



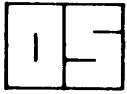
ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

Hjálmar Eysteinnsson

**VIÐNÁMSMÆLINGAR MEÐ MT-AÐFERÐ
YFIR SUNNANVERT EYSTRÁ GOSBELTIÐ**

OS-84041/JHD-06

Reykjavík, maí 1984



ORKUSTOFNUN
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Hjálmar Eysteinnsson

**VIÐNÁMSMÆLINGAR MEÐ MT-AÐFERÐ
YFIR SUNNANVERT EYSTRÁ GOSBELTIÐ**

OS-84041/JHD-06
Reykjavík, maí 1984

ÁGRIP

Sumarið 1982 voru framkvæmdar 18 viðnámsmælingar með magnetotellurik (MT) aðferð eftir 125 km langri línu þvert yfir sunnanvert eystra gosbeltið. Mælingarnar voru gerðar í samvinnu Orkustofnunar og Brown-háskóla á Rhode Island í Bandaríkjunum.

Við einvíða túlkun mælinganna kemur fram þunnt lágviðnámslag (< 5 km, 1-10 ohm) á 10-20 km dýpi. Viðnám í laginu vex og dýpi niður á það eykst með aukinni fjarlægð frá miðju gosbeltisins. Lágviðnámslagið kemur ekki í ljós austast í mælilínunni.

Þetta lágviðnámslag hefur fundist annars staðar á Íslandi á svipuðu dýpi og er grynnt á það í gosbeltunum. Lágviðnámslagið er túlkað sem hlutbráðið basalt, sem hefur stigið upp úr möttlinum vegna þess, að það er léttara en ultrabasískt möttulefnið.

Þetta hlutbráðna lag myndar sennilega skorpuna á tvennan hátt. Annars vegar með eldgosum á yfirborði og innskotum innan gosbeltanna. Hins vegar við að hlutbráðið basalt safnast undir skorpuna. Þegar skorpan færast frá gosbeltunum við landrek, kólnar basaltið og storknar; m.ö.o. hlutbráðna lagið veldur þykknun skorpunnar með tíma.

Sú niðurstaða MT-mælinga, að lágviðnámslagið kemur ekki fram austan eystra gosbeltisins gæti verið tengt því, að vestra gosbeltið er að færast austur á við inn í eldri skorpu.

EFNISYFIRLIT

	bls.
ÁGRIP	2
EFNISYFIRLIT	3
MYNDASKRÁ	4
1 INNGANGUR	5
2 NOKKUR ATRIÐI VARÐANDI MT-ADFERÐINA	8
2.1 Inngangur	8
2.2 Fræði	8
2.3 Ákvörðun á viðnámstensor	10
3 FYRRI RANNSÓKNIR	12
4 MT-MÆLINGAR YFIR SUNNANVERT EYSTRÁ GOSBELTIÐ	16
4.1 Mæli lína	16
4.2 Mælitæki	16
4.3 Um mæligögn	17
5 NIÐURSTÖÐUR	19
5.1 Túlkun mælinga	19
5.2 Viðnámsgerð sunnanverðs eystra gosbeltisins	26
6 ÁLYKTANIR	28
6.1 Lágviðnámslagið	28
6.2 Aldur og þróun eystra gosbeltisins	32
HEJMILDIR	33
VIÐAUKI I Niðurstöður mælinga	39
VIÐAUKI II Einvíð túlkun mælinga	59

MYNDASKRÁ

- Mynd 1 Jarðfræðikort af Íslandi og staðsetning MT-mælinga
- Mynd 2 Viðnámslíkan af norðanverðu gosbeltinu
- Mynd 3 Staðsetning MT-mælinga á Norðausturlandi og niðurstöður
- Mynd 4 Frumgögn MT-mælinga; dæmi
- Mynd 5 Snúningstefna viðnámsensors við 100 sek sveiflutíma
- Mynd 6 Einvíð túlkun hámarks sýndarviðnámsferla
- Mynd 7 Einvíð túlkun lágmarks sýndarviðnámsferla
- Mynd 8 Einvíð túlkun hámarks sýndarfasaferla
- Mynd 9 Einvíð túlkun lágmarks sýndarfasaferla
- Mynd 10 Viðnámslíkan af Suðurlandi (E-pólun)
- Mynd 11 Hlutfall þykktar og viðnáms lágviðnámslægsins
- Mynd 12 Samband hita og bráðnunarhlutfalls peridodite
- Mynd 13 Samband hita og viðnáms ýmissa bergtegunda
- Mynd 14 Hljóðhraðadreifing skorpu og efri hluta möttuls

1 INNGANGUR

Viðnámsmælingar með magnetotellurik (MT) aðferð var þróuð uppúr 1950 (Cagniard 1953). Aðferðin felst í því að mæla sveiflur í segulsviði jarðar, sem stafa af breytilegum rafstraumum í háloftum, og rafsviðið sem spanast upp samtímis í jörðinni, hvoru tveggja sem fall af tíðni. Með því að bera saman styrk rafsviðsins og styrk segulsviðsins má reikna út sýndarviðnáms- og sýndarfasaferla sem fall af tíðni. Túlkun mælinga felst í samanburði þessara ferla við fræðilega ferla, sem reiknaðir eru út frá gefnum líkönum af viðnámsdreifingu jarðar.

Með MT-mælingum fást upplýsingar um viðnámsdreifingu frá nokkurra kílómetra dýpi og niður á nokkurra tuga eða jafnvel hundruða kílómetra dýpi. Önnur aðferð audio magnetotellurik (AMT), sem svipar að flestu leyti til MT-aðferðar, veitir upplýsingar um viðnámsdreifinguna niður á nokkurra kílómetra dýpi. Hún hefur verið reynd á Íslandi með tækjabúnaði Orkustofnunar í tilraunaskyni (Jepsen og Pedersen 1981).

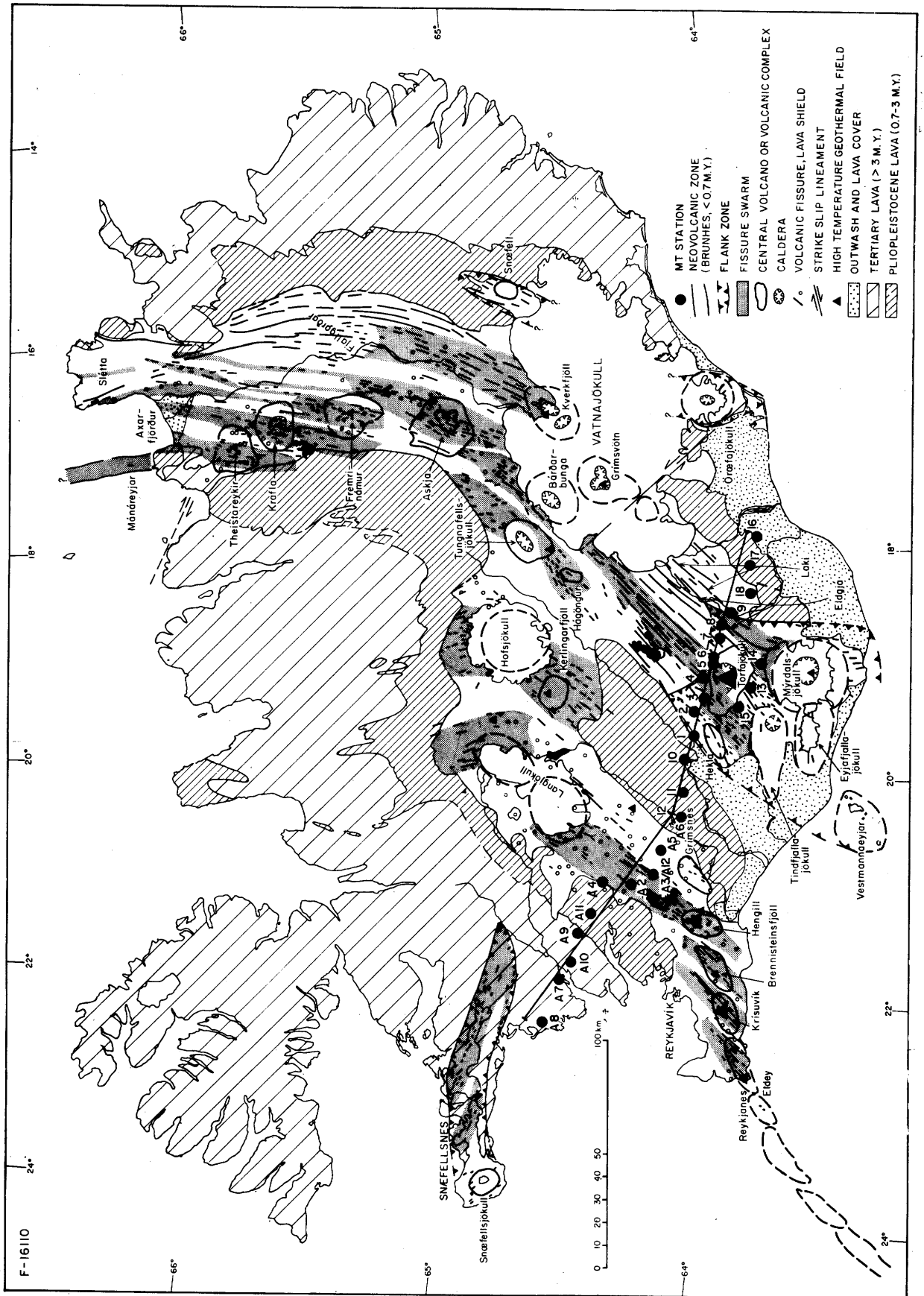
MT-mælingar hafa verið framkvæmdar á Íslandi í rúm 15 ár af þrem erlendum háskólastofnunum í samvinnu við Orkustofnun. Raunar voru þeir Garland og Ward frá háskólanum í Toronto í Kanada fyrstir til að setja fram tilgátu um viðnámsdreifinguna djúpt í jörðinni undir Íslandi. Þeir mældu breytingar í segulsviði jarðar á þrem stöðum á Íslandi sumarið 1964 og báru niðurstöðurnar saman við niðurstöður frá Grænlandi (Garland og Ward 1965).

