



ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

VIÐNÁMSMÆLINGAR
Fræðileg úttekt,
mæling og túlkun á línu VIII
á Nesjavöllum

Sigurður Th. Rögnvaldsson
Gylfi Páll Hersir
Knútur Árnason

OS-87024/JHD-15 B

Júní 1987



ORKUSTOFNUN
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Verknúmer : 611-114

VIÐNÁMSMÆLINGAR
Fræðileg úttekt,
mæling og túlkun á línu VIII
á Nesjavöllum

Sigurður Th. Rögnvaldsson
Gylfi Páll Hersir
Knútur Árnason

OS-87024/JHD-15 B

Júní 1987

EFNISYFIRLIT

	bls.
MYNDASKRÁ	4
1 INNGANGUR	5
2 EÐLISVIÐNÁM OG EÐLISÁSTAND JARÐLAGA	6
3 FRÆÐILEG LÝSING JAFNSTRAUMSVIÐNÁMSMÆLINGA	11
3.1 Inngangur	11
3.2 Mælanlegar stærðir og lárétt lagskipt jörð	11
3.3 Sýndarviðnám og lárétt lagskipt jörð	17
3.4 Dýptarskynjun Schlumbergermælinga	19
3.5 Viðnámsenniðsmælingar	22
3.6 Síuaðferð við reikning heilda	23
3.7 Stigulsnálgun við reikning á sýndarviðnámi	26
3.8 Spennustökk	27
3.9 Óvissur mæligilda og áhrif á túlkun mælinga	30
4 MÆLITÆKI, FRAMKVÆMD OG TÚLKUN VIÐNÁMSMÆLINGA	32
4.1 Mælitæki	32
4.2 Framkvæmd Schlumbergermælinga	38
4.3 Framkvæmd viðnámsenniðsmælinga	39
4.4 Túlkun	40
5 VIÐNÁMSMÆLINGAR Í LÍNU VIII Á NESJAVALLASVÆÐI	43
5.1 Inngangur	43
5.2 Framkvæmd mælinga	43
5.3 Einvíð túlkun	45
5.4 Tvívíð túlkun	47
HEIMILDIR	53
VIÐAUKI I: Sérlausn á Poisson-jöfnu	57
VIÐAUKI II: Einvíð túlkun Schlumbergermælinga	61
VIÐAUKI III: Tvívíð túlkun viðnámsmælinga	65

MYNDASKRÁ

	bls.
Mynd 2.1 Viðnám 0,001 N NaCl-launsar sem fall af hitastigi við mismunandi þrýsting	8
Mynd 2.2 Viðnám, ummyndun og eðlisástand jarðhitakerfis	10
Mynd 3.1 Hnitakerfi einvíðs viðnámslíkans	12
Mynd 3.2 Uppsetning skauta í Schlumbergermælingum	18
Mynd 3.3 Sýndarviðnám sem fall af S-P	21
Mynd 3.4 Uppsetning skauta í viðnámsenniðsmælingum	22
Mynd 3.5 Sýndarviðnám sem fall af straumarmslengd fyrir mismunandi P	29
Mynd 3.6 Sýndarviðnám sem fall af S, P=25 m, en misþykkur lágviðnámskassi í mælimiðju	29
Mynd 4.1 Kassamynd af straumsendi	33
Mynd 4.2 Straummerki frá sendinum og tilsvareandi spennunur í jörðinni	35
Mynd 4.3 Rafsegul-span	36
Mynd 4.4 Straum- og spennuskaut	37
Mynd 5.1 Staðsetning viðnámsmælinga á Nesjavallasvæði	44
Mynd 5.2 Einvíð túlkun línu VIII	46
Mynd 5.3 Lokalíkan tvívíðrar túlkunar línu VIII	48
Mynd 5.4 Lína VIII: Viðnám, áætlaður berghiti, jarðlög og ummyndun	51

TÖFLUSKRÁ

Tafla 2.1 Eðlisviðnám í mismunandi jarðlögum á Íslandi eins og það hefur mælst í viðnámsmælingum	7
--	---

1 INNGANGUR

Þessi skýrsla var upphaflega skrifuð veturinn 1986-1987 sem fjórða árs verkefni eins höfundanna (Sigurðar Th. Rögnvaldssonar) í jarðeðlisfræði við Háskóla Íslands. Hinir tveir höfundar skýrslunnar voru leiðbeinendur (Gylfi Páll Hersir og Knútur Árnason). Sveinbjörn Björnsson prófessor hafði umsjón með verkefninu fyrir hönd Háskólans. Fyrir milligöngu Árna Gunnarssonar veitti Hitaveita Reykjavíkur leyfi til þessarar notkunar á mæligögnum. Þar sem ekki hefur verið til sambærileg skýrsla á Orkustofnun um viðnámsmælingar og hana hefur þótt vanta var ákveðið að gefa ritgerðina út sem skýrslu.

Skýrslan skiptist í tvo hluta, þ.e. fræðilegan hluta annars vegar og umfjöllun um mælitæki, framkvæmd mælinga og túlkun hins vegar. Í síðari hlutanum er tekið dæmi af viðnámsmælingum sem gerðar voru á línu#VIII á Nesjavallasvæði, en þar voru bæði gerðar Schlumberger- og viðnámsenniðsmælingar. Viðnámsenniðsmælingar eru næmar fyrir breytingum í eðlisviðnámi eftir mællínunni og þær því notaðar til að finna lóðrétt viðnámsskil nærri yfirborði. Schlumbergermælingum er ætlað að skyggjast dýpra og gefa upplýsingar um lárétt viðnámsskil. Þegar þessum aðferðum er beitt saman fæst því allgóð hugmynd um tvívíða viðnámsskipan undir mællínunni.

Í fyrri hluta skýrslunnar sem nær til fræðilegs bakgrunns viðnámsmælinga, er fjallað um eðlisviðnámi bergs og tengsl þess við berggerð og eðlisástand jarðhitakerfis. Þá er hugað að þeim jöfnum sem notaðar eru við útreikningana og jafnan:

$$V(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} + \frac{\rho_1 I}{\pi} \int_0^{\infty} \Theta_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda$$

sem lýsir spennudreifingu á yfirborði lárétt lagskipts hálfbrúms, leidd út frá alþekktum eðlisfræðilögmálum. Síðan er því lýst hvernig nota má aðferð línulegra sía til að reikna út úr heildinu í jöfnunni.

Í seinni hluta skýrslunnar er sagt frá framkvæmd viðnámsmælinga á háhitasvæðum og mælitækjum þeim sem notuð eru, auk stuttrar umfjöllunar um þau forrit sem beitt er við einvíða og tvívíða túlkun mælinga. Þá er sett fram einvitt og tvívitt viðnámslíkan af línu#VIII á Nesjavallasvæði og tvívíða líkanið borið saman við gögn sem fengist hafa við boranir nærri línunni.

2 EÐLISVIÐNÁM OG EÐLISÁSTAND JARÐLAGA

Mælingar á eðlisviðnámi jarðlaga hafa reynst gagnlegastar allra jarðeðlisfræðilegra yfirborðsmælinga við jarðhitaleit. Notagildi þeirra kom einkum í ljós þegar hætt var að leggja megináherslu á að nota jarðeðlisfræðilegar aðferðir til að kortleggja jarðlög, sem kynnu að geyma jarðhita og þess í stað reynt að mæla áhrif hitans á jarðlögin. Í þeim tilgangi eru viðnámsmælingar sérlega hentugar, enda eðlisviðnám bergs nátengt eiginleikum jarðhitavökvans ekki síður en berggerðinni. Reynslan hefur sýnt að jarðhita fylgir undantekningalítið lækkun á eðlisviðnámi jarðlaga. Því má nota viðnámskort við mat á útbreiðslu jarðhitans á því dýpi sem mælingarnar skynja. Af þeim stærðum sem hægt er að mæla beint frá yfirborði, gefur eðlisviðnám mestar upplýsingar um jarðhitakerfið (Lumb 1981).

Í skýrslu Orkustofnunar um skipulag rannsókna á háhitasvæðum (Valgarður Stefánsson o.fl. 1982), er gert ráð fyrir því að nota viðnámsmælingar við fyrstu leit að hugsanlegum virkjunarstað með því að fá grófa hugmynd um eðlisviðnám á jarðhitasvæðinu og ákveða dýpi niður á lágviðnám. Ef síðar er ráðist í viðameiri yfirborðsrannsóknir til að skilgreina virkjunarstaði innan háhitasvæðisins, eru viðnámsmælingar taldar nauðsynlegur þáttur í rannsóknaráætluninni. Með "ítarlegum" viðnámsmælingum skal reynt að afmarka jarðhitasvæði og fá fram fínni drætti í gerð þeirra, þannig að velja megi heppilegustu virkjunarstaði. Einnig má nota þær til að kanna dýpt niður á grunnvatnsborð og kortleggja grunnvatnsstreymi. Að yfirborðsrannsóknum loknum á að vera hægt að setja fram frumlíkan af jarðhitasvæðinu og staðsetja fyrstu rannsóknarborholurnar (Valgarður Stefánsson o.fl. 1982).

Eðlisviðnám jarðlaga getur hlaupið á fimm stærðarþrepum (1-100.000 ohmm). Það er mjög háð eiginleikum jarðlaganna s.s. vatnsmettun, hitastigi og poruhluta, auk þess að vera fall af seltu mettnarvökvans og ummyndun bergsins.

TAFLA 2.1 Eðlisviðnám í mismunandi jarðlögum á Íslandi eins og það hefur mælst í viðnámsmælingum (Axel Björnsson 1980)

Jarðlagagerð	Eðlisviðnám í ohmmetrum
Hraun frá nútíma, ofan grunnvatnsborðs	5.000 - 50.000
Þétt gabbró- og dólerít-innskot	10.000 - 15.000
Hraun frá nútíma neðan grunnvatnsborðs	100 - 3.000
Blágrýtislög frekar þétt	100 - 300
Móberg, jökulurð, brotið berg	20 - 100
Lághitasvæði í blágrýtismyndunum	30 - 100
Lághitasvæði í móbergsmyndunum	10 - 50
Jarðlög með sjávarseltu	5 - 15
Ferskvatns háhitasvæði	1 - 5
Sjávarblönduð háhitasvæði	1 - 4

Rafleiðni og þar með eðlisviðnám vatnsmettaðs storkubergs fer yfirleitt að mestu eftir eiginleikum poruvökvans, enda er viðnám bergsins sjálfs oftast mjög hátt, meðan hitastigið er undir 450-500°C (Olhoeft 1981). Sambandi eðlisviðnáms í poruvökvanum og eðlisviðnáms vatnsósa bergsins er oft lýst með reynslujöfnu Archies (Archie 1942):

$$\rho_o = a \rho_v \phi^{-m} \quad (2.1)$$

þar sem:

- ρ_o = eðlisviðnám vatnsósa bergs
- ρ_v = eðlisviðnám poruvökvans í berginu
- ϕ = poruhluti (e. fractional porosity)
- m = fasti, u.þ.b. 2 (háður berggerð)
- a = fasti, u.þ.b. 1

Ef leiðni poruvökvans er lítil gildir jafna Archies oft og tíðum ekki og þá þarf að taka tillit til yfirborðsleiðni á mótum bergs og vökva og leiðni ummyndunarsteinda bergsins. Þetta á einkum við þegar leirsteindir og zeolítar eru til staðar. Þar sem ummyndun yfir í leirsteindir er mikil, er leiðni þeirra iðulega ráðandi nema selta poruvökvans sé mikil og lekt góð, enda lætur nærri að eðlisviðnám vatns lækki línulega með vaxandi seltu (Castellan 1964). Að þessu verður nánar vikið hér á eftir.

Eðlisviðnám vatnslausna fellur nokkurn veginn veldislega með hækkandi hitastigi meðan vatnið sýður ekki og hitinn er undir u.þ.b. 250°C. Eðlisviðnámi saltrar vatnslausnar, sem ekki er sjóðandi og við lægri hita en 250°C, má með nokkuð góðri nálgun lýsa með jöfnunni:

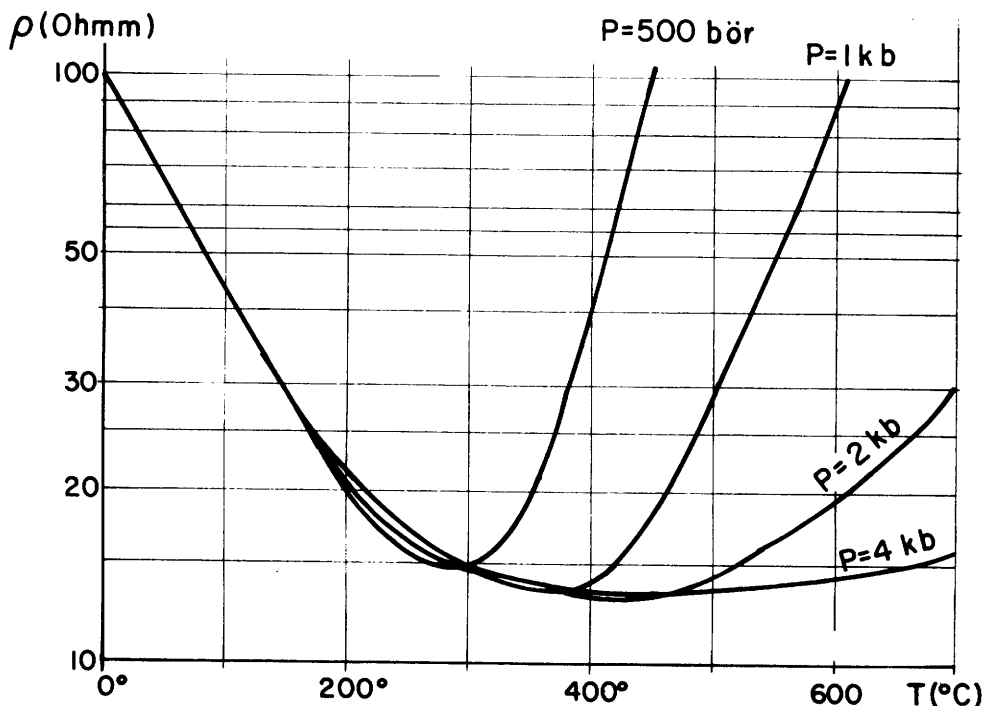
$$\rho_v = ke^{-0,00821T} \quad (2.2)$$

þar sem:

- ρ_v = eðlisviðnám vatnsins í ohmm
- k = fasti, háður styrk raflausnarinnar
- T = hitastigið í gráðum á Celsiuskvarða

Fyrir veika NaCl-lausn, 0,001 N, er fastinn k jafn og 100 (Meidav 1980).

Þegar hitinn er orðinn hár og farinn að nálgast markhitastig (e. critical temperature) vatns er jafna 2.2 ekki lengur góð nálgun og eðlisviðnámið fer aftur hækkandi með hækkandi hita. Þetta stafar af minnkandi rafsvarandi (e. dielectric) eiginleikum vatnsins, þá dregur úr skautun vatnssameindanna og jónir í lausninni mynda óhlaðnar sameindir. Hár þrýstingur verkar gegn þessari þróun (Quist og Marshall 1968).



Mynd 2.1 Viðnám 0,001 N NaCl-lausnar sem fall af hitastigi við mismunandi þrýsting (eftir Quist og Marshall 1968)

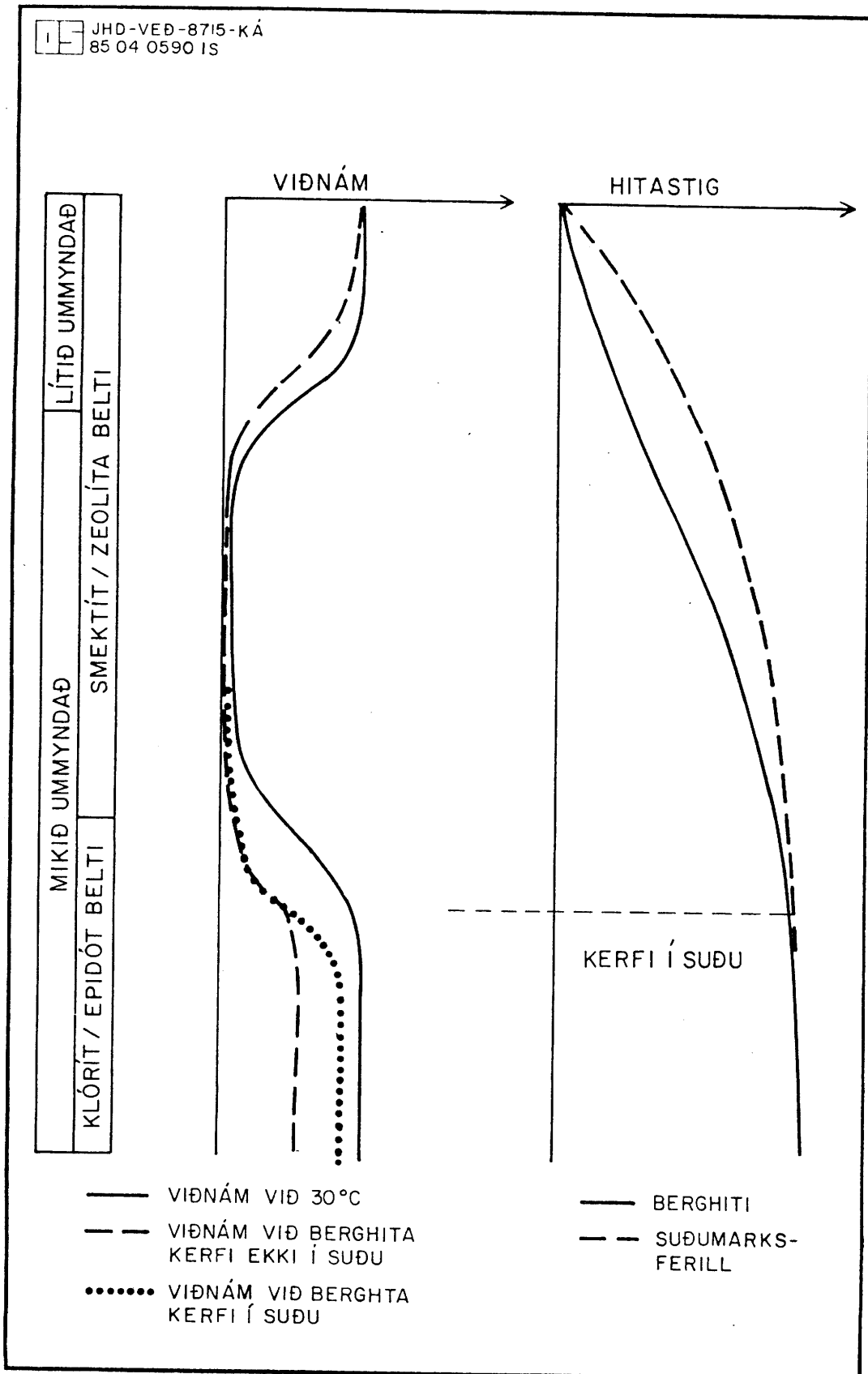
Mynd 2.1 sýnir áhrif hitastigs- og þrýstingsbreytinga á leiðni veikrar raflausnar (Quist og Marshall 1968). Þar sést að við skaplegt hitastig fellur eðlisviðnámið veldislega (leiðnin vex) en þegar hitinn nálgast markhitastig vatns byrjar það að hækka aftur. Eftir því sem þrýstingur vex verða þessi hrif við herra hitastig. Þessi áhrif valda því að í bergi þar sem poruvökvinn er mjög heitur, 300-400°C, getur eðlisviðnámið verið herra en í eilítið kaldara bergi umhverfis, enda þótt engin gufa sé til staðar í heita berginu. Gufa hefur mun herra eðlisviðnám en vökvi þannig að suðu í jarðhitakerfum fylgir hækkun í viðnámi (Meidav 1980).

Við langvarandi snertingu heits vatns við frumberg ummyndast hluti bergsins yfir í svokallaðar ummyndunarsteindir. Gerð ummyndunarsteindanna ræðst einkum af hitastigi og efnasamsetningu frumbergsins og jarðhitavökvans. Við hitastig lægra en 200°C eru smektít og zeolítar ráðandi ummyndunarsteindir, þá tekur við klórít og síðan klórít og epidót þegar hiti er kominn um og yfir 250°C (Hrefna Kristmannsdóttir 1979). Smektít steindirnar eru með laust bundnar jónir sem eru trúlega hreyfanlegar þannig að smektít steindir eru nokkuð vel leiðandi. Af þessu leiðir að þar sem mikil ummyndun yfir í smektít hefur átt sér stað getur leiðni bergmassans orðið mikil og jafnvel yfirgnæft leiðni í poruvökvanum. Klórít og epidót hafa hins vegar ekki laustbundnar jónir og hafa því litla leiðni.

Á jarðhitasvæðum geta því margir þættir lagst á eitt til lækkunar á eðlisviðnámi jarðlaganna. Þannig er jarðhitavatnið gjarnan saltara en kalda grunnvatnið, því heita vatnið á auðveldara með að leysa upp steindir úr berginu. Ummyndun storkubergs yfir í leir og zeolíta veldur því að eðlisviðnám bergmassans sjálfs lækkar. Loks er hugsanlegt að í kerfum þar sem hræring er (e. convection) geti poruhluti hækkað þegar jarðhitavökvinn leysir upp steindir og flytur þær burt frá uppstreymissvæðinu.

Í kjarna háhitasvæða á Íslandi er algengt að hátt viðnám komi fram neðan lágviðnáms. Settar hafa verið fram fimm hugsanlegar skýringar á þessu fyrirbrigði (Gylfi Páll Hersir o.fl. 1986):

- 1) Þétt og fersk innskot með litlu holrými.
- 2) Breytingar í ummyndunarsteindum, t.d. úr velleiðandi smektíti yfir í torleiðandi klórít.
- 3) Viðnám jarðhitavökvans vex verulega þegar hiti fer yfir 300°C án þess að suða verði.
- 4) Jarðhitakerfið er í suðu. Viðnám í gufufasa er mun herra en í vatnsfasa.
- 5) Hiti lækkar með dýpi, einkum vegna lárétts rennslis heits vatns ofantil í jarðhitakerfinu.



Mynd 2.2 Viðnám, ummyndun og eðlisástand jarðhitakerfis
(eftir Axel Björnsson o.fl. 1985)

Mynd 2.2 sýnir áhrif þátta 2 og 4 á viðnám bergs. Þegar ummyndunar bergs yfir í leirsteindir, t.d. smektít, fer að gæta, lækkar viðnámið vegna leiðni ummyndunarsteinda. Á meira dýpi þar sem klórít og epidót eru ríkjandi ummyndunarsteindir hækkar viðnám ummyndunarsteinda aftur. Hækkandi hiti verkar hins vegar nokkuð á móti þeirri hækkun. Þegar jarðhitakerfið er komið í suðu hækkar viðnám poruvökvans verulega og þar með heildarviðnám jarðlaganna (Axel Björnsson o.fl. 1985).

Af framansögðu má ljóst vera að ekki er einkvæmt samband milli eðlisviðnámsdreifingar og eðlisástands jarðlaga. Við jarðhita- og jarðfræðilega túlkun á niðurstöðum viðnámsmælinga er því mikill styrkur í að geta haft hliðsjón af óháðum gögnum fengnum með öðrum jarðvísindalegum aðferðum og athugunum.

