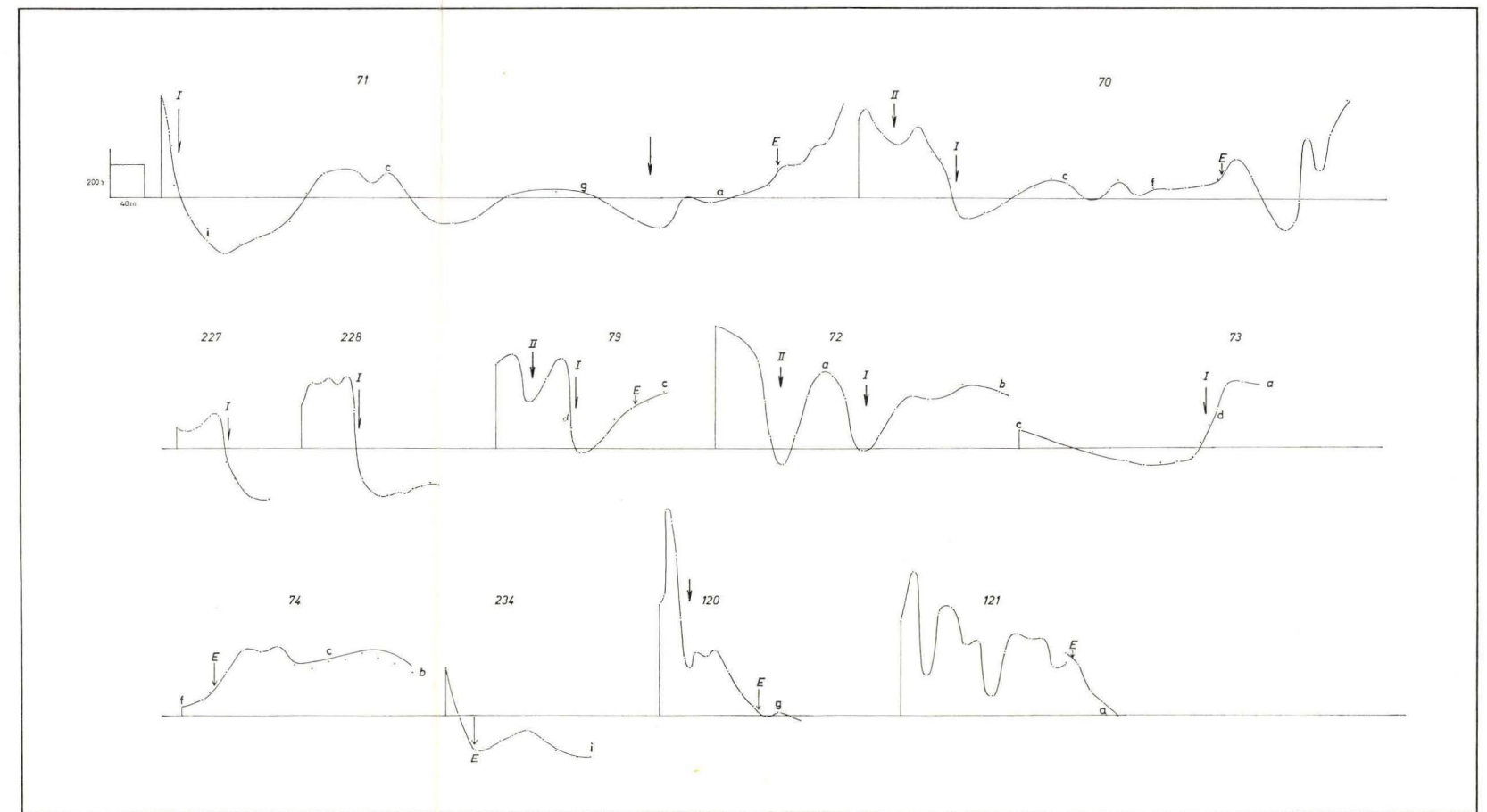
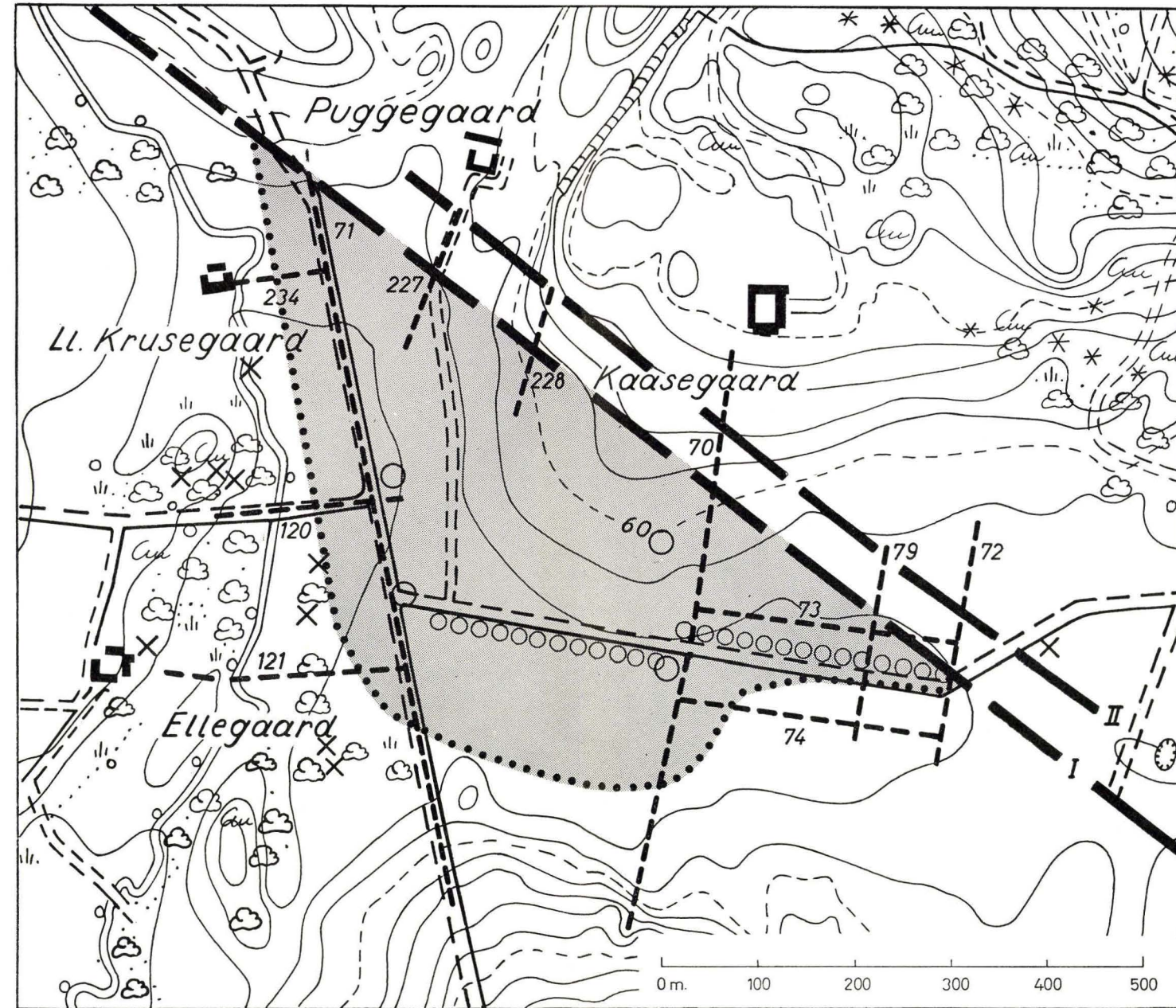


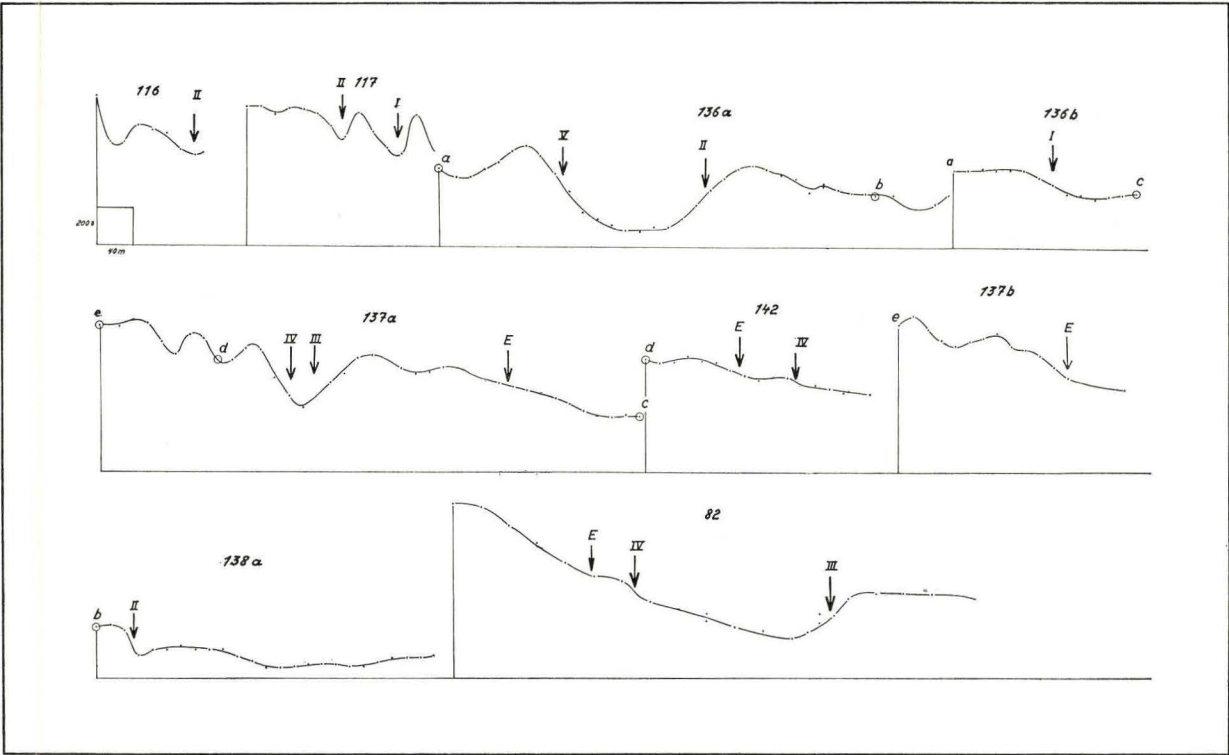
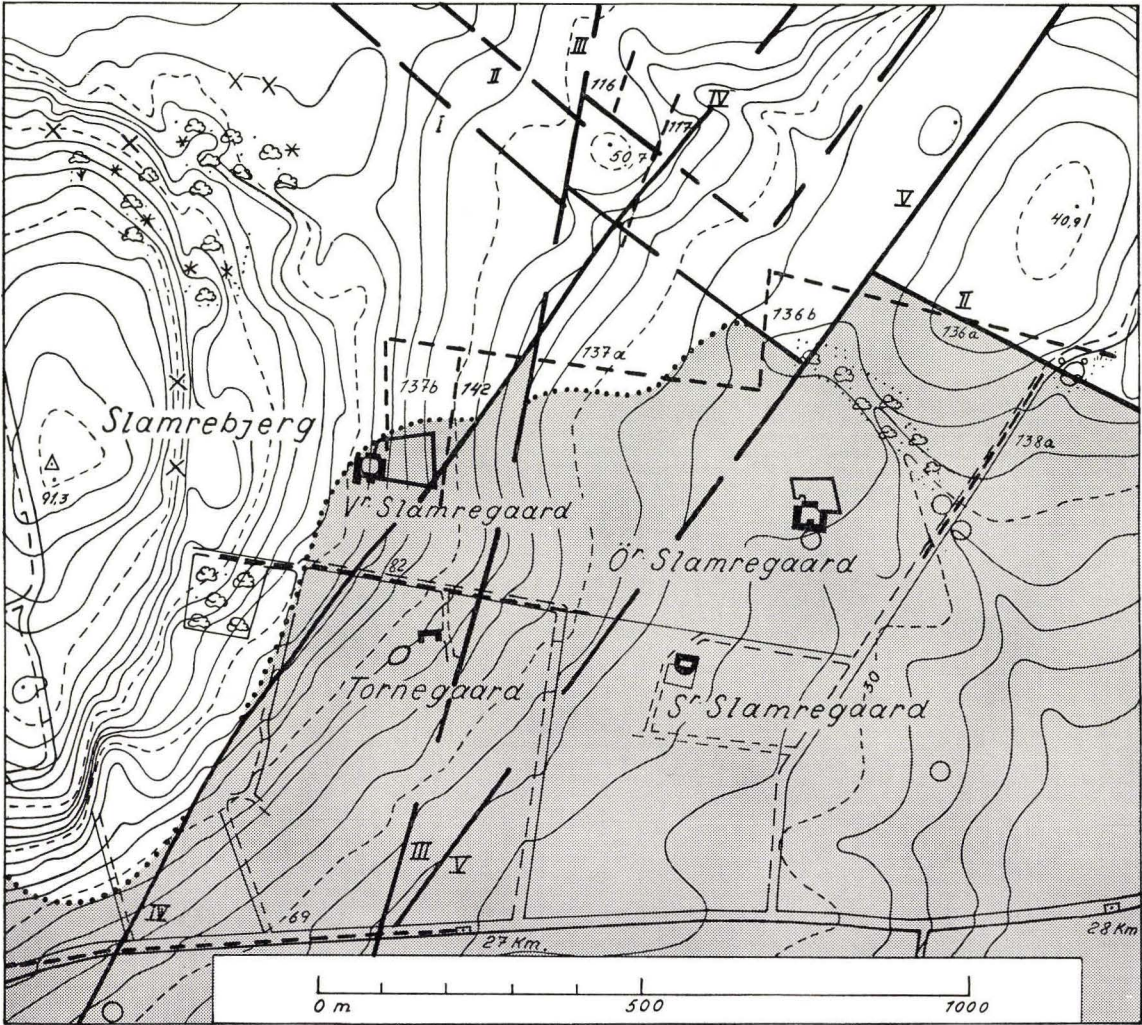