Brownháskóli á Rhode Island í Bandaríkjunum reið á vaðið við framkvæmd MT-mælinga á Íslandi sumarið 1967 og var mælt flest sumrin fram til ársins 1973. Mælt var vítt og breytt um landið, þó aðallega á Norðaustur- og Suðvesturlandi (sjá t.d. Hermance og Garland 1968b, Hermance 1973a, Thayer 1974). Sumarið 1976 var mælt á þrem stöðum í samvinnu við Árósháskóla. Í fyrsta lagi eftir línu þvert yfir vestra gosbeltið, í öðru lagi við háhitasvæðið í Hengli og í þriðja lagi við háhitasvæðið í Kröflu (Gylfi Páll Hersir 1980, Gylfi Páll Hersir o.fl. 1984, Andersen 1981). Sumarið 1977 var mælt við norðanvert gosbeltið í samvinnu við háskólann í München (Beblo og Axel Björnsson 1978, 1980). Þessari samvinnu var haldið áfram sumarið 1980 og mælt víðs vegar um Norðausturland (Kolbeinn Árnason 1981, Beblo o.fl. 1983). Þá má geta þess, að sumarið 1977 var mælt í tilraunaskyni með tækjabúnaði Orkustofnunar eftir línu þvert yfir eystra gosbeltið. Niðurstöður þeirra mælinga hafa ekki verið birtar.

Samvinna Brownháskóla og Orkustofnunar var endurnýjuð árið 1982. Á þeim 10 árum, sem voru liðin frá því hópurinn var hér síðast hefur tækjakostur og úrvinnsluaðferðir við MT-mælingar gerbreyst, enda orðið stórstígar framfarir á sviði rafeinda- og tölvufræði. Þá hefur bæst við mikilvæg vitneskja um viðnámsgerð skorpu og möttuls undir Íslandi. Einnig hafa verið gerðar tilraunir til að setja niðurstöður þessara mælinga í samband við niðurstöður annarra jarðeðlisfræðilegra mælinga sem og jarðfræði og bergfræði (sjá t.d. Hermance 1981a, 1981b, Guðmundur Pálmason 1981).

Mælt var á þrem stöðum. Í fyrsta lagi var mælilínan yfir vestra gosbeltið frá sumrinu 1976 framlengd og mældar 15 stöðvar eftir línu þvert yfir eystra gosbeltið. Í öðru lagi voru mældar 3 stöðvar innan eystra gosbeltisins (sunnan megineldstöðvarinnar við Torfajökul) og í þriðja lagi 7 stöðvar við háhitasvæðið í Hengli. Unnið er við túlkun mælinga frá Hengilssvæðinu. Mælistöðvar aðrar en frá Hengilssvæðinu eru sýndar á mynd 1.

Í þessari skýrslu eru fyrst rakin nokkur atriði er varða MT-aðferðina. Gerð er grein fyrir fyrri rannsóknum á rafleiðni neðri hluta skorpu og efri hluta möttuls undir Íslandi og helstu niðurstöðum. Þá er sagt frá mælilínunni, mælitækjum og mæligögnum. Fjallað er um túlkun mælinga og sett fram tilgáta um viðnámsgerð sunnanverðs eystra gosbeltisins. Að lokum eru niðurstöður bornar saman við niðurstöður MT-mælinga og skjálftamælinga. Bráðnunarhlutfall basalts og hitastig þess á mörkum skorpu og möttuls er metið og niðurstöður settar í samband við almennar kenningar um landrek á Íslandi.



Mynd 1 Jarðfræðikort af Íslandi (eftir Kristján Sæmundsson 1978) ásamt staðsetningu MT-mælinga HEK-1 til HEK-18. A1 til A12 eru stöðvar Gylfa Páls Hersis o.fl. (1984).

2 NOKKUR ATRIÐI VARÐANDI MT-AÐFERÐINA

2.1 Inngangur

MT-mælingar eru notaðar til að kanna viðnámsdreifingu jarðar, einkum á miklu dýpi. Aðferðin þróaðist uppúr 1950 og var Frakkinn Cagniard (1953) fyrstur til að setja fram fræðilegan grundvöll hennar. Á allra síðustu árum hefur þróunin orðið ör, einkum vegna stórstígra framfara á sviði rafeinda- og tölvufræði. Ekki er gerlegt að skýra frá öllum sviðum MT-aðferðarinnar í skýrslu sem þessari. Hins vegar er fróðleiksfúsum lesendum bent á grein eftir Vozoff (1972), sem fjallar almennt um aðferðina, grein Ward (1967) um þann hluta sem snýr að rafsegulfræði og greinar Sims o.fl. (1969, 1971), Swift (1967), Hermance (1973b), Bentley (1973), Thayer og Hermance (1978), Kao og Rankin (1977) og Jubb (1978) um úrvinnslu. Hvað varðar túlkun má benda á Bredichevsky og Dimitriev (1976), Petersen (1979) og Oldenburg (1979).

2.2 Fræði

Sveiflur í segulsviði jarðar spana upp rafstrauma í jörðinni. Þessar sveiflur dofna með dýpi. Skindýpt er skilgreind sem það dýpi, þar sem útslag sveiflunnar hefur minnkað í 1/e af útslagi hennar á yfirborði jarðar. Skindýpt sveiflanna (δ) er háð viðnámi jarðar (ρ) mældu í ohmm og sveiflutíma (T) mældum í sekúndum:

$$\delta = 0.5\sqrt{\rho T} \quad (\text{km}) \quad (1)$$

Með því að mæla tímaháð segulsviðið $B(t)$ (mælt í gamma) og tímaháð rafsviðið $E(t)$ (mælt í mV/km), sem spanast upp, má kanna eðlisviðnám jarðar.

Láréttu þáttum raf- og segulsviðs er Fourier varpað úr tímarúmi í tíðnirúm og verða þeir fall af tíðni (ω) í stað tíma (t). Sambandið milli raf- og segulsviðs um ákveðna tíðni má skrifa á forminu:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} \quad (2)$$

eða á samþjöppuðu formi:

$$\vec{E}(\omega) = [Z(\omega)]\vec{B}(\omega) \quad (3)$$

þar sem $\vec{E}(\omega)$ og $\vec{B}(\omega)$ eru Fourierstuðlar raf- og segulsviðs og $[Z(\omega)]$ er tvenndartölu tensor (viðnámsensor).

Fyrir einsleita jörð með eðlisviðnámi ρ gildir að $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ og $Z_{xy}=-Z_{yx}$. Eðlisviðnám jarðar má þá reikna út frá formúlunni:

$$\rho = 0.2T|Z_{xy}|^2 \quad (4)$$

þar sem T er eins og áður sagði sveiflutími bylgjunnar mældur í sekúndum. Fasamunurinn (ϕ) milli E og B verður:

$$\phi = \arg(Z_{xy}) = 45^\circ \quad \text{fyrir öll } T \quad (5)$$

Fyrir misleita jörð er skilgreint sýndarviðnám (ρ_a) og sýndarfasi (ϕ_a) út frá viðnámsensorum $[Z]$ eins og ef um einsleita jörð væri að ræða. Þar með fást mældir sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlar sem fall af tíðni. Þessir ferlar eru þó oftast settir fram sem fall af sveiflutíma (T). Túlkun mælinga er fólgin í samanburði þessara mældu ferla við ferla, sem reiknaðir eru út frá gefnum líkönum.

Ef viðnámsdreifing jarðar er einvíð (viðnám breytist aðeins með dýpi) gildir á svipaðan hátt eins og ef um einsleita jörð væri að ræða að $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ og $Z_{xy}=-Z_{yx}$. Sýndarviðnám og sýndarfasi verða því:

$$\begin{aligned} \rho_a(T) &= 0.2T|Z_{xy}|^2 \\ \phi_a(T) &= \arg(Z_{xy}) \end{aligned} \quad (6)$$

Fyrir tvívíða viðnámsdreifingu (viðnám breytist með dýpi og eftir einni stefnu í láréttum fleti, þvert á svokallaða stríkstefnu) gildir, að $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ að því tilskildu að mælistefnur (X -ás og Y -ás) séu sam-síða og hornrétt á stríkstefnu. Uppsetningu mælitækja er sjaldnast þannig háttað. Úr því má bæta með því að umreikna viðnámsensorinn $[Z]$ (þ.e. snúa honum) yfir í nýtt hnitakerfi, sem hefur ása í stríkstefnu og þvert á hana. Það er gert með því að lágmarka kvaðratsummu hornalínustaka hans ($|Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2$). Jafnframt fæst ágætt mat á, hve tvívíð viðnámsdreifingin er með því að athuga, hvort hægt sé að láta kvaðratsummuna nálgast núll. Sé það ekki unnt er viðnámsdreifingin þrívíð.

Stærðin S (skewness) er skilgreind til að meta, hversu þrívíð viðnámsdreifingin er.

$$S = |Z'_{xx} + Z'_{yy}| / |Z'_{xy} - Z'_{yx}| \quad (7)$$

Ef gildið á S er hærra en 1 er viðnámsdreifing jarðar talin þrívíð. Í reynd er tvívíð túlkun oftast látin nægja. Viðnámstensorinn er umreiknaður í það hnitakerfi, sem lágmarkar kvaðratsummuna ($|Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2$). Stefnur ása þess hnitakerfis eru kallaðar höfuðstefnur (principal directions) og snúningur hnitakerfisins snúningsstefna. Hér verður sú stefna, sem gefur hærra gildi á Z'_{xy} , valin sem X -stefna. Í þessu tilviki er $|Z'_{xy}| \neq |Z'_{yx}|$ og við skilgreinum hærri og lægri sýndargildi:

$$\begin{aligned} \rho_{\max} &= 0.2T|Z'_{xy}|^2 & \phi_{\max} &= \arg(Z'_{xy}) \\ \rho_{\min} &= 0.2T|Z'_{yx}|^2 & \phi_{\min} &= -\arg(Z'_{yx}) \end{aligned} \quad (8)$$

Sú ásastefna þessa hnitakerfis, sem er nær því að vera samsíða ríkjandi "jarðfræðistefnu" (gosbeltum, gangasveimum o.s.frv.) er oft skilgreind sem stríkstefna og er það gert hér. Einnig má nota lóðrétta þátt segulsviðsins (B_z) til þess að reikna hana út (sjá t.d. Sims og Bostic 1969).

Þegar rafsvið er samsíða stríkstefnu og segulsvið hornrétt á hana er rætt um E -pólun. Ef hins vegar rafsvið er hornrétt á stríkstefnu og segulsvið samsíða henni nefnist það B -pólun. Í fyrra tilfellinu er rafsviðs þátturinn samfelldur yfir lóðrétta viðnámsskil en ósamfelldur í því síðara. E -pólun verður fyrir mun minni áhrifum frá yfirborðs-óreglum en B -pólun. Því er venjan sú að nota E -pólun við einvíða túlkun.

2.3 Ákvörðun á viðnámstensor

Ýmsum aðferðum er hægt að beita til að reikna út stök viðnámstensorsins. Sú aðferð sem hér verður lauslega lýst felst í því að jafna út áhrif tilviljanakennds suðs (random noise) raf- og segulsviðs (sjá t.d. Sims o.fl. 1971).