3 FRÆÐILEG LÝSING JAFNSTRÁUMSVIÐNÁMSMÆLINGA

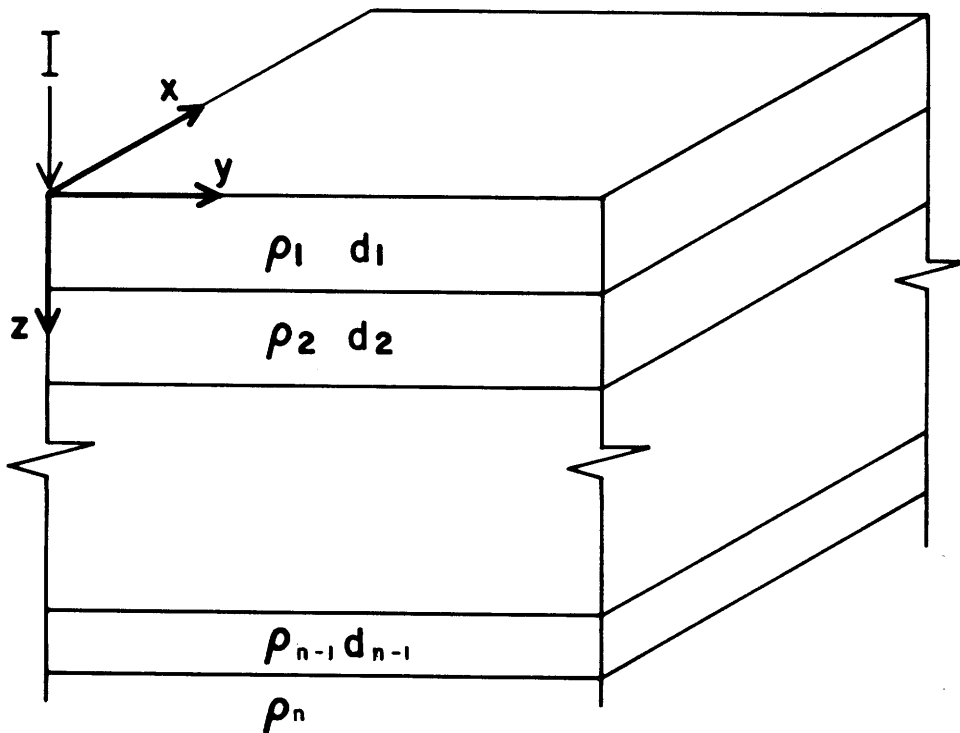
3.1 Inngangur

Í þessum kafla verður fjallað um fræðilegan grundvöll jafnstraumsviðnámsmælinga og hvernig nota má slíkar mælingar á yfirborði jarðar til að fá upplýsingar um viðnámsskipan undir yfirborði. Megináherslan er lögð á að lýsa sambandi mælanlegra stærða á yfirborði og viðnámskipanar lárétt lagskiptrar (einvíðrar) jarðar. Þá er fjallað nokkuð um reiknifræðilegar aðferðir við útreikning á spennugildum og sýndarviðnámi fyrir lárétt lagskipta jörð. Ennfremur er fjallað um ósamfyllur, svonefnd spennustökk, í sýndarviðnámsferlum Schlumbergermælinga, óvissur mæligilda og áhrif þeirra á einvíða túlkun mælinganna.

3.2 Mælanlegar stærðir og lárétt lagskipt jörð

Í sem einföldustu máli má segja að jafnstraumsviðnámsmælingar byggist á því að sendur er rafstraumur ofan í jörðina og mælt hversu mikið af honum hleypur nálægt yfirborði í mismunandi fjarlægð frá straum-upsprettunum. Þetta er gert með því að mæla spennufallið yfir litlar vegalengdir mislangt frá uppsprettunum.

Til þess að kanna megi viðnámsskipan undir yfirborði jarðar á þennan hátt þarf að hafa stærðfræðilega lýsingu á sambandi mælanlegra stærða á yfirborði, þ.e. straums, spennu og afstöðu straum- og spennuskauta og hinna óþekktu stærða sem ætlunin er að finna, þ.e. eðlisviðnáms og þykkt jarðlaga. Í því augnamiði er skynsamlegt að byrja á að finna spennusviðið frá jafnstraumspjöttu á yfirborði lárétt lagskipts hálfrúms. Við gerum ráð fyrir að jörðin sé samsett úr n láréttum lögum með óendanlega lárétta útbreiðslu. Hvert lag hefur viðnám ρ_i , þykkt d_i og neðri mörk á dýpinu h_i ($h_i = \sum d_j$) þar sem $i=1, \dots, n-1$ og viðnám neðsta lagsins, sem er óendanlega þykkt, er ρ_n . Við gerum enn fremur ráð fyrir að lögin séu einsleit (e. homogeneous) og stefnusnaud (e. isotropic). Þetta er kallað einvítt viðnámslíkan því að viðnám breytist einungis í eina stefnu þ.e. með dýpi. Við veljum hnitakerfi þannig að XY-planið liggur í yfirborðinu og z vex með dýpi. Í uppsprettunni er sendur út straumurinn I og hún er staðsett í upphafspunkti hnitakerfisins, sbr. mynd 3.1.



Mynd 3.1 Hnitakerfi einvíðs viðnámslíkans

Um straupéttleikann \vec{J} (A/m^2) í hálfrúminu gildir lögmál Ohms:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.1)$$

þar sem σ er rafleiðni efnisins ($1/\text{ohmm}$) og \vec{E} er rafsviðið (Newton/Coulomb). Sundurleitni (e. divergence) straupéttleika í tilteknum rúmskíka er jöfn heildarflæði straums út úr skíkanum, þ.e. mismunur á flæði inn í skíkann og út úr honum. Þessi mismunur er núll, nema þar sem til staðar er straumuppspretta eða straumsvelgur.

Í því tilfalli sem hér er verið að skoða er punktuppspretta straums í núllpunkti hnitakerfisins þannig að $\text{div}\vec{J}=0$ gildir ekki í öllu hálfrúminu heldur er sundurleitninni lýst með deltafalli skv. jöfnunni:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = I \delta(\vec{x}) \quad (3.2)$$

þar sem $\delta(\vec{x})$ er "deltafall" Diracs. Um það gildir:

$$\begin{aligned} \delta(\vec{x} - \vec{x}_0) &= 0 \quad \text{ef } \vec{x} \neq \vec{x}_0 \\ \int_{-\infty}^{\infty} \delta(\vec{x} - \vec{x}_0) f(\vec{x}) d^3x &= f(\vec{x}_0) \end{aligned}$$

fyrir öll samfelld föll f (sjá Marion 1965, bls. 25-26).

Rafspennan V er skilgreind með jöfnunni:

$$\vec{E} = -\vec{\nabla} V \quad (3.3)$$

Saman gefa þá jöfnur (3.1), (3.2) og (3.3) í efsta laginu:

$$-\vec{\nabla} \cdot (\sigma \vec{\nabla} V) = I \delta(\vec{x}) \quad (3.4)$$

þar sem hvert lag er einsleitt og stefnusnautt þá er σ fasti í hverju lagi og í efsta laginu gildir:

$$-\sigma_1 \nabla^2 V = I \delta(\vec{x}) \quad (3.5)$$

Þetta má skrifa:

$$-\nabla^2 V = \rho_1 I \delta(\vec{x}) \quad (3.6)$$

þar sem $\rho_1 = \frac{1}{\sigma_1}$ er eðlisviðnám efsta lagsins. Þetta er hliðruð annarsstigs hlutafleiðujafna fyrir rafspennuna V . Almenna lausn hennar má skrifa sem línulega samantekt lausna á óhliðruðu jöfnunni (Laplace jöfnunni) plús sérlausn hliðruðu jöfnunnar. Sérlausn á jöfnu (3.6) er:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2 \pi R} \quad (3.7)$$

þar sem $R=(x^2+y^2+z^2)^{1/2}$ (sjá viðauka I). Ef skipt er yfir í sívalningshnit þar sem $x=r \cdot \cos\theta$, $y=r \cdot \sin\theta$ en z -hnitin óbreytt, má umrita sérlausnina sem:

$$v = \frac{\rho_1 I}{2\pi} (r^2 + z^2)^{-1/2} \quad (3.8)$$

Jöfnu (3.8) má svo skrifa:

$$v = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.9)$$

(sjá viðauka I) þar sem J_0 er Besselfall af núlltu gráðu og λ gegnir aðeins hlutverki breytistærðar í heildinu.

Í neðri lögunum er engin straumuppspretta þannig að í lagi i gildir jafnan:

$$-\sigma_i \nabla^2 v = 0$$

sem er jafna Laplace:

$$\nabla^2 v = 0 \quad (3.10)$$

Vegna samhverfu vandamálsins er hentugt að skipta yfir í sívalningshnit. Í þeim hnitum er Laplace jafnan:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 v}{\partial \theta^2} = 0 \quad (3.11)$$

Við leitum að lausn sem er samhverf um z -ás, þ.e. óháð θ , þ.a. jafna (3.11) verður:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \quad (3.12)$$

Sérlausnir á (3.12) fást með aðskilnaði breytistærða, þ.e. við leitum að lausn á forminu:

$$v(r, z) = U(r)W(z) \quad (3.13)$$

Stingum því inn í (3.12) og fáum:

$$W \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{W}{r} \frac{dU}{dr} + U \frac{d^2 W}{dz^2} = 0 \quad (3.14)$$

Með því að deila í gegn með WU fæst:

$$\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{rU} \frac{dU}{dr} + \frac{1}{W} \frac{d^2 W}{dz^2} = 0 \quad (3.15)$$

Með því að nota (3.13) má umrita (3.15) og fá:

$$\frac{1}{U} \frac{d^2U}{dr^2} + \frac{1}{rU} \frac{dU}{dr} = -\lambda^2 \quad (3.16)$$

og

$$\frac{1}{W} \frac{d^2W}{dz^2} = \lambda^2 \quad (3.17)$$

Þar sem λ er fasti. Almenn lausn (3.17) er á forminu:

$$W(z) = Ae^{\lambda z} + Be^{-\lambda z} \quad (3.18)$$

Þar sem A og B eru fastar. Lausn (3.16) sem er endanleg þegar $r \rightarrow 0$ er:

$$U(r) = D J_0(\lambda r) \quad (3.19)$$

Þar sem J_0 er Besselfall af núlltu gráðu og D fasti. Sérlausnir á (3.12) verða þá:

$$v = \Phi(\lambda)e^{\lambda z} J_0(\lambda r) + \Psi(\lambda)e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \quad (3.20)$$

Þar sem λ , $\Psi(\lambda)$ og $\Phi(\lambda)$ eru fastar. Almenn lausn fæst með því að taka línulega samantekt sérlausnanna og láta λ hlaupa frá 0 upp í ∞ . Sérhverja lausn á óhliðruðu jöfnunni (3.12) má því í hverju lagi (lagi i) skrifa á forminu:

$$v = \int_0^\infty [\Phi_i(\lambda)e^{\lambda z} + \Psi_i(\lambda)e^{-\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.21)$$

Þar sem i hleypur frá 1 og upp í n.

Almenna lausn hliðruðu jöfnunnar (3.6) í efsta laginu er línulega samantektin í (3.21), auk sérlausnarinnar í (3.9), þ.e.:

$$v = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [e^{-\lambda z} + \Theta_1(\lambda)e^{-\lambda z} + X_1(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.22)$$

Þar sem $\Theta_1(\lambda) = \frac{2\pi}{\rho_1 I} \Psi_1(\lambda)$ og $X_1(\lambda) = \frac{2\pi}{\rho_1 I} \Phi_1(\lambda)$

Lausnirnar (3.21) neðan efsta lagsins má rita á sama formi og (3.22) með því að skilgreina:

$$\Theta_i(\lambda) = \frac{2\pi}{\rho_1 I} \Psi_i(\lambda) - 1 \text{ og } X_i(\lambda) = \frac{2\pi}{\rho_1 I} \Phi_i(\lambda)$$

fyrir $i > 1$ þ.a.

$$v_i = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [e^{-\lambda z} + \Theta_i(\lambda)e^{-\lambda z} + X_i(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.23)$$

(sjá Koefoed 1979, bls. 23).

Til að ákvarða föllin θ_i og χ_i notum við randskilyrðin sem V þarf að uppfylla en þau eru:

- 1) Rafspennan er samfelld yfir lagamót.
- 2) Lóðrétti þáttur straumbéttleikans ($j_z = \sigma \frac{\partial V}{\partial z}$) er samfelldur á lagamótum.
- 3) Á yfirborði er $j_z = 0$ (og þar með rafsviðsstyrkurinn líka) nema á örsmárrí grennd um straumuppsprettuna.
- 4) Þegar $z \rightarrow \infty$ þá $V \rightarrow 0$

Út frá skilyrði 4 sést að í neðsta laginu, $i=n$, gildir að $\chi_n(\lambda) = 0$ og þá:

$$V_n = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1 + \theta_n(\lambda)] e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.24)$$

Í efsta laginu, $i=1$, gefur skilyrði 3 (þ.e. $\frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)_{z=0} = 0$):

$$0 = \int_0^\infty [-\lambda - \lambda \theta_1(\lambda) + \lambda \chi_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.25)$$

en með því að taka afleiðuna af (3.8) og (3.9) með tilliti til z og láta $z \rightarrow 0$ sést að fyrir $r \neq 0$ er:

$$\int_0^\infty \lambda J_0(\lambda r) d\lambda = 0 \quad (3.26)$$

Þannig að (3.25) er í raun skilyrði um að:

$$\theta_1(\lambda) = \chi_1(\lambda) \quad (3.27)$$

Samkvæmt skilyrðum 1 og 2 gildir á lagamótunum á dýpinu $z=h_i$ ($i=1,2,\dots,n-1$) að:

$$V_{i-1} = V_i \quad (3.28a)$$

$$\frac{1}{\rho_{i-1}} \frac{\partial V_{i-1}}{\partial z} = \frac{1}{\rho_i} \frac{\partial V_i}{\partial z} \quad (3.28b)$$

Þannig fást $2(n-1)$ jöfnur með $2(n-1)$ óþekktum föllum $\theta(\lambda)$ og $\chi(\lambda)$ sem hægt er að leysa með tiltölulega einföldum, en umfangsmiklum, reikningum, (sjá t.d. Koefoed 1979, bls. 23-27). Þá verður spennan á yfirborði ($z=0$):

$$V(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1 + 2\theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.29)$$

þar sem:

- V = spennan í punkti á yfirborði í fjarlægð r frá uppsprettu
- I = straumstyrkurinn frá punktuppsprettu
- ρ_1 = eðlisviðnám efsta lagsins
- λ = heildunarbreyta
- r = fjarlægð frá straumuppsprettu að mælipunkti
- J_0 = Besselfall af núlltu gráðu
- Θ_1 = fall sem ræðst af eðlisviðnámi laganna, ρ_1 , og dýpinu niður á lagamótin, h_1 . Θ_1 er gjarnan nefnt kjarnafall Stefanescu

Fyrir tveggja laga tilfalli er lausnin á jöfnuhneppinu (3.28a) og (3.28b):

$$\Theta_1(\lambda) = \frac{k e^{-2\lambda h}}{1 - k e^{-2\lambda h}} \quad (3.30)$$

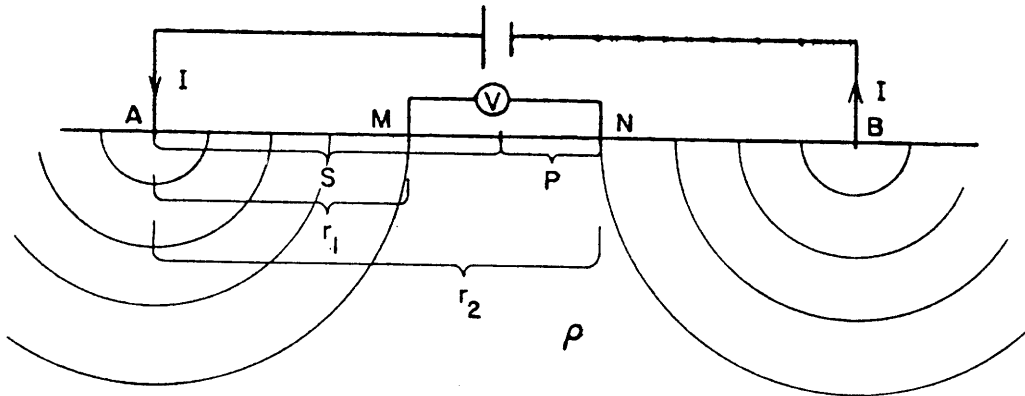
þar sem k er endurkaststuðullinn á lagamótunum:

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.31)$$

ρ_1 og ρ_2 eru eðlisviðnám laganna og h er dýpið niður á lagamótin.

3.3 Sýndarviðnám og lárétt lagskipt jörð

Næsta skrefið er þá að sýna fram á hvernig fá megi upplýsingar um viðnámsskipan lárétt lagskiptrar jarðar með jafnstraumsmælingum á yfirborði. Ýmis mismunandi afbrigði jafnstraumsmælinga hafa verið notuð í gegnum tíðina. Hér verður einkum fjallað um þau tvö afbrigði sem mest hafa verið notuð hér á landi, þ.e. Schlumberger- og viðnáms-sniðsmælingar. Í Schlumbergeruppsetningu er tveimur straumskautum og tveimur spennuskautum raðað á beina línu og er uppsetning þeirra samhverf um mælimiðjuna O , mitt á milli straumskautanna. Fjarlægðin milli spennuskautanna, $2P$ (oft nefnd MN), er höfð miklu minni en fjarlægðin, $2S$ (oft nefnd AB), milli straumskautanna. Á mynd 3.2 er sýnd uppsetning skauta í Schlumbergermælingum. Byrjað verður á að skoða viðnámið í einsleitri jörð en síðan skilgreint hugtakið sýndarviðnám fyrir tilfallið þegar lögin eru fleiri en eitt. Að því loknu verður sýnt hvernig sýndarviðnámið getur, með mismunandi uppröðun straumskauta, gefið upplýsingar um viðnám beggja laganna í tveggja laga jörð.



Mynd 3.2 Uppsetning skauta í Schlumbergermælingum

Á yfirborði einsleitrar jarðar er spenna af völdum punktuppsprettu gefin með:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.32)$$

þar sem V er spennan, ρ eðlisviðnámið, I straumstyrkurinn og r fjarlægðin frá straumuppsprettunni. Ef fjarlægðir eru táknaðar eins og sýnt er á mynd 3.2 og straumurinn I fer niður í jörðina í A en $-I$ í B verður spennan í N:

$$V_N = V_N(A) + V_N(B) = \frac{\rho I}{2\pi(S+P)} + \frac{\rho(-I)}{2\pi(S-P)} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{S+P} - \frac{1}{S-P} \right) \quad (3.33)$$

Spennan í M er:

$$V_M = V_M(A) + V_M(B) = \frac{\rho I}{2\pi(S-P)} + \frac{\rho(-I)}{2\pi(S+P)} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{S-P} - \frac{1}{S+P} \right) \quad (3.34)$$

Spennunundurinn verður þá:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} 2 \left(\frac{1}{S-P} - \frac{1}{S+P} \right) = \frac{\rho I}{\pi} \frac{2P}{S^2 - P^2} \quad (3.35)$$

Þessa jöfnu má svo leysa fyrir ρ og reikna það þannig út frá mældum straumi og spennu. Eðlisviðnámið í einsleitri jörð verður því:

$$\rho = \frac{\pi}{2} \frac{S^2 - P^2}{P} \frac{\Delta V}{I}$$

Við raunverulegar aðstæður gildir forsendan um einsleitni ekki. Eðlisviðnámið sem þannig er reiknað út frá mældu ΔV og I er því kallað "sýndarviðnám" jarðarinnar, ρ_a , þ.e. það eðlisviðnám sem einsleit jörð þyrfti að hafa til að gefa þessi mæligildi straums og spennu.

Sýndarviðnámið, ρ_a , verður þá:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{\pi}{2} \frac{s^2 - p^2}{P} \quad (3.36)$$

Út frá (3.36) og (3.29) getum við nú reiknað sýndarviðnámið í lag-skiptri jörð. Spennan verður, skv. jöfnu (3.29):

$$\begin{aligned} v(r) &= \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [1+2\theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \\ &= \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} J_0(\lambda r) d\lambda + \frac{\rho_1 I}{\pi} \int_0^{\infty} \theta_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \end{aligned} \quad (3.37)$$

Um Besselfallið J_0 gildir (sjá viðauka I):

$$\int_0^{\infty} e^{-z\lambda} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} \quad (3.38)$$

Þannig að þegar $z=0$ (þ.e. á yfirborði) fæst:

$$v(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} + \frac{\rho_1 I}{\pi} \int_0^{\infty} \theta_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.39)$$

3.4 Dýptarskynjun Schlumbergermælinga

Tilgangurinn með Schlumbergermælingum er að skoða eðlisviðnám sem fall af dýpi. Þetta er gert með því að mæla sýndarviðnám með mismunandi bili milli straumskautanna. Með því að lengja bilið milli þeirra fást upplýsingar um eðlisviðnám á meira dýpi. Til að sjá að lenging þessa bils auki raunverulega dýptarskynjunina er einfaldast að athuga tveggja laga líkan með óendanlega lárétta útbreiðslu eins og sýnt er á mynd 3.3 (Knútur Árnason 1984).