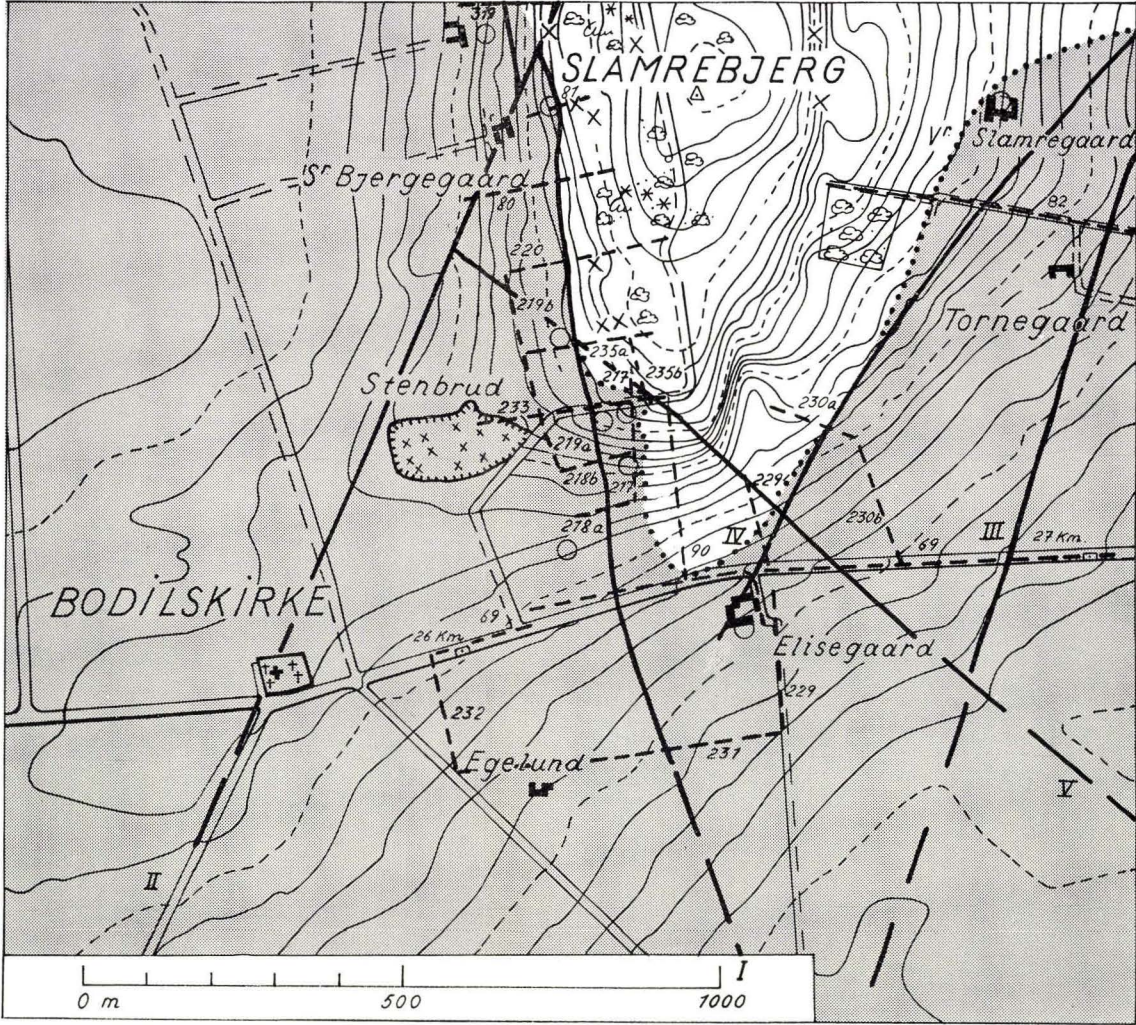


The framed areas nos. VII-XXV are parts of Geodetic Institute's maps in 1:20000.

Danish Geodetic Institute.

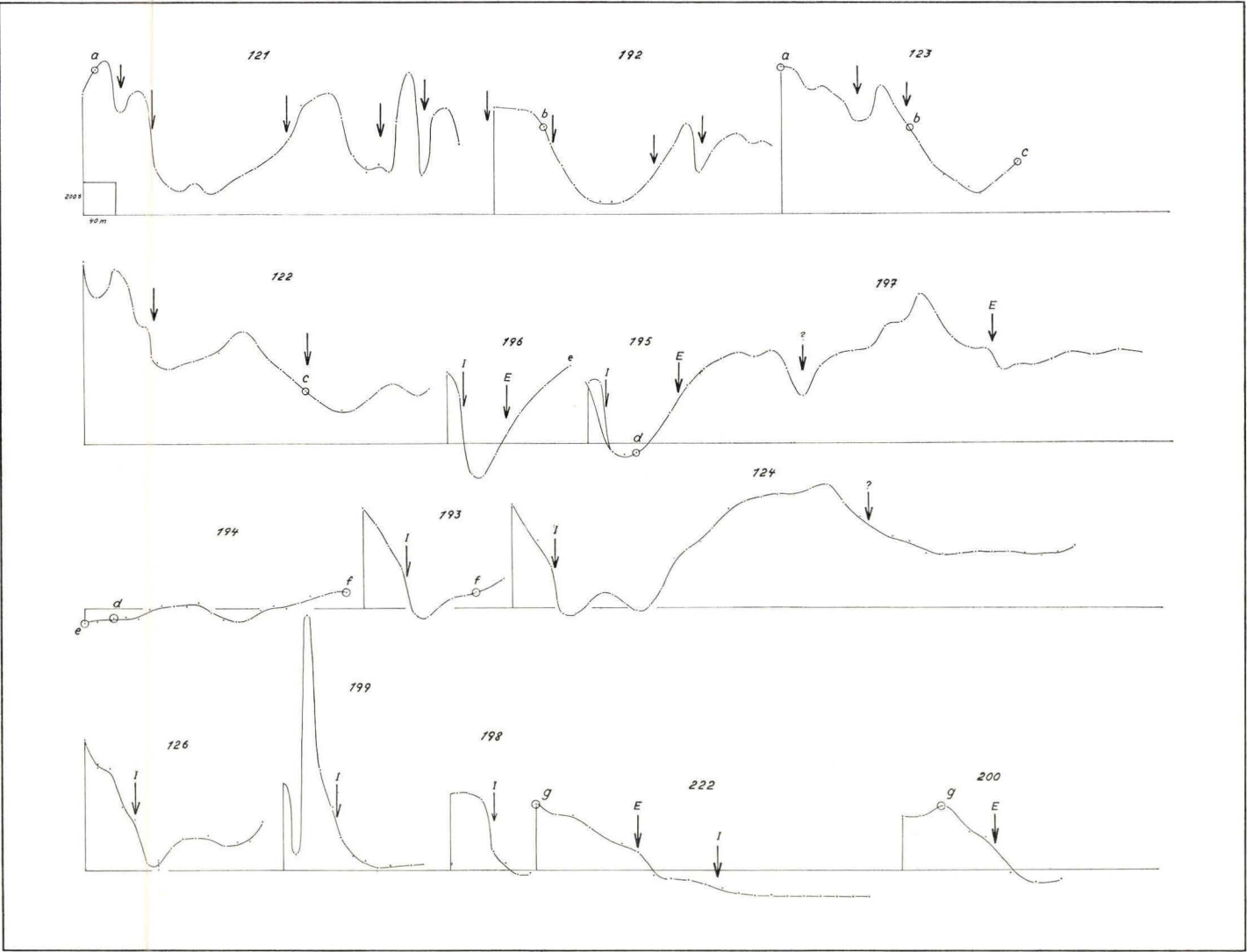
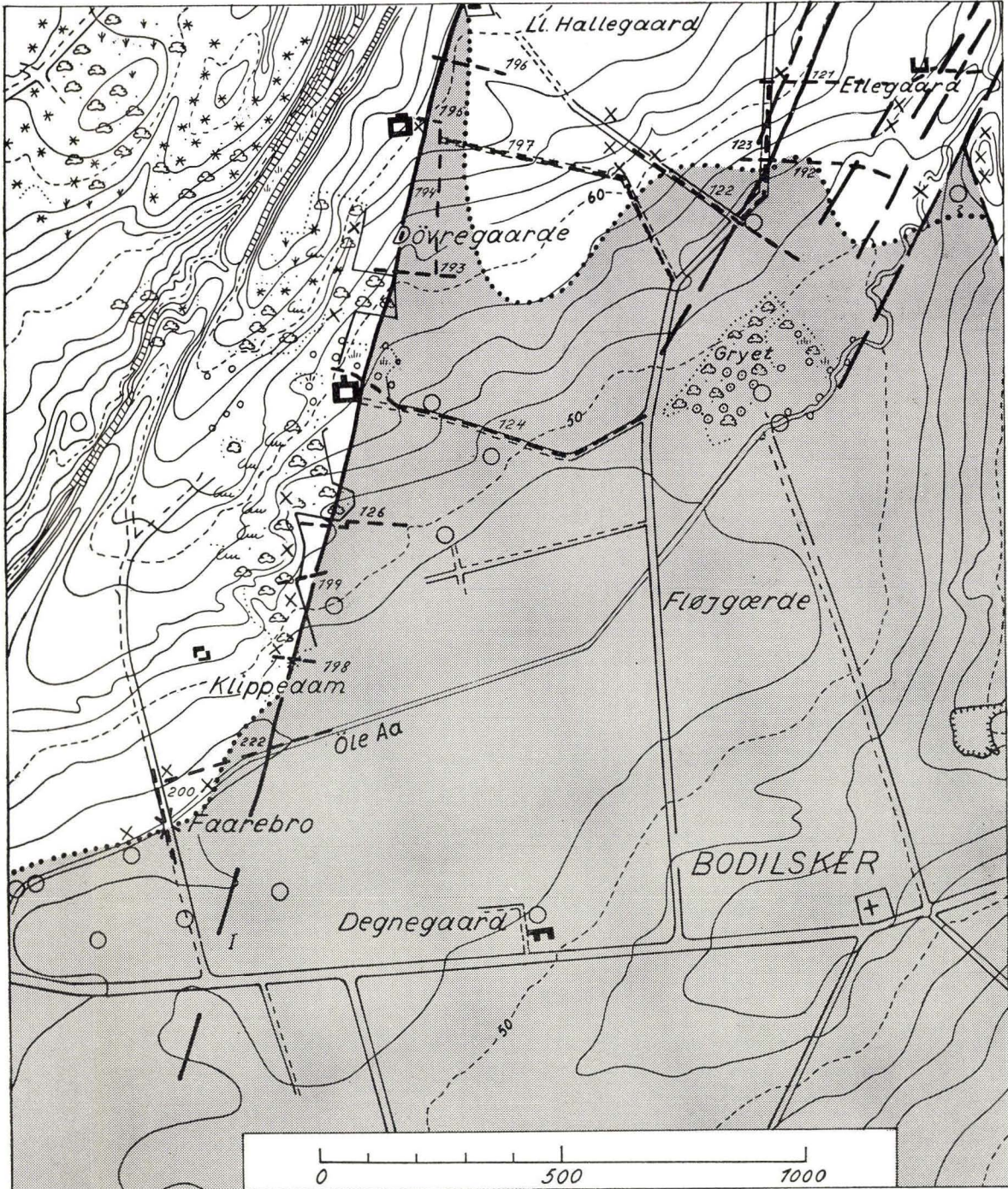