Samkvæmt jöfnu (2) gildir:

$$E_x = Z_{xx}B_x + Z_{xy}B_y \tag{9}$$

með því að margfalda þessa jöfnu fyrst með B_x^* og síðan sömu jöfnu með B_y^* (B-sviðs margföldun) fæst:

$$\langle E_x B_x^* \rangle = Z_{xx} \langle B_x B_x^* \rangle + Z_{xy} \langle B_y B_x^* \rangle \tag{10}$$

$$\langle E_x B_y^* \rangle = Z_{xx} \langle B_x B_y^* \rangle + Z_{xy} \langle B_y B_y^* \rangle$$

þar sem * táknar samoka stærð (complex conjugate) og $\langle \rangle$ meðaltal yfir orkurófið umhverfis tíðnina ω (band average cross energy spectrum) (sjá Thayer og Hermance 1978). Ef þessar tvær jöfnur eru leystar saman fæst:

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x B_x^* \rangle \langle B_x B_y^* \rangle - \langle E_x B_y^* \rangle \langle B_x B_x^* \rangle}{\langle B_y B_x^* \rangle \langle B_x B_y^* \rangle - \langle B_y B_y^* \rangle \langle B_x B_x^* \rangle} \tag{11}$$

Á sama hátt fást lausnir fyrir önnur gildi viðnámstensorsins.

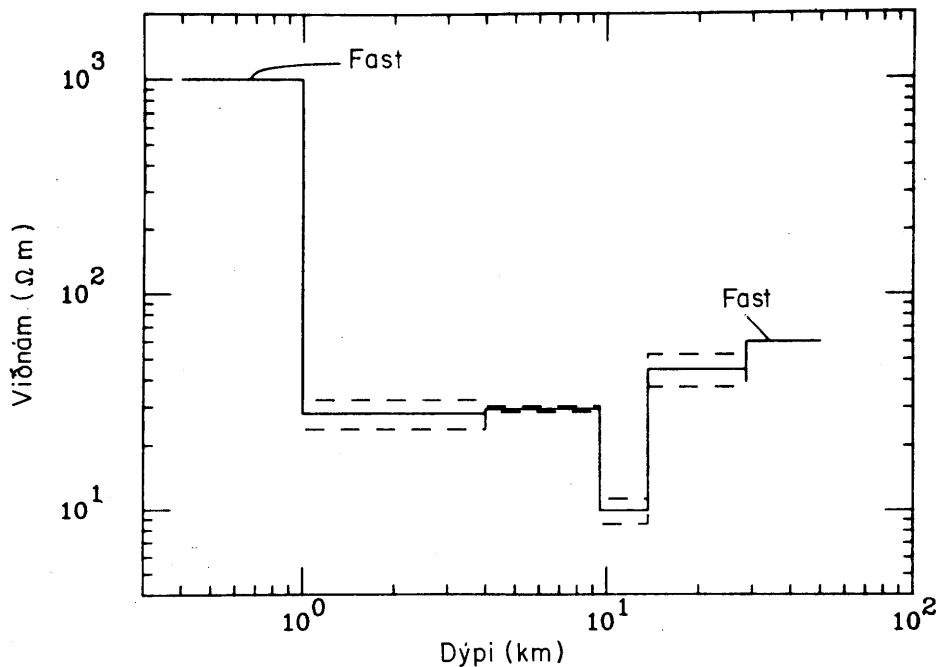
Í stað þess að margfalda jöfnu (9) með margföldunarþarfinu B_x og B_y má eins nota margföldunarþörin E_x og E_y (E-sviðs margföldun); E_x og B_x ; E_y og B_y ; E_x og B_y ; E_y og B_x . Síðustu tvö þörin gefa tiltölulega óstöðugar lausnir fyrir einvíða viðnámsdreifingu (Sims o.fl. 1971). Af hinum fjórum þörinum, gefa tvö þeirra (B_x, B_y og E_y, B_y) lausnir, sem hliðra stökum viðnámstensorsins niður á við vegna tilviljanakennds suðs í segulsviði (biased downwards), og hin tvö (E_x, E_y og E_x, B_x) hliðra lausnum á stökum viðnámstensorsins upp á við vegna tilviljanakennds suðs í rafsviði (biased upwards) (Swift 1967, Sims o.fl. 1971).

Við úrvinnslu þessara mæligagna var viðnámstensorinn reiknaður út á tvennan hátt. Annars vegar með margföldunarþari sem gefur hliðrun niður á við (B_x, B_y þ.e. B-sviðs margföldun) og hins vegar með margföldunarþari, sem gefur hliðrun upp á við (E_x, E_y þ.e. E-sviðs margföldun). Síðan var tekið meðaltal þeirra tveggja.

3 FYRRI RANNSÓKNIR

Garland og Ward (1965) og Hermance og Garland (1968a, 1968b) voru fyrstir til að rannsaka rafleiðni neðri hluta skorpu og efri hluta möttuls undir Íslandi. Þessar rannsóknir benda til þess, að í norðanverðu gosbeltinu séu tvö viðnámslög með 500 ohmm og 30 ohmm viðnámi og að dýpi niður á síðarnefnda lagið sé minna en 25 km. Út frá samanburði á niðurstöðum frá mismunandi mælistöðvum gerðu þessir höfundar ráð fyrir, að þetta lágviðnámslag væri dæmigert fyrir allt Ísland og stæði í sambandi við almennt hitaástand undir öllu landinu en væri ekki einvörðungu bundið við meiri háttar eldvirkni.

Hermance o.fl. (1976) báru saman viðnám á mótum skorpu og möttuls innan og utan gosbeltisins. Niðurstöður þeirra sýna, að viðnám er lægra á þessum skilum innan gosbeltisins (5-10 ohmm) heldur en á eldri (10 m.ár) tertier svæðum utan þess (15-30 ohmm). Þeir komust að þeirri niðurstöðu að líklegasta skýringin á þessu væri hlutbráðnun (fáein prósent) á mótum skorpu og möttuls í gosbeltunum. Mynd 2 sýnir líkan af viðnámsdreifingu (viðnám sem fall af dýpi) fyrir norðanvert gosbeltið í námunda við Mývatn (Thayer o.fl. 1981). Það styðst við niðurstöður fjögurra MT-mælinga.



Mynd 2 Viðnámslíkan af norðanverðu gosbeltinu (eftir Thayer o.fl. 1981). Heila línan sýnir besta meðaltal en brotnu línurnar sýna ytri mörk á viðnámi hvers lags, þegar þykkt þess er haldið fastri.

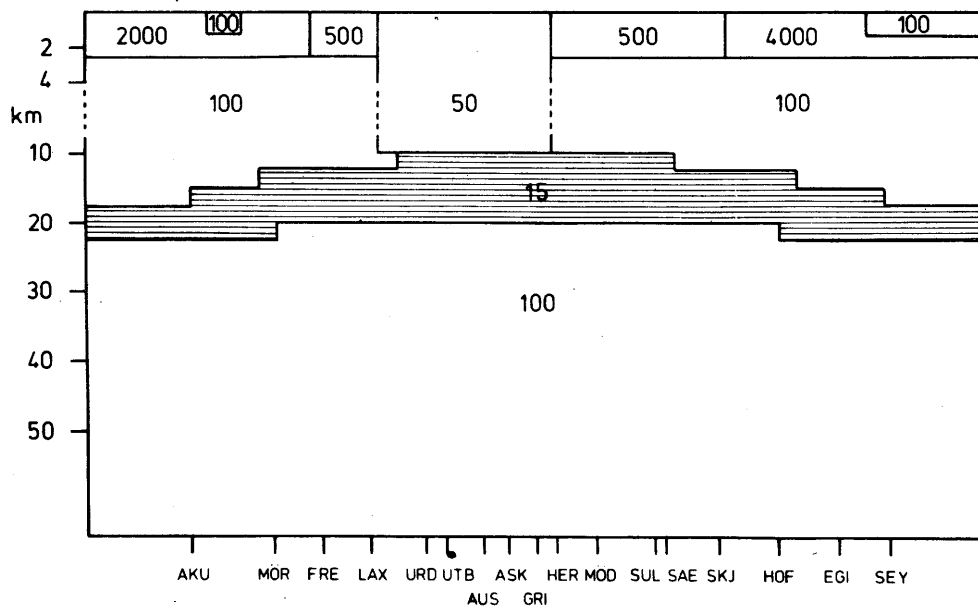
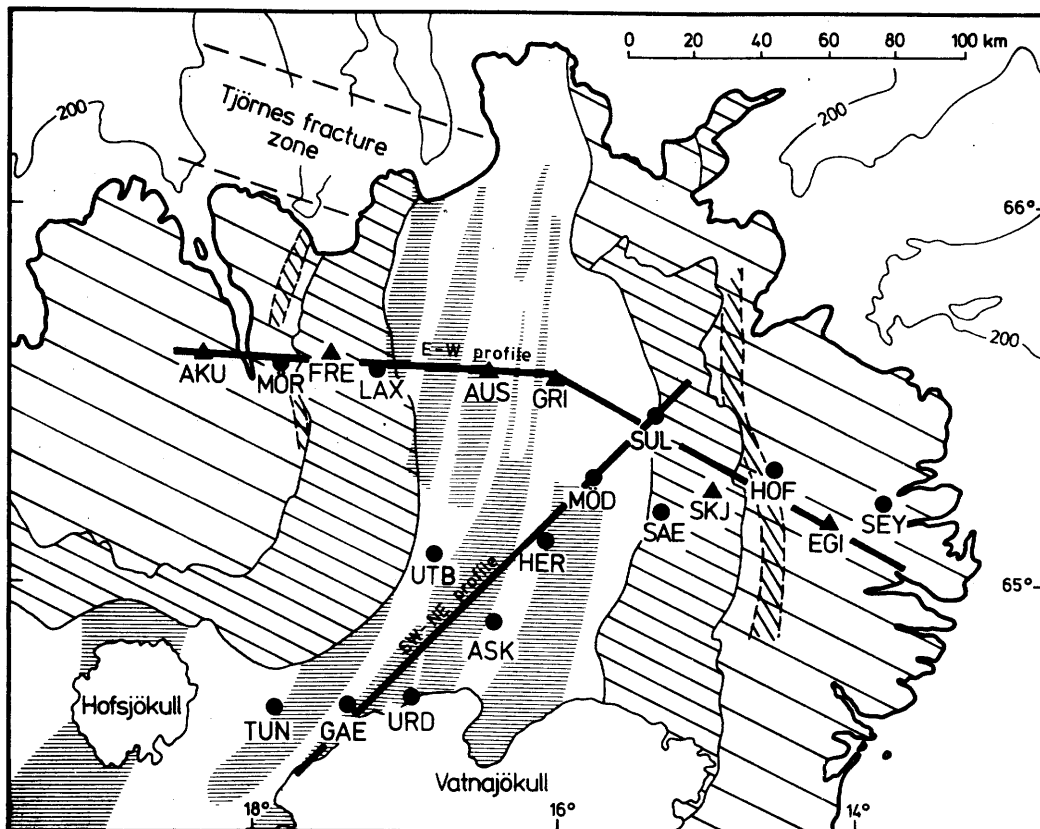
Samkvæmt þessu líkani er viðnám skorpunnar 25-30 ohmm. Á mótum skorpu og möttuls (8-15 km dýpi) er lágviðnámslag með viðnám minna en 10 ohmm. Fyrir neðan lágviðnámslagið (þ.e.a.s. í möttlinum) er viðnám 45 ohmm á 15 km dýpi en vex í 60 ohmm á 30 km dýpi og helst óbreytt niður á a.m.k. 100 km. Thayer o.fl. (1981) töldu þetta lága viðnám stafa af hlutbráðnun og mátu hlut bráðnunar 7,5-15%, ef lagið er 4 km þykkt. Hins vegar getur bráðnunin allt eins verið 100%, ef þykkt lagsins er 200 m.