Um spennuna sem fall af fjarlægð frá straumuppsprettu gildir jafna (3.29):

$$v(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [1+2\theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.29)$$

Með jöfnu (3.30) fyrir $\theta(\lambda)$, $h_1=d$ og (3.31) verður þetta:

$$\begin{aligned} v(r) &= \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[1+2 \frac{ke^{-2\lambda d}}{1-ke^{-2\lambda d}} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \\ &= \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[1+ \frac{2 \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} e^{-2\lambda d}}{1 - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} e^{-2\lambda d}} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \end{aligned} \quad (3.40)$$

Ef við setjum $y = \lambda r$ og $d\lambda = \frac{1}{r} dy$ má umskrifa (3.40) sem:

$$v(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \int_0^{\infty} \frac{(\rho_2 + \rho_1) + (\rho_2 - \rho_1) e^{-2y \frac{d}{r}}}{(\rho_2 + \rho_1) - (\rho_2 - \rho_1) e^{-2y \frac{d}{r}}} J_0(y) dy \quad (3.41)$$

Nú gildir að:

$$\int_0^{\infty} J_0(y) dy = 1 \quad (3.42)$$

Ef við athugum fyrst tilfellið þegar efra lagið er mjög þykkt, þ.e. $d \gg r$ fæst skv. (3.41) og (3.42):

$$v(r) \approx \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \int_0^{\infty} J_0(y) dy = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \quad (3.43)$$

Ef efra lagið er þunnildi, $d \ll r$, fæst:

$$v(r) \approx \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \int_0^{\infty} J_0(y) dy = \frac{\rho_2 I}{2\pi r} \quad (3.44)$$

Gerum nú ráð fyrir að straumarmurinn sé mun lengri en sem nemur þykkt efra lagsins, þ.e. $S \gg d$. Ef spennuarmurinn er einnig langur, $P \approx S$, þá er $S - P = r_1 \ll d$ og $S + P = r_2 \gg d$. Spennan í M verður þá, skv. (3.43) og (3.44):

$$v_M \approx \frac{I}{2\pi} \left(\frac{\rho_1}{r_1} - \frac{\rho_2}{r_2} \right)$$

og í N:

$$v_N \approx \frac{-I}{2\pi} \left(\frac{\rho_1}{r_1} - \frac{\rho_2}{r_2} \right)$$

Spennunundurinn verður þá:

$$\Delta v = v_M - v_N = \frac{I}{\pi} \left(\frac{\rho_1}{r_1} - \frac{\rho_2}{r_2} \right) = \frac{I}{\pi} \frac{\rho_1}{r_1} \left(1 - \frac{\rho_2}{\rho_1} \frac{r_1}{r_2} \right)$$

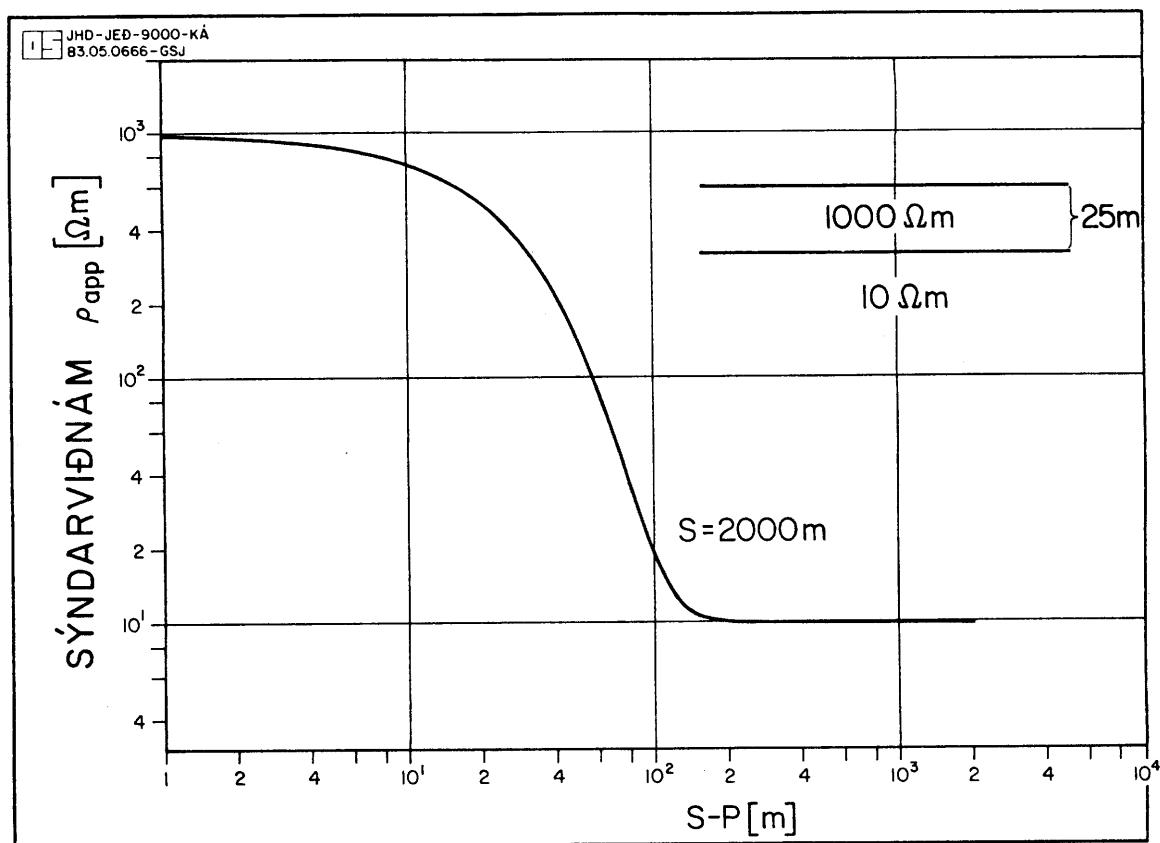
Ef $\frac{r_1}{r_2} \ll \frac{\rho_1}{\rho_2}$ þá er:

$$\Delta v \approx \frac{I}{\pi} \frac{\rho_1}{r_1} \quad (3.45)$$

Stingum þessu inn í (3.36) til að finna sýndarviðnámið en höfum $S \approx P$ þ.a.:

$$\rho_a = \frac{\Delta v}{I} \pi \frac{S^2 - P^2}{2P} \approx \frac{I}{I\pi} \frac{\rho_1}{r_1} \pi \frac{(S+P)(S-P)}{S+P} = \frac{\rho_1}{r_1} (S-P) = \rho_1 \quad (3.46)$$

(við höfum notað að $2P \approx S+P$). Þetta þýðir að þegar stysta fjarlægð milli spennupóls og straumpóls ($S-P$) er lítil þá er dýptarskynjunin einnig lítil og sýndarviðnámið sem "sést" í mælingunni er svipað eðlisviðnámi efra lagsins, sjá mynd 3.3.



Mynd 3.3 Sýndarviðnám sem fall af S-P (eftir Knút Árnason 1984)

Ef spennuarmur er mun styttri en straumarmurinn, $S \gg P$, og $S \gg d$, þá verður $r_1 = S - P \gg d$ og $r_2 = S + P \gg d$. Spennunumurinn verður þá, skv. (3.44):

$$\Delta V \approx \frac{\rho_2 I}{\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (3.47)$$

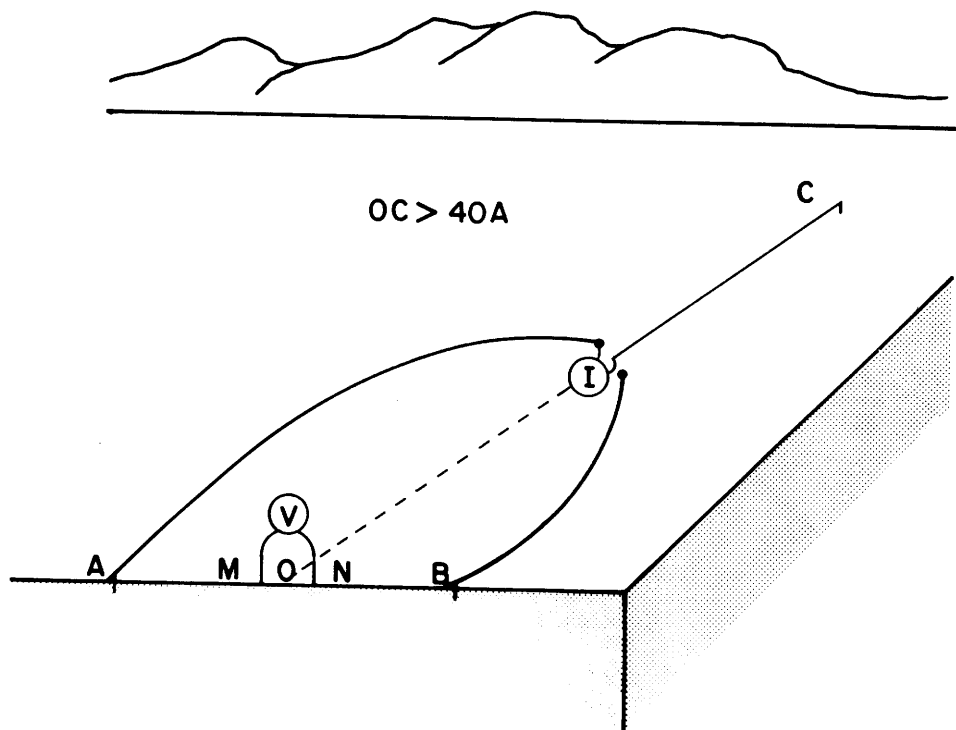
Sýndarviðnámið er þá, skv. (3.36) og (3.47)

$$\rho_a \approx \frac{\rho_2 I}{I \pi} \frac{\pi}{2} \frac{(S-P)(S+P)}{P} \left(\frac{1}{S-P} - \frac{1}{S+P} \right) = \frac{\rho_2}{2} \frac{S+P-S+P}{P} = \rho_2 \quad (3.48)$$

Þá sést að þegar bilið milli straumpóls og spennupóls er mun meira en nemur þykkt yfirborðslagsins hefur það lag næsta lítil áhrif á mælt sýndarviðnám, sem mælist svipað raunverulegu eðlisviðnámi neðra lagsins, sjá mynd 3.3 (Knútur Árnason 1984).

3.5 Viðnámssniðsmælingar

Í viðnámssniðsmælingum er uppsetning skauta hin sama og í Schlumbergermælingum, að viðbættu þriðja straumskautinu, C, í "óendanlegri" fjarlægð frá mælimiðju, O (sjá mynd 3.4). Með "óendanlegri" fjarlægð er átt við að skautið C sé svo langt í burtu frá spennuskautunum M og N að straumuppspretta í C hafi hverfandi áhrif á spennusviðið umhverfis M og N. Hægt er að sýna fram á að þegar OC er höfð u.þ.b. fjórföld straumarmslengdin (þ.e. $OC > 4(AB/2)$) í stefnu nokkurn veginn þvert á línu milli M og N, sendur er straumur milli A og C eða B og C og reiknað með einpólsviði í M og N, þá verði skekkjan af völdum straums frá C innan við 2,5% (Ólafur G. Flóvenz 1984). Í viðnámssniðsmælingum er fjarlægðin, AB, milli straumskautanna ekki aukin heldur eru öll skautin færð um ákveðna fjarlægð eftir mælilínu og mælingar gerðar með jöfnu millibili eftir línunni.



Mynd 3.4 Uppsetning skauta í viðnámssniðsmælingum

Um viðnámssniðsmælingar (Kínámælingar) gilda að sjálfsögðu sömu grundvallarjöfnur og fyrir Schlumbergeruppsetninguna. Munurinn liggur aðeins í annarri uppröðun mæliskauta en þar með breytist rúmfræðilegi fastinn í útreikningi á sýndarviðnámi og spennu. Í Schlumbergermælingum er þessi fasti, K_{Sch} , gefinn (sbr. (3.36)) með jöfnunni:

$$K_{Sch} = \frac{\pi}{2} \frac{S^2 - P^2}{P} \quad (3.49)$$

Um spennuna í M og N af völdum straumskauta í A og C gildir, að gerðri einpólsnálguninni, að hún er öll af völdum uppsprettunnar í A. Þá fæst, skv. (3.32) og mynd 3.4:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi r_1} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{S-P} \quad (3.50a)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi r_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{S+P} \quad (3.50b)$$

Spennunundurinn verður þá:

$$\Delta V_{AC} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{S-P} - \frac{1}{S+P} \right) = \frac{\rho I}{\pi} \frac{P}{S^2 - P^2} \quad (3.51)$$

Sýndarviðnámið, ρ_a , fæst þá á svipaðan hátt og í (3.36):

$$\rho_{a,AC} = \frac{\Delta V}{I} \pi \frac{S^2 - P^2}{P} \quad (3.52)$$

Jöfnur (3.51) og (3.52) gilda að sjálfsögðu líka þegar sendur er straumur milli B og C.

3.6 Síuaðferð við reikning heilda

Til að einfalda útreikninga á heildinu í (3.39) er beitt svokallaðri síuaðferð (e. digital linear filter method). Aðferðin byggir á því að gildi spennunnar eru skrifuð sem línuleg samantekt úrtaksgilda (e. sample values) kjarnafallsins en úrtaksgildin eru lesin (e. sampled) með jöfnu millibili, Δy . Söfnunartíðnin (e. sample frequency) er þá $1/\Delta y$. Stuðlarnir í línulegu samantektinni nefnast síustuðlar en fjöldi þeirra er kallaður lengd síunnar.

Forsendur fyrir notkun síunnar eru tvær setningar úr söfnunarfræði (e. theory of sampling).

Fyrri setningin segir að hægt sé að skilgreina sérhvert fall fullkomlega með endanlega mörgum úrtaksgildum sem tekin eru með föstu bili Δy , svo fremi að Fourierróf fallsins sé núll fyrir hærri tíðni en Nyquist-tíðnina $1/2\Delta y$.

Seinni setningin lýsir línulegu samantektinni sem notuð er til að "búa fallið til" aftur úr gildunum sem safnað var. Ef fall $F(y)$ hefur verið lesið í punktinum $y_0 + j\Delta y$, $|j|=0,1,2,\dots$, þá má skrifa gildi þess í y sem óendanlega summu af gerðinni:

$$F(y) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} F(y_0 + j\Delta y) \frac{\sin[\pi(y - y_0 - j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(y - y_0 - j\Delta y)/\Delta y} \quad (3.53)$$

Hvorki spennan né kjarnafallið uppfylla nákvæmlega skilyrðið um að Fourierróf þeirra sé núll fyrir hærri tíðni en $1/2\Delta y$. Fourierróf þessara falla verða ekki núll við neina endanlega tíðni en þau stefna á núll þegar tíðnin stefnir á óendanlegt. Með því að sleppa þeim hluta tíðnirófsins sem liggur ofan, $1/2\Delta y$ verður til skekkja sem vex með lengd aflestrarbilsins, Δy . Til að meta hvort safnað er nógu þétt er kjarnafallið reiknað skv. (3.30), gildi þess lesin með bili Δy og fallið síðan endurbyggt skv. (3.53) og borið saman við upphaflegu útreikningana (Koefoed 1979, bls. 49-51).

Til hægðarauka er skipt um breytistærð í heildinu í (3.39). Setjum:

$$y = -\ln \lambda ; d\lambda = -e^{-y} dy \quad (3.54)$$

Það fall sem þannig fæst af y er nú táknað með $\tilde{\Theta}_1(y)$, þ.e. $\Theta_1(\lambda) = \tilde{\Theta}_1(y)$. Ef þetta kjarnafall er nú skrifað sem línuleg samantekt skv. (3.53) fæst:

$$\tilde{\Theta}_1(y) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0 + j\Delta y) \frac{\sin[\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y} \quad (3.55)$$

Þegar því er stungið inn í heildið í jöfnu (3.39) fæst:

$$\begin{aligned} \int_0^{\infty} \Theta_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda &= \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y) J_0(e^{-y} r) e^{-y} dy \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \left[\sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0 + j\Delta y) \frac{\sin[\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y} \right] J_0(e^{-y} r) e^{-y} dy \end{aligned} \quad (3.56)$$

$$= \sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0 + j\Delta y) \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin[\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y} J_0(e^{-y} r) e^{-y} dy$$

Með breytuskiptunum $r=e^x$, $x=\ln(r)$ verður jafna (3.56):

$$\begin{aligned} &\int_{-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y) J_0(e^{-y} r) e^{-y} dy = \\ &\sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0 + j\Delta y) \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin[\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(y-y_0-j\Delta y)/\Delta y} J_0(e^{x-y}) e^{-y} dy \end{aligned} \quad (3.57)$$

Spennuna má þá skrifa skv. (3.39):

$$v(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} + \frac{\rho_1 I}{\pi} \sum_{j=-\infty}^{\infty} f_j \tilde{\Theta}_1(y_0 + j\Delta y) \quad (3.58)$$

Þar sem heildið í jöfnu (3.57) hefur verið táknað með f_j . Þessi f_j eru þá síustuðlarnir sem margfalda þarf aflestrargildi kjarnafallsins með til að fá gildi spennunnar. Ef notuð eru breytuskiptin $\eta=x-y$ og $d\eta=-dy$, má skrifa síustuðul f_j sem:

$$f_j = e^{-x} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin[\pi(-\eta+x-y_0-j\Delta y)/\Delta y]}{\pi(-\eta+x-y_0-j\Delta y)/\Delta y} J_0(e^{\eta}) e^{\eta} d\eta \quad (3.59)$$

Þá sést að gildi stuðulsins ræðst algjörlega af stærðinni $x-y_0 - j\Delta y$.

Við viljum nú finna $V(r)$ í ákveðnum punktum, jafndreifðum á ln-skala, þ.e. í x -gildum sem skrifa má $x=x_0+k\Delta x$. (Δx er þá bilið milli mæli-
punkta í Schlumbergermælingu). Með því að velja $\Delta x=\Delta y$ verður spennan í punkti $x_0+k\Delta x = x_0+k\Delta y$:

$$V(x_0+k\Delta y) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} e^{-(x_0+k\Delta y)} \left[1 + \sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0+j\Delta y) \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin[\pi(-\eta+x_0-y_0-(j-k)\Delta y)/\Delta y]}{\pi(-\eta+x_0-y_0-(j-k)\Delta y)\Delta y} J_0(e^\eta) e^\eta d\eta \right] \quad (3.60)$$

Setjum nú $l=j-k$, $j=k+l$ þ.a.

$$V(x_0+k\Delta y) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} e^{-(x_0+k\Delta y)} \left[1 + \sum_{l=-\infty}^{\infty} \tilde{\Theta}_1(y_0+(k+l)\Delta y) \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin[\pi(-\eta+x_0-y_0-l\Delta y)/\Delta y]}{\pi(-\eta+x_0-y_0-l\Delta y)\Delta y} J_0(e^\eta) e^\eta d\eta \right] \quad (3.61)$$

Við samanburð á jöfnum (3.60) og (3.61) sést að í (3.60) er hliðrunin $k\Delta y$ í síunni en í jöfnu (3.61) er búið að hliðra kjarnafallinu. Þar eð þessar framsetningar eru jafngildar þá er ljóst að í stað þess að þurfa að reikna síuna í hverjum punkti $x_0+k\Delta y$ (sem er mjög tímafrekt) er nóg að hliðra kjarnafallinu og reikna það í hverjum punkti en halda síunni fastri. Þetta flýttir mjög útreikningi á spennunni því kjarna-
fallið er fljótreiknað og sían er nú einfaldlega geymd sem talnaruna.

Spennunundurinn ΔV fyrir Schlumbergeruppsetningu er svo reiknaður skv. jöfnunni:

$$\Delta V = 2[V(S-P)-V(S+P)] \quad (3.62)$$

(margföldun með 2 er vegna þess að straumuppspretturarnar eru tvær) og sýndarviðnámið er reiknað samkvæmt (3.36).

Eins og nánar verður vikið að síðar þá er sýndarviðnámið sem reiknað er með jöfnu (3.36) út frá mældum straum- og spennugildum ekki einungis háð viðnámsskipan jarðarinnar heldur einnig innbyrðis afstöðu straum- og spennuskauta (S og P). Fyrir lárétt lagskipta jörð er það þó svo að sýndarviðnámið verður óháð staðsetningu spennuskauta (P) þegar fjarlægð milli straumskauta er miklu meiri en fjarlægð milli spennuskauta þ.e. $S \gg P$. Hversu miklu stærra S þarf að vera en P til þess að sýndarviðnámið sé orðið óháð P ræðst af þykkt og viðnáms-
breytingum milli laga. Sú aðferð við að reikna sýndarviðnám fyrir lá-

rétt lagskipta jörð sem hér hefur verið lýst hefur þann kost að með henni er sýndarviðnámið reiknað fyrir þá innbyrðis afstöðu straum- og spennuskauta sem notuð er í raunveruleikanum.

Hún krefst þess hins vegar að spennugildin í jöfnum (3.39) og (3.61) séu reiknuð með mikilli nákvæmni því að samkvæmt (3.62) höfum við einungis áhuga á litlum mismun til þess að gera stórra talna.

3.7 Stigulsnálgun við reikning á sýndarviðnámi

Til að einfalda reikningana á sýndarviðnámi er stundum gerð svokölluð gradient- eða stigulsnálgun. Þá er gert ráð fyrir því að spennudreifingin kringum spennuskautin sé þannig að spennugildin breytist línulega milli spennuskautanna.

Þá má reikna spennunuminn ΔV út frá afleiðu spennusviðsins:

$$\frac{\Delta V}{2P} = -2 \left(\frac{\partial V}{\partial r} \right)_{r=S} \quad (3.63)$$

Þessi nálgun er gild þegar viðnámsmunur milli laga er ekki mjög mikill og $S \gg P$ en þá má einnig gera nálgunina:

$$\frac{S^2 - P^2}{P} \approx \frac{S^2}{P}$$

þ.a. jafna (3.36) verður:

$$\rho_a = \frac{\pi S^2}{I} \frac{\Delta V}{2P} = -\frac{\pi S^2}{I} 2 \left(\frac{\partial V}{\partial r} \right)_{r=S} \quad (3.64)$$

Diffnun á jöfnu (3.29) gefur:

$$-\left(\frac{\partial V}{\partial r} \right)_{r=S} = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1 + 2\Theta_1(\lambda)] J_1(\lambda S) \lambda d\lambda \quad (3.65)$$

þar sem notað hefur verið að

$$\frac{\partial}{\partial x} J_0(x) = -J_1(x) \quad (3.66)$$

Jöfnur (3.64) og (3.65) gefa þá:

$$\rho_a = \frac{\pi S^2}{I} 2 \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1 + 2\Theta_1(\lambda)] J_1(\lambda S) \lambda d\lambda$$

p.e.:

$$\begin{aligned} \rho_a &= s^2 \rho_1 \int_0^{\infty} [1+2\theta_1(\lambda)] J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \\ &= s^2 \rho_1 \int_0^{\infty} J_1(\lambda s) \lambda d\lambda + 2s^2 \rho_1 \int_0^{\infty} \theta_1(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \end{aligned} \quad (3.67)$$

Um Besselfallið J_1 gildir að:

$$s^2 \int_0^{\infty} J_1(\lambda s) \lambda d\lambda = 1 \quad (3.68)$$

(sjá viðauka I) þ.a. (3.67) verður:

$$\rho_a = \rho_1 + 2\rho_1 s^2 \int_0^{\infty} \theta_1(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (3.69)$$

(sjá Koefoed 1979, bls. 44)

Heildið í (3.69) er reiknað með síuaðferð svipað og heildið í (3.39) en síustuðlarnir verða auðvitað aðrir. Af (3.69) sést að þegar notuð er stigulsnálgun þarf einungis að reikna eitt heildi í stað tveggja í þeirri aðferð sem áður var lýst.

Útreikningur á sýndarviðnámi fyrir lárétt lagskipta jörð er því mun fljótlegri þegar notuð er stigulsnálgun en hún hefur þann ókost að með henni er ekki hægt að líkja eftir raunverulegri innbyrðis afstöðu straum- og spennuskauta.

3.8 Spennustökk

Í Schlumbergermælingum verður öðru hverju að auka fjarlægðina milli spennuskauta til að spennufallið milli þeirra sé mælanlegt með nægjanlegri nákvæmni. Hérlandis er þetta oftast gert sex sinnum í hverri mælingu (sjá kaflann um framkvæmd mælinganna). Þó er reynt að hafa bilið milli spennuskautanna sem styst til að draga ekki óþarflega úr dýptarskynjun í mælingunum. Sýndarviðnámsferill sem þannig fæst verður því samsettur úr nokkrum hlutum og er hver hluti mældur með einni spennuarmslengd. Reynsln sýnir að stundum falla þessir bútar sýndarviðnámsferils saman en stundum ekki. Þegar ekki mælist sama sýndarviðnám á stuttum og löngum spennuarmi við sama straumarm er talað um spennustökk í mælingunni. Slíkar ósamfellur geta verið mjög bagalegar þar eð mörg forrit, sem notuð eru við túlkun Schlumbergermælinga, krefjast samfelldra viðnámsferla og því verður að leiðrétta ferlana til að losna við ósamfellur áður en túlkun getur hafist. Slíkar leiðréttingar geta verið mjög vandasamar og orkar oft tvímælis hvernig best sé að framkvæma þær (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986).