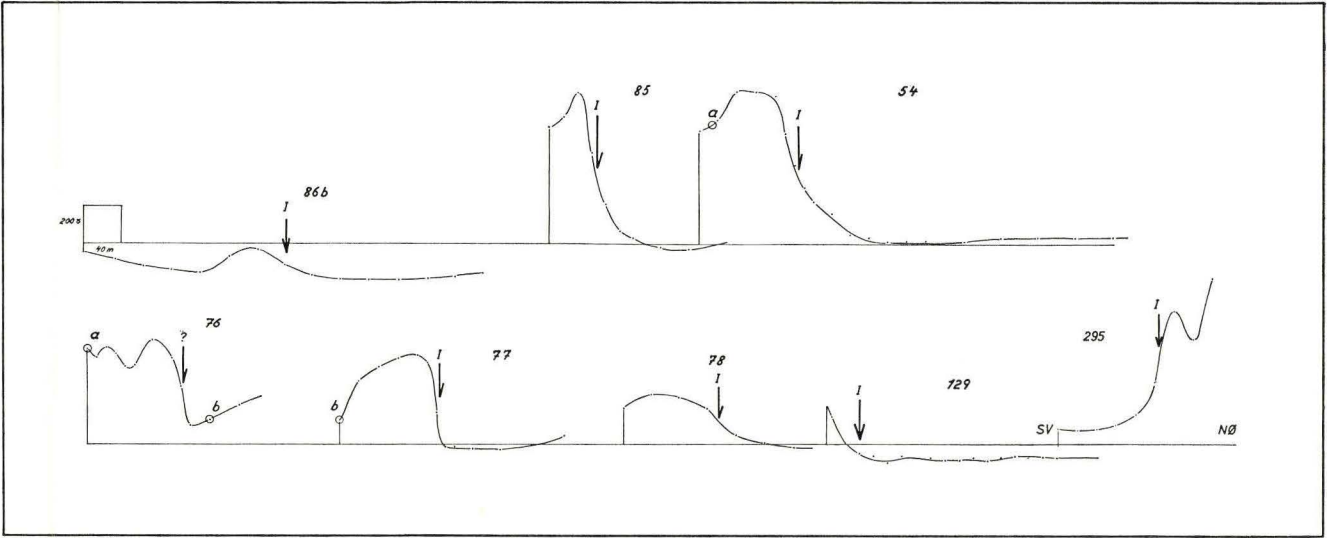
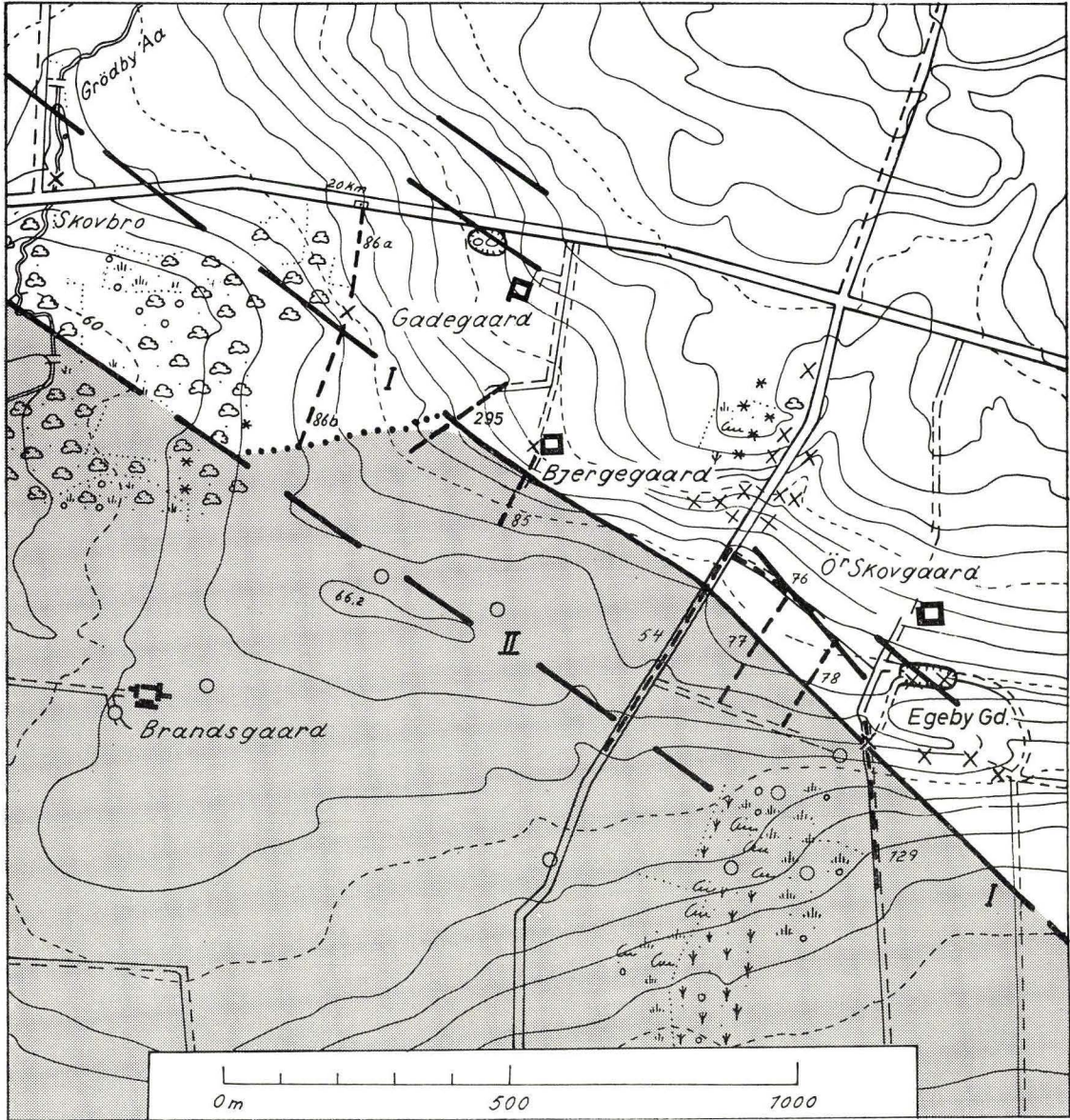


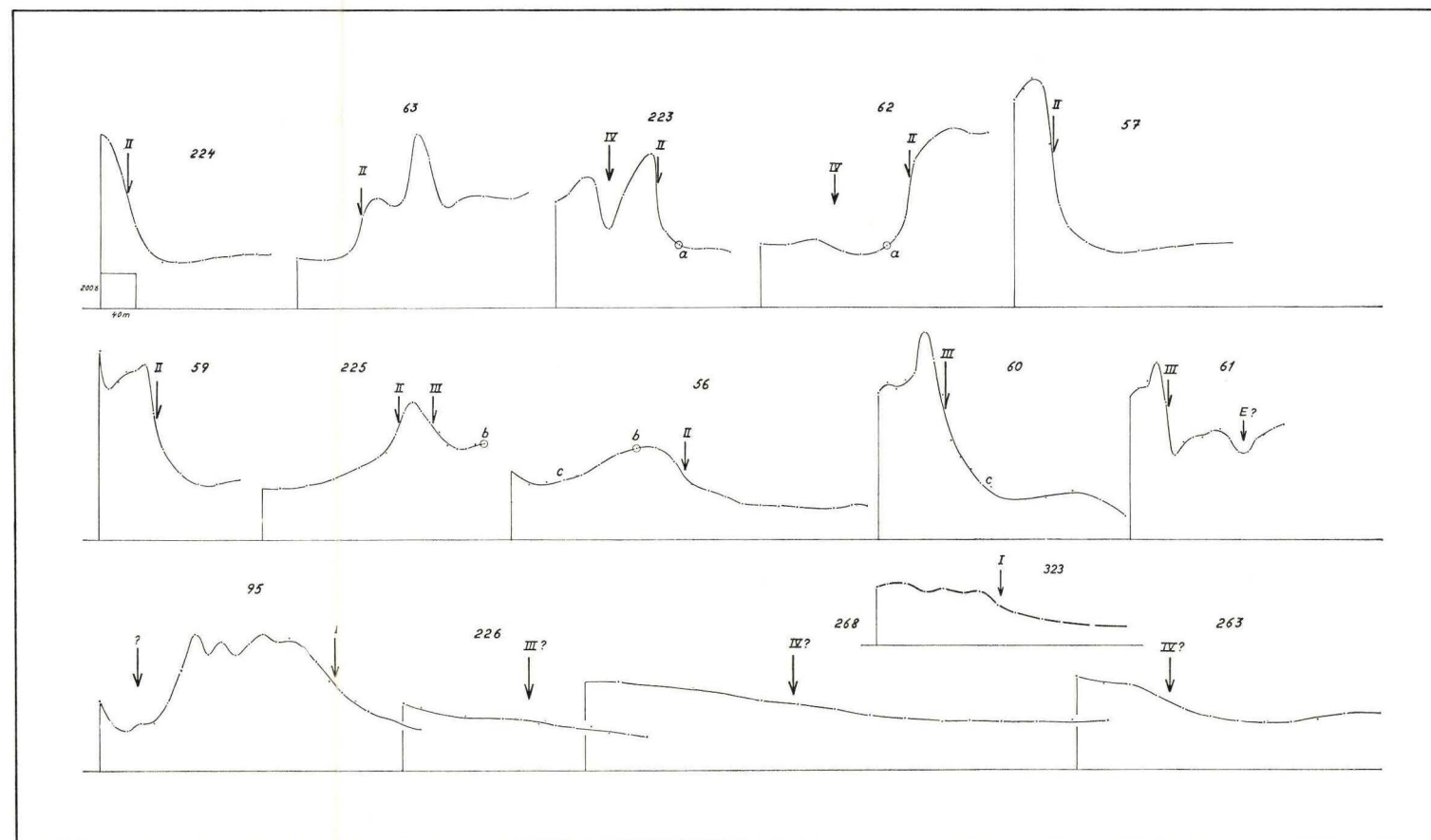
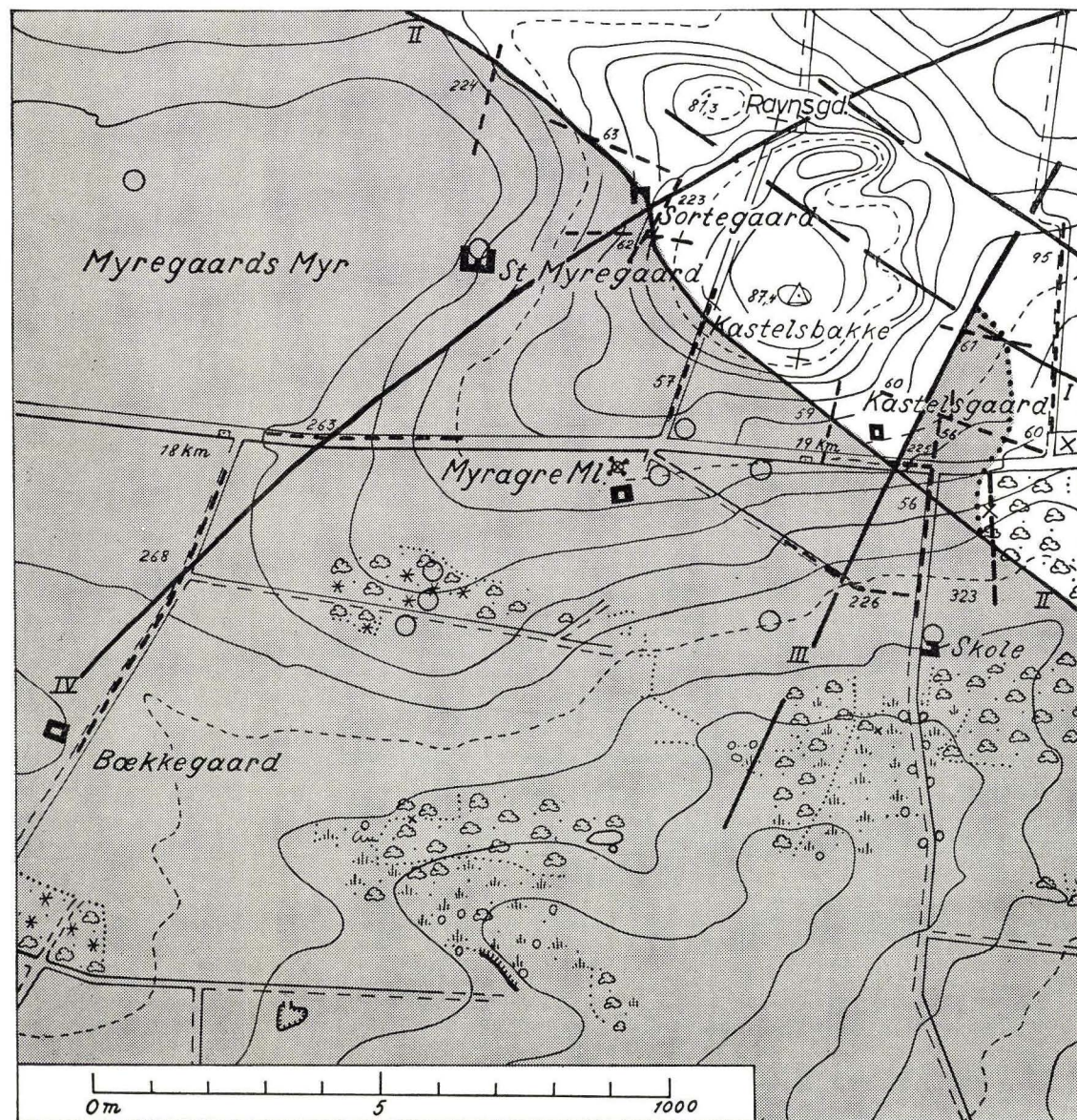


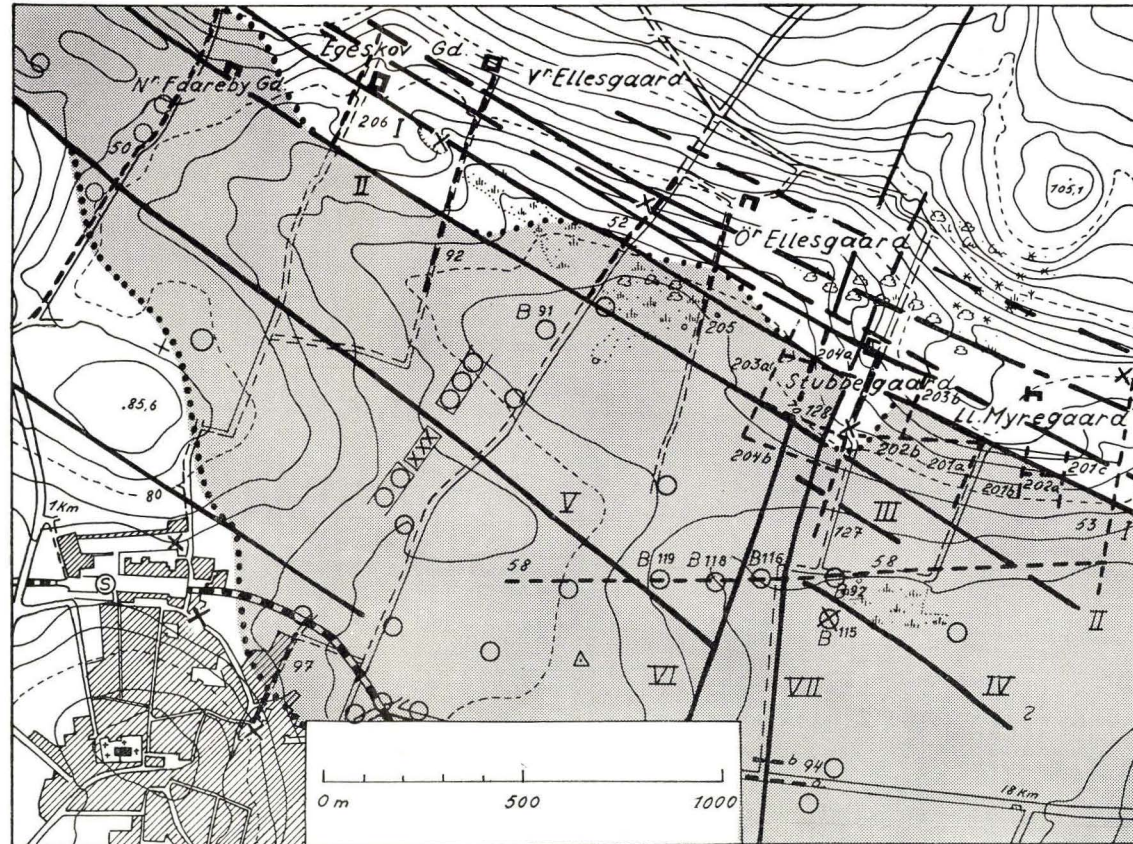
Copyright Geodetic Institute.