Árið 1977 hófust víðtækar MT-mælingar á Norðausturlandi og er staðsetning þeirra sýnd á efri hluta myndar 3 (Beblo og Axel Björnsson 1978, 1980). Neðri hluti myndarinnar sýnir tvívítt viðnámslíkan, sem er túlkun á þeim hluta mælinganna, sem raða sér á línu, sem nær frá tertier basalti rétt vestan Akureyrar þvert yfir gosbeltið og að tertier basalti á austanverðu landinu við Egilsstaði og Seyðisfjörð. Meginniðurstaðan er, að fram kemur lágviðnámslag á 10-20 km dýpi, sem hefur 15 ohmm viðnám að meðaltali. Innan gosbeltisins er viðnám skorpunnar lægra (50 ohmm) en utan þess (100 ohmm). Dýpi á lágviðnámslagið vex með aukinni fjarlægð frá gliðnunarásnum, eða frá 10 km dýpi innan gosbeltisins og í 17 km dýpi utan þess á tertier svæðunum. Þykkt lagsins er u.þ.b. 5 km utan gosbeltisins en 10 km innan þess. Beblo og Axel Björnsson (1978, 1980) túlkuðu þetta lága viðnám sem hlutbráðnun og getur hlutur bráðnunar verið allt að 10%. Fyrir neðan þetta lag er viðnám 70-100 ohmm a.m.k. niður á 100 km dýpi. Ennfremur settu þeir fram þá tilgátu, að lágviðnámslag geti verið til staðar undir öllu landinu. Sumarið 1980 var aukið við þessar mælingar og mælt vítt og breytt um Norðausturland (Kolbeinn Árnason 1981, Beblo o.fl. 1983). Lágviðnámslag kemur fram í öllum mælingum og er grynnst á það í megineldstöðinni í Kröflu (minna en 8 km). Þá sýna MT-mælingar, sem gerðar voru sumarið 1976 á Kröflusvæði í samvinnu við háskólann í Árósum svipaðar niðurstöður (Andersen 1981).

MT-mælingar hafa einnig verið gerðar eftir mællínu þvert yfir vestra gosbeltið (sjá mynd 1, A-mælingar). Þær sýna tilvist lágviðnámslags á 10-20 km dýpi (Gylfi Páll Hersir 1980, Gylfi Páll Hersir o.fl. 1984). Samkvæmt þeim vex dýpi niður á lágviðnámslagið með aukinni fjarlægð frá miðju gosbeltisins (sjá mynd 10, A-mælingar). Þá sýna þær, að viðnám í laginu vex með aukinni fjarlægð frá gosbeltinu og er lagið þynnst í því miðju (við Ármannsfell) en þar er það á u.þ.b. 8 km dýpi með viðnám minna en 5 ohmm og u.þ.b. 2 km þykkt. Tvær aðrar MT-mælingar, sem einnig eru á miðju gosbeltinu (á Nesjavöllum og við Grímannsfell) sýna mjög svipaðar niðurstöður (Gylfi Páll Hersir 1980). Á tertier svæðum er lágviðnámslag á 15-20 km dýpi með u.þ.b. 20 ohmm viðnám og 5-10 km á þykkt. Gylfi Páll Hersir o.fl. (1984)

töldu, að vaxandi dýpi á lágviðnámslagið og lækandi hitastigull með aukinni fjarlægð frá gosbeltinu tengdist sennilega uppstreymi kviku úr möttlinum undir gosbeltinu. Vaxandi viðnám í lágviðnámslaginu út frá gosbeltinu má þá túlka á þann veg, að hitastig fari lækandi og þar með minnki hlutbráðnun með aukinni fjarlægð frá gosbeltinu. Í mælingum A7 og A8 vestast á mælinunni kemur ekki í ljós lágviðnámslag og því er hugsanlegt, að á þessu svæði nái hitastig á mörkum skorpu og möttuls ekki bræðslumarki basalts. Báðar þessar mælingar eru vestanmegin við Borgarness-andhverfuna, en það svæði er talið vera þrisvar sinnum eldra en svæðið austan hennar.

Eins og áður sagði hefur sú tilgáta komið fram, að undir öllu landinu sé lágviðnámslag (sjá t.d. Hermance og Garland 1968b, Beblo og Axel Björnsson 1978, 1980). Niðurstöður MT-mælinga úr Borgarfirði eru í mótsögn við þessa tilgátu. Niðurstöður MT-mælinga á Íslandi sýna engu að síður gott innra samræmi hvað varðar viðnámsgerð skorpu og efri hluta möttuls. Meginniðurstaða þessara mælinga er, að fram kemur lágviðnámslag á 8-15 km dýpi innan gosbeltisins og á 15-20 km dýpi utan þess. Þetta lágviðnámslag er túlkað sem hlutbráðið möttulefni og er það í samræmi við niðurstöður skjálftamælinga.



Mynd 3 Staðsetning MT-mælinga á Norðausturlandi og tvívíð túlkun á viðnámsdreifingu undir austur-vestur mælinunni. Tölur sýna áætlað viðnám hvers lags í ohmm (eftir Beblo og Axel Björnsson 1980).

4 MT-MÆLINGAR YFIR SUNNANVERT EYSTRÁ GOSBELTIÐ

4.1 Mæilína

Sumarið 1982 voru mældar átján MT-mælingar yfir sunnanvert eystra gosbeltið. Staðsetning þeirra er sýnd á mynd 1 (mælingar HEK1 - HEK18). Fyrst voru mældar fimmtán mælingar eftir 125 km langri línu þvert yfir gosbeltið. Hún nær frá Flúðum (HEK-12) austur að Heklu, sem er á vesturjaðri gosbeltisins og áfram austur norðan við háhitasvæðið við Torfajökull, austur yfir Eldgjá, sem er á austurjaðri gosbeltisins og að Kirkjubæjarklaustri (HEK-16). Mæilínan er á mörkum gliðunar- og hliðarbeltis (Kristján Sæmundsson 1978).

Síðan voru mældar þrjár mælingar sunnan við Torfajökul (HEK-13, HEK-14, HEK-15). Tilgangur þeirra var að athuga viðnámsbreytingar eftir sjálfu gosbeltinu. Ekki reyndist unnt að mæla innan Torfajökuls-öskjunnar vegna snjóá.

4.2 Mælitæki

Segulsviðið var mælt með SQUID-segulumæli (Super-conducting Quantum Interference Device) í þrjár óháðar stefnur (Bx,By,Bz). Næmni mælisins var u.þ.b. 10 mV/gamma á því tíðnibili, sem mælt var yfir.

Rafsviðið var mælt með kopar-súlfat pottum og voru yfirleitt hafðir 200 m milli potta. Mælt var í stefnur segul norður-suðurs og segul austur-vesturs. Notaður var lítill jafnstraumsgjafi til að losna við áhrif sjálfspennu.

Mælimerkin voru send inn í mælibíl, þar sem þau fóru í gegnum formagnara með mögnun 1 til 100. Eftir formögnun voru merkin síuð (hápass og lágpas) og því næst mögnuð meira (1 til 500). Eftir mögnun og síun merkjanna var notuð tölva til að safna þeim stafrænt (digitalt) með söfnunarbili 0.02-25 sekúndum og þau sett í tölvuminni. Með tölvunni má safna allt að 1024 punktum fyrir sérhvert fimm merkjanna (þ.e. Ex,Ey,Bx,By,Bz).

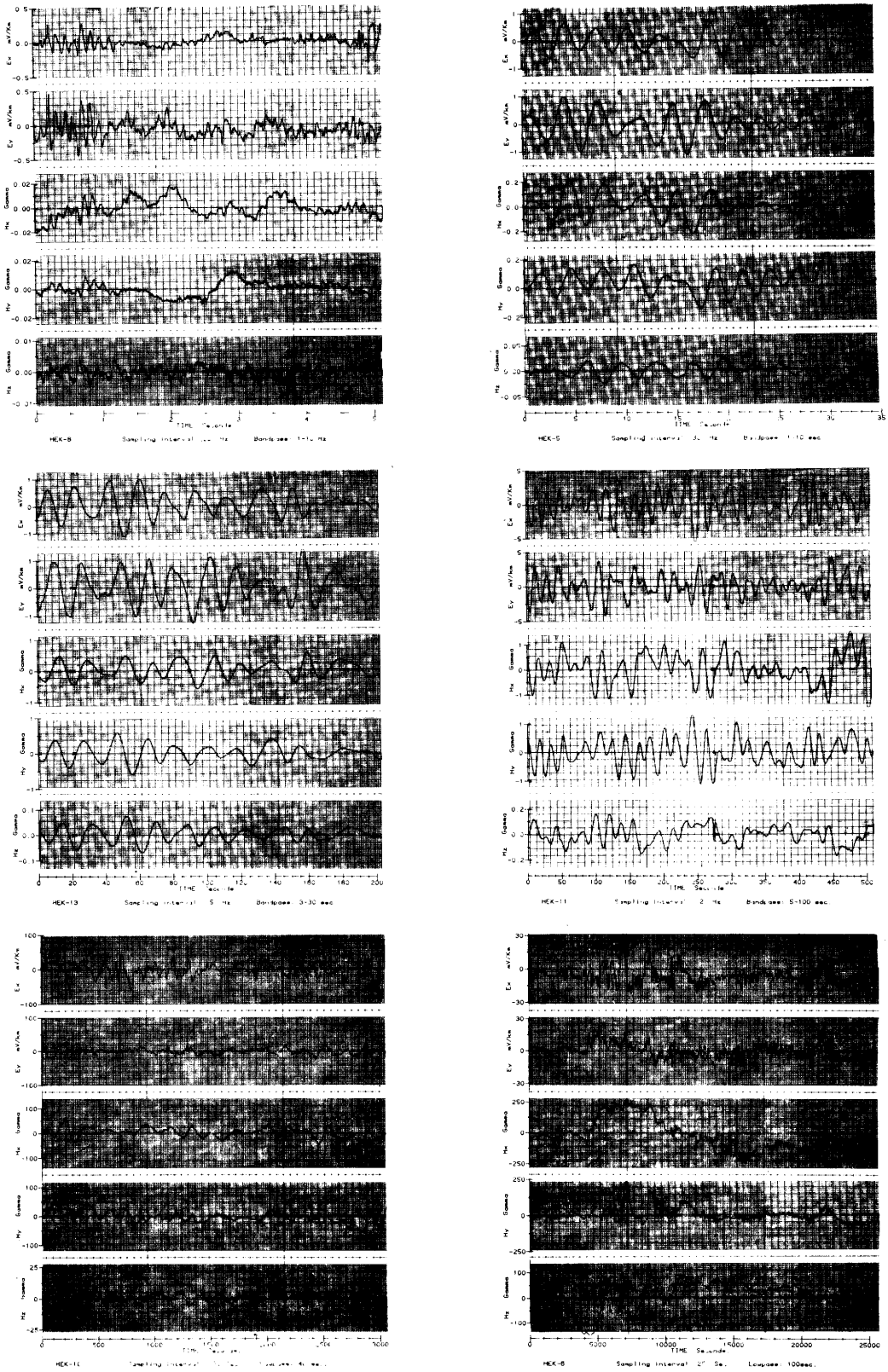
Gert er ráð fyrir, að í stystu sveiflunni sem er athuguð séu a.m.k. 10 punktar og í hverri mældri tímaröð séu a.m.k. 10 sveiflur af lengstu sveiflunum. Í hverri slíkri sveiflu eru því u.þ.b. 100 punktar. Þess vegna má skoða eina tíund (decade) tíðnisviðsins í senn með fyrrnefndum 1024 punktum og verður því að nota a.m.k. þrjár síustillingar til þess að athuga tíðnisvið, sem nær yfir þrjár tíundir.