Ósamfellunum má í grófum dráttum skipta í tvær gerðir:

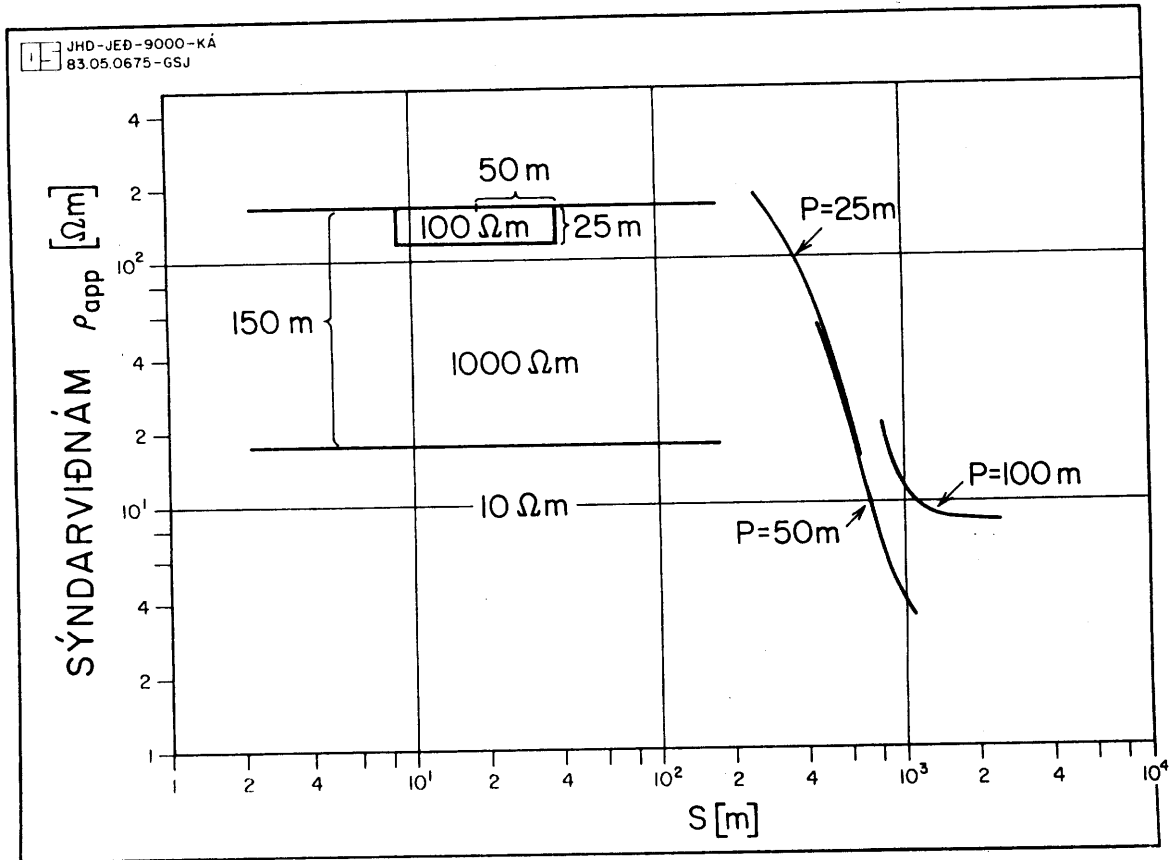
- 1) Hliðrun sem minnkar með vaxandi straumarmi (samleitinn spennustökk).
- 2) Hliðrun sem breytist ekki með vaxandi straumarmi (föst spennustökk).

Oftast er þó um að ræða sambland þessara tveggja gerða spennustökka (Knútur Árnason 1984). Samleitinn spennustökk stafa af miklum mun á eðlisviðnámi laga í lárétt lagskiptri jörð. Ástæðan er sú að dýptarskynjun mælingar ræðst af stystu fjarlægð milli straumskauts og spennuskauts, S-P (sjá kafla 3.4). Fyrir mismilanga spennuarma, P, en fastan straumarm, S, er því í raun verið að skoða viðnám á mismunandi dýpi. Ef S-P er álíka stórt og dýpið niður á lagamót, má því ljóst vera að misstór P gefa ekki sama gildi á sýndarviðnámi, sbr. mynd 3.3. Þessi munur í sýndarviðnáminu minnkar með vaxandi straumarmslengd, S, enda vex þá dýptarskynjunin.

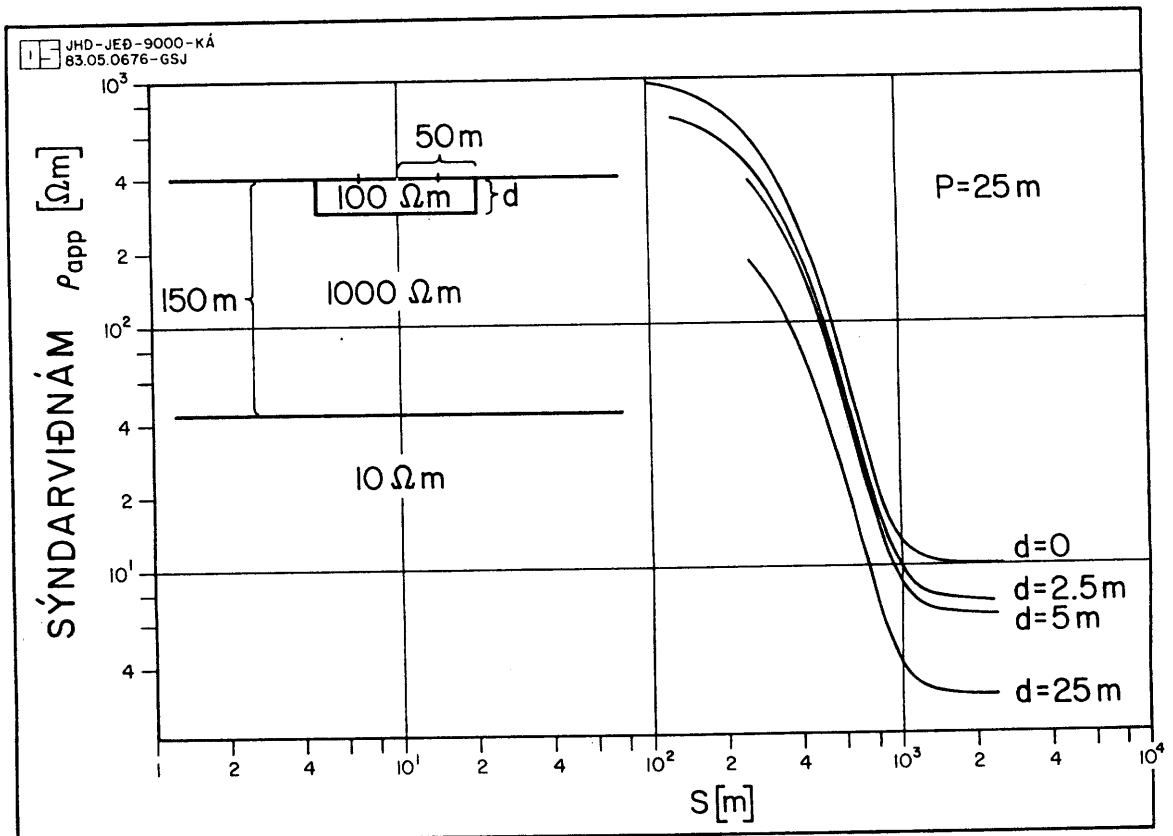
Samleitinn spennustökk geta gefið upplýsingar um viðnámsskipan jarðlaga þar eð hliðrunin er mest þegar S-P er viðlíka stórt og dýpi niður á lagamót og hún vex eftir því sem viðnámsskilin eru skarpari (Knútur Árnason 1984).

Til þess að leiðrétta fyrir þessari gerð ósamfella verður að nota sýndarviðnámsgildi fyrir styttri spennuarminn eins lengi og unnt er (helst þangað til hliðrunin er horfin) og síðan sýndarviðnámsgildi fyrir lengri spennuarminn (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986).

Föst spennustökk í sýndarviðnámsferlum stafa af viðnámsóreglum í mælimiðju eða í grennd við spennuskautin. Slíkar óreglur í viðnámi valda aflögun straumlína og spennusviðs og sýndarviðnámið verður háð staðsetningu spennuskauta. Dæmi um þetta er sýnt á mynd 3.5 þar sem tvívíð "viðnámsóregla" með lágu viðnámi er höfð í mælimiðju og sýndarviðnámið sýnt sem fall af straumarmslengd fyrir mismunandi spennuarma. Þá sést að þegar spennuskaut eru nærri mörkum viðnámsfrávíksins verður sýndarviðnámið mjög háð P og stór spennustökk koma fram þegar P er breytt. Auk þess mælist sýndarviðnámið fyrir stór S lægra en lægsta viðnámsgildi í líkaninu sem notað er við útreikningana. Þetta sést enn betur á mynd 3.6 þar sem teiknaðir eru nokkrir sýndarviðnámsferlar fyrir fast P en breytilega þykkt lágviðnámskassans í mælimiðju. Ef þykktin er núll endar sýndarviðnámsferillinn í 10 ohm, sem er raunverulegt eðlisviðnám neðsta lagsins, en eftir því sem þykktin eykst fæst lægra sýndarviðnám (Knútur Árnason 1984).



Mynd 3.5 Sýndarviðnám sem fall af straumarmslengd fyrir mismunandi P (eftir Knút Árnason 1984)



Mynd 3.6 Sýndarviðnám sem fall af S , $P=25 m$, en misþykkur lágviðnámskassi í mælimiðju (eftir Knút Árnason 1984)

Þetta fyrirbæri hefur verið nefnt grasbalaáhrif og vísar orðið til þeirrar hneigðar mælimanna að velja mælingum fremur stað í grösugum (lágviðnáms-) bala en á gróðursnauðu landi.

Þegar leiðrétta þarf fyrir föstum spennustökkum er yfirleitt gert ráð fyrir því að sá hluti mæliferilsins sem mældur er með lengstum spennuarmi sé áreiðanlegastur og honum haldið óbreyttum. Þeim hluta sýndarviðnámsferilsins sem mældur er með stuttum spennuarmi er hliðrað að þeim hluta sem mældur er með lengri spennuarmi. Þannig er ferlinum hliðrað að þeim hluta sem mældur er með lengsta spennuarminum (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986). Einnig er hægt að losna við grasbalaáhrifin að hluta til með tvívíðri túlkun mælinganna þar sem tekið er tillit til viðnámsbreytinga í stefnu mælinunnar (Knútur Árnason 1984).

3.9 Óvissur mæligilda og áhrif á túlkun mælinga

Sérhvert mælt sýndarviðnámsgildi hefur í sér fóligna nokkra óvissu. Hér á eftir verður gerð grein fyrir helstu skekkjuvöldum og þeim afleiðingum í túlkun niðurstaða, sem óvissan hefur í för með sér.

Nokkur óvissa er bæði í mælingu útsends straums og við aflestur spennufallsins, sem straumurinn skapar. Þá er óvissa í ákvörðun á fjarlægð milli skauta. Ýmislegt getur skammhleypt útsendum straumi og valdið skekkju í mæligildum. Má þar nefna ýmis konar jarðlagir, jarðsímálínur og í minna mæli girðingar og ýmislegt járnadrasl. Þá getur sjór skammhleypt straumnum ef mælt er nærri sjó. Ef straumur skammhleypur, mælist minna spennufall en ella, lækkar þar með og sýndarviðnámið. Ýmsir aðrir skekkjuvaldar eru fyrir hendi, t.d. vegna óreglulegs landslags (fjalla, dala), eiginspennu í jörðu o.s.frv.

Flestir þessara óvissu- eða skekkjuliða eru óháðir hver öðrum. Venja er að draga saman allar óvissur og meta heildaróvissuna sem 3,5% af mældu sýndarviðnámsgildi að viðbættu staðalfráviki reiknuðu út frá staðalfráviki spennumælingar í sérhverjum mælipunkti (sjá kafla 4.1). Oftast vex staðalfrávik mæligilda með vaxandi straumarmslengd og skiptir yfirleitt fyrst verulegu máli, þegar hálf fjarlægðin milli straumskauta (AB/2) er orðin 1000 m. Ástæður fyrir þessu eru einkum tvær. Annars vegar minnkar spennufall með vaxandi straumarmslengd og mælióvissan verður þar af leiðandi hlutfallslega stærri. Hins vegar valda segulsviðssveiflur í háloftum jarðstraumum, sem skapa spennufall sem ýmist leggst við eða dregst frá "réttum spennunum". Sum mæligildi verður því að mæla mörgum sinnum og taka síðan vegið meðaltal, þar sem staðalfrávik er haft til viðmiðunar (sjá kafla 4.1).

Ef jörðin væri með einvíða viðnámsdreifingu og sérhvert sýndarviðnámsgildi væri án óvissu og skekkju væri eftirleikurinn auðveldur, því að þá svarar einn og aðeins einn sýndarviðnámsferill til gefinnar lagskiptingar. Áhrif óvissu sýndarviðnámsgilda á einvíða túlkun eru þau að þykktir og viðnám einstakra jarðlaga verða einungis ákveðin innan vissra óvissumarka. Oft koma fram svokölluð jafngildislög. Innan jafngildislags má breyta þykkt og viðnámi að ákveðnu marki sé þess gætt að annaðhvort margfeldi þykktar og viðnáms sé fasti (t-jafngildislag) eða hlutfall á milli þykktar og viðnáms (s-jafngildislag). Jafngildislag kemur fram þegar þykkt jarðlags er svipuð eða minni en dýpið niður á það og ef það er milli tveggja jarðlaga sem bæði hafa lægra viðnám (t-jafngildislag), eða ef það er milli tveggja jarðlaga sem bæði hafa herra viðnám (s-jafngildislag). Ef jarðlagalíkan gerir ráð fyrir jafngildislagi og því er breytt í samræmi við það sem sagt var hér að framan má að vísu fá fram mismunandi sýndarviðnámsferla, en munurinn á þeim er það lítill, að þeir verða innan óvissumarka mælds sýndarviðnámsferils.

Ágæt dæmi um jafngildislög eru einmitt frá Nesjavöllum. Í mælingum HE-129, HE-130 og HE-131 eru jarðlög með hátt viðnám ofan við lágviðnámslag, en neðan við það er lag með háu viðnámi (sjá viðauka II). Þetta lágviðnámslag er dæmigert s-jafngildislag. Þar af leiðandi verður einungis hlutfall á milli þykktar og viðnáms lagsins í þessum mælingum vel ákvarðað, og aðeins hægt að setja ytri mörk fyrir þykkt þess og viðnám. Því er oft brugðið á það ráð að nýta upplýsingar frá niðurstöðum annarra rannsókna, t.d. borholumælinga, til að ákvarða viðnám og þar af leiðandi þykkt slíkra laga. Sem dæmi um t-jafngildislög má nefna þunna háviðnámslagið rétt við yfirborð í mælingu HE-133 (sjá viðauka II).

4 MÆLITÆKI, FRAMKVÆMD OG TÚLKUN VIÐNÁMSMÆLINGA

4.1 Mælitæki

Mælitækin sem notuð eru til viðnámsmælinga hjá Jarðhitadeild Orkustofnunar, þ.e. straumsendirinn og móttakarinn (spennumælirinn), eru hönnuð og smíðuð hérlandis. Segja má að þessi kynslóð mælitækja (sú fimmta) sé nú fullreynd en sumarið 1986 gerðist það í fyrsta sinn að mælt var heilt sumar án þess að vart yrði nokkurra bilana í tækjunum. Það sem helst hefur angrað mælingamenn síðustu árin er hversu viðkvæmur sendirinn var fyrir hita þ.a. hann "sló út" að minnsta tilefni en einnig vantaði nokkuð á að hann skilaði þeim 500 wöttum sem af honum var krafist. En hann gerir það nú.

Móttakarinn (VN111) var fyrst prófaður í mörkinni sumarið 1984, hliðtengdur þeim eldri spennumæli sem þá var í notkun, en síðan notaður einn og óstuddur 1985. Þá kom í ljós að tækið var mjög viðkvæmt fyrir raka og tafði það mælingar nokkuð þá um sumarið.

Nú hafa þessi vandamál verið leyst og mælitækin virka eins og til stóð, jafnvel við hinar erfiðustu aðstæður líkt og voru að Nesjavöllum sumarið 1986 þar sem bera varð mælitækin í flestar mælingarnar og máttu þau þola hið versta harðræði við mælingar undir berum himni.

Við mælingarnar er notaður straumsendir af gerðinni VN110, hannaður og smíðaður í samvinnu Orkustofnunar og Örtölvutækni. Sendirinn samanstendur af nokkrum einingum, þ.e. aflgjafa, stjórnrás, áriðlum (4 stk.) og útmælirás, auk stjórnækja (hnappa og rofa) og mæla á forplötu tækisins. Sendirinn gengur á 24 V DC, sem tekin eru af tveimur raðtengdum 12 V/75 Ast rafgeymum. Hann sendir út kassabylgju af stillanlegri tíðni.

Aflgjafinn sér stjórnrásinni og mælum fyrir þeim spennum sem á þarf að halda, s.s. 1,00 V viðmiðunarspennu fyrir útstraumsmælinn, +15 V og -15 V spennum fyrir magnara og fleira.

Stjórnrásin fær boð um aðgerðir bæði frá stjórnækjum í forplötunni (straumstillihnöppum) og frá innbyggðri tímaviðmiðunará. Stjórnrásin sendir stýrimerki, kassabylgju með 40 kHz grunntíðni, til áriðlanna og til móttakarans upplýsingar um útstraum og hvenær skiptir um straumstefnu.

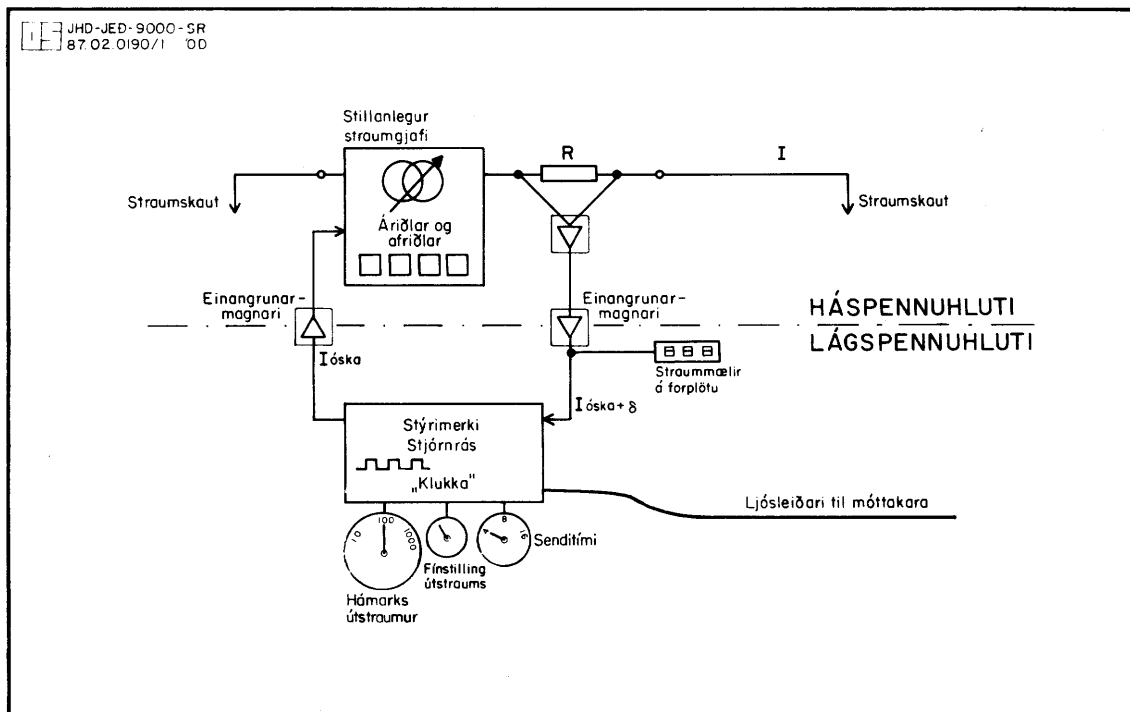
Áriðlunum fjórum er stýrt frá stjórnrásinni. Þeir breyta hver um sig 24 V DC í 0 til 250 V DC en spennan út ræðst af "AF/Á"-hlutfalli stýrispennunnar. Útspennan er fengin með því að leggja saman á mismunandi vegu (hliðtengja eða raðtengja) útspennur einstakra áriðla.

Útmælirásin breytir útstraumsmerkinu í spennumerki sem er magnað í einangrunarmagnara og sent þaðan áfram til straummælis og stjórnrásar. Stjórnrásin breytir svo AF/Á hlutfalli stýrispennunnar þar til mismunur óskgildis og raungildis útstraums er núll.

Á forplötunni eru mælar til að fylgjast með spennu á rafgeymunum, straumnotkun tækisins, spennu út, pólviðnámi (viðnámi milli straumskauta) og straumnum út. Hámarksútstraumur er stilltur í þremur þrepum, 10 mA, 100 mA eða 1000 mA, með þar til gerðum skiptara. Þessi þrep ákvarða virkt svið fínstillingarinnar.

Hámarksútspenna er einnig valin í þremur þrepum, 250 V, 500 V eða 1000 V. Útspennuna er ekki hægt að stilla, heldur breytir sendirinn henni þar til náð er innstilltu gildi á straumnum út. Spennan verður þó aldrei mikið hærri en hámarksspennustillingin segir til um.

Bylgjutími útsendu kassabylgjunnar er stillanlegur í þrem þrepum, 4, 8 eða 16 sekúndur. Tíminn milli þess að straumstefnan breytist er helmingur bylgjutímans. Mynd 4.1 er kassamynd af straumsendinum.



Mynd 4.1 Kassamynd af straumsendi

Móttakarinn er af gerðinni VN111, hannaður hjá Orkustofnun og Örtölvu-
tækni. Hann samanstendur af örtölvu, skjá og þremur mismunamögnurum.
Kostir þess að hafa 3 sjálfstæða magnara eru m.a. aukin afköst í
Schlumbergermælingum.

Örtölvan er sérhönnuð til viðnámsmælinga sem þessara. Hún stýrir
mögnumrunum og reiknar út úr niðurstöðum mælinganna. Tölvan er tengd
straumsendinum með ljósleiðara og fær þannig boð frá klukkunni í
sendinum, um hvenær skuli mælt. Magnararnir og tölvan tengjast inná
sameiginlega gagnabraut í botni tækisins.

Á skjánum birtast niðurstöður mælinganna jafnharðan og þær berast
tölvunni, þ.e. gildi útstraums frá straumsendi, mæld spenna (milli
spennuskauta) auk fjölda, meðaltali og staðalfrávikum þeirra spennu-
mælinga sem búið er að gera. Sérhvert spennugildi sem skrifað er niður
er þannig meðaltal af mörgum (oftast 20) spennumælingum. Við erfiðar
aðstæður er oft safnað mörgum slíkum meðaltölum. Í úrvinnslu mæling-
anna er reiknað vegið meðaltal þeirra þar sem hvert 20-talna meðaltal
er vegið með tilliti til staðalfráviks þess. Þegar mælismaður ákveður
að hætta mælingum í viðkomandi punkti er hægt að láta tölvuna reikna
sýndarviðnámið út frá mælistærðunum og birta á skjánum.