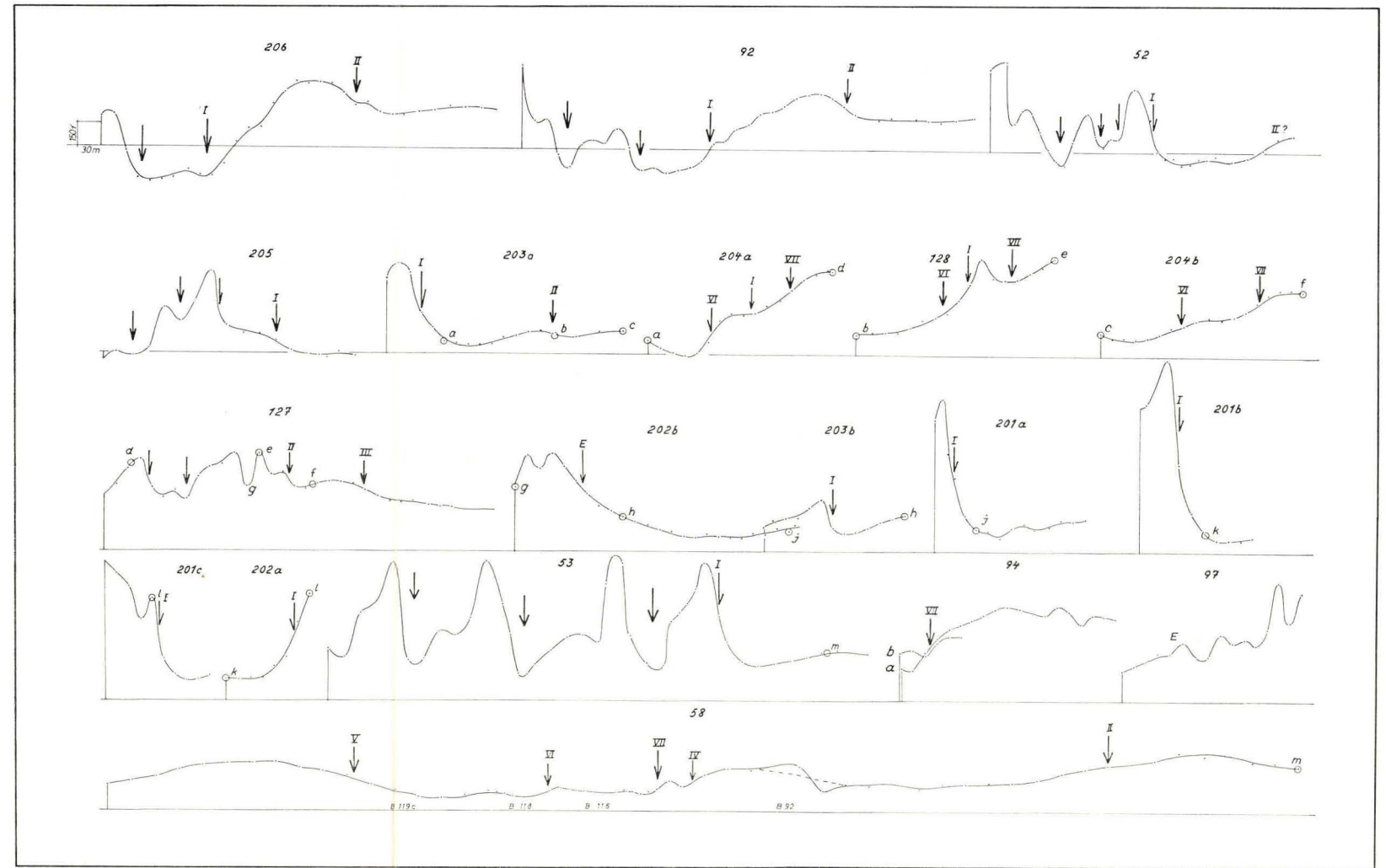


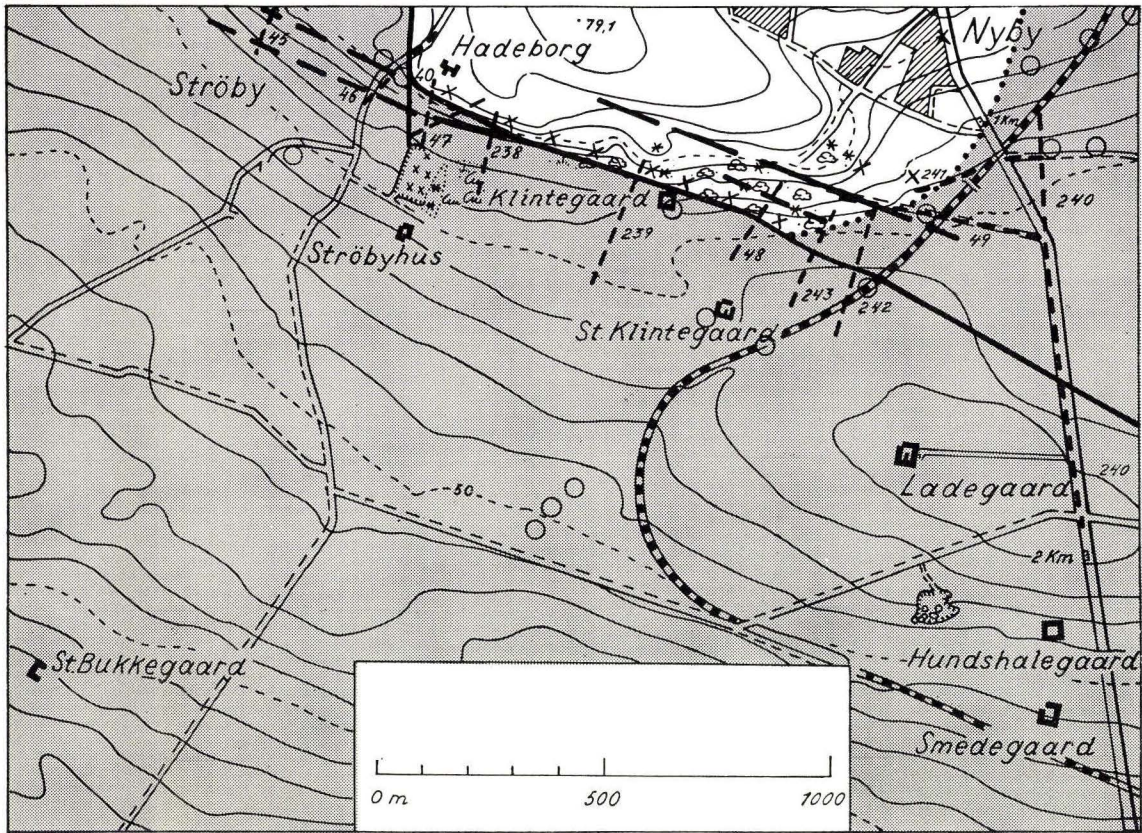




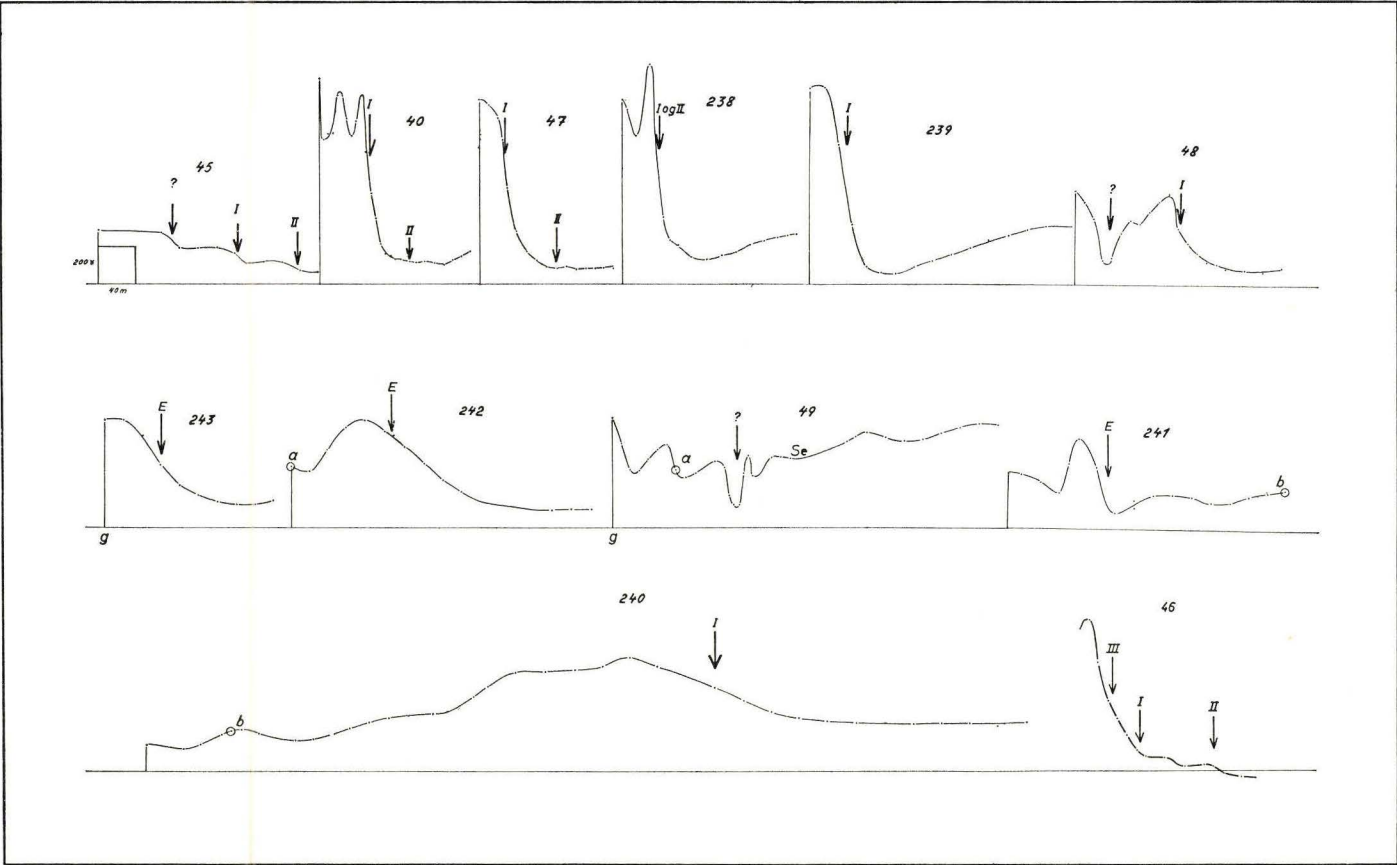


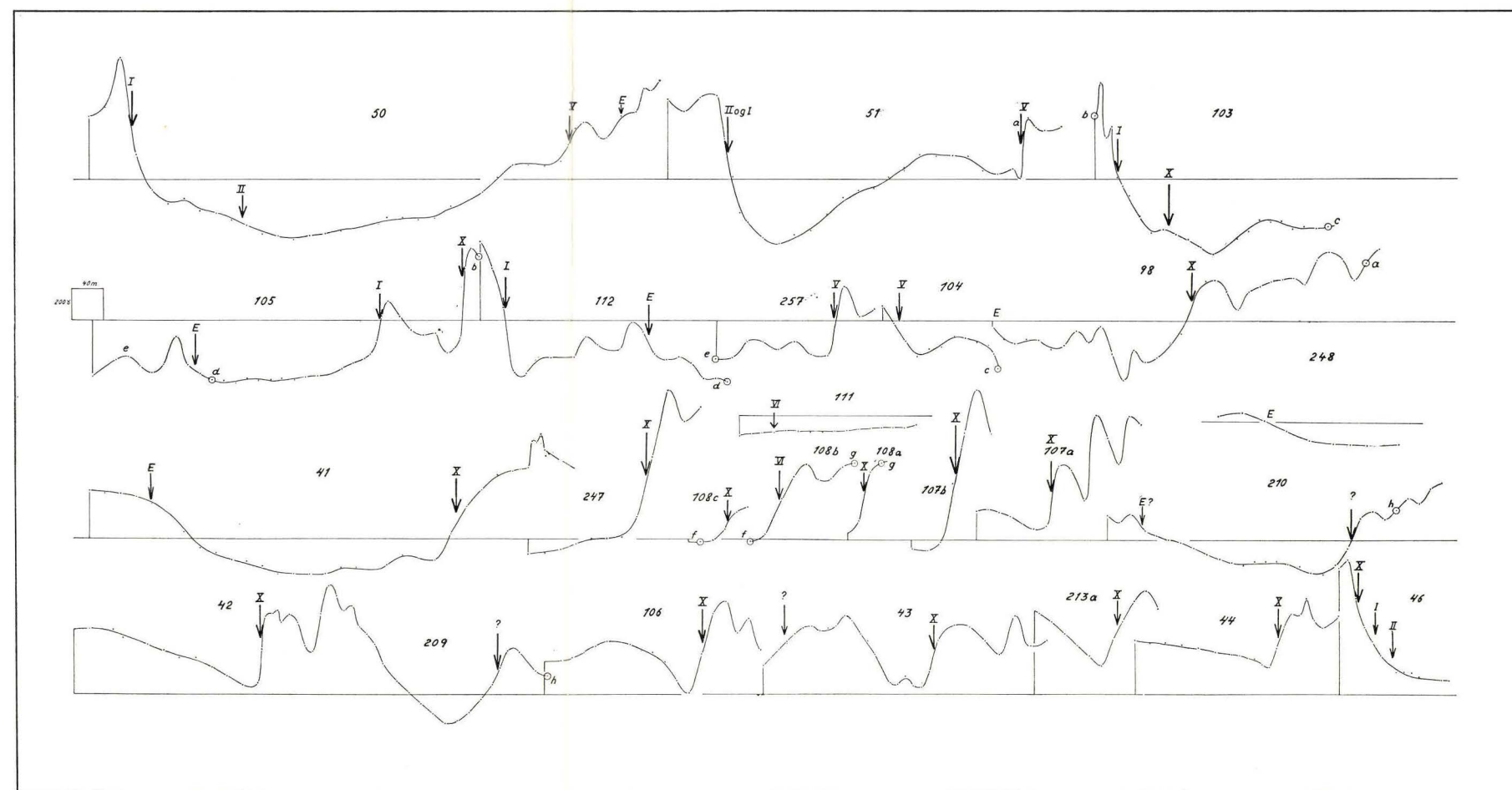