Venjulega voru mældar fimm tímaraðir fyrir hverja síustillingu. Allar stærðir MT-mælinga voru reiknaðar út á mælistað og mátti þannig fylgjast jafnóðum með gæðum mælinga og niðurstöðum. Þessar stærðir voru síðan settar á tölvudiskling til frekari úrvinnslu.

4.3 Um mæligögn

Nokkur valin dæmi um tímaraðir raf- og segulsviðs frá mismunandi mælistöðum eru sýnd á mynd 4. Eins og sést á myndinni er styrkur merkjanna háður tíðni. Hann er minnstur fyrir háa tíðni en vex um nokkrar stærðargráður fyrir lægstu tíðnina. Lítið var hægt að mæla ofan við 1 rið vegna lágs styrks merkisins, þ.e. lágs hlutfalls merkis og suðs (signal to noise ratio). Yfirleitt var mæld ein stöð á dag fyrir sveiflutíma 1-300 sekúndur (0.0033-1 rið).

Mæliniðurstöður eru sýndar í viðauka skýrslunnar. Í viðauka I eru sýndir hámarks og lágmarks sýndarviðnámsferlar, hámarks og lágmarks sýndarfasaferlar og snúningsstefna viðnámsstensors, allt sem fall af sveiflutíma. Reiknað er bæði með E- og B-sviðs margföldurum (sjá kafla 2.2). Einvíð túlkun sýndarviðnáms- og sýndarfasaferla er sýnd í viðauka II. Notað var túlkunarforrit, sem grundvallast á Lavenberg-Marquardt aðferð við að lágmarka summu kvaðrata á mismun mældra og reiknaðra gilda (Petersen 1979).



Mynd 4 Sex valin dæmi af frumgögnum MT-mælinga. Efstu tvær tíma-
ráðirnar á hverri mynd eru rafsviðið Ex og Ey en þær neðstu
eru segulsviðið Bx, By og Bz. Greinileg samsvörun sést milli
Ex og By annars vegar og Ey og Bx hins vegar.

5 NIÐURSTÖÐUR

5.1 Túlkun mælinga

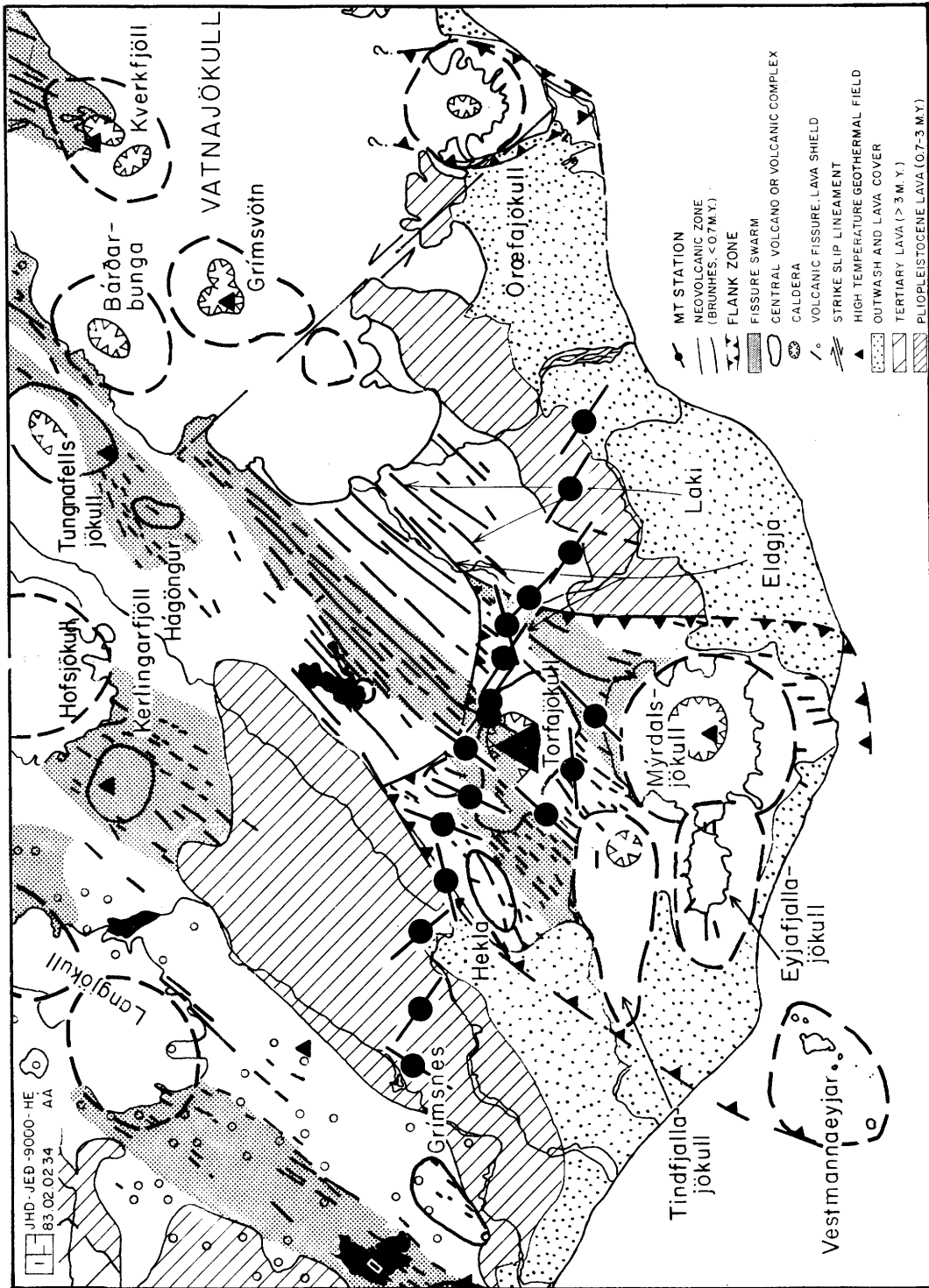
Eins og fram kemur í viðauka I er snúningsstefna viðnámstensors sérhverrar mælingar nokkurn veginn sú sama fyrir mismunandi sveiflutíma. Þó eru undantekningar hvað varðar mælingar HEK-1, HEK-8 og HEK-13 þar sem snúningsstefnan fer minnkandi með vaxandi sveiflutíma, sem þýðir að um þrívíð áhrif er að ræða.

Á mynd 5 er sýnd snúningsstefna mælinga fyrir 100 sekúnda sveiflutíma. Utan gosbeltisins er hún yfirleitt hornrétt á það, en innan gosbeltisins samsíða því. Þetta bendir til þess, að lágviðnámsrenna liggja eftir gosbeltinu og að líta megi á svæðið sem tvívítt. Samkvæmt því samsvavar E-pólunin hámarks (maximum) sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlum mælinga innan gosbeltisins, en lágmarks (minimum) sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlum mælinga utan gosbeltisins.