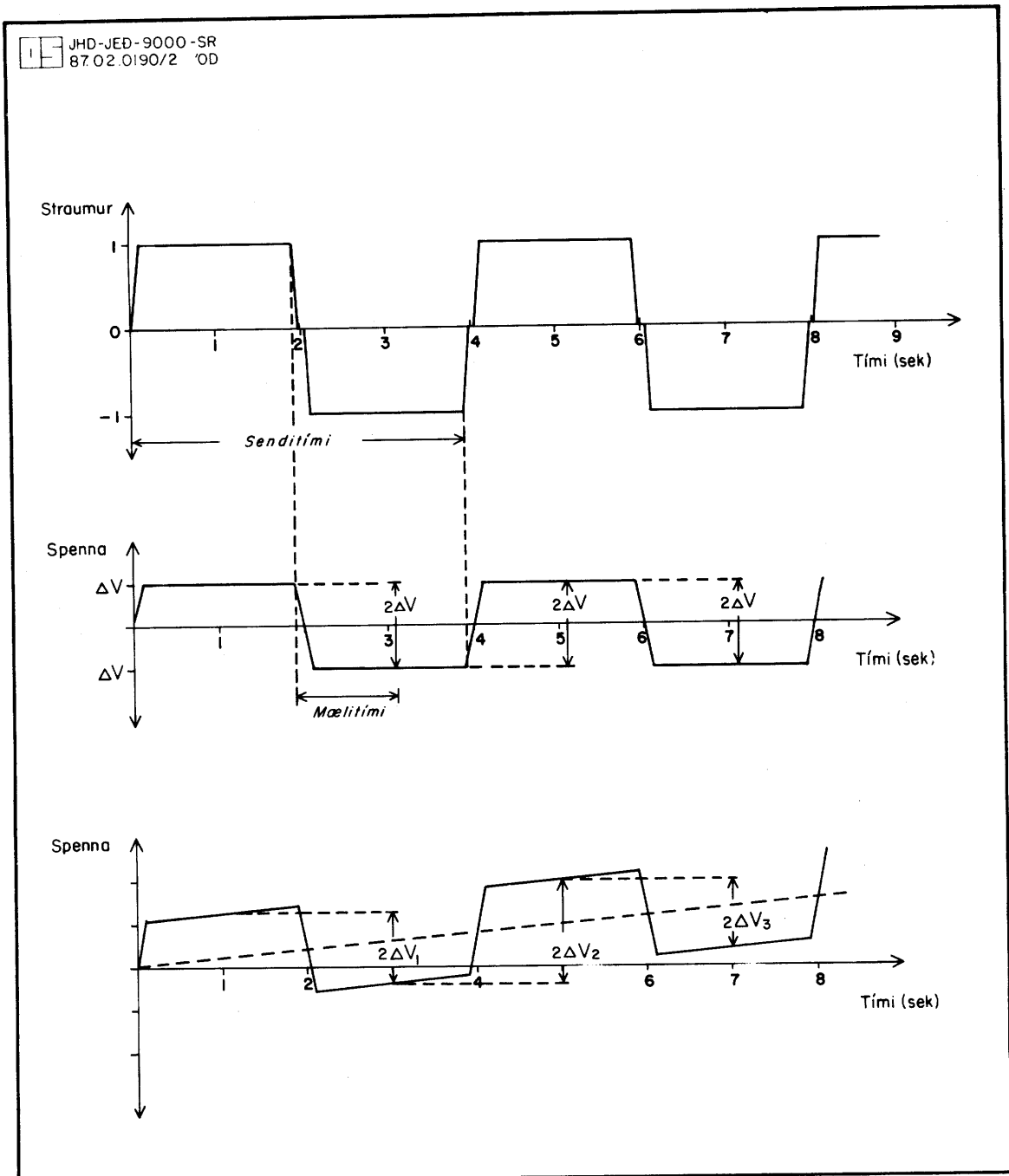
Við smíði tækjanna var gert ráð fyrir að í framtíðinni mætti lesa
mæliniðurstöður beint út úr þeim á tölvutæku formi, enda þótt þær yrðu
að sjálfsögðu einnig skrifaðar niður meðan á mælingu stendur. Þessi
viðbót er þó ekki komin ennþá, hvað sem síðar verður.

Magnarana má stilla í 7 þrepum, þannig að hámarks spennumerkið getur
hlaupið frá 0,1 mV upp í 100 V. Upplausnin (e. resolution) er 14
bitar svo að mesta næmni tækisins er innan við 1 μ V.

Minnsta merki sem hægt er að mæla við raunverulegar aðstæður er þó af
stærðargráðunni 30 μ V en þar fyrir neðan drukknað merkið venjulega í
ytra suði.

Sjálfspennumun, allt að 1,2 V milli spennuskautanna, er hægt að jafna
út með stillanlegum forspennugjafa. Hvert mæligildi, sem tölvan
birtir er í raun meðaltal 8 mælinga sem teknar eru með 1/128 sek.
millibili. Þetta er gert til að komast fyrir áhrif hátíðnisuðs á
mælingarnar.

Í botni móttakarans eru átta 1,5 V Ni-Ca rafhlöður auk aflagjafa sem
tengst getur bæði 220 V AC og 12 V DC. Við mælingar er tækið yfir-
leitt látið ganga á eigin rafhlöðum en þær síðan tengdar ytra aflinu
til hleðslu. Fullhlaðnar rafhlöður eiga að duga til 14 tíma reksturs.



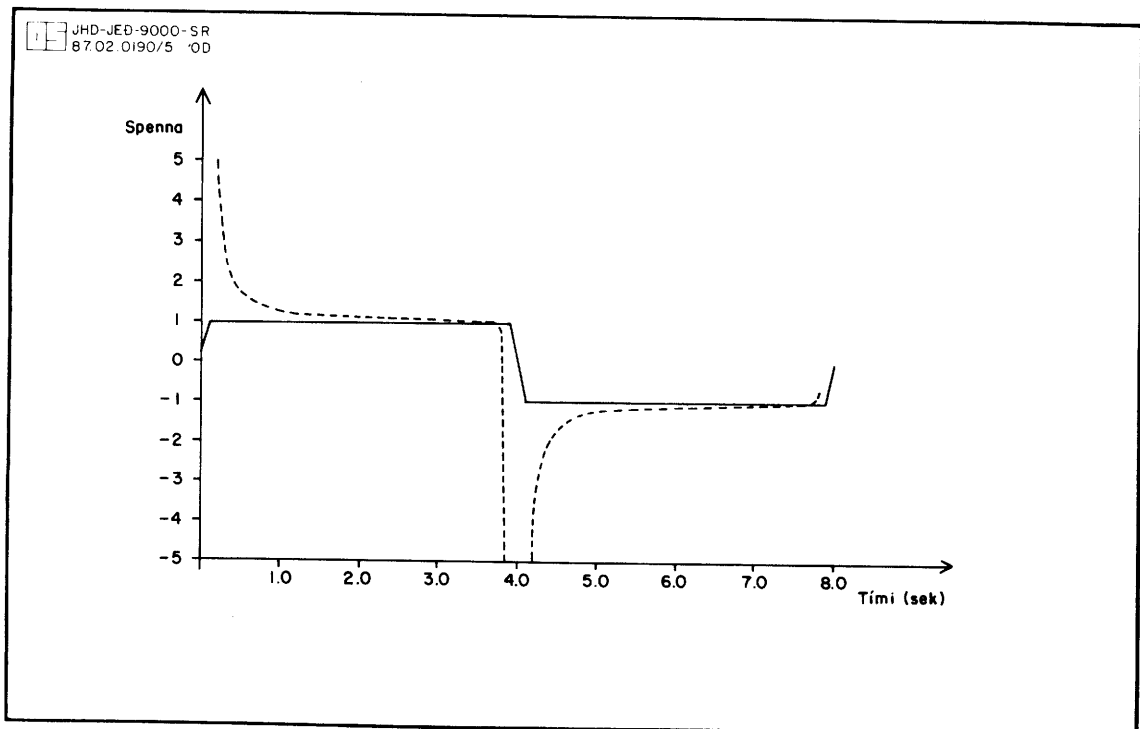
Mynd 4.2 Straummerki frá sendinum og tilsvarandi spennunur í jörðinni

Mynd 4.2 sýnir útlit straummerkisins frá sendinum sem fall af tíma og samsvarandi spennunur í jörðinni. Skiptitíminn, þ.e. tími sem það tekur sendinn að breyta straumnum úr +I í -I, er 200 mS og skiptist í þrjú jafna hluta. Fyrst breytist straumurinn frá +I niður í 0, þá er hann 0 í u.þ.b. 67 mS og fer svo frá 0 í -I á 67 mS. Spennan er mæld topp í topp þannig að mælda gildið er $2\Delta V$.

Ofan á grunnmerkið á mynd 4.2 leggst svo suð, auk áhrifa rafsegul-spans, sem sýnd eru á mynd 4.3. Þau koma fram þegar skipt er um straumstefnu en deyja síðan smám saman út. Því er spennan ekki mæld fyrr en að liðnum nokkrum tíma frá skiptingu. Sá tími kallast mælitími og er stillanlegur frá 1,0 sek. upp í 7,0 sek. í 0,1 sek. þrepum en sjálfvalinn mælitími tækisins er 1,2 sek. Spennumælingin sjálf tekur svo aðeins 1/16 úr sekúndu.

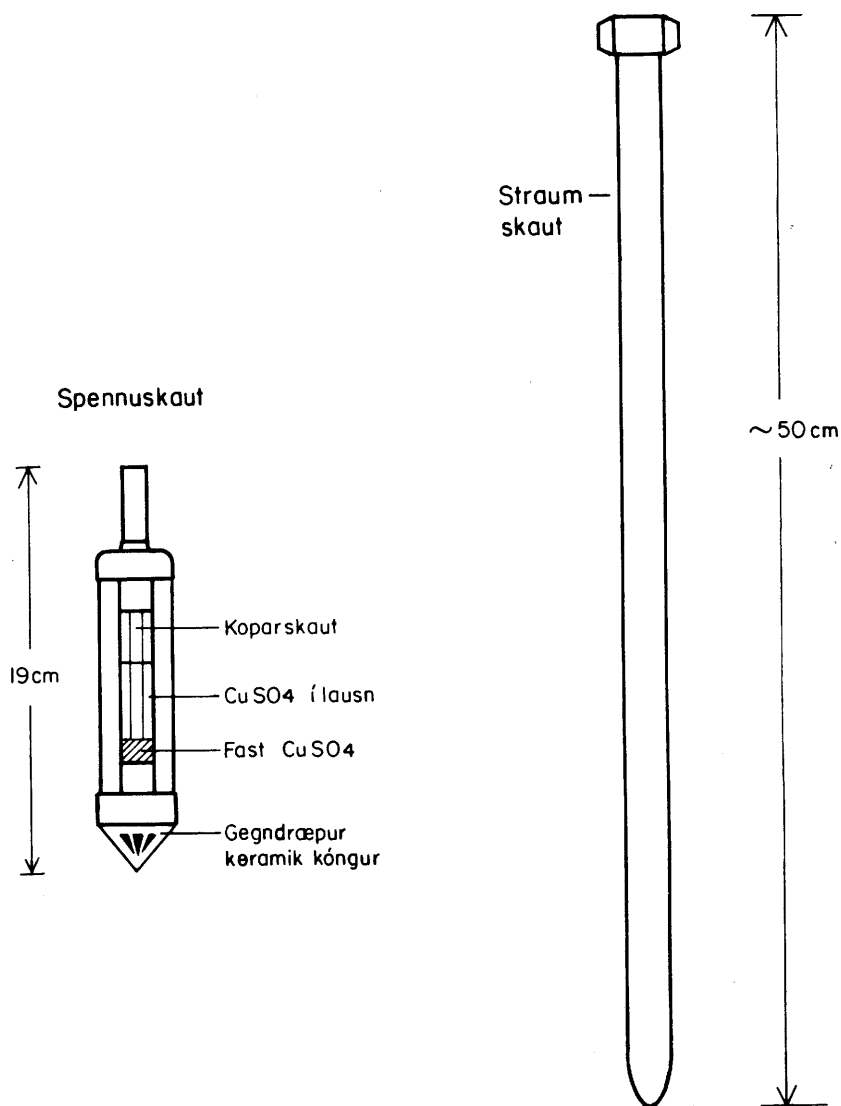
Eins og fyrr segir er bylgjutími kassabylgjunnar stillanlegur en það er gert til að komast fyrir áhrif spans á mæliniðurstöður. Spanþátturinn leggst við spennumerkið og veldur því hækkun í útreiknuðu sýndarviðnámi. Spanið vex með hækkandi tíðni kassabylgjunnar svo að með því að bera saman mælingar með mismunandi bylgju- og mælitíma er hægt að sjá áhrif spans, ef einhver eru, í þeim punkti sem verið er að mæla.

Neðsti hluti myndar 4.2 sýnir áhrif fasts reks, t.d. af völdum hægra breytinga á eiginspennu jarðar, á spennumælingu. Ef sendur væri út venjulegur jafnstraumur hefði fast rek, $V(t)=at$ þar sem a er fasti og t tími, alltaf áhrif í sömu átt á spennuna. Eins og myndin er teiknuð myndi því mælda spennan hækka jafnt og þétt með tíma. Með því að senda út kassabylgju og mæla spennuna topp í topp er komist hjá þessu þar sem rekið ýmist leggst við eða dregst frá mælda gildinu og núllast því út.



Mynd 4.3 Rafsegul-span (eftir Knút Árnason óbirt)

Vírinn frá tækjunum í straum- og spennuskautin er koparvír, 0,5 mm í þvermál, með plasteinangrun. Fyrstu 126 m straumvírsins og allir spennuvírarnir eru skermaðir. Þetta er gert til að minnka þéttisverkun milli straumvírs og jarðar og span þar sem straumvírinn liggur samsíða spennuvírnum næst mælimiðju í Schlumbergermælingum. Skermurinn á spennuvírnum er tengdur í jörð móttakarans og skermur straumvírsins í straumendisjörðina. Óskermaði hluti vírsins í hvorum armi er hafður á þremur spólum, rúmir 500 m á hverri. Það verða því þrenn spóluskipti á hvorum straumarmi en í gegnum árin hefur það sýnt sig að í spóluskiptunum er mest hætt á útleiðslu.



Mynd 4.4 Straum- og spennuskaut

Til að koma í veg fyrir útleiðslu, eða a.m.k. draga úr henni, eru öll spóluskipti höfð í þykkum plastpokum og fyrsta spólan (sú sem næst er spennuskautum) gjarna sett á stiku eða staf svo hún snerti hvergi jörð.

Straumskautin er u.þ.b. 50 cm langir álskökkjar, fingurdigrir og yddir í annan endann en hnúður á hinum. Meðan straumarmur er stuttur (<300 m) er einn póll látinn duga hvoru megin en ef slæmt samband er til jarðar (lélegur "kontaktur") og spennumerki lágt er þeim fjölgað þegar straumarmur lengist til að fá betra samband til jarðar, því viðnám milli póla og jarðar auk viðnámsskipanar neðan mælistaðar er sá þáttur er takmarkar útsendan straum.

Spennuskautin eru u.þ.b. 12 cm langar koparstangir í mettaðri koparsúlfatlausn. Samband til jarðar fæst þegar lausnin seytlar gegnum gegndrepan (e. permeable) keramik kónginn á enda skautsins. Slík skaut eru ekki eins næm fyrir næsta nágrenni sínu og málmskaut, enda er snertiflötur þeirra við jörð aðeins neðsti broddur kóningsins en ekki allt yfirborð pólsins, eins og á málmskautunum. Innra viðnám keramikskauta (e. porous pots) er hinsvegar mun hærra en viðnám í málmskautum sem þýðir að spennumælir, sem notaður er við keramikskaut þarf að hafa hærra inngangsviðnám en sé hann notaður við málmskaut. Inngangsviðnám spennumælisins VN111 er yfir 10 Mohm (Einar Hrafnkell Haraldsson, munnl. uppl.) sem þykir ærið í þessum tilgangi. Straum- og spennuskaut eru sýnd á mynd 4.4.

4.2 Framkvæmd Schlumbergermælinga

Í Schlumberger uppsetningu viðnámsmælinga er fjarlægðin milli straumskautanna (lengdin AB á mynd 3.2) höfð mun meiri en fjarlægðin milli spennuskauta (lengdin MN á mynd 3.2).

Bilið milli straumskautanna er aukið smám saman og spennan milli M og N mæld fyrir hvert straumskautabil. Fyrir hverja tífoldun á straumarmslengd er mælt í tíu punktum en fjarlægðin milli þeirra vex veldislega. Hérlendis er ýmist byrjað með straumskautin í 2,51 m eða 10 m fjarlægð frá mælimiðju og mælt út í 1780 til 3000 m. Oftast er þó hætt í 1780 m. Jafnframt er spennuarmurinn lengdur og/eða bætt við nýjum armi til að vege upp á móti lakkandi spennufalli eftir því sem straumskautin fjarlægjast. Alls er mælt á 7 spennuörmum, $MN/2=0,5$ m, 2,5 m, 10,0 m, 25,0 m, 50,0 m, 75,0 m, og 100,0 m en þó aldrei fleirum en 3 í einu. Þannig fæst skörun þeirra hluta sýndarviðnámsferilsins sem mældir eru með mislögum spennuörmum, en slík skörun er nauðsynleg til að hægt sé að leiðrétta fyrir spennustökkum, sbr. kafla 3.8.

Ef byrjað er með straumskaut í 2,51 m er spennufallið fyrst mælt milli 0,5 m spennupólanna. Þegar straumskautin eru komin út í 10 m er byrjað að mæla á 2,5 m spennupólum einnig og þannig mælt á 2 rásum þar til straumarmur er orðinn 50 m. Þá hefjast mælingar á 10 m spennuarmi og er mælt á 3 rásum upp frá því. Nýjum spennuarmi er svo skipt inn þegar straumarmur nær u.þ.b. fimmfaldri lengd hans.

Til að framkvæma Schlumbergermælingar þarf 4 menn; einn sem stjórnar tækjum og les af mælum (mælimaður), einn sem skrifar niður og teiknar mælingarnar á log-log pappír (kontóristi) og einn til að færa hvort straumskaut (pólverjar). Mælingarnar fara þá þannig fram að eftir að pólverjar hafa tengt í tilteknum punkti er mælt og mælimaður les niðurstöðurnar fyrir kontórista sem skrifar þær niður og ber saman við næstu punkta á undan. Ef allt er í lagi þrífur mælimaður málþípu sína (hljóðnema), en hann er í talstöðvasambandi við pólverja og biður þá vinsamlega að færa skaut sín ákveðinn fjölda metra og tengja þar. Þessu jánka þeir og haska sér af stað. Þegar báðir pólverjar hafa tilkynnt sig tengda í næsta punkti, er sá mældur og þannig koll af kolli.

Í lok mælingar eða fyrr ef ástæða þykir til, er gert útleiðslupróf. Það er framkvæmt þannig að annar pólverji aftengir spólu sína og lyftir henni frá jörðu, mælimaður sendir út straum á hárrí útspennu (>1000 V) og mælir spennu milli M og N (20 talna meðaltal) og útstraum. Síðan tengir pólverjinn aftur en hinn aftengir og sama sagan er endurtekin. Ef mælt spennumerki er meira en u.þ.b. 10% af því merki sem fæst þegar báðir straumpólar eru tengdir er eitthvað að og mælímenn verða að finna út úr því. Ef allt reynist í lagi telst mælingu lokið og pólverjar spóla vírnum saman. Hver Schlumbergermæling tekur 3-13 klukkustundir eftir veðri, landslagi og öðrum ytri aðstæðum.

4.3 Framkvæmd viðnámssniðsmælinga

Í viðnámssniðsmælingum er notuð vanaleg Schlumberger uppstilling skauta með straumskaut A og B og spennuskaut M og N. Þriðja straumskautinu, C, er komið fyrir í stefnu þvert á mælilínuna og "óendanlega" langt í burtu, þ.e. fjarlægð til þess (OC á mynd 3.4) er höfð nægjanlega mikil til að rafsvið frá straumuppsprettu í C mælist tæplega við spennupólana í M og N.

Spennunurinn milli M og N er mældur þegar straumur er sendur milli A og B, A og C og B og C og reiknuð þrjú tilsvareandi sýndarviðnámsgildi, ρ_{AB} , ρ_{AC} , og ρ_{BC} . Síðan er öllum skautunum hliðrað ákveðna fjarlægð eftir mælilínunni og mælt eins og áður. Þannig er haldið áfram eftir

mælilínunni og viðnámið skráð hverju sinni sem fall af staðsetningu mælimiðjunnar. Í raun nægir að mæla tvær stærðanna V_{AB} , V_{AC} og V_{BC} þar sem V_{AB} er summa V_{AC} og V_{BC} , en með því að mæla þær allar þrjár fæst mat á gæði mælinganna (Grímur Björnsson 1984). Hérlandis er spennuarmslengdin ($OM=ON$) höfð 25 m og sama bil haft milli mælipunkta á línunni. Hver lína er oft mæld með mislögum straumörmum. Á háhitasvæðum er gjarnan notað $AB/2=250$ m, 500 m og 750 m.

Af framansögðu má ljóst vera að til að framkvæma viðnámsniðsmælingar þarf 5-6 menn, enda eru þá hreyfð 4 skaut í hverri færslu í stað tveggja í Schlumbergermælingum. Eins og í Schlumbergermælingum eru tveir menn við tækin, mælimaður og kontóristi og hafa þeir samband við pólverjana gegnum talstöð, svo og pólverjar sín á milli.

Viðnámsniðsmælingar á háhitasvæðum eru til muna vandasamari en Schlumbergermælingar. Ræður þar mestu um að á löngu straumörmunum, $AB/2=500$ m og 750 m, er merkið sem mæla á mjög lítið, enda spennuarmur æði skammur, aðeins 25 m. Til samanburðar eru allir punktar utan við 400 m í Schlumbergeruppsetningu mældir með 50, 75 og 100 m spennuörmum. Þar mælist því tvö- til fjórfalt spennumerki miðað við sambærilega punkta í viðnámsniðsmælingu.

4.4 Túlkun

Notagildi viðnámsmælinga byggist á því að útfrá sýndarviðnáminu má fá upplýsingar um viðnámskipan jarðarinnar og túlkun mælinganna er í því fólgin að draga þær upplýsingar fram. Á Orkustofnun er þessari túlkun skipt í einvíða túlkun og tvívíða.