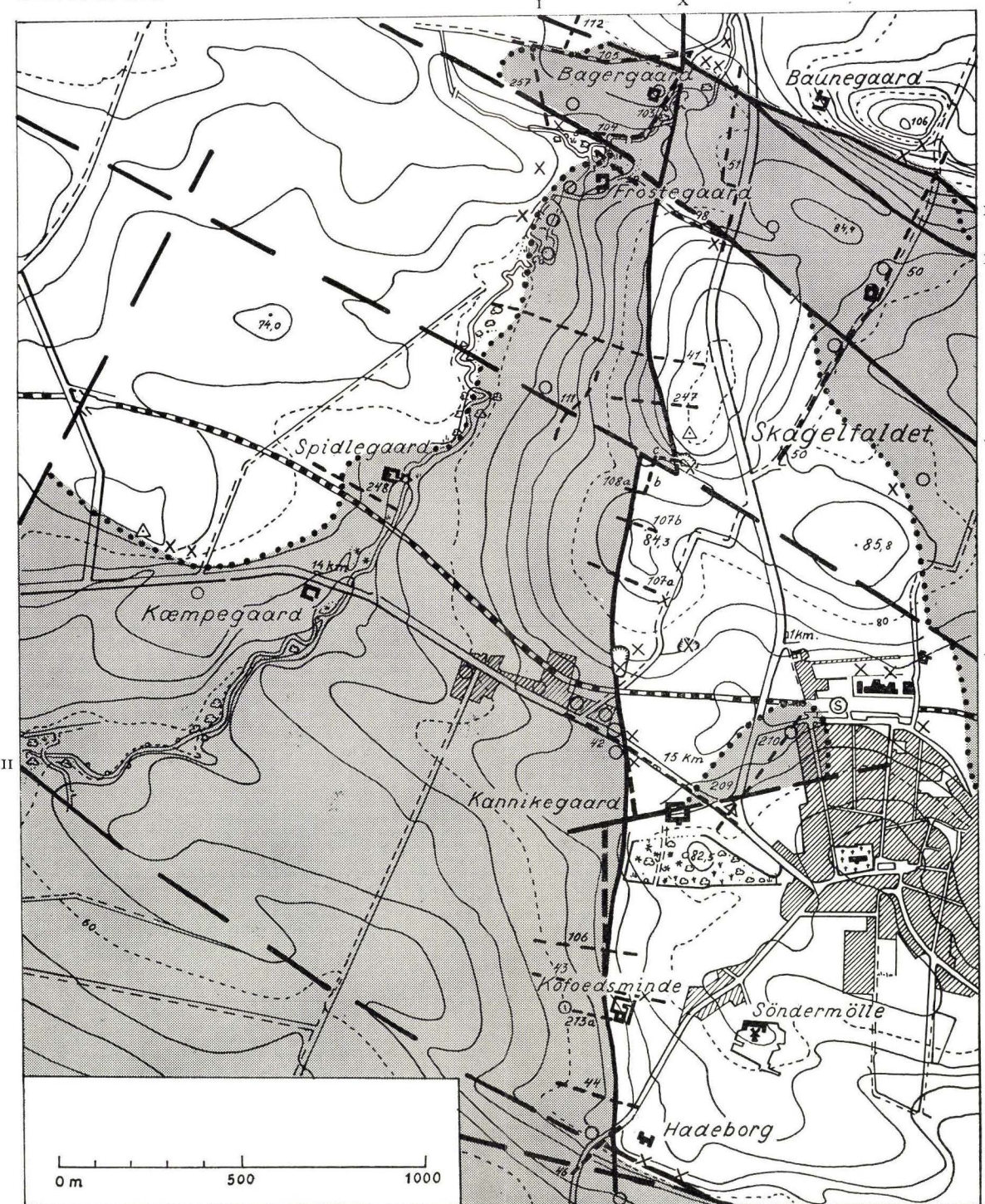
Copyright Geodetic Institute.

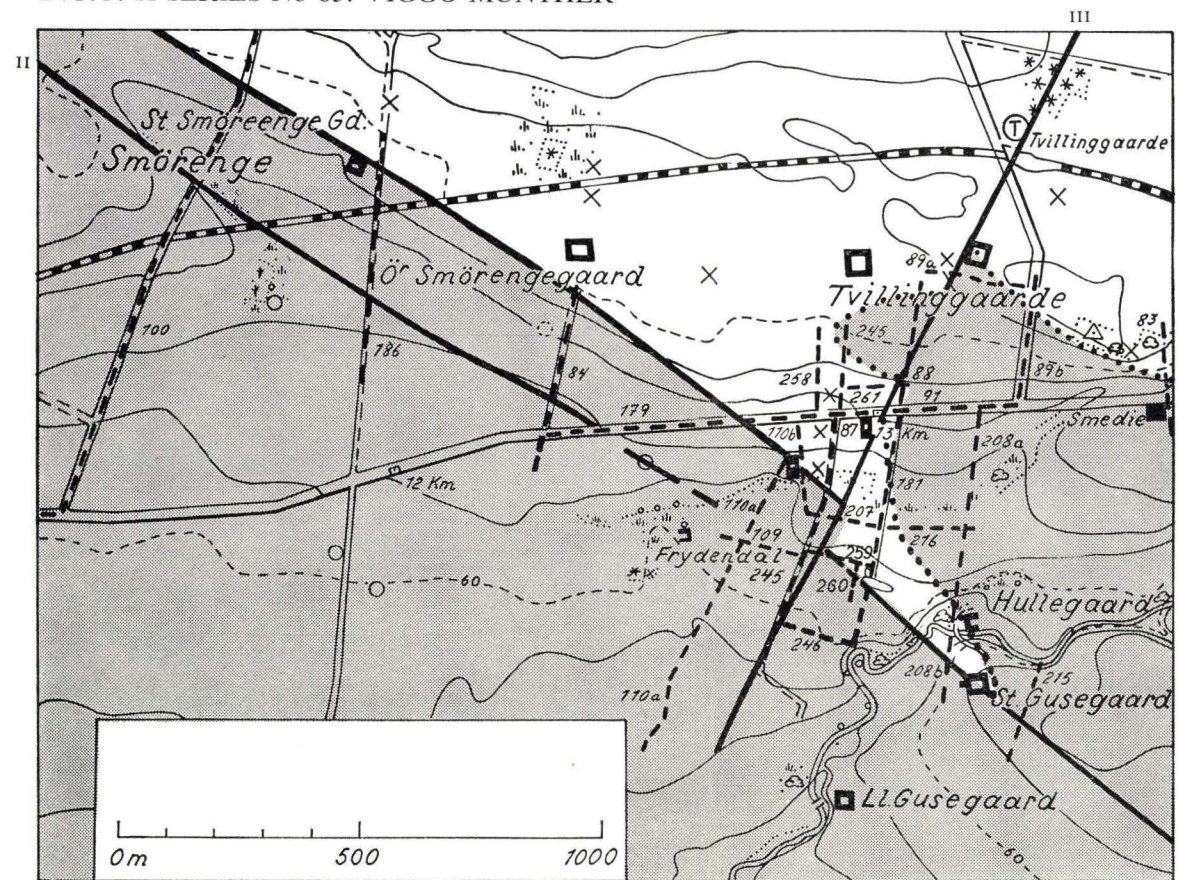




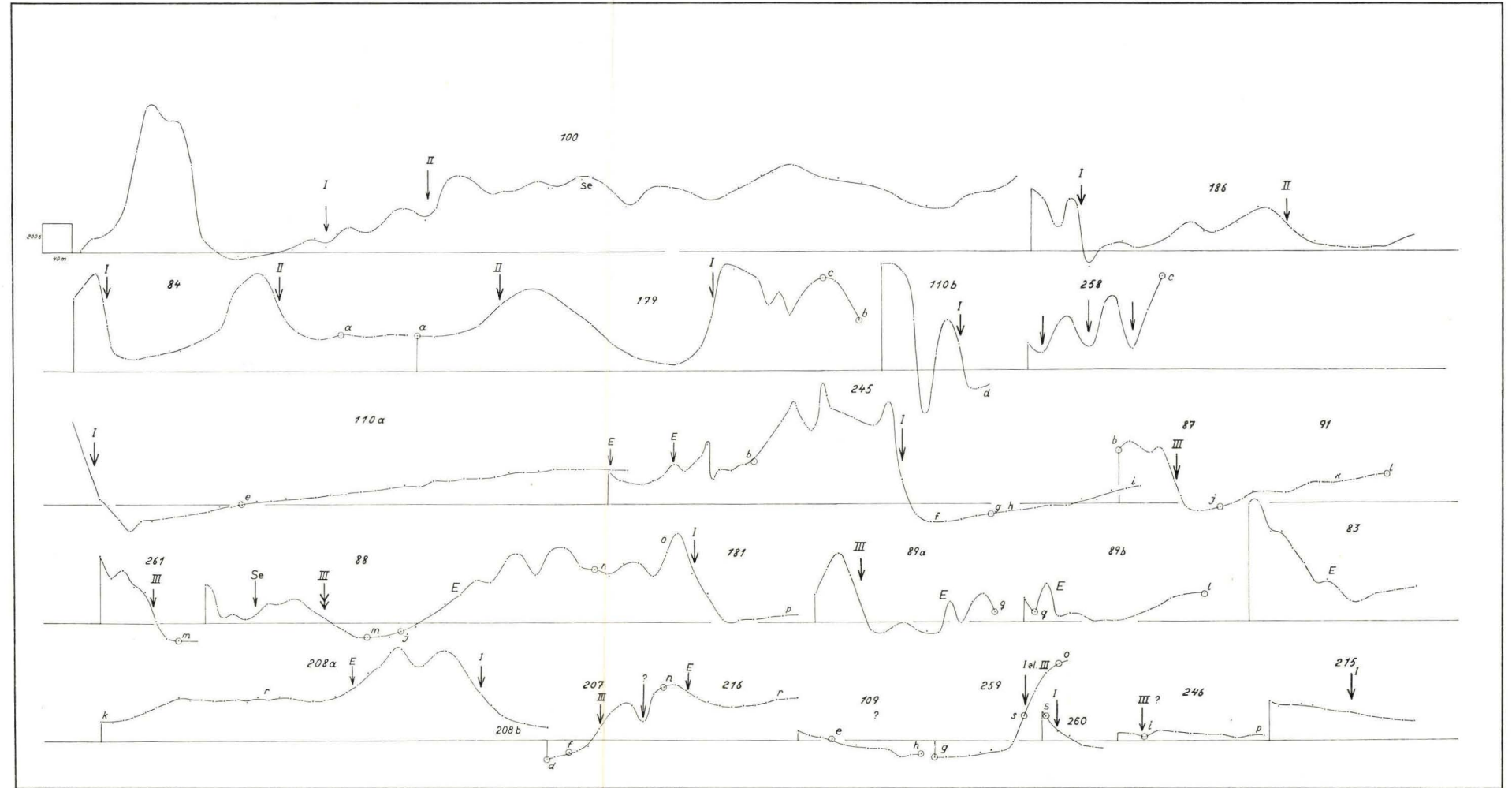
Copyright Geodetic Institute.