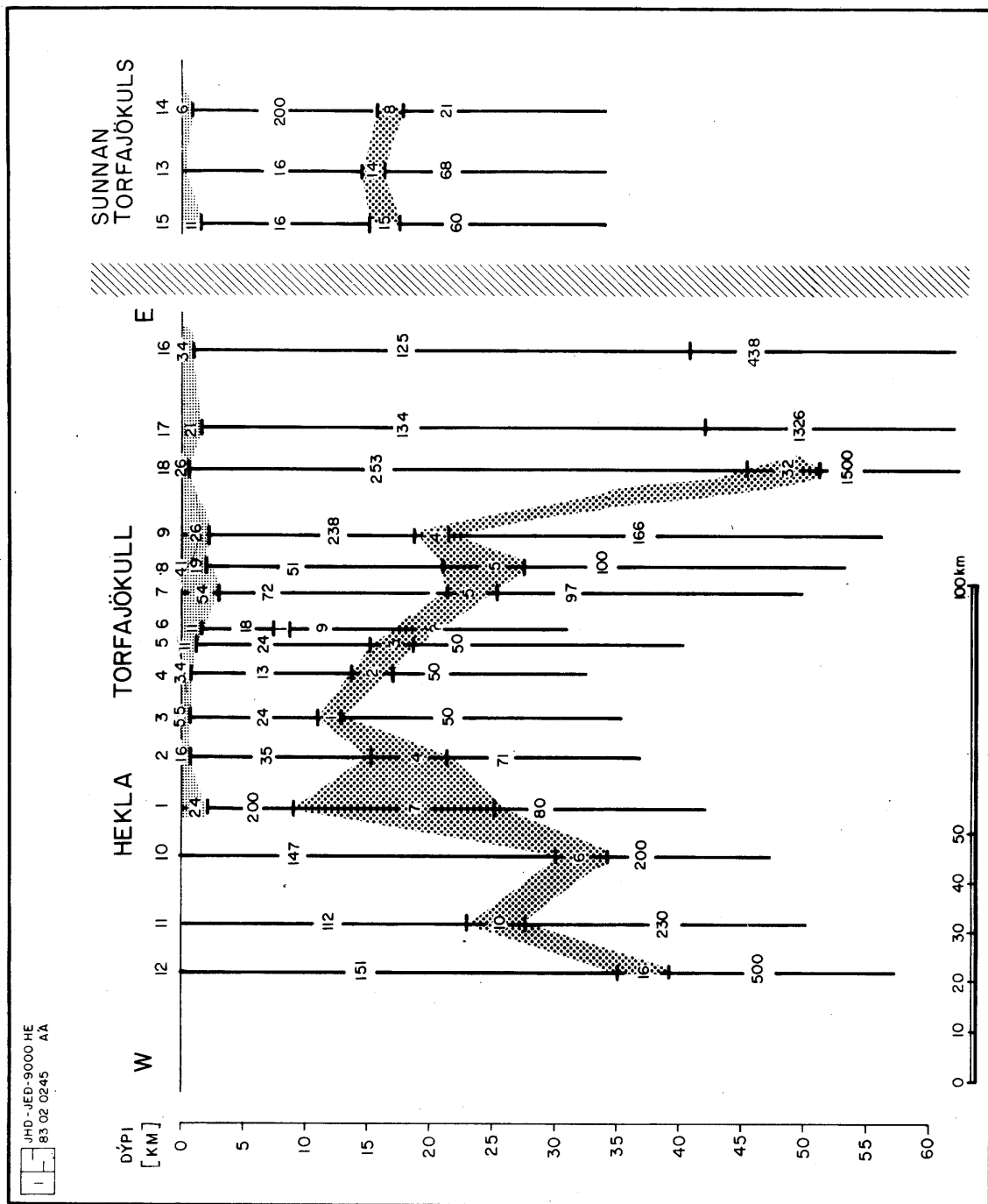
Bæði hámarks og lágmarks sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlar voru túlkaðir einvítt og eru niðurstöður sýndar á myndum 6-9. Síðan voru valdir úr þeir sýndarviðnámsferlar, sem taldir eru E-pólun og niðurstöður teiknaðar á viðnámsenni á mynd 10 ásamt niðurstöðum MT-mælinga frá vestra gosbeltinu (A-mælingar Gylfa Páls Hersis o.fl. 1984).

Myndir 6 og 7 sýna einvíða túlkun hámarks og lágmarks sýndarviðnámsferla. Myndirnar eru töluvert frábrugðnar hvor annarri. Munurinn felst aðallega í mismunandi viðnámsgildum laganna, sem getur numið allt að einni stærðargráðu, og mismunandi dýpi niður á lágviðnámslagið. Þessar tvær myndir sýna nokkurs konar óvissumörk á viðnámsdreifingunni þvert yfir eystra gosbeltið. Lítil munur er á túlkun hámarks sýndarviðnámsferla (mynd 6) og hámarks sýndarfasaferla (mynd 8). Einnig er lítil munur á túlkun lágmarks sýndarviðnámsferla (mynd 7) og lágmarks sýndarfasaferla (mynd 9). Besta mat á viðnámsdreifingunni með þeim aðferðum, sem hér er beitt, er á mynd 10 þ.e. E-pólunin. Við hana verður miðað hér eftir. Á þessari mynd er mælingu HEK-12 sleppt þar sem mæligögn eru ekki nægjanlega góð. Tenging milli vestra og eystra gosbeltis er því óviss.

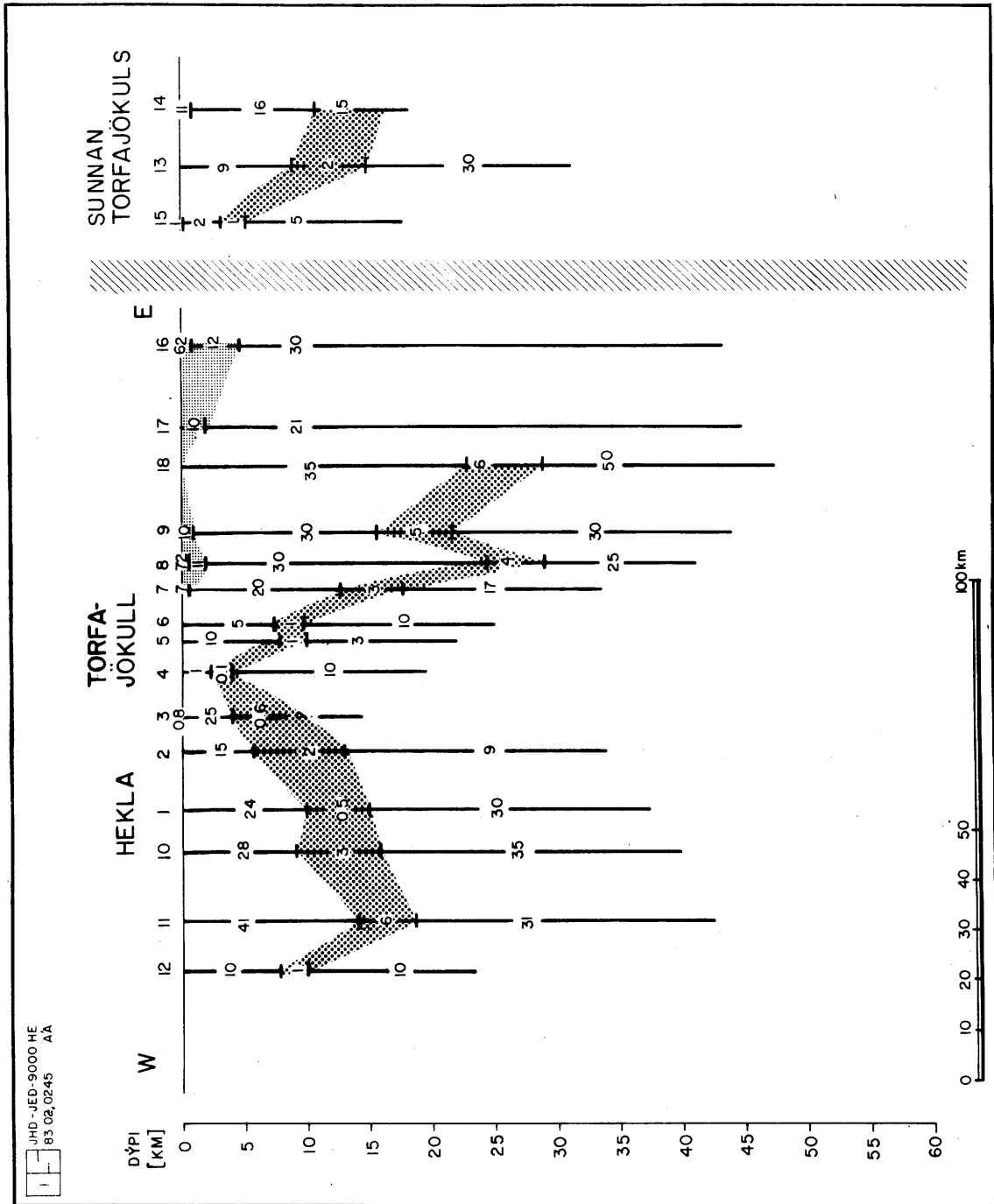
Hafa ber í huga að sú túlkun mæligagna sem hér hefur verið lýst er ekki lokatúlkun. Eftir er að skoða aðrar upplýsingar sem hægt er að fá úr mæligögnum svo sem "spanstraumsstefnur" (induction arrows), rafsviðsellipsur o.fl. Einnig þarf að túlka mæliniðurstöður tvívítt og jafnvel þrívítt.



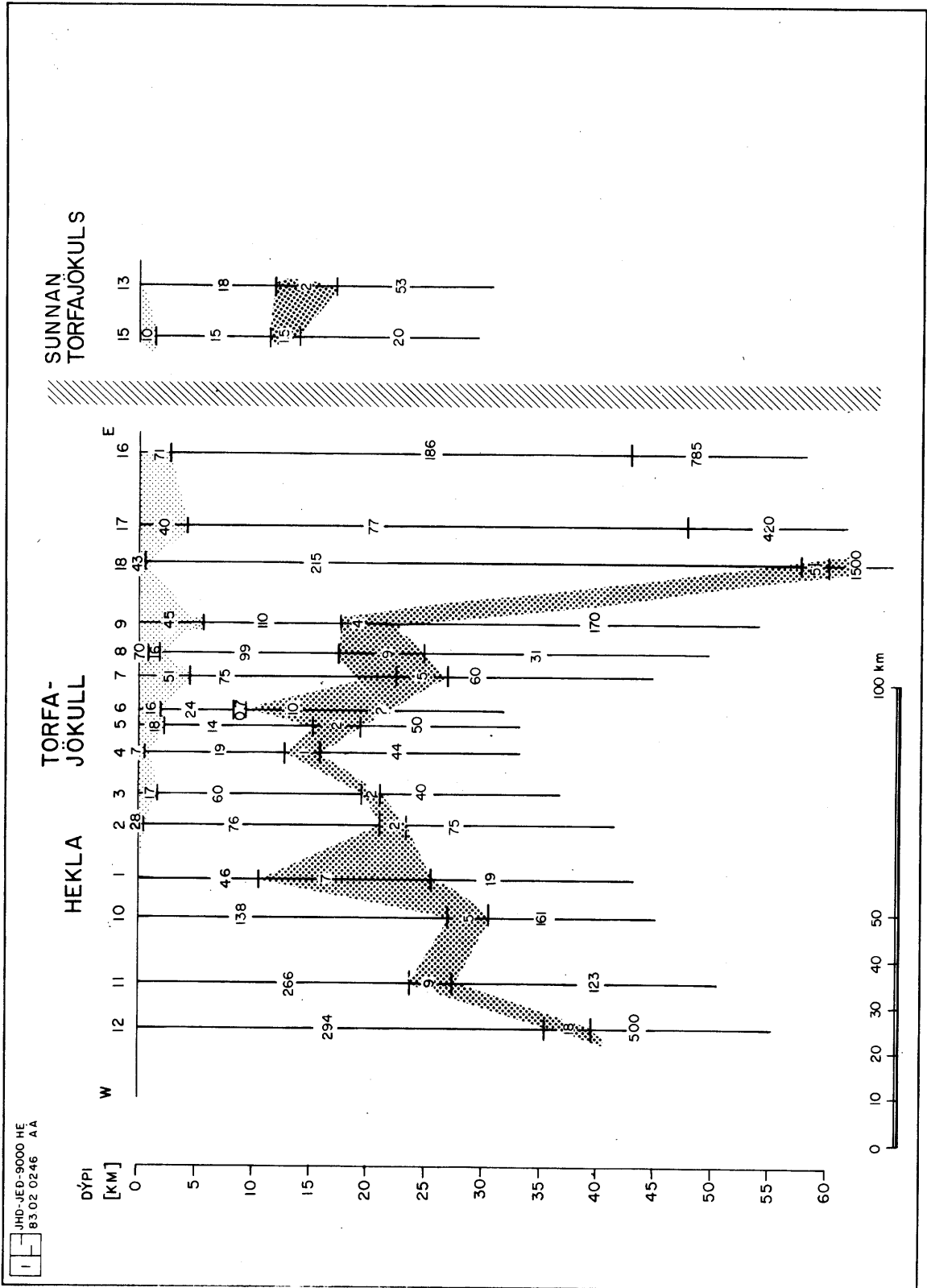
Mynd 5 Snúningsstefna viðnámstensors við 100 sekúndna sveiflutíma. Tölur tákna númer mælistöðvar.