Við einvíða túlkun viðnámsmælinga er gert ráð fyrir því að jörðin skiptist í lárétt lög með óendanlega útbreiðslu. Sérhvert lag er einsleitt, stefnusnautt og með fasta þykkt og eðlisviðnám. Við túlkun mælinganna frá Nesjavöllum var notað forritið ELLIPSE sem samið er á Jarðhitadeild Orkustofnunar. ELLIPSE hefur meðal annars þann kost fram yfir eldri túlkunarforrit að í því er ekki gerð stigulsnálgun (sjá jöfnu 3.63) heldur er líkt eftir raunverulegri afstöðu mæliskauta og spennunurinn reiknaður beint skv. (3.58) og (3.62) og sýndarviðnámið skv. (3.36). Ennfremur framkvæmir forritið sjálfkrafa leiðréttingar fyrir föstum spennustökkum (sjá kafla 3.8). Forritið reiknar út svokallaða leiðréttingarstuðla, sem segja til um hversu mikið þurfi að margfalda þann hluta sýndarviðnámsferils sem er mældur við ákveðinn spennuarm til að hann falli sem best að þeim hluta ferilsins, sem mældur er með næsta spennuarmi fyrir ofan. Þannig er haldið áfram koll af kolli þar til allur sýndarviðnámsferillinn hefur verið leiðréttur að þeim hluta hans, sem mældur var með lengstum spennuarmi. Leiðréttingastuðlarnir verða því einum færri en spennuarmarnir.

ELLIPSE er sjálfvirkt ítrekunarforrit þannig að tölvan er mötuð á mæligildum, áætluðum fjölda laga, ágiskuðum byrjunargildum fyrir leiðréttingarstuðlana og viðnám og þykkt sérhvers lags. Síðan leitar tölvan uppi það jarðlagalíkan fyrir þennan lagafjölda sem gefur útreiknaðan sýndarviðnámsferil, er fellur best að mældum sýndarviðnámsferli (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986).

Einvíð túlkun viðnámsmælinga er oftast látin duga á lághitasvæðum landsins og á sumum háhitasvæðum, t.d. á utanverðum Reykjanesskaga. Einvíð túlkun getur þó oft reynst villandi ef viðnámsdreifing er raunverulega tvívíð eða jafnvel þrívíð, þ.e.a.s. hún breytist ekki einungis með dýpi heldur líka eftir einni stefnu í láréttum fleti eða jafnvel báðum. Til dæmis er viðnám oft mismunandi sitt hvoru megin við misgengi; þar myndast viðnámsskil. Á háhitasvæðum eru oft nær lóðrétt viðnámsskil við ytri mörk lágviðnámsvæða. Sýndarviðnám getur mælst ýmist hærra eða lægra en raunverulegt viðnám, ef straumarmar ná út fyrir viðnámsskil (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986).

Niðurstöður einvíðrar túlkunar eru gjarna notaðar sem upphafslíkan í tvívíðri túlkun. Við tvívíða túlkun er gert ráð fyrir því að viðnám jarðarinnar geti breyst bæði með dýpi og í stefnu mællínunnar en ekki hornrétt á hana. Schlumbergermælingunum er ætlað að gefa viðnám sem fall af dýpi en viðnámssniðsmælingarnar nema viðnámsbreytingar í stefnu línunnar. Þær eru nauðsynlegar þar eð við túlkun Schlumbergermælinga er oft erfitt að greina sundur áhrif viðnámsskrokka nærri yfirborði og annarra sem liggja dýpra. Þannig er viðnámssniðsmælingum ætlað að "sía út" áhrif yfirborðslaga á mælt sýndarviðnám til að gleggri mynd fáiast af viðnámsskipan á meira dýpi.

Tvívíð túlkun fer þannig fram að búið er til viðnámssnið úr marghyrndum blokkum sem hafa óendanlega útbreiðslu í stefnur þvert á sniðið (mællínuna). Síðan eru reiknaðir í tölvu þeir sýndarviðnámsferlar, sem fengjust ef mældar væru viðnámsmælingar eftir sniðinu. Útreiknaðir sýndarviðnámsferlar eru þá bornir saman við melda sýndarviðnámsferla. Ef samræmið er ekki nægilega gott er viðnámssniðinu breytt og nýir sýndarviðnámsferlar reiknaðir uns viðunandi samræmi næst milli mældra ferla og reiknaðra (Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson 1986). Í tvívíða túlkunarforritinu FELIX, sem nú er notað við úrvinnslu viðnámsmælinga á Orkustofnun, er tekið tillit til áhrifa landslags á mælingar. Í FELIX er jafna (3.4) leyst með aðferð endanlegra búta. Þar er um að ræða umfangsmikla tölulega útreikninga sem ekki verður lýst frekar hér. Bæði túlkunarforritin ELLIPSE og FELIX eru skrifuð af Ragnari Sigurðssyni.

5 VIÐNÁMSMÆLINGAR Í LÍNU VIII Á NESJAVALLASVÆÐI

5.1 Inngangur

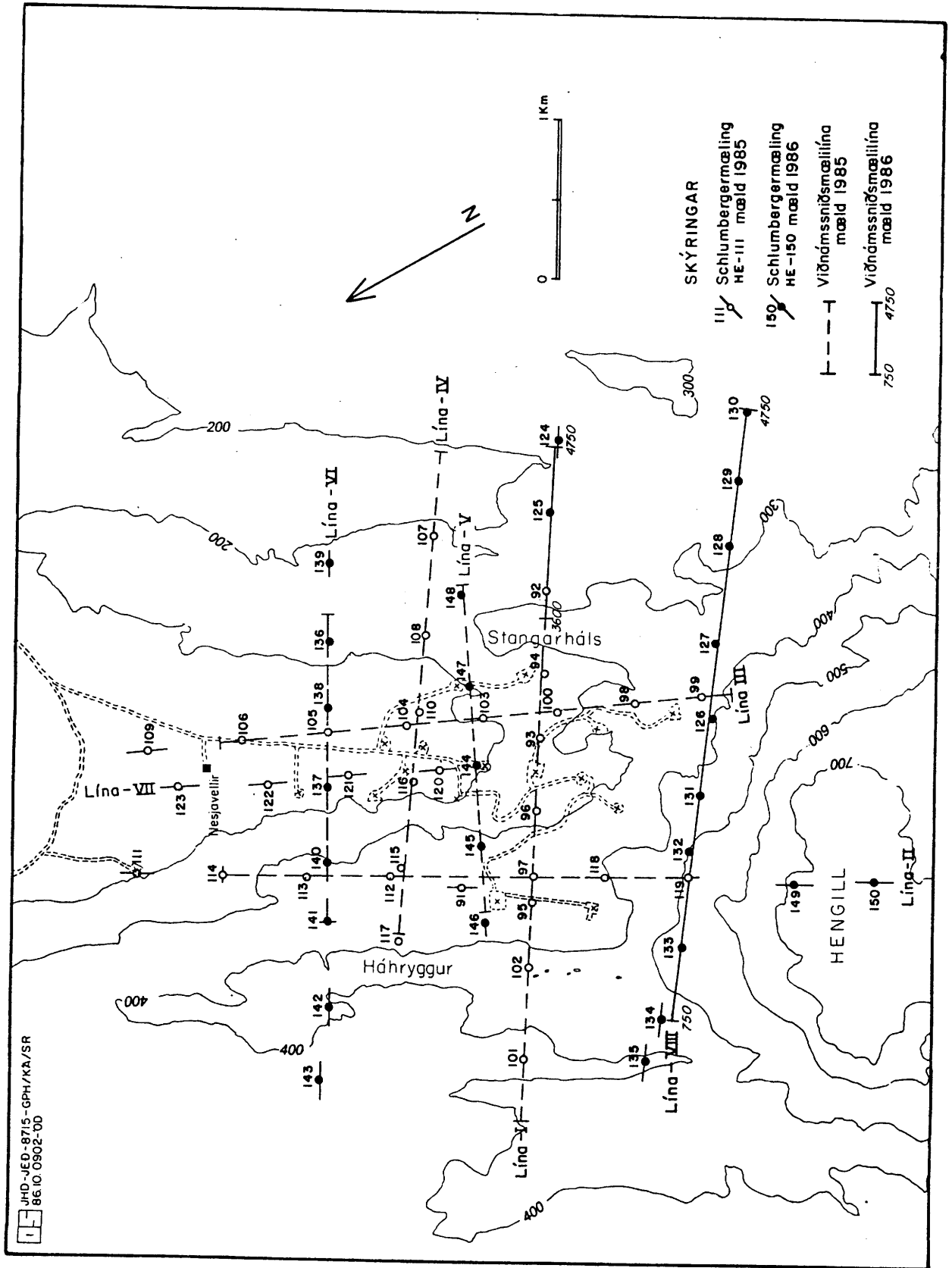
Í þessum kafla verður gerð grein fyrir framkvæmd og úrvinnslu viðnámsmælinga á línu VIII á Nesjavallasvæði. Þessar mælingar eru hluti af viðtækari mælingum sem gerðar voru sumarið 1986 og er gerð grein fyrir þeim í skýrslum Orkustofunar um það verk (Knútur Árnason o.fl. 1986b, Knútur Árnason o.fl. 1987a og Knútur Árnason o.fl. 1987b).

5.2 Framkvæmd mælinga

Lína VIII á Nesjavallasvæði nær frá Skeggjadal í vestri austur eftir norðurhlíðum Hengils, yfir Köldulaugagil, eftir Sandklettum og að Krossfjöllum. Dagana 18.-24. júní 1986 voru gerðar 10 Schlumbergermælingar á línunni. Staðsetning mælinganna er sýnd á mynd 5.1. Mælingar HE-134 og HE-135 voru staðsettar í mjög slæmu skyggni áður en línan hafði verið hælud nákvæmlega út og lentu nokkuð norðan við rétta línu. Vegna staðhátta var ekki bílfært í neina mælimiðju. Þó var hægt að framlengja úr bíl í fyrstu mælinguna (HE-126) en í aðrar þurfti að bera öll tæki, tól og tangir. Í öllum tilfellum var byrjað með straumskaut í 2,51 m og mælt út í 1780 m ($AB/2=1780$ m). Veður var gott (þurrt og lygnt) framan af en fjórar síðustu mælingarnar (HE-132 til HE-135) voru gerðar í kalsaveðri og bleytu. Veðrið kom þó fremur niður á afköstum en gæðum mælinganna. Ekki komu upp nein sérstök vandamál við mælingarnar, nema hvað HE-133 var mjög seinmæld vegna útleiðslu en hafðist þó að lokum. Við athugun á gögnum kom hins vegar í ljós að HE-129 ber nokkur einkenni útleiðslu í síðustu punktunum.

Í línu VIII voru alls mældir 10,9 km í viðnámsniðsmælingum, þar af 4 km með 250 m straumarmi, 4 km með 500 m armi og 2,9 km með 750 m armi. Það verk var unnið á tímabilinu 25. júní til 16. júlí 1986, alls 13 verk dagar.

Eins og fyrr var frá greint er land mjög ógreiðfært í línu VIII og óvída akfært að henni. Öfugt við það sem áætlað var (Knútur Árnason o.fl. 1985) kom þetta frekar niður á afköstum í viðnámsniðsmælingum en í Schlumbergermælingum. Í ljós kom að ekki var hægt að fara lengra en u.þ.b. 1 km til hvorrar handar frá mælibíl (þ.e. tækjunum) en þá yfirgnæfði suð spennumerkið. Því urðu mælímenn enn að axla byrðar sínar og bera í austurhluta línunnar, enda fékkst ekki leyfi landeiganda til aksturs á þeim slóðum. Miðhluti línunnar var mældur frá borplani holu NJ-14 en vesturhlutinn úr Skeggjadal, þangað sem ekið var með leyfi Hitaveitu Reykjavíkur.



Mynd 5.1 Staðsetning viðnámsmælinga á Nesjavallasvæði (eftir Knút Árnason o.fl. 1987a)

Um miðbik línunnar reyndist viðnám svo lágt og spennumerki þar af leiðandi lítið að ekki var hægt að mæla með lengsta straumarminum ($AB/2=750$ m). Þar var því sleppt úr um 1100 m löngum kafla (milli 2525 m og 3650 m).

Í verkáætlun fyrir sumarið 1986 var gert ráð fyrir að meðalafköst yrðu 1,1 Schlumbergermælingar á dag og 1 km/dag í viðnámsniðsmælingum. Reiknað var með að mældar yrðu 10 Schlumbergermælingar og 12 km í viðnámsniðsmælingum í línu VIII, alls 23 verk dagar (Knútur Árnason o.fl. 1985). Heildarafköstin urðu 10 Schlumbergermælingar og 10,9 km í viðnámsniðsmælingum á 20 dögum.

5.3 Einvíð túlkun

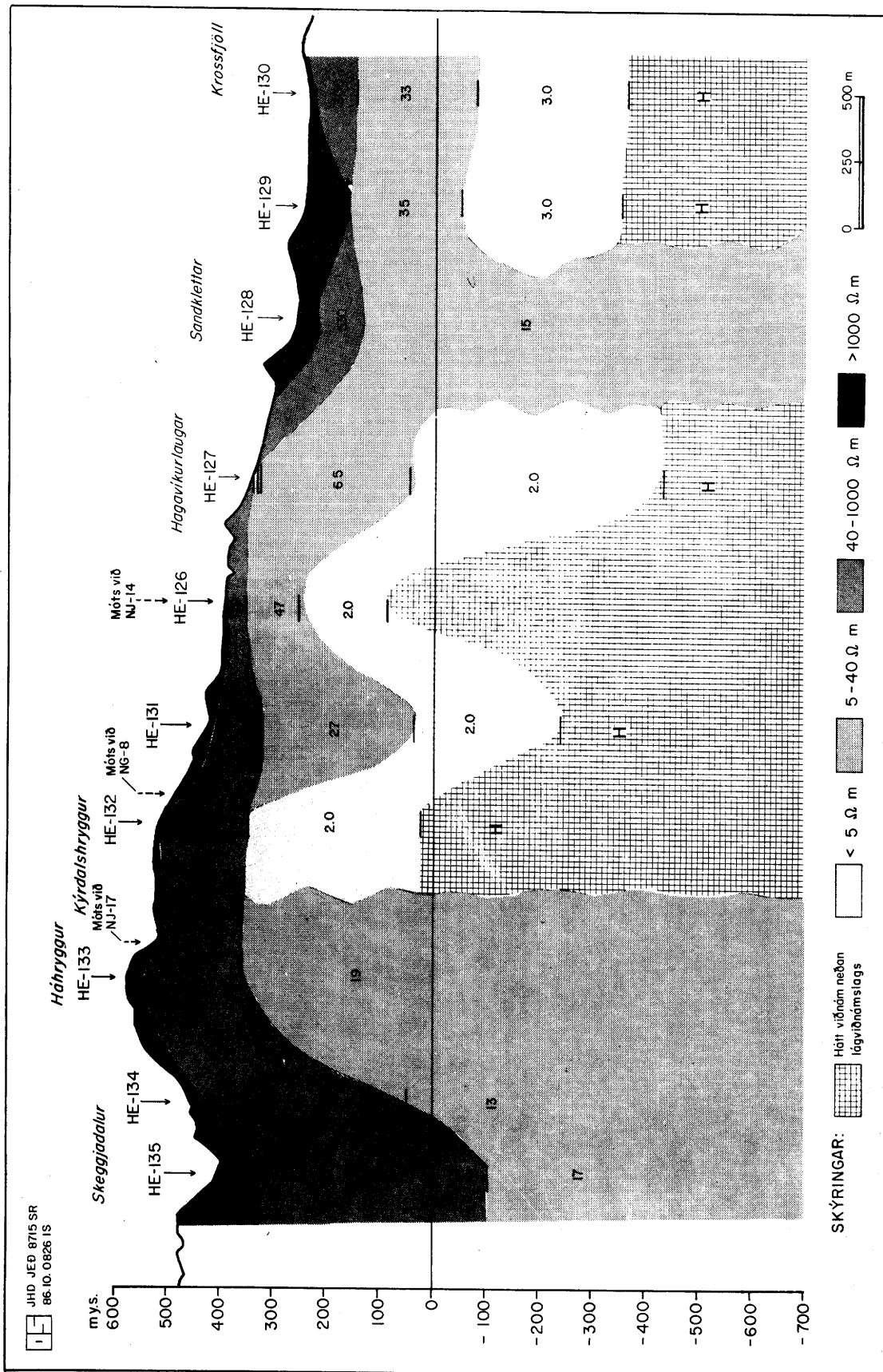
Einvíða túlkunin var gerð með forritinu ELLIPSE sem stuttlega er lýst í kafla 4.4. Mæliferlar Schlumbergermælinga á línu VIII (HE-126 til HE-135) ásamt einvíðri túlkun þeirra eru sýndir í viðauka II. Mæld gildi eru táknuð með punktum en heildregni ferillinn er reiknaður út frá viðnámslíkaninu.

Það er alltaf álitamál hvernig meta beri dýptarskynjun mælinga. Hún er bæði háð straumarm lengd og viðnámsgerð neðan mælistaðar. Hér er gert ráð fyrir að hún sé að jafnaði ekki meiri en helmingur af straumarm lengd ($AB/2$). Straumarm lengd flestra Schlumbergermælinganna var 1780 m, þannig að dýptarskynjunin er sjaldnast meiri en 900 m. Mynd 5.2 sýnir viðnámsnið samkvæmt einvíðri túlkun Schlumbergermælinga á línu VIII.

Taka ber þessa túlkun með varúð, þar sem viðnám breytist oft mjög mikið í lárétta stefnu, en það stríðir gegn forsendu einvíðrar túlkunar. Margar mælingar af Nesjavallasvæði bera þess merki að viðnám breytist í lárétta stefnu. Auk þess sýndu niðurstöður mælinga sumarsins 1985 að einvíð túlkun er oft á tíðum beinlínis villandi (sjá Knút Árnason o.fl. 1986a). Tvívíð túlkun er því nauðsynleg og í sumum tilvikum jafnvel þrívíð ef vel ætti að vera.

Megintilgangur viðnámsmælinganna á jarðhitasvæðinu við Nesjavelli var að kortleggja lágviðnámsvæði sem tengist jarðhitasvæðinu, kanna breytilega dýpt niður á það og athuga hvort hátt viðnám leynist undir. Mælingar á línu VIII voru hluti af því verki. Þar kemur fram lágt viðnám (minna en 5 ohmm) og er alls staðar hátt viðnám þar undir.

Vesturmörk lága viðnámsins undir norðurhlíðum Hengils eru samkvæmt einvíðri túlkun ofan við Kýrdal og nær þessi hluti lága viðnámsins austur að Sandklettum. Grynnt er á það undir framhaldi Kýrdalshryggjar



Mynd 5.2 Einvið túlkun línu VIII (eftir Knút Árnason o.fl. 1986b)

til suðurs, móts við holu NG-8, en þar eru efri mörk þess á 150 m dýpi, sem er um 350 m ofan við sjávarmál. Móts við holu NJ-14 eru einnig 150 m niður á efri mörkin sem þar svarar til 250 m ofan við sjávarmál. Dýpst er á lága viðnámið undir mælingunum sitt hvoru megin holunnar, en þar eru efri mörkin á rúmlega 300 m dýpi eða 50 m ofan við sjávarmál. Undir Sandklettum er viðnám herra á þessu dýptarbili. Lágt viðnám kemur svo aftur fram í austasta hluta línunnar og nær það frá eystribrún Sandkletta og eins langt í austur og mælingar ná, sem er að Krossfjöllum. Efri mörk lága viðnámsins eru þarna á 300 m dýpi eða 50 m neðan við sjávarmál.

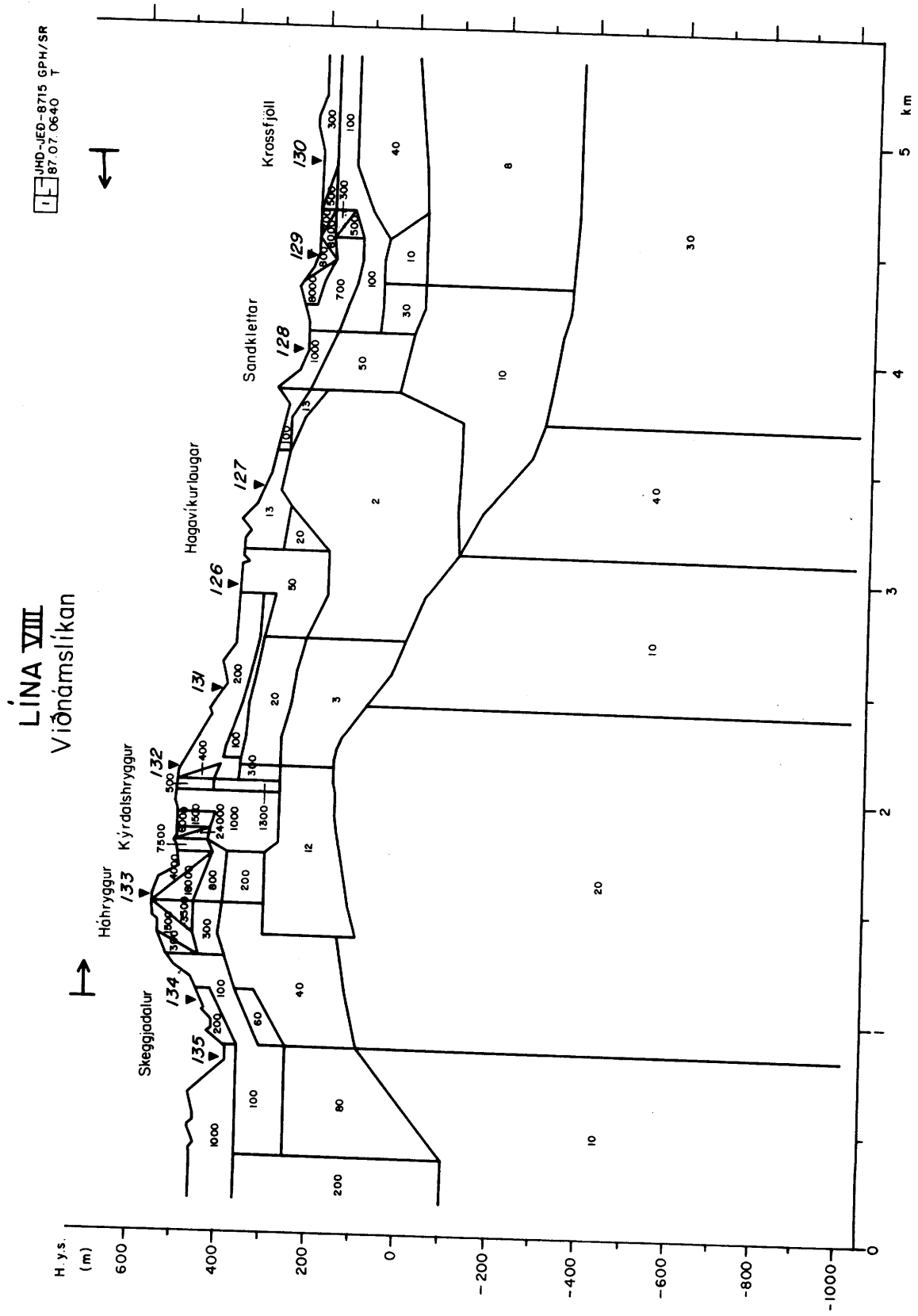
Lítið er hægt að segja nákvæmlega um þykktar- og viðnámsgildi lága viðnámsins, sem fram kemur í línu VIII, enda er það jafngildislag þar sem einungis hlutfall viðnáms og þykktar er vel ákvarðað. Vel kann því að vera að lagið sé nokkuð þykkra og með herra viðnámi, eða þynnra og með lægra viðnámi. Eins er viðnámsgildi háa viðnámsins neðan þess lága lítt þekkt. Dýpi niður á lága viðnámið er hins vegar allvel ákvarðað. Um þetta atriði er fjallað nánar í kafla 3.9.