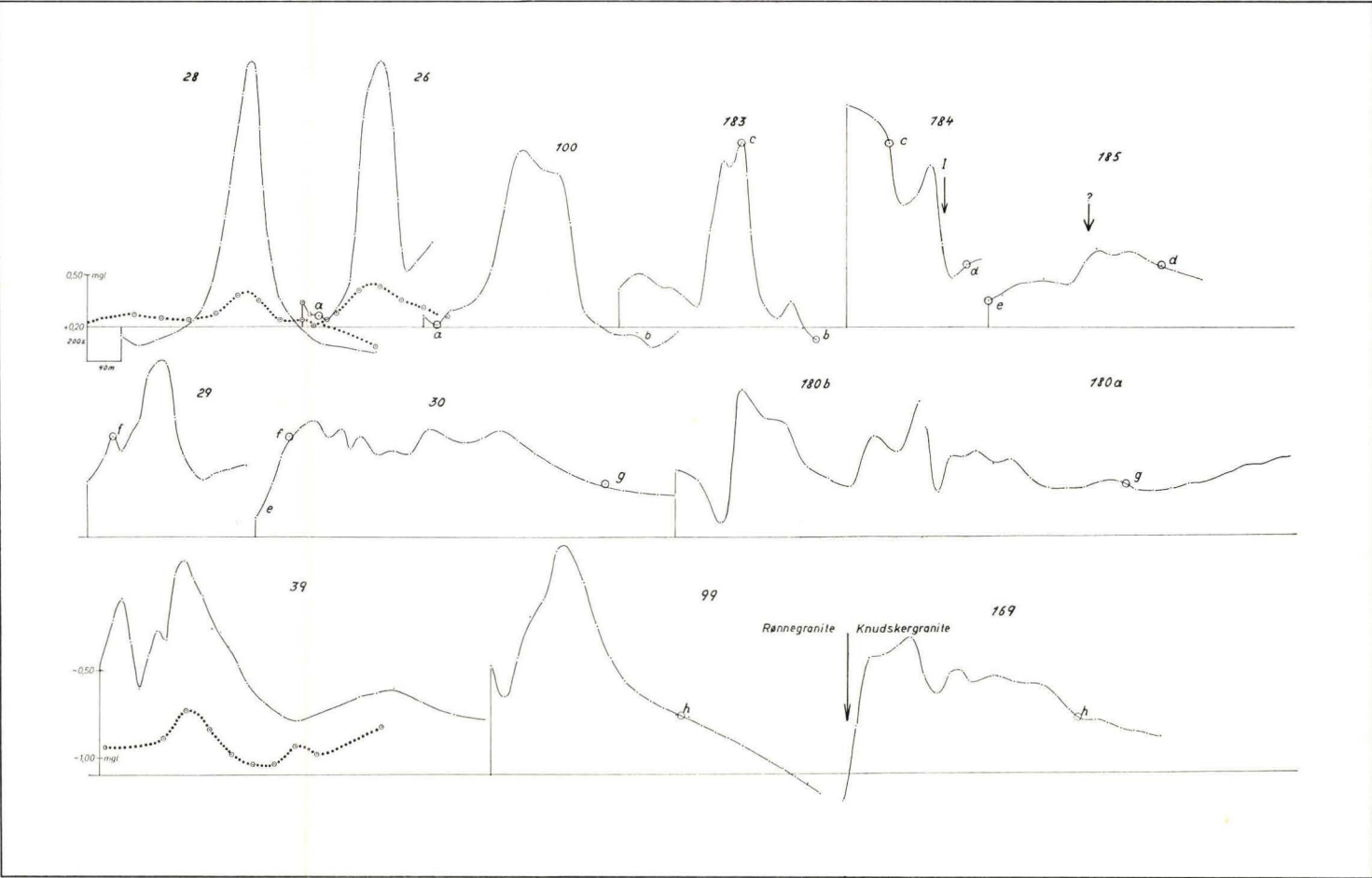
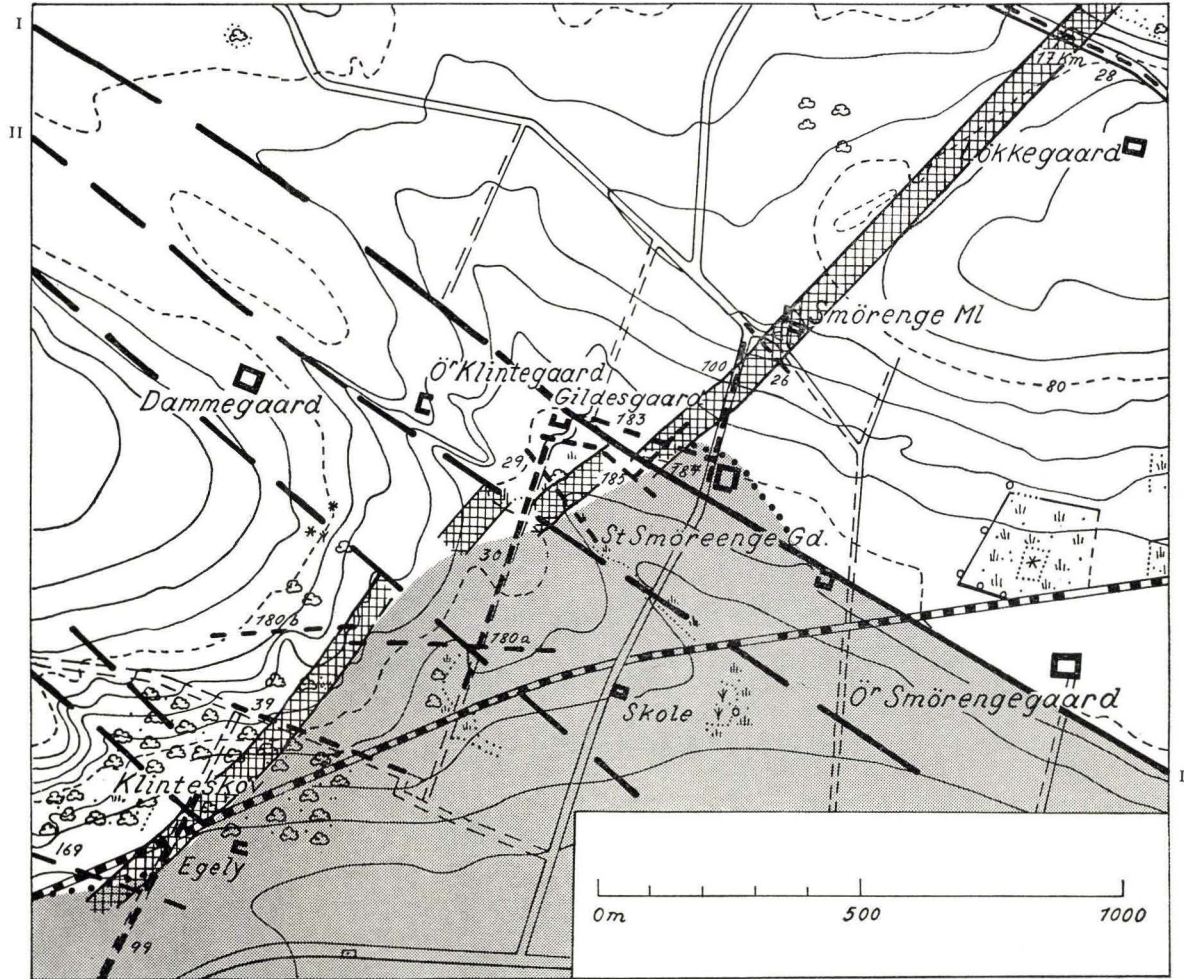


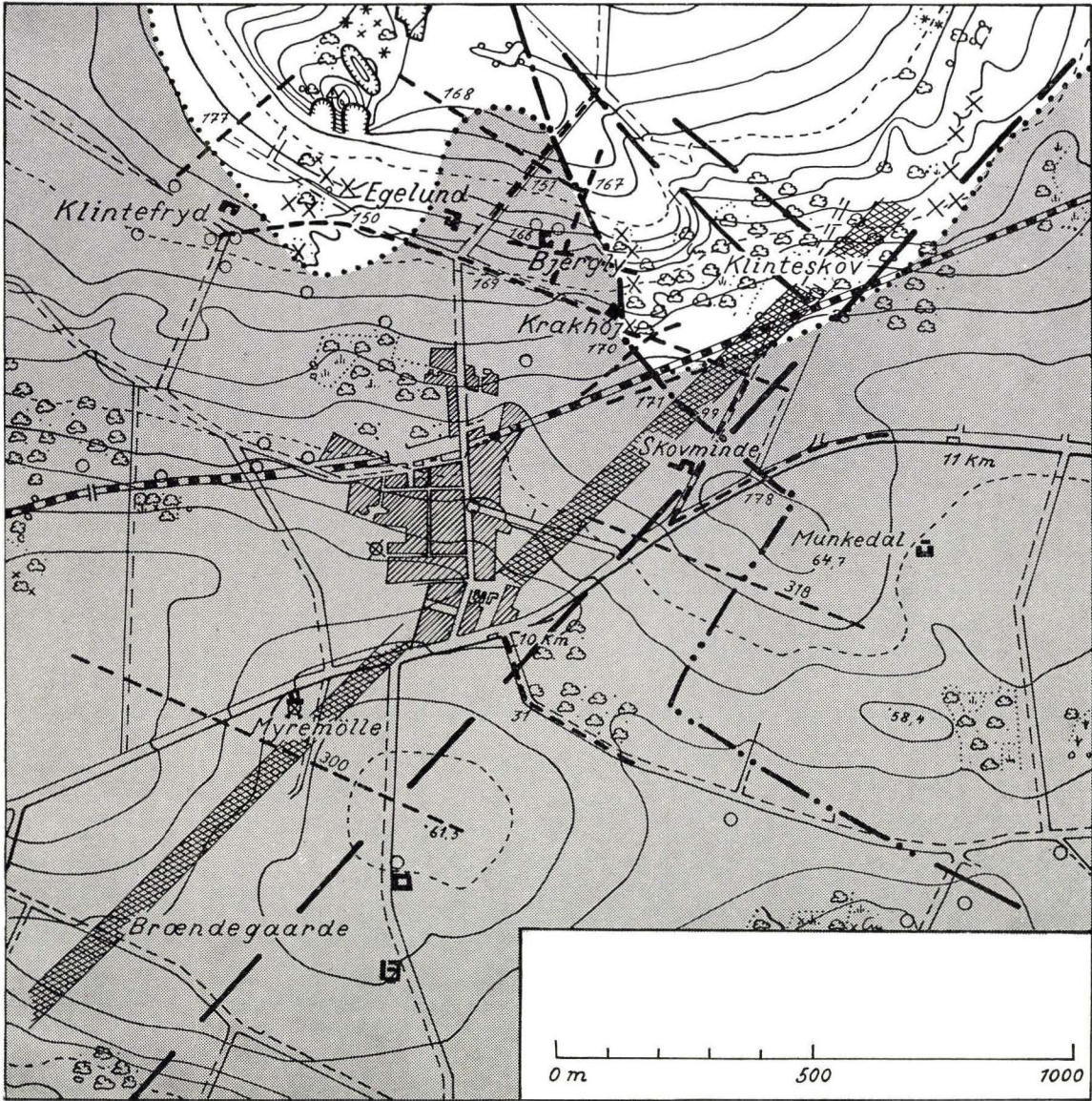




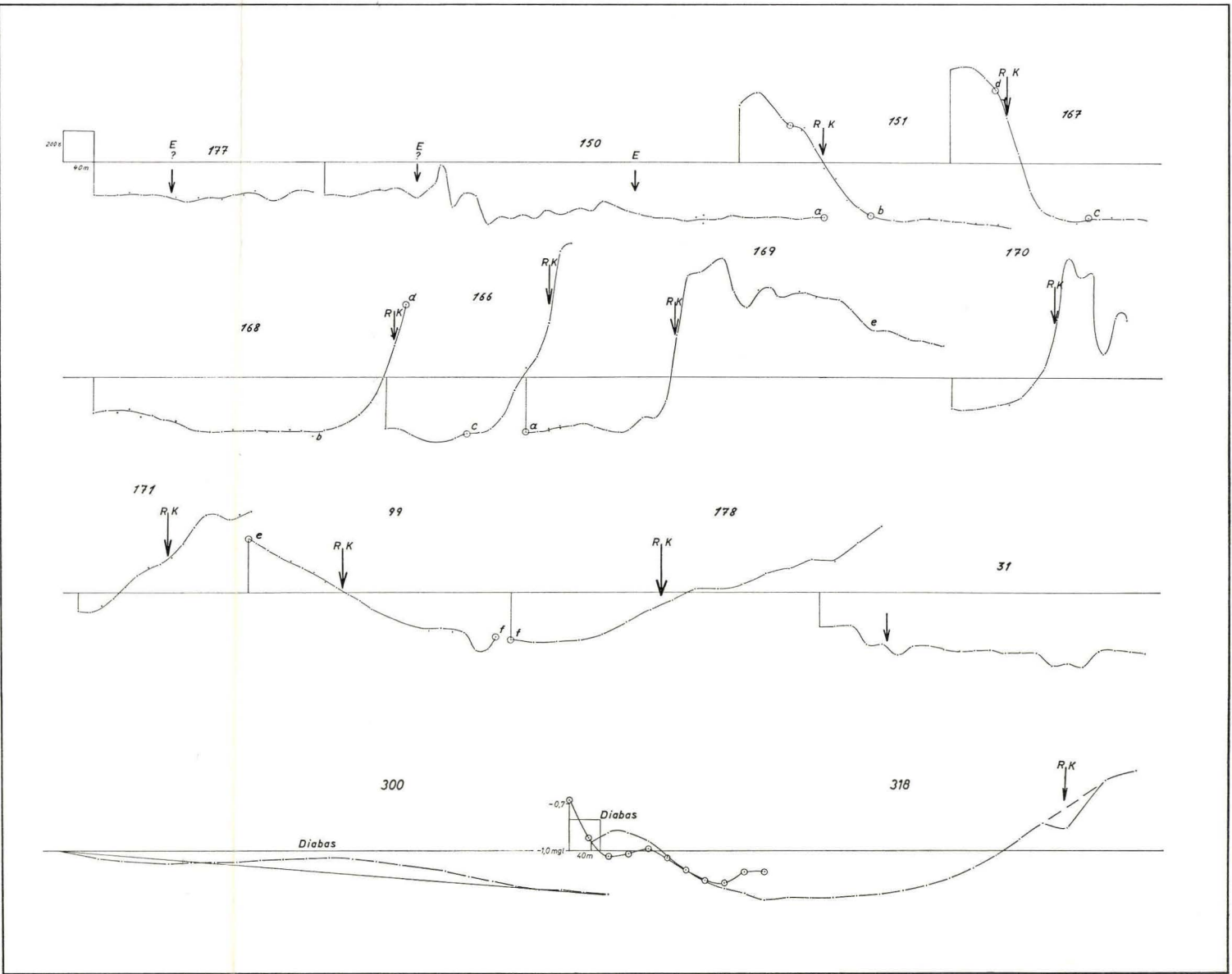
Copyright Geodetic Institute.