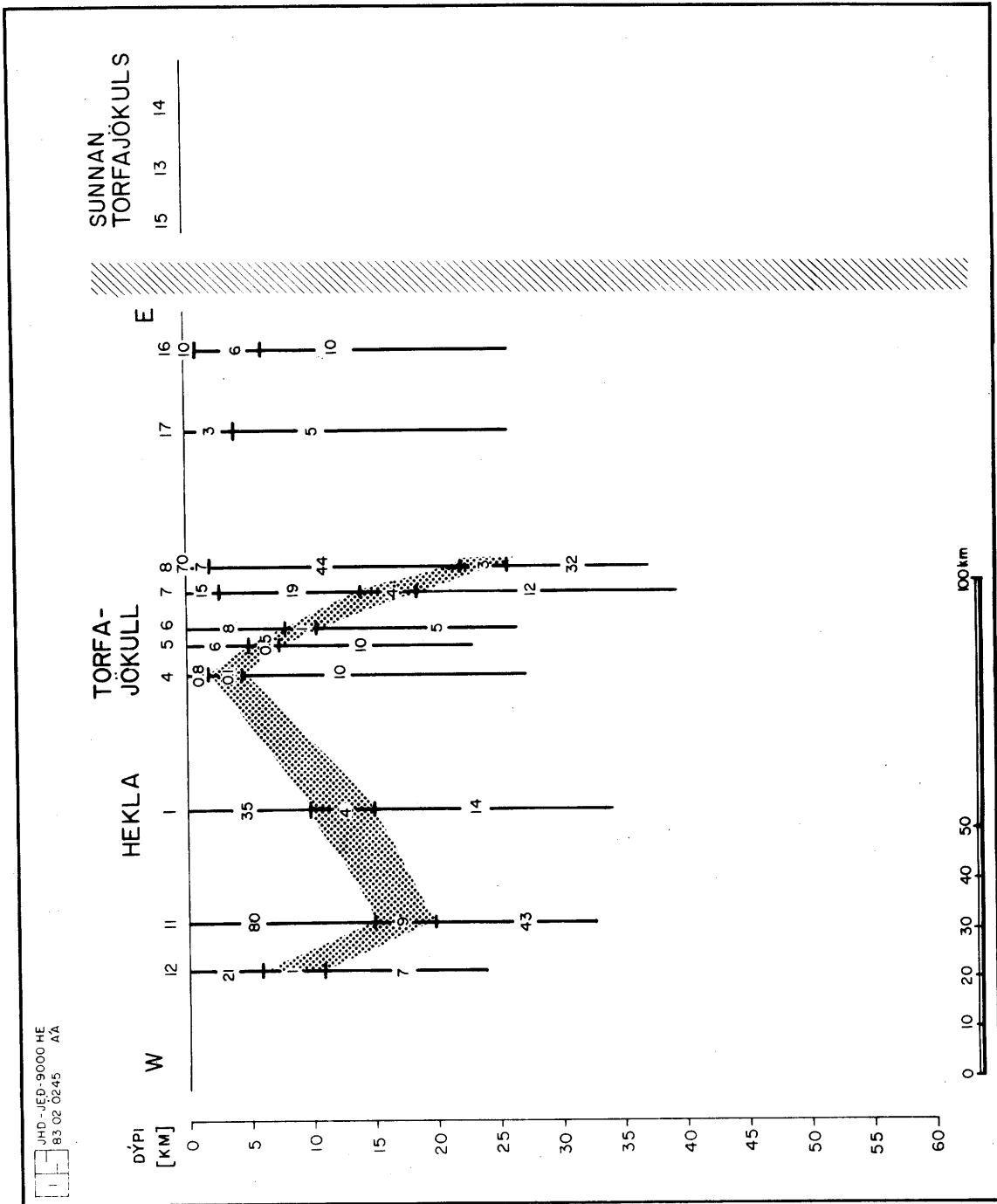
Mynd 6 Einvíð túlkun hámarks sýndarviðnámsferla eftir mælinínu, sem sýnd er á mynd 1. Tölur sýna viðnámsgildi laga í ohmm fyrir hverja mælingu. Mælingar eru númeraðar frá 1 til 18 (HEK-1 til HEK-18).



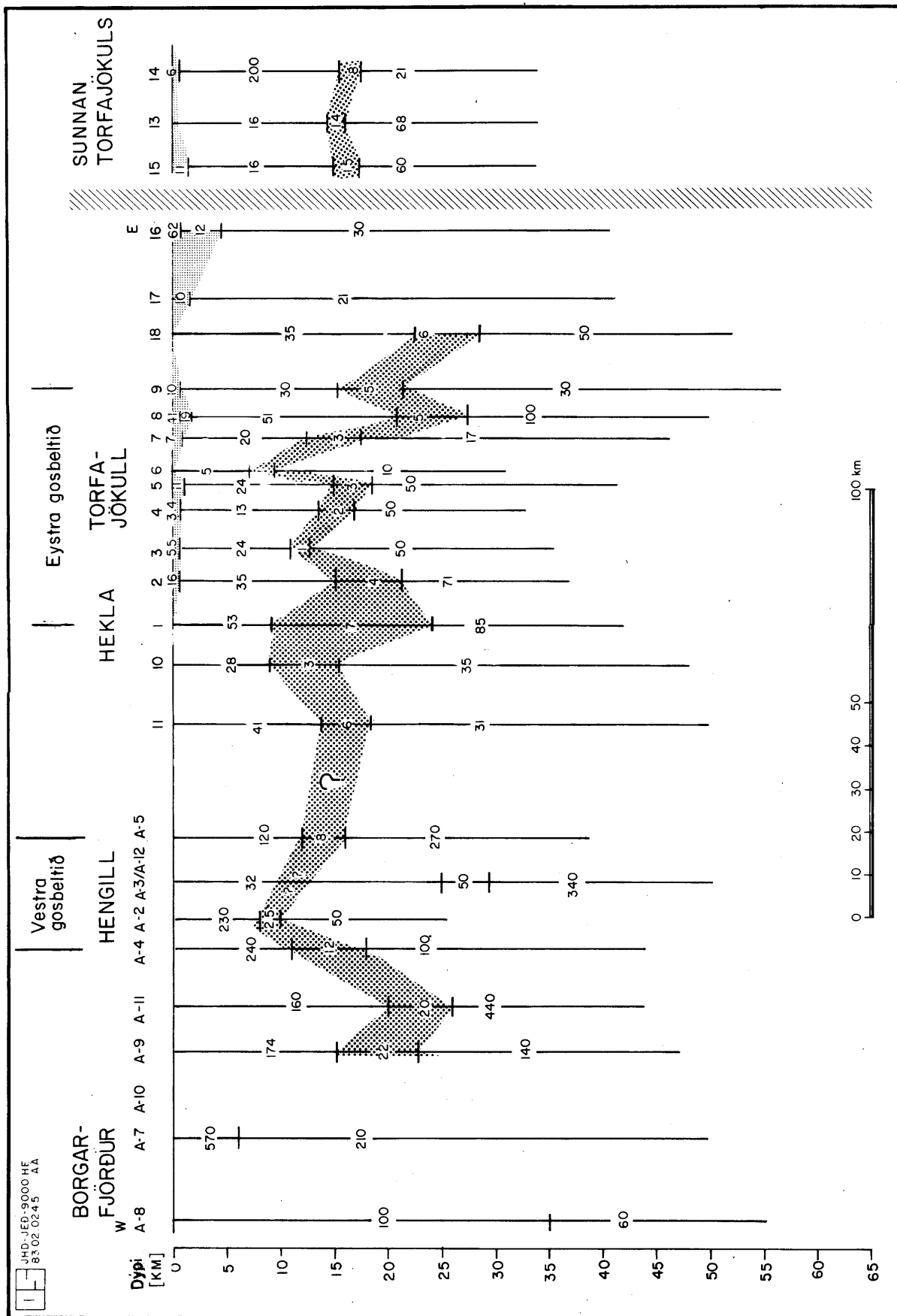
Mynd 7 Einvið túlkun lágmarks sýndarviðnámsferla eftir mælilínu, sem sýnd er á mynd 1. Tölur sýna viðnámsgildi laga í ohmm fyrir hverja mælingu. Mælingar eru númeraðar frá 1 til 18 (HEK-1 til HEK-18).



Mynd 8 Einvið túlkun hámarks sýndarfasaferla eftir mælilínu, sem sýnd er á mynd 1. Tölur sýna viðnámsgildi laga í ohmm fyrir hverja mælingu. Mælingar eru númeraðar frá 1 til 18. (HEK-1 til HEK-18). Þeim mælingum sem gáfu ótúlkanalega sýndarfasa er sleppt.



Mynd 9 Einvið túlkun lágmarks sýndarfasaferla eftir mælilínu, sem sýnd er á mynd 1. Tölur sýna viðnámsgildi laga í ohmm fyrir hverja mælingu. Mælingar eru númeraðar frá 1 til 18 (HEK-1 til HEK-18). Þeim mælingum sem gáfu ótúlkanalega sýndarfasa er sleppt.



Mynd 10 Viðnámslíkan af Suðurlandi byggt á einvíðri túlkun og áætlaðri E-pólun mælinga. Tölur sýna viðnámsgildi hvers lags í ohmm eins og það er túlkað í hverri mælingu. A-stöðvar eru frá Gylfa Páli Hersi o.fl. 1984.

5.2 Viðnámsgerð sunnanverðs eystra gosbeltisins

Mæligögnin sýna fjögur viðnámslög. Efsta lagið er yfirborðslag og kemur ekki fram í öllum mælingum. Það er 1-2 km þykkt með mjög breytilegu viðnámi (3-60 ohmm). Viðnám er lægst í vestanverðu gosbeltinu. Mæligögnin gefa ekki tilefni til að túlka nákvæmlega viðnám og þykkt lagsins.