5.4 Tvívíð túlkun

Þar sem viðnámsskipan er jafnflókin og á Nesjavöllum gefur einvíð túlkun mjög ófullnægjandi mynd. Tvívíð túlkun er þar nauðsynleg til að fá viðunandi niðurstöður. Þá er gert ráð fyrir að viðnám geti breyst bæði með dýpi og í stefnu mæliínu, en ekki þvert á stefnu hennar. Ennfremur var tekið tillit til og líkt eftir landslagi í stefnu mæli-línunnar.

Einvítt líkan Schlumbergermælinga í línu VIII (sjá mynd 5.2) ásamt viðnámssniðsmæliferlum var notað til þess að gera fyrsta líkan í tvívíðri túlkun. Í tölvu voru svo reiknaðir þeir sýndarviðnámsferlar sem líkanið gaf, bæði fyrir Schlumberger- og viðnámssniðsmælingar, og þeir bornir saman við mældu ferlana. Líkaninu var svo breytt og ferlarnir bornir saman uns viðunandi samræmi hafði náðst milli reiknaðra og mældra sýndarviðnámsferla. Breyta þurfti líkaninu u.þ.b. 70 sinnum. Lokalíkan línunnar er sýnt á mynd 5.3. Þar kemur fram lega Schlumbergermælinga í líkaninu en sá hluti línunnar sem viðnámssniðsmælingar náðu yfir er merktur með láréttum örvum.

Í viðauka III eru sýndir mældir og reiknaðir sýndarviðnámsferlar viðnámssniðsmælinga. Rauði ferillinn er sá reiknaði en svartir sá mældi. Þar eru einnig sýndir mældir og reiknaðir sýndarviðnámsferlar Schlumbergermælinga. Punktarnir tákna mældu ferilinn en sá heildregni er reiknaði ferillinn. Reiknuðu sýndarviðnámsferlarnir byggja á loka-líkaninu á mynd 5.3. Með því að bera saman mældu og reiknaða sýndarviðnámsferla má meta hversu vel tókst til við túlkun línunnar.



Mynd 5.3 Lokallíkan tvívíðrar túlkunar línu VIII
(eftir Knút Árnason o.fl. 1987b)

Á mynd 5.4 hefur viðnámslíkan línu VIII verið einfaldað nokkuð. Dýptarskynjun er talin vera í mesta lagi 1000 m. Einnig eru sýndar borholur sem eru nálægt mælilínunni. Þar eru færðar inn upplýsingar sem fengist hafa við rannsóknir á borsvarfi. Sýnd er gróf skipting jarðlaga í móbergssyrpur og hraunlagasyrpur ásamt beltaskiptingu ummyndunarsteinda. Einnig eru dregnar jafnhitalínur sem sýna berghita eins og hann er áætlaður út frá mælingum í borholum.

Mynd 5.4 sýnir að undir norðurhlíðum Hengils kemur fram mjög lágt viðnám (minna en 5 ohm) sem nær frá Kýrdalshrygg í vestri að Sandklettum í austri. Efri mörk þess eru á u.þ.b. 300 m ofan sjávarmáls og nær það niður að sjávarmáli. Lagið er þykkra austanmegin við Köldulaugagil (austan við holu NJ-14) og nær langleiðina að yfirborði við Hagavíkurlaugar. Neðan lága viðnámsins kemur fram hátt viðnám. Þetta háa viðnám hefur sérstaka jarðhitafræðilega þýðingu eins og fjallað var um í kafla 2 og vikið verður að síðar. Svæði sem afmarkast af lága viðnáminu og háu viðnámi neðan þess er talið svara til útbreiðslu jarðhitageymisins á Nesjavöllum á því dýpi sem mælingarnar skynja (Knútur Árnason o.fl. 1987a).

Vestanmegin við lága viðnámið er viðnám tiltölulega lágt (10-25 ohm) eins djúpt og mælingar skynja. Austanmegin kemur einnig fram nokkuð lágt viðnám (5-10 ohm) sem nær eins langt til austurs og líkanið nær og er viðnám hærra þar fyrir neðan (25-50 ohm).

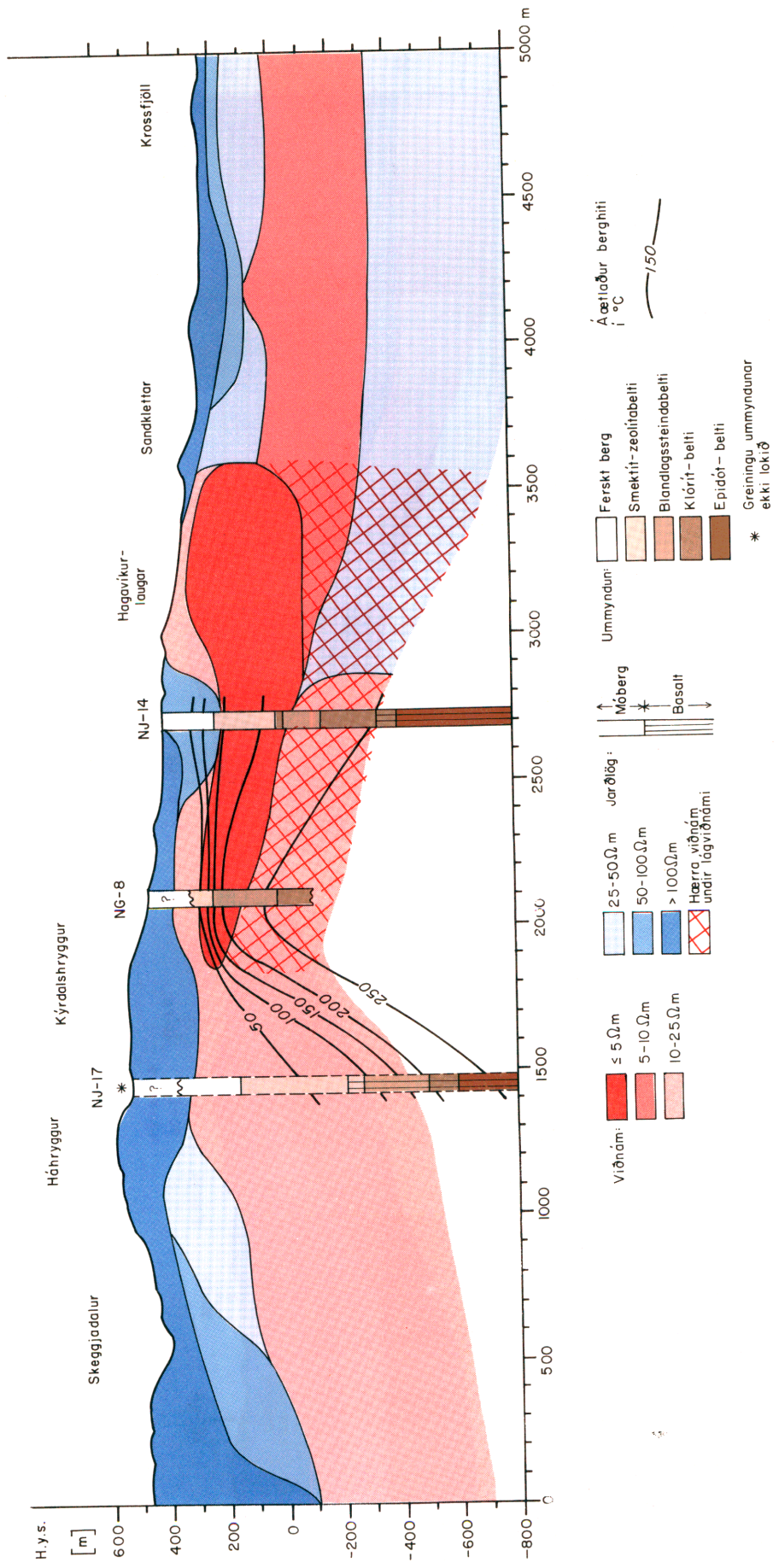
Nokkuð góð fylgni er milli viðnáms og hitastigs. Þar sem berghiti er um eða yfir 100°C er viðnám mjög lágt og þar sem berghiti er kominn yfir tæpar 250°C er komið fram hátt viðnám neðan lágviðnáms. Þá er einnig nokkuð góð fylgni milli ummyndunarsteindabelta í borholum og viðnáms í sniðinu. Við samanburð ber að hafa í huga að holunum er varpað inn í mælilínuna (sjá mynd 5.1) og gefa þær því ekki nákvæma mynd af ummyndunarsteindum undir línunni. Viðnám er lægst í smektít-zeólítabeltinu en hækkar aftur þegar kemur niður í blandlagssteinda- og klórítbeltin. Sú fylgni sem hér hefur verið lýst milli annars vegar viðnáms og hins vegar hitastigs og ummyndunarsteindabelta í borholum er svipuð og fengist hefur fyrir önnur viðnámslíkön af jarðhitasvæðinu við Nesjavelli (sjá Knút Árnason o.fl. 1986a, Knút Árnason o.fl. 1987a).

Í lok kafla 2 eru taldar upp nokkrar hugsanlegar skýringar á háu viðnámi neðan við lágviðnám. Fjallað er ítarlega um háa viðnámið í jarðhitakerfinu við Nesjavelli í skýrslum Orkustofnunar og leitt að því líkum að orsök þess sé sú að jarðhitakerfið sé komið í suðu (Axel Björnsson o.fl. 1985, Knútur Árnason o.fl. 1986a, Knútur Árnason o.fl. 1987a). Hér á eftir verður sú röksemdafærsla rakin stuttlega.

Ekki er afgerandi fylgni milli viðnáms og berggerðar. Við samanburð á viðnámi mældu í borholum boruðum 1985 og dreifingu ummyndunarsteinda kemur í ljós að góð fylgni er milli viðnáms, sem umreiknað er að 30°C, og beltaskiptingar ummyndunar. Viðnám er hátt í fersku og lítið ummynduðu bergi, lágt í smektít-zeólítabelti, blandlagssteinda- og klórítbelti en hækkar hins vegar verulega þegar kemur niður í epidótbelti.

Eins og áður hefur verið minnst á er nokkuð gott samræmi milli dreifingar ummyndunarsteinda og viðnáms í sniðunum, þ.e. viðnám er lágt í smektít-zeólítabeltinu en hækkar þegar komið er niður í blandlagssteinda- og klórítbelti og hiti er kominn upp í um 230°C. Viðnámsmælingar í borholum sýna hins vegar lágt viðnám á þessu bili. Það bendir til þess að viðnámsþækkunina, sem kemur fram í viðnámsmælingum á yfirborði, megi rekja til þess að jarðhitakerfið sé á suðumarki. Mælingar á viðnámi vatnsmettaðra bergsýna hafa leitt í ljós að viðnám eykst mjög þegar suðumarki er náð (sjá kafla 2). Þessi viðnámsþækkun kemur ekki áberandi fram í viðnámsmælingum í borholum, trúlega vegna þess að við borun hefur skolvatn kælt þann hluta af umhverfi holunnar, sem mælingin skynjar, langt niður fyrir suðumark.

NESJAVELLIR LÍNA VIII Viðnám, jarðlög og bergthiti



JHD-VED-8715 GPH-SR.
87.05.0430 AA

Mynd 5.4 Lína VIII: Viðnám, áætlaður bergthiti, jarðlög og ummyndun (eftir Knút Árnason o.fl. 1987a)

HEIMILDIR

- Archie, G.E., 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Tran. AIME*, 146, 54-67.
- Axel Björnsson, 1980: Jarðhitaleit og rannsókn jarðhitasvæða með jarðeðlisfræðilegri könnun. *Náttúrufræðingurinn* 50, 227-250.
- Axel Björnsson, Kristján Sæmundsson, Knútur Árnason, Grímur Björnsson, Gylfi Páll Hersir og Gunnar V. Johnsen, 1985: Nesjavellir - Yfirborðsrannsóknir. Samantekt jarðfræði- og jarðeðlisfræðigagna, rannsóknaráætlun fyrir árið 1985. Orkustofnun, OS-85030/JHD-07, 97 s.
- Castellan, G.W., 1964: *Physical Chemistry*. Addison-Westley Publishing Company, 717 s.
- Cheng, Yu Wen, 1980: Location of near surface faults in geothermal prospects by the "combined, head-on resistivity profiling method". *Proceedings of the New Zealand Geothermal Workshop 1980*, 163-166.
- Grímur Björnsson, 1985: Sprunguleit með viðnámsmælingum. Úr: Rannsóknir í eðlisfræði á Íslandi. Erindi af ráðstefnu Eðlisfræðifélags Íslands. Ritstjóri: Leó Kristjánsson.
- Gylfi Páll Hersir, Grímur Björnsson og Axel Björnsson, 1986: Hengill, jarðeðlisfræðileg könnun. Orkustofnun, OS-86015/JHD-03.
- Gylfi Páll Hersir og Axel Björnsson, 1986: Hengill, jarðeðlisfræðileg könnun, mæligögn. OS-86016/JHD-05 B.
- Hrefna Kristmannsdóttir, 1979: Alteration of Basaltic Rocks by Hydrothermal Activity at 100-300°C. *International Clay Conference 1978*. Ritstjórar: M.M. Mortland og V.C. Farmer. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Knútur Árnason, Guðmundur Ingi Haraldsson, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Kristján Sæmundsson og Snorri Páll Snorrason, 1985: NESJAVELLIR. Jarðfræði og jarðeðlisfræðileg könnun 1985. Áfangaskýrsla. Tillaga að rannsóknum 1986. Orkustofnun, OS-85088/JHD-47 B, 51 s.

- Knútur Árnason, Guðmundur Ingi Haraldsson, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Kristján Sæmundsson, Lúðvík S. Georgsson og Snorri Páll Snorrason, 1986a: NESJAVELLIR. Jarðfræði og jarðeðlisfræðileg könnun 1985. Orkustofnun, OS-86014/JHD-02, 125 s.
- Knútur Árnason, Guðmundur Ingi Haraldsson, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Kristján Sæmundsson, Sigurður Rögnvaldsson og Snorri Páll Snorrason, 1986b: NESJAVELLIR. Jarðfræði- og jarðeðlisfræðileg könnun 1986. Áfangaskýrsla. Tillaga að rannsóknnum árið 1987. OS-86061/JHD-23 B, 42 s.
- Knútur Árnason, Guðmundur Ingi Haraldsson, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Kristján Sæmundsson, Lúðvík S. Georgsson, Sigurður Th. Rögnvaldsson og Snorri Páll Snorrason, 1987a: NESJAVELLIR - ÖLKELDUHÁLS. Yfirborðsrannsóknir 1986. Orkustofnun, OS-87018/JHD-02.
- Knútur Árnason, Gunnar V. Johnsen, Gunnar Þorbergsson, Gylfi Páll Hersir, Lúðvík S. Georgsson og Sigurður Th. Rögnvaldsson, 1987b: NESJAVELLIR. Jarðeðlisfræðirannsóknir 1986. Mæligögn. Orkustofnun, OS-87019/JHD-12 B.
- Knútur Árnason, 1984: The Effect of Finite Potential Electrode Separation on Schlumberger Soundings. 54th Annual International SEG Meeting, Atlanta, Extended abstracts, 129-132.
- Knútur Árnason: Inductive Electromagnetic coupling in Schlumberger Soundings. Óbirt handrit.
- Koefoed, Otto, 1979: Geosounding Principles, 1. Resistivity sounding measurements. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Lumb, J.T., 1981: Prospecting for geothermal resources. Úr: Geothermal systems, principles and case histories. Ritstjórar: L. Rybach og L.J.P. Muffler. John Wiley & Sons.
- Marion, Jerry B, 1965: Classical Electromagnetic Radiation. Academic Press, New York.
- Meidav, Tsui, 1980: Direct current methods in geothermal exploration. Geothermal Resources Council, Technical Training Course No.2.

Olhoeft, G.R., 1981: Electrical properties of rocks. Úr: Physical Properties of Rocks and Minerals. Ritstjórar: Y.S.Touloukian, W.R.Judd og R.F.Roy. McGraw-Hill, 257-330.

Ólafur G. Flóvenz, 1984: Application of the head-on resistivity profiling method in geothermal exploration. Geothermal Resources Council Transactions. vol. 8, 493-498.

Quist, A.S. og W.L. Marshall, 1968: Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800°C and at pressures to 4000 bars. J. Phys. Chem. 72, 684-703.

Valgarður Stefánsson, Gestur Gíslason, Helgi Torfason, Lúðvík S. Georgsson, Stefán G. Sigurmundsson og Sverrir Þórhallsson, 1982: Áætlun um skipulegar rannsóknir á háhitasvæðum landsins. OS82093/JHD-13, 176 s.

Viðauki I

Sérlausn á Poisson-jöfnu

Í þessum viðauka viljum við sýna að sérlausn jöfnunnar,

$$-\nabla^2 v(\vec{R}) = \rho_1 I \delta_{\vec{0}}(\vec{x}) \quad (3.6)$$

sem lýsir spennudreifingu í efsta lagi lárétt lagskipts hálfbrúms með eðlisviðnám ρ_1 og straumuppsprettu af styrk I á yfirborði, sé:

$$v(\vec{R}) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \frac{1}{R} ; R = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2} \quad (V.1)$$

(Hnitakerfið er með upphafspunkt í uppsprettunni á yfirborði, x - og y -ás á yfirborði og z -ás stefnir niður í hálfbrúmið, sjá mynd 3.1). Ennfremur viljum við sýna að í sívalningshnitum (r, θ, z) megi skrifa spennudreifinguna:

$$v(r, \theta, z) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (V.2)$$

Til að einfalda reikningana notfærum við okkur að jafna (3.6) er sú sama og fyrir óendanlegt hálfbrúm með eðlisviðnámi ρ_1 , og ennfremur að vegna samhverfu vandamálsins er spennudreifingin í hálfbrúminu sú sama og í neðra hálfbrúmi alrúms með eðlisviðnám ρ_1 , og uppsprettu af styrk $2I$ í upphafspunkti. Í stað þess að leysa (3.6) í hálfbrúmi leysum við því:

$$-\nabla^2 v(\vec{R}) = 2\rho_1 I \delta_{\vec{0}}(\vec{x}) \quad (V.3)$$

í öllu rúminu.

Með því að gera Fourier ummyndun á báðum hliðum (V.3) fæst:

$$k^2 \hat{v}(\vec{k}) = 2\rho_1 I \hat{\delta}_{\vec{0}}(\vec{k}) \quad (V.4)$$

þar sem $k^2 = ||\vec{k}||^2$, $\delta_{\vec{a}}(\vec{x}) = \delta(\vec{x}-\vec{a})$ og:

$$\hat{v}(\vec{k}) = \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{R^3} e^{-i\vec{R}\cdot\vec{k}} v(\vec{R}) d^3R \quad (V.5)$$

Samkvæmt skilgreiningu "deltafallisins" er Fourier ummyndun þess:

$$\hat{\delta}_{\vec{a}}(\vec{k}) = \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{R^3} \delta(\vec{R}-\vec{a}) e^{-i\vec{R}\cdot\vec{k}} d^3R = \frac{e^{-i\vec{a}\cdot\vec{k}}}{(2\pi)^3} \quad (V.6)$$

þannig að:

$$\hat{\delta}_{\vec{0}}(\vec{k}) = \frac{1}{(2\pi)^3} \quad (V.7)$$

Með því að leysa (V.4) fyrir $V(\vec{k})$ og nota (V.7) fæst:

$$\hat{V}(\vec{k}) = \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^3 k^2} \quad (V.8)$$

Til að finna spennudreifinguna beitum við andhverfri Fourier ummyndun á (V.8):

$$\begin{aligned} V(\vec{R}) &= \int_{R^3} e^{i\vec{R}\cdot\vec{k}} \hat{V}(\vec{k}) d^3k \\ &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^3} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\vec{R}\cdot\vec{k}}}{k^2} dk_x dk_y dk_z \end{aligned} \quad (V.9)$$

Til að reikna heildið í (V.9) veljum við hnitakerfi þ.a. \vec{R} sé samsíða z-ás þess og notum kúluhnit. Þá verður heildið í (V.9):

$$\begin{aligned} V(\vec{R}) &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^3} \int_0^{\infty} \int_0^{\pi} \int_0^{2\pi} \frac{e^{ikR\cos\phi}}{k^2} k^2 \sin\phi d\theta d\phi dk \\ &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^2} \int_0^{\infty} \int_0^{\pi} e^{ikR\cos\phi} \sin\phi d\phi dk \end{aligned} \quad (V.10)$$

Með því að gera breytuskiptin $t = \cos\phi$ fæst:

$$\begin{aligned} V(\vec{R}) &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^2} \int_0^{\infty} \int_{-1}^1 e^{ikRt} dt dk = \frac{\rho_1 I}{\pi^2} \int_0^{\infty} \frac{\sin(kR)}{kR} dk \\ &= \frac{\rho_1 I}{\pi^2} \frac{\pi}{2} \frac{1}{R} = \frac{\rho_1 I}{2\pi R} \end{aligned} \quad (V.11)$$

og við höfum þar með sýnt að sérlausn á jöfnu (3.6) er (V.1).