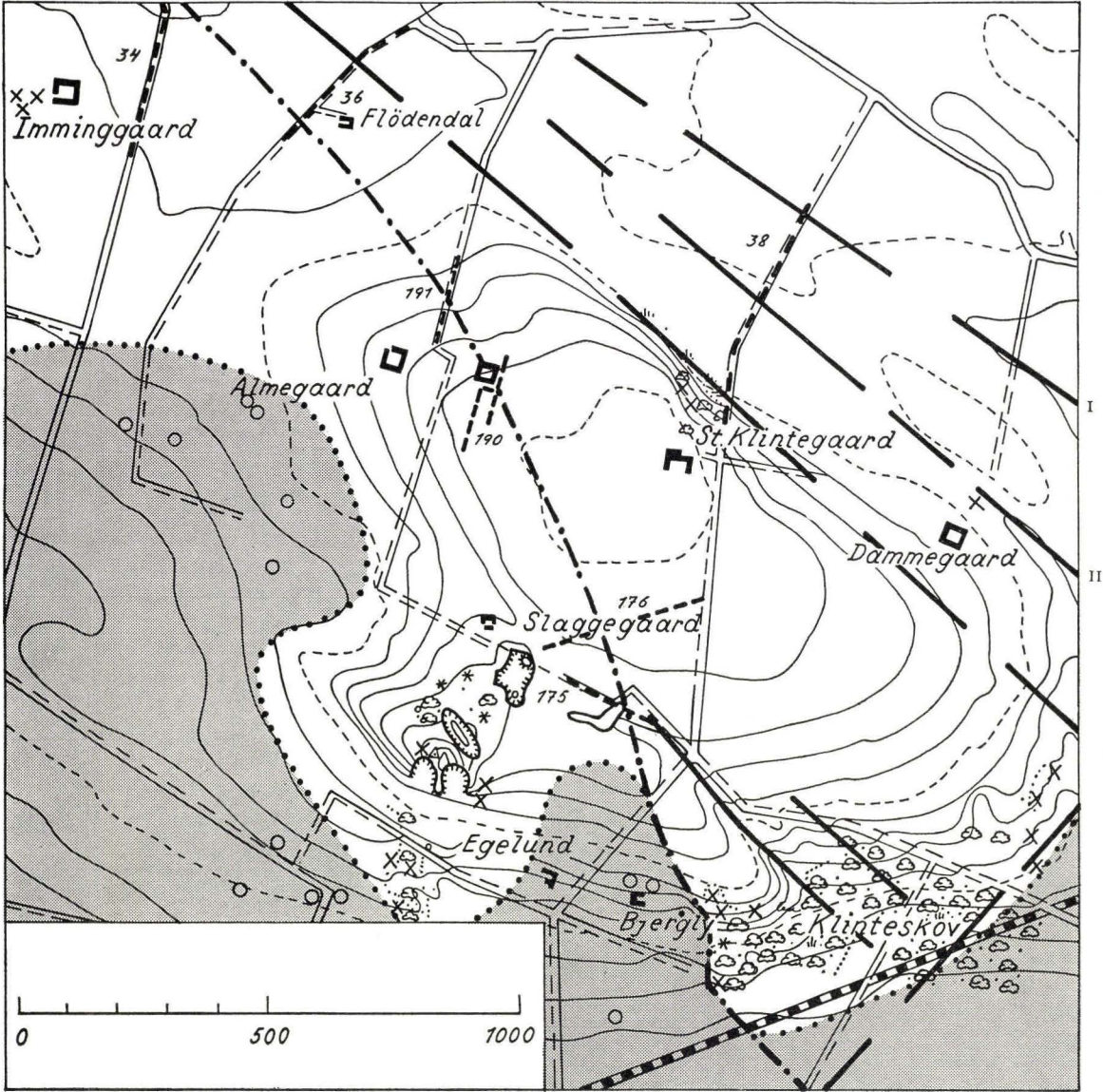




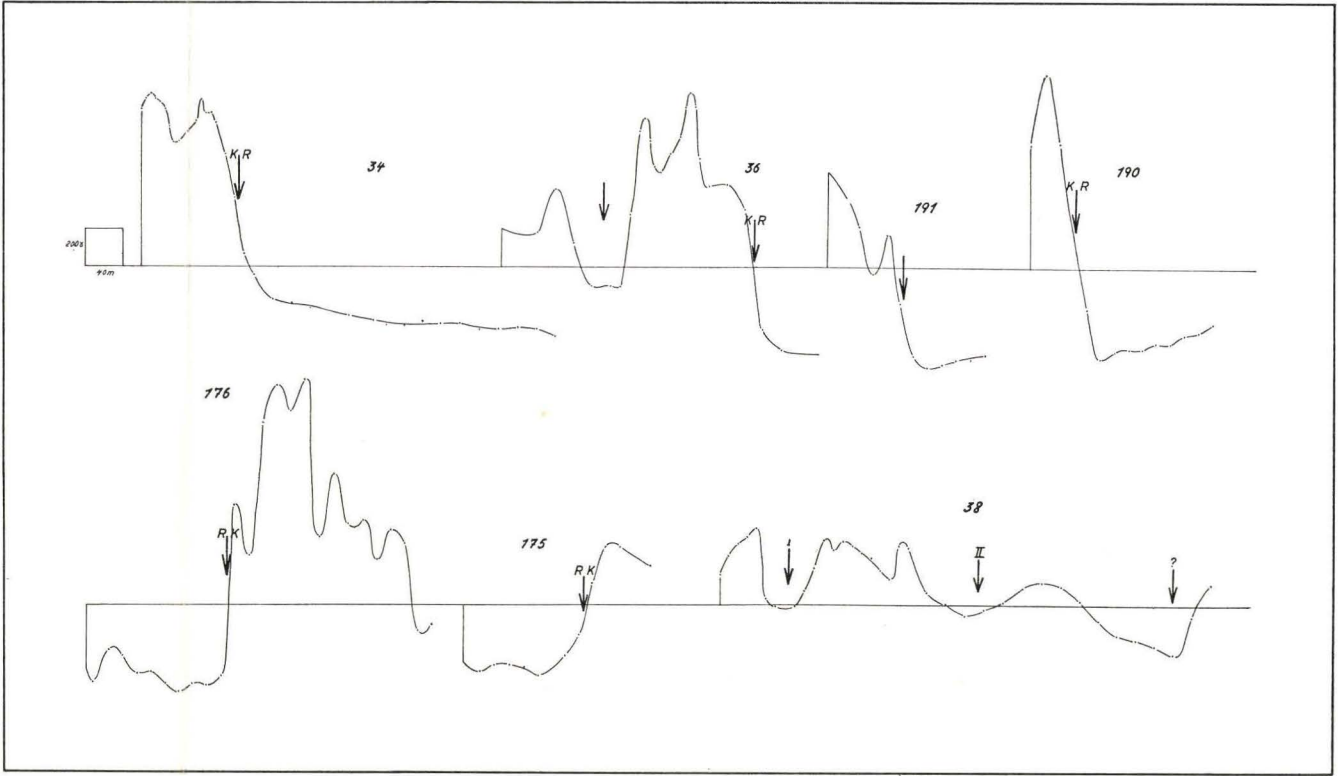


Copyright Geodetic Institute.

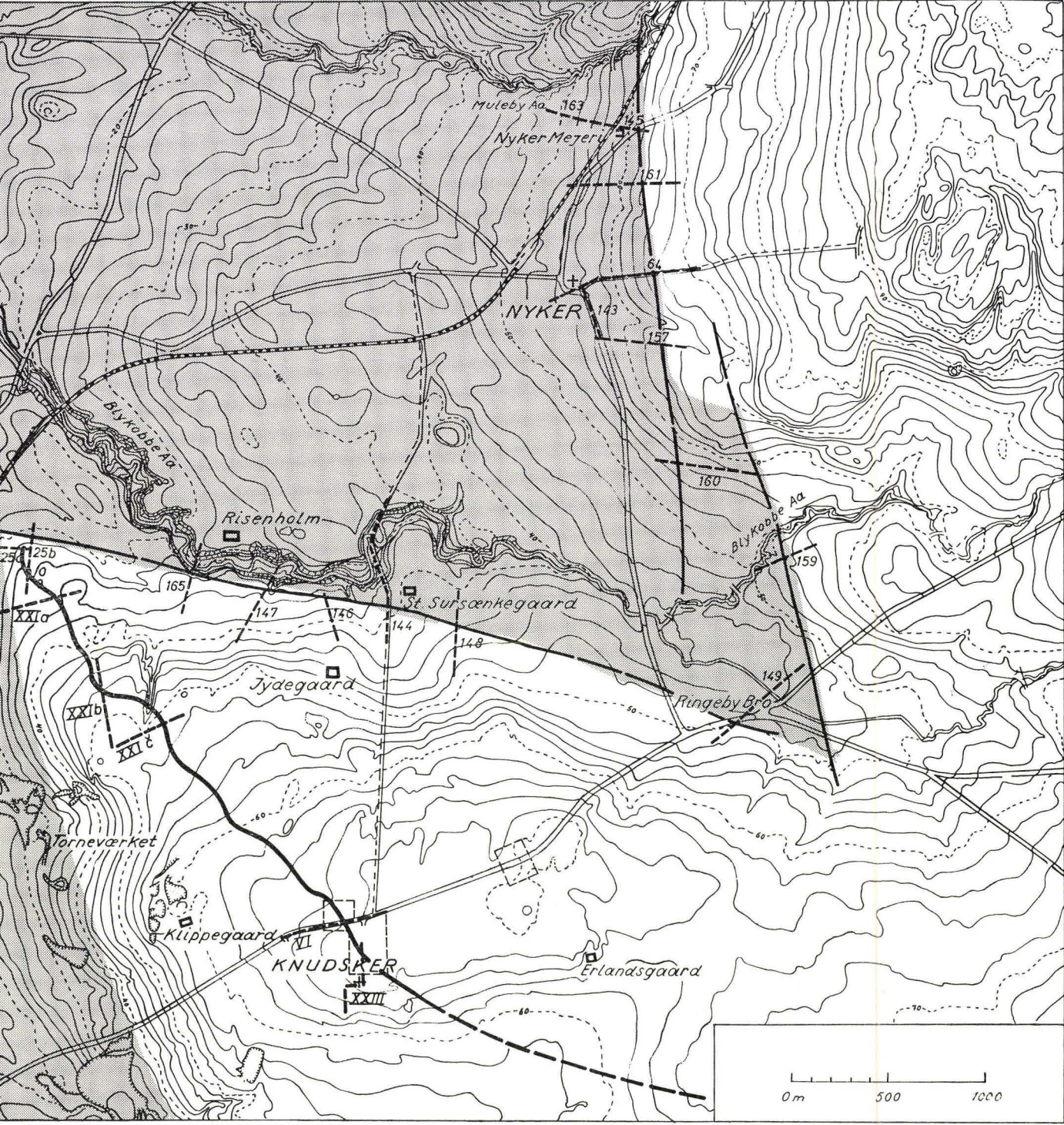




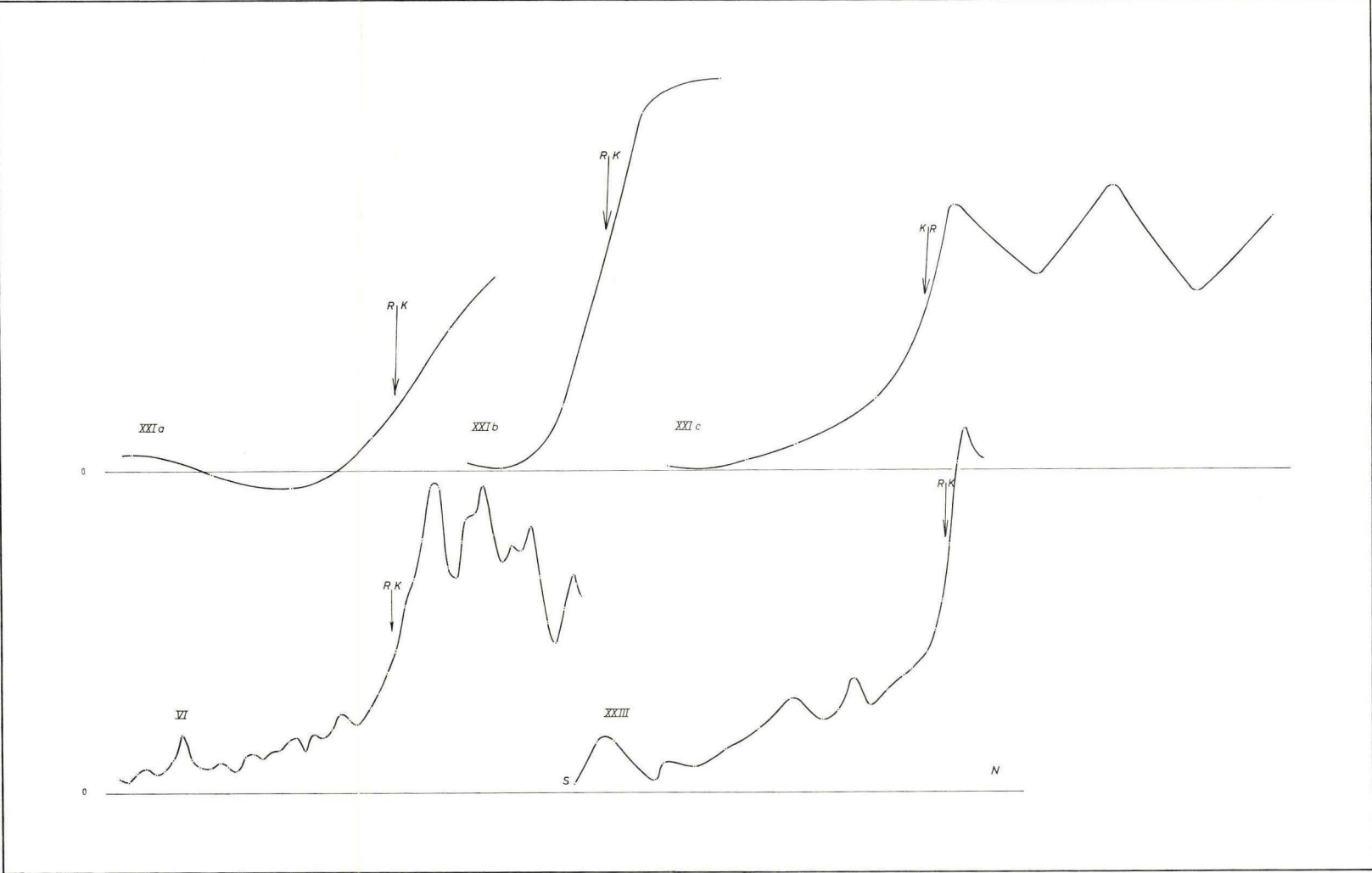
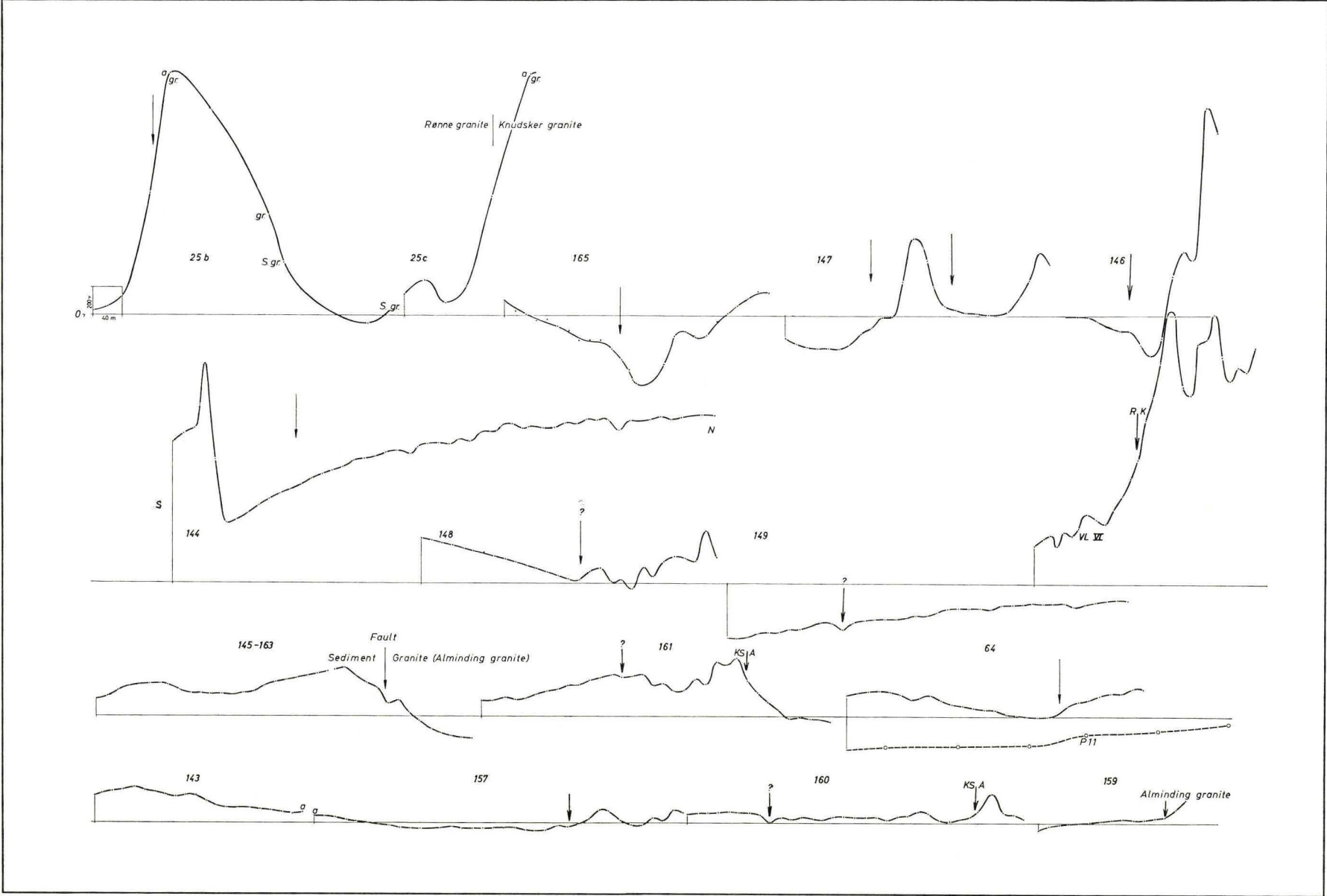
Copyright Geodetic Institute.