Til að sýna fram á að í sívalningshnitum sé spennudreifingin gefin með (V.2) innfærum við sívalningshnit: r, θ, z og λ, ψ, k_z þ.a.

$$\begin{aligned} \vec{R} &= (r\cos\theta, r\sin\theta, z) \\ \vec{k} &= (\lambda\cos\psi, \lambda\sin\psi, k_z) \end{aligned} \quad (V.12)$$

Í sívalningshnitum verður (V.9):

$$V(\vec{R}) = \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^3} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \frac{e^{i\lambda r \cos(\psi-\theta)} e^{izk_z}}{(\lambda^2 + k_z^2)} \lambda d\psi dk_z d\lambda \quad (V.13)$$

Með því að gera breytuskipti $t = \psi - \theta$ (heildismörkin fyrir t eru eftir sem áður $0 < t < 2\pi$ því að $\cos(t)$ er lotubundið með lotuna 2π) og nota heildisframsetningu Sommerfelds fyrir Besselfallið J_0 .

$$J_0(x) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{ix\cos\phi} d\phi \quad (V.14)$$

þá fæst:

$$\begin{aligned}
 v(\vec{R}) &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^2} \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty J_0(\lambda r) \frac{e^{izk_z}}{(\lambda^2 + k_z^2)} \lambda dk_z d\lambda \\
 &= \frac{2\rho_1 I}{(2\pi)^2} \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty J_0(\lambda r) \frac{e^{izk_z}}{(k_z + i\lambda)(k_z - i\lambda)} \lambda dk_z d\lambda
 \end{aligned} \tag{V.15}$$

Heildisstofninn í (V.15) hefur póla í $k_z = i\lambda$ og $k_z = -i\lambda$ í tvinntöluplaninu. Með því að beita leifareikningi og loka heildisveginum í efra hálfplani tvinntöluplansins fæst:

$$v(\vec{R}) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty J_0(\lambda r) e^{-z\lambda} d\lambda \tag{V.16}$$

sem er jafna (V.2)

Að lokum viljum við sýna að jafna (3.68) gildi þ.e. að:

$$r^2 \int_0^\infty J_1(\lambda r) \lambda d\lambda = 1 \tag{V.17}$$

Af jöfnum (V.1) og (V.16) sést að:

$$\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} = \int_0^\infty e^{-z\lambda} J_0(\lambda r) d\lambda \tag{V.18}$$

Með því að taka afleiðu með tilliti til r á báðum hliðum og nota að:

$$J_0'(x) = -J_1(x) \tag{V.19}$$

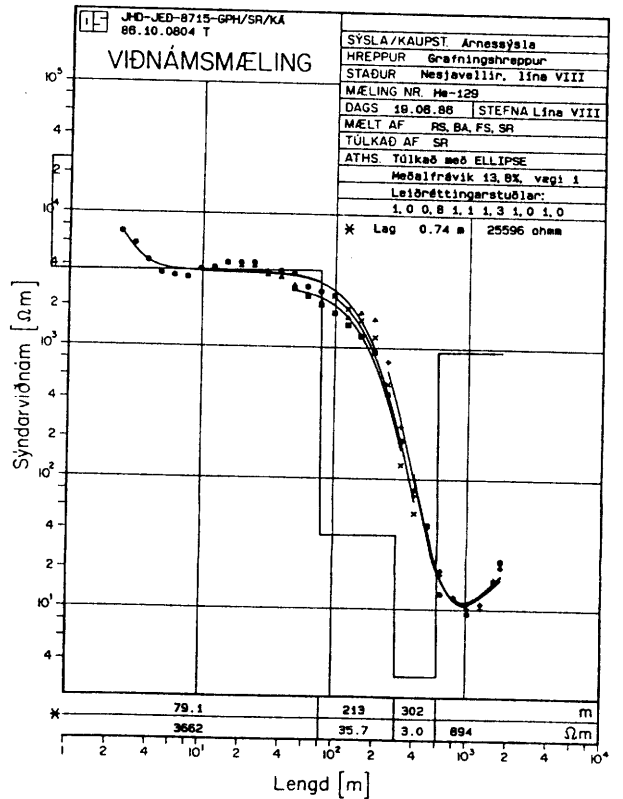
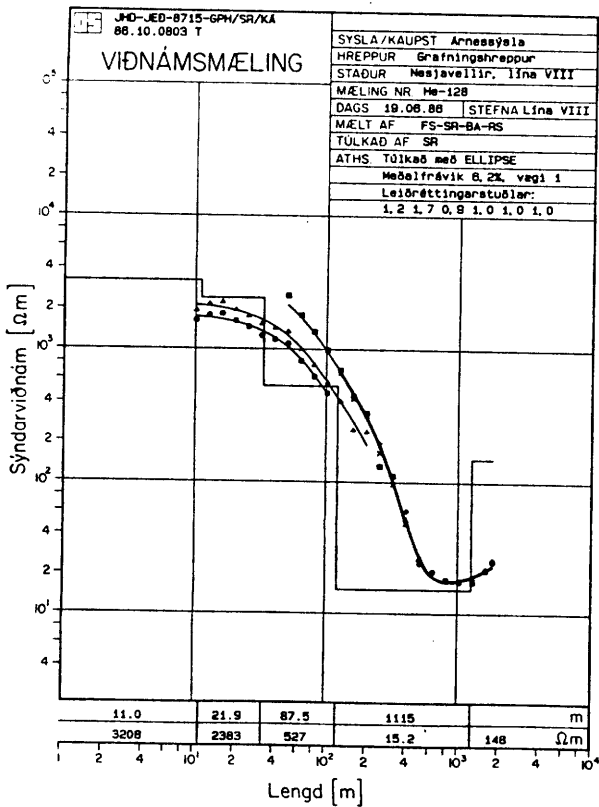
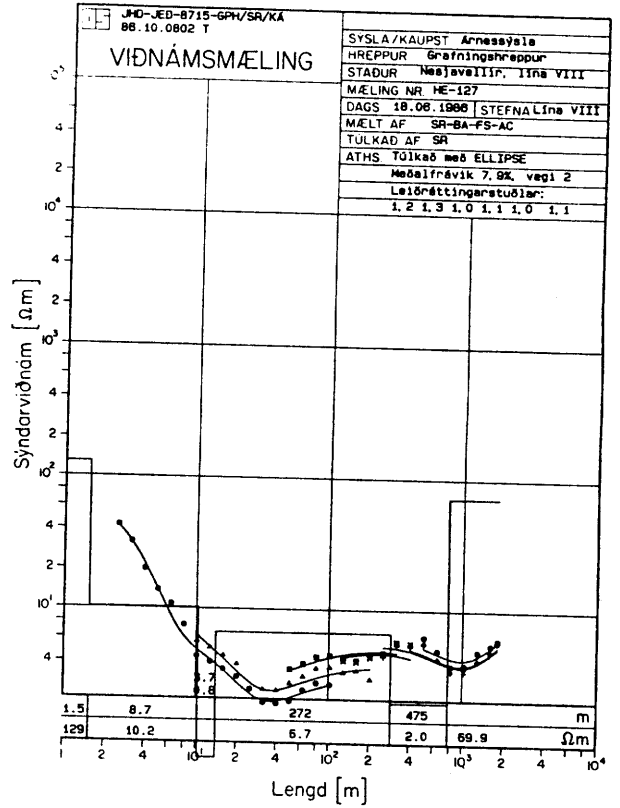
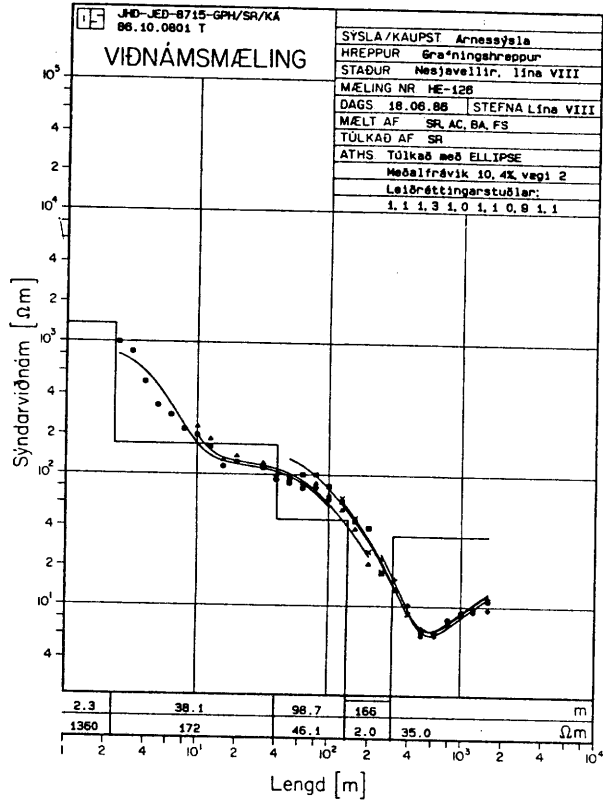
fæst með því að setja $z=0$:

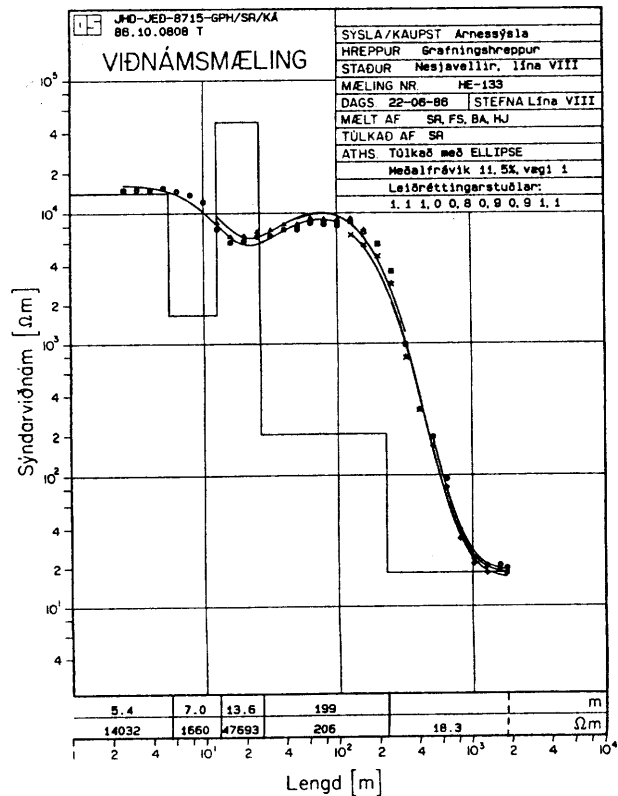
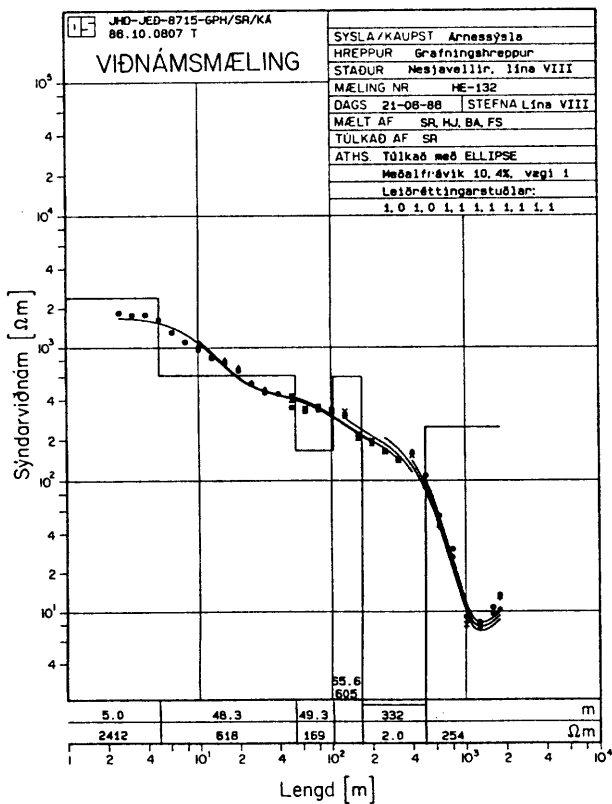
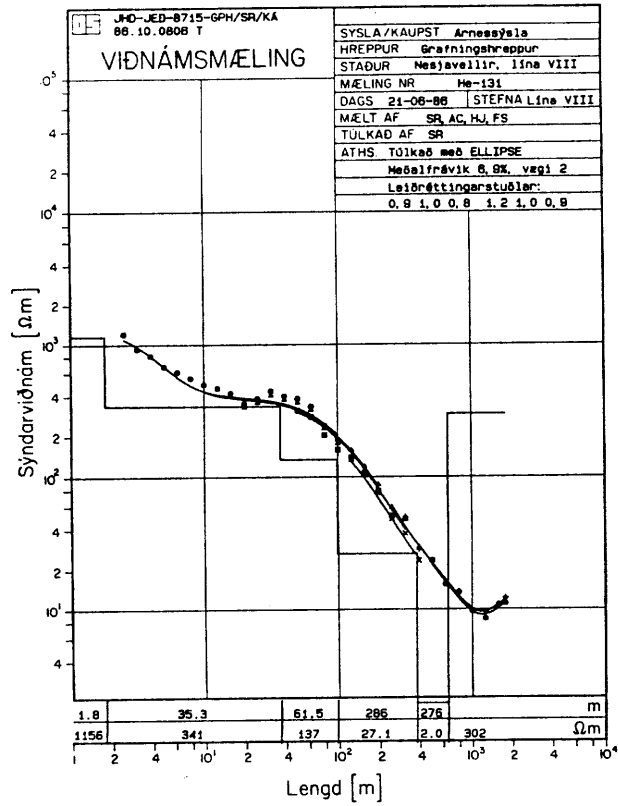
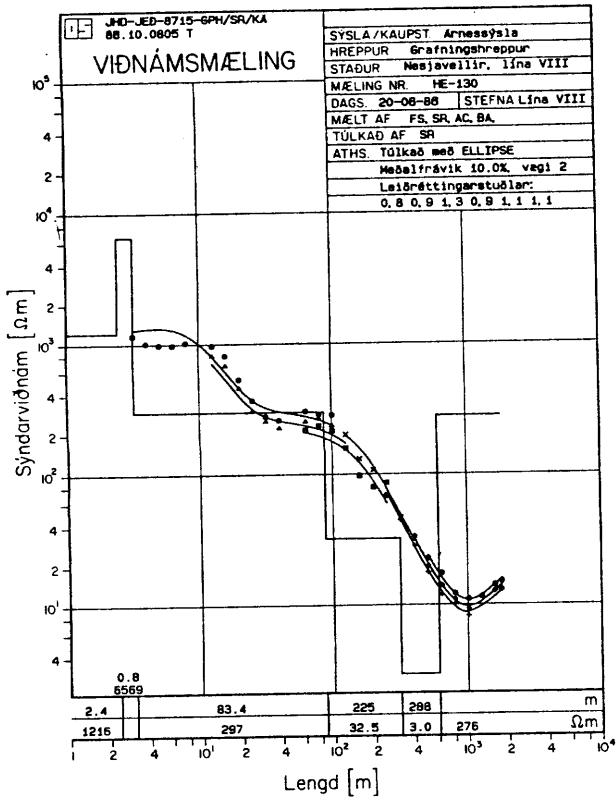
$$\frac{1}{r^2} = \int_0^\infty e^{-z\lambda} J_1(\lambda r) \lambda d\lambda$$

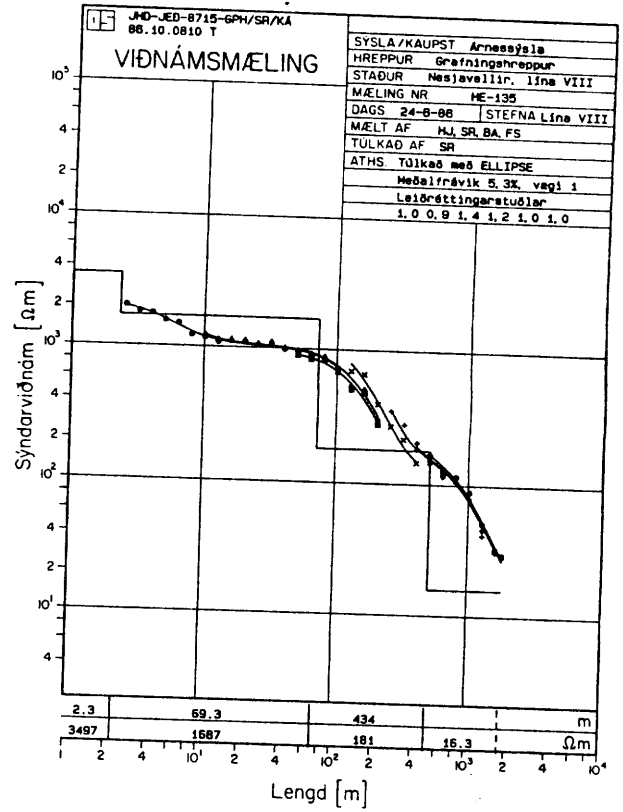
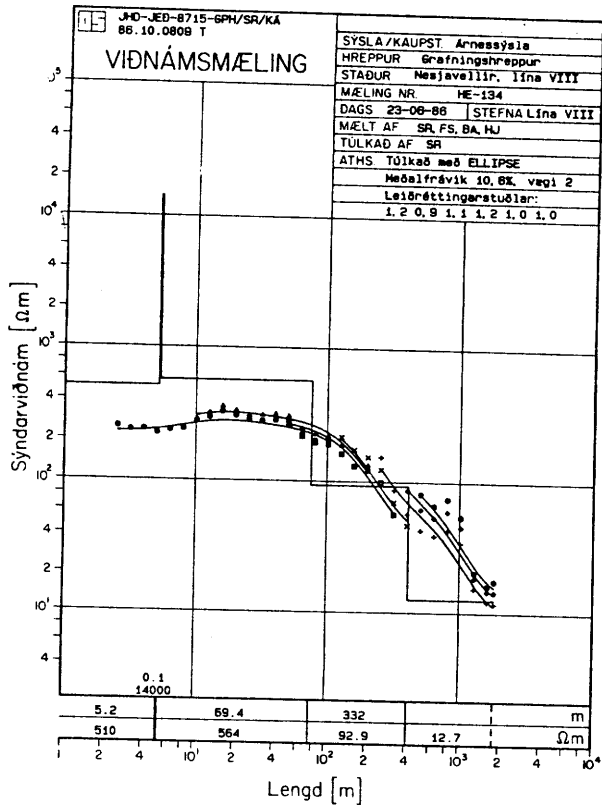
Með því að margfalda í gegn með r^2 fæst (V.17).

Viðauki II

Einvíð túlkun Schlumbergermælinga







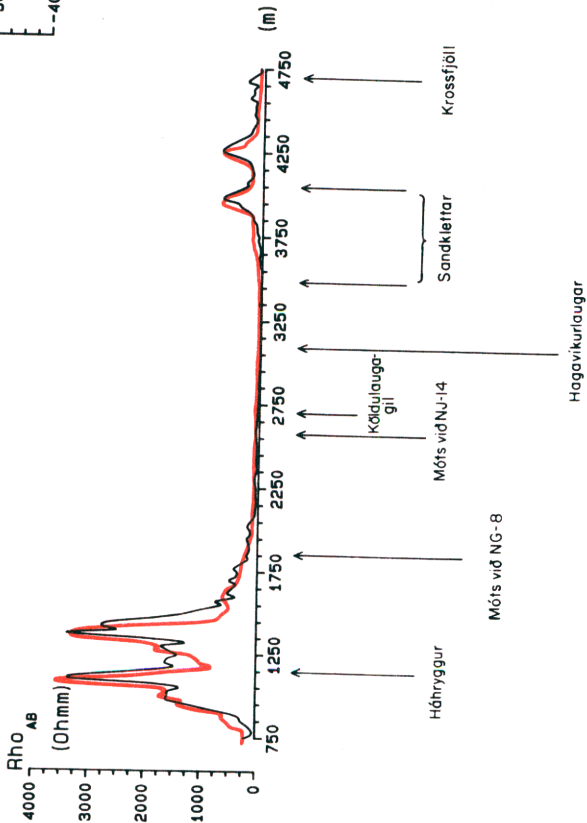
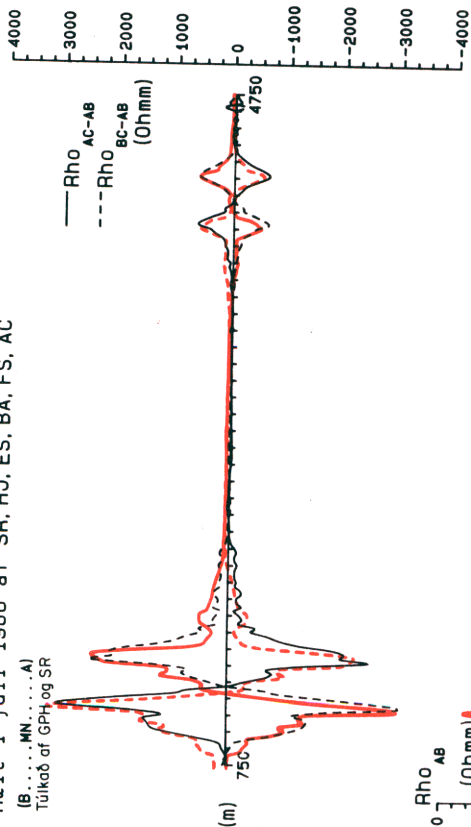
Viðauki III

Tvívíð túlkun viðnámsmælinga

JHD, JEB, 8715, SR
J8610 0875 T

NESJAVELLIR, LÍNA 8, VESTUR-AUSTUR
MÉLDIR SÝNDARVIÐNÁMSFERLAR, AB/2= 250m, MN/2= 25m
Mælt í júlí 1986 af SR, HJ, ES, BA, FS, AC

(B.....MN.....A)
Túlkab af GPH og SR

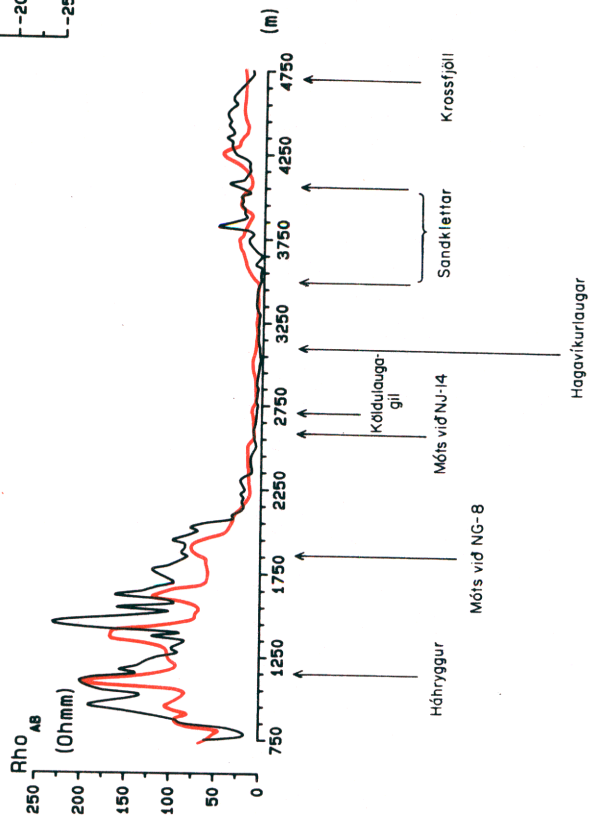
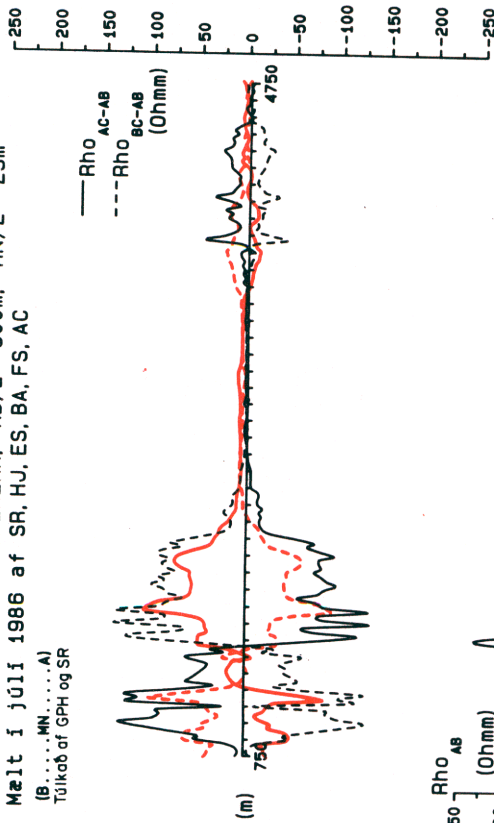


Hagavíkurlaugar

JHD, JEB, 8715, SR
J8610 0877 T

NESJAVELLIR, LÍNA 8, VESTUR-AUSTUR
MÉLDIR SÝNDARVIÐNÁMSFERLAR, AB/2= 500m, MN/2= 25m
Mælt í júlí 1986 af SR, HJ, ES, BA, FS, AC

(B.....MN.....A)
Túlkab af GPH og SR



Hagavíkurlaugar

JHD JED 8715 SR
8610.0876 T

NESJAVELLIR, LÍNA 8, VESTUR-AUSTUR
MÆLDIR SÝNDARVIDNÁMSFERLAR, AB/2= 750m, MN/2= 25m
Mælt í júlí 1986 af SR, HJ, ES, BA, FS, AC

(B.....MN.....A)
Túlkab af GPH og SR