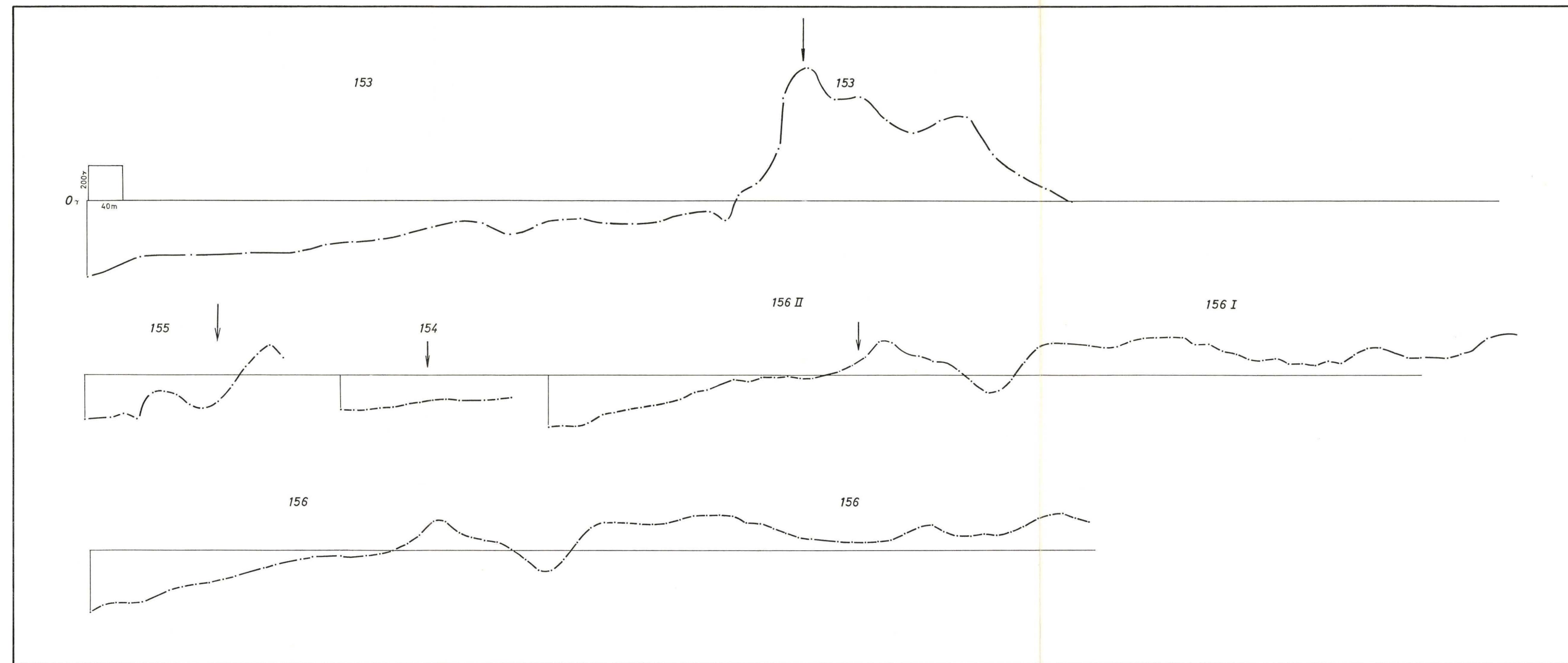
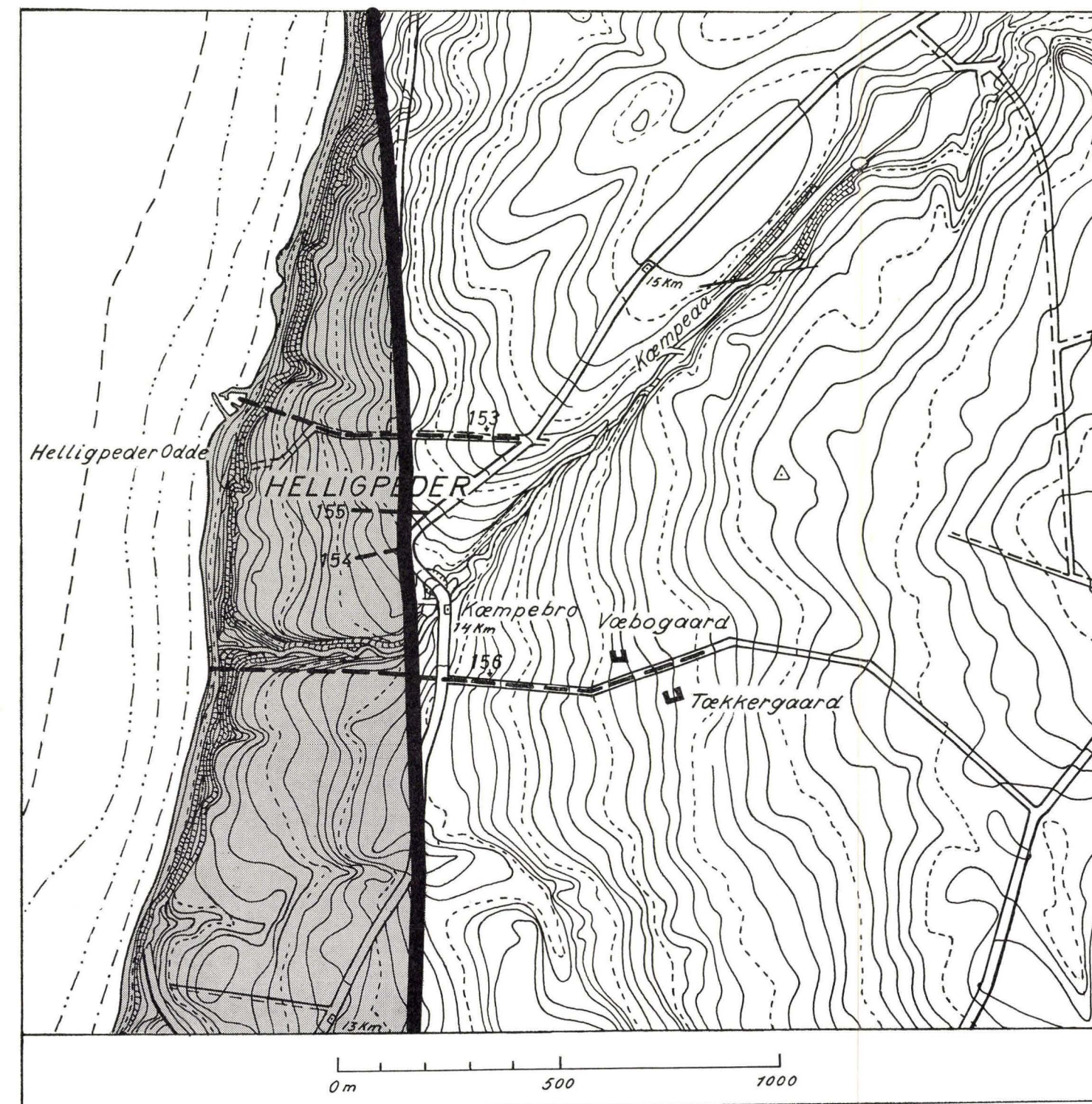


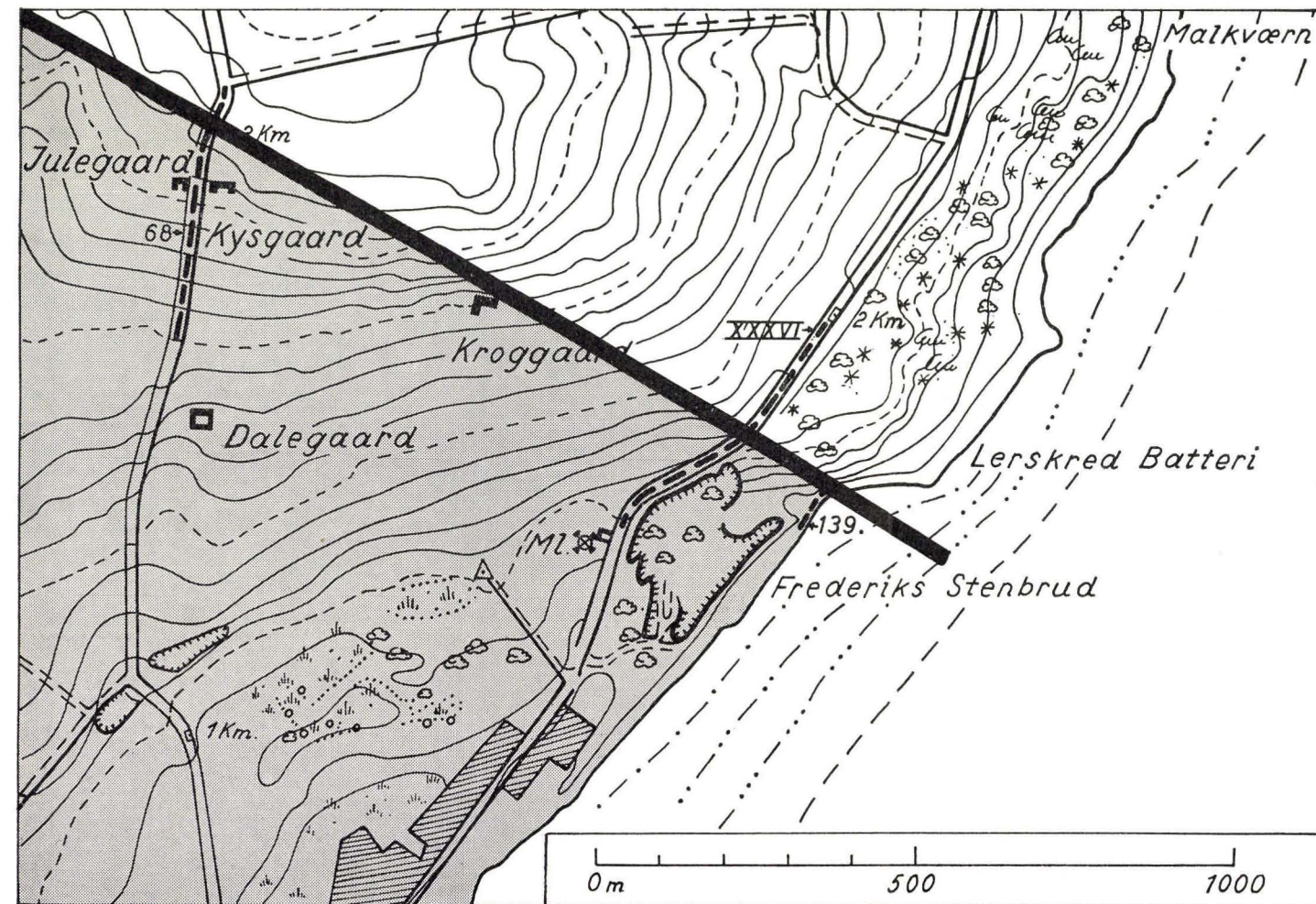
Tavle XX



Copyright Geodetic Institute.







Copyright Geodetic Institute.