Annað lagið sýnir viðnámsdreifinguna í skorpunni, sem er að jafnaði 10-50 ohmm. Viðnám hennar er heldur lægra innan gosbeltisins en utan. Þessi viðnámsgildi eru heldur lægri en aðrar MT-mælingar á Íslandi hafa sýnt. Gylfi Páll Hersir o.fl. (1984) fá t.d. að meðaltali 100-200 ohmm viðnám í þessu lagi í vestra gosbeltinu og Beblo og Axel Björnsson (1978, 1980) fá að jafnaði 50-100 ohmm í skorpunni á norðanverðu landinu. Jafnstraumsmælingar innan gosbeltisins sýna þó svipuð gildi eða 10-20 ohmm í neðri hluta skorpunnar en utan gosbeltisins sýna þessar mælingar mun hærra viðnám eða 100-1000 ohmm (Axel Björnsson 1976).

Þriðja lagið er lágviðnámslag. Viðnám þess og dýpi niður á það vex yfirleitt með vaxandi fjarlægð frá gosbeltinu. Túlkunin sýnir lægst viðnám 1 ohmm í vestanverðu eystra gosbeltinu á u.þ.b. 11 km dýpi. Grynnt er á lagið í kringum Heklu eða 9-10 km og passar það ágætlega við nýlegt mat á dýpi niður á kvikuþró undir Heklu, sem er 8 km samkvæmt fjarlægðarmælingum (Einar Kjartansson og Karl Grönvold 1983). Viðnám lagsins er á bilinu 1-7 ohmm og er það heldur lægra en MT-mælingar af öðrum svæðum hafa sýnt, t.d. fá Gylfi Páll Hersir o.fl. (1984) viðnám á bilinu 2,5-20 ohmm í laginu í vestra gosbeltinu og Beblo og Axel Björnsson (1978, 1980) fá 5-30 ohmm viðnám í norðanverðu gosbeltinu. Þykkt lagsins er svipuð og aðrar MT-mælingar hafa sýnt eða 2-8 km.

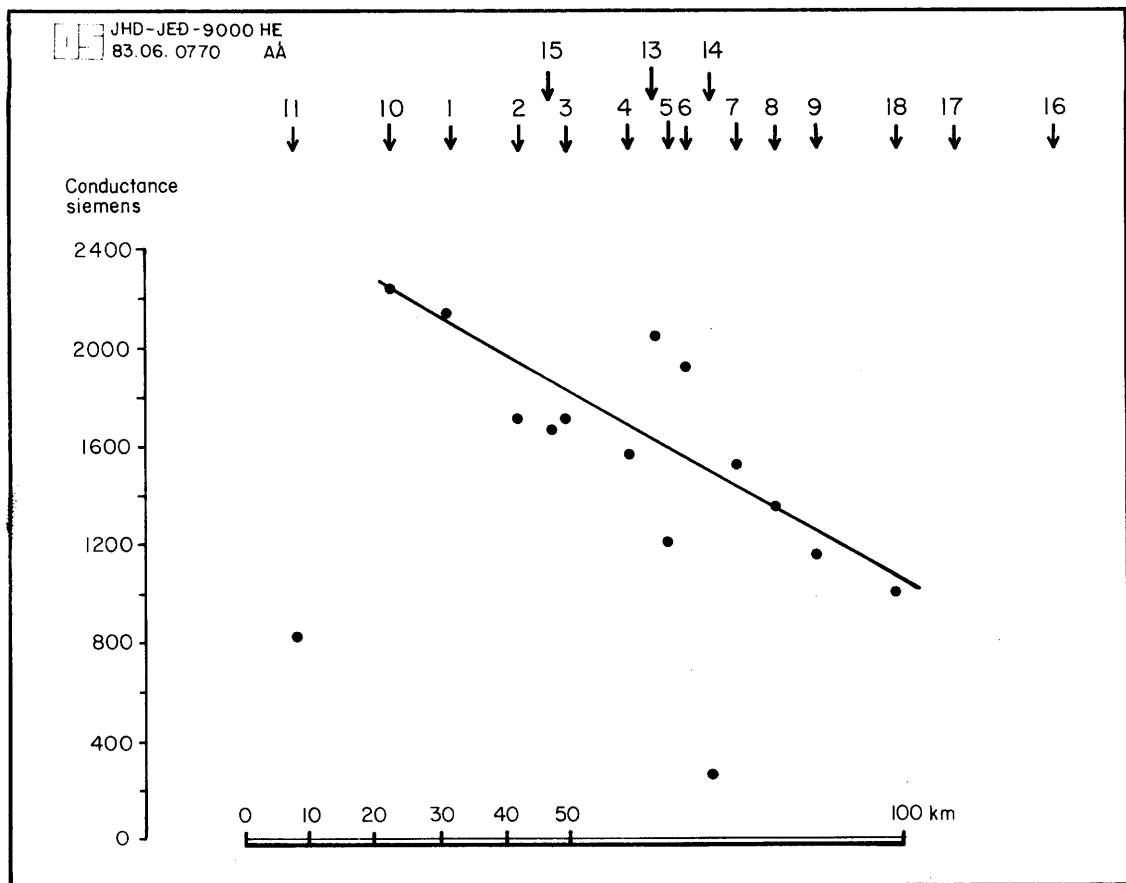
Hafa ber í huga, að þetta lag er svokallað jafngildislag þ.e.a.s. túlkun á þykkt þess og viðnámi er tengd þannig að hlutfall milli þykkunar og viðnáms (leiðni) er fasti innan vissra marka. Hægt er að auka viðnám lagsins ef þykkt þess er einnig aukin og öfugt. Mynd 11 sýnir þetta hlutfall fyrir láviðnámslagið eftir mælilínunni. Á myndinni kemur fram að hlutfallið minnkar í báðar áttir út frá Heklu og nokkurn veginn línulega austur af henni. Þetta þýðir að ef viðnámi lágviðnámslagsins er haldið föstu þynnist lagið í báðar áttir út frá Heklu, þó hægar til austurs yfir gosbeltið.

Lágviðnámslag kemur ekki í ljós austan við mælingu HEK-18, sem er skammt austan við austurjaðar gosbeltisins (sjá mælingar HEK-17 og

HEK-16). Þetta er hvorki hægt að skýra með sjávaráhrifum, til þess eru mælingarnar of langt frá sjó, né að skyndilega dýpki verulega á lagið. Aftur á móti er hægt að sýna fram á, að mæld E og B pólun þessara mælinga passar vel við að lagið hverfi austan við mælingu HEK-18.

Fjórða lagið sýnir viðnámsdreifinguna í efri hluta möttuls, sem er um 30-100 ohm og nær a.m.k. niður á 100 km dýpi. Viðnám lagsins er illa ákvarðað í mörgum mælingum. Þessi viðnámsgildi eru svipuð og Beblo og Axel Björnsson (1978, 1980) fá undir lágviðnámslaginu fyrir norðan en heldur lægri en Gylfi Páll Hersir o.fl. (1984) fá undir lágviðnámslaginu eftir mælinu þvert yfir vestra gosbeltið.

Mælingar sem gerðar voru sunnan Torfajökulssvæðis sýna mjög svipaða viðnámsdreifingu og mælingar eftir mælinunni norðan þess. Þetta gefur tilefni til að ætla að engar meiri háttar viðnámsbreytingar séu í stefnu gosbeltisins sem er í samræmi við niðurstöður Beblo og Axels Björnssonar (1978, 1980) fyrir norðanvert gosbeltið.



Mynd 11 Hlutfall þykktar og viðnáms (leiðni) lágviðnámslagsins fyrir hverja mælingu eftir mælinu þvert yfir sunnanvert eystra gosbeltið. Tölur tákna númer mælistöðvar.

6 ÁLYKTANIR

6.1 Lágviðnámslagið

Athyglisverðustu niðurstöður MT-mælinga yfir sunnanvert eystra gosbeltið eru tilvist lágviðnámslags á 10-20 km dýpi og að það skuli ekki koma fram austan gosbeltisins. Þetta lágviðnámslag hefur einnig komið fram í fyrri MT-mælingum á Íslandi og á svipuðu dýpi þ.e.a.s. á mótum skorpu og möttuls (Hermance og Garland 1968a, 1968b, Hermance 1973a, Hermance o.fl. 1976, Thayer 1975, Beblo og Axel Björnsson 1978, 1980, Gylfi Páll Hersir 1980, Gylfi Páll Hersir o.fl. 1984, Thayer o.fl. 1981, Beblo o.fl. 1983). Sumir þessara höfundar hafa álitnið, að lagið sé undir öllu Íslandi. Þessar mælingar og einnig mælingar Gylfa Páls Hersis o.fl. (1984) sýna, að svo er ekki.

Þetta lága viðnám er skýrt sem hlutbráðnun. Samband milli viðnáms og hlutfalls bráðunar í lágviðnámslaginu er ekki vel þekkt enda háð ýmsum óþekktum stærðum s.s. lögum og tengingu bráðunarfasans (Waff 1974). Shankland og Waff (1977) gerðu reiknilíkan af hlutbráðnu peridotite samsettu úr föstu olivini og bráðnu basalti. Líkanið er byggt upp af misstórum kúlum, sem er raðað þétt saman. Hver kúla samanstendur af föstum kjarna og bráðinni ytri skel og er bráðunarfasinn því samfelldur. Hlutfallið milli bráðunarfasans og fasta efnisins er það sama í öllum kúlunum. Shankland og Waff (1977) reiknuðu út leiðni líkansins og eru niðurstöðurnar sýndar á mynd 12. Þar kemur fram, að annað hvort hátt hitastig og/eða mikla hlutbráðnun þarf til að útskýra lágt viðnám.

Samband viðnáms og hitastigs fyrir ýmsar basískar og ultrabasískar bergtegundir er sýnt á mynd 13 (Haak 1980). Þar kemur fram, að um mikla óvissa er að ræða, þar sem hitastig getur verið breytilegt um nokkur hundruð gráður fyrir ákveðið viðnámsgildi. Beblo og Axel Björnsson (1980) notuðu þessar niðurstöður til að meta hitastig í lágviðnámslaginu. Fyrir 15 ohmm viðnám töldu þeir hitastigið vera u.þ.b. 1000°C, en við það hitastig hefst bráðnun. Þótt þetta hitastigsmat sé tiltölulega ónákvæmt er það í samræmi við niðurstöður Hermance og Grilloit (1970) sem áætluðu, að hitastig á 15-20 km dýpi undir Íslandi sé um 820-1120°C. Þá er þetta hitastig í nokkuð góðu samræmi við hitastigsdreifinguna í landrekslíkani Guðmundar Pálmasonar (1973, 1980, 1981).

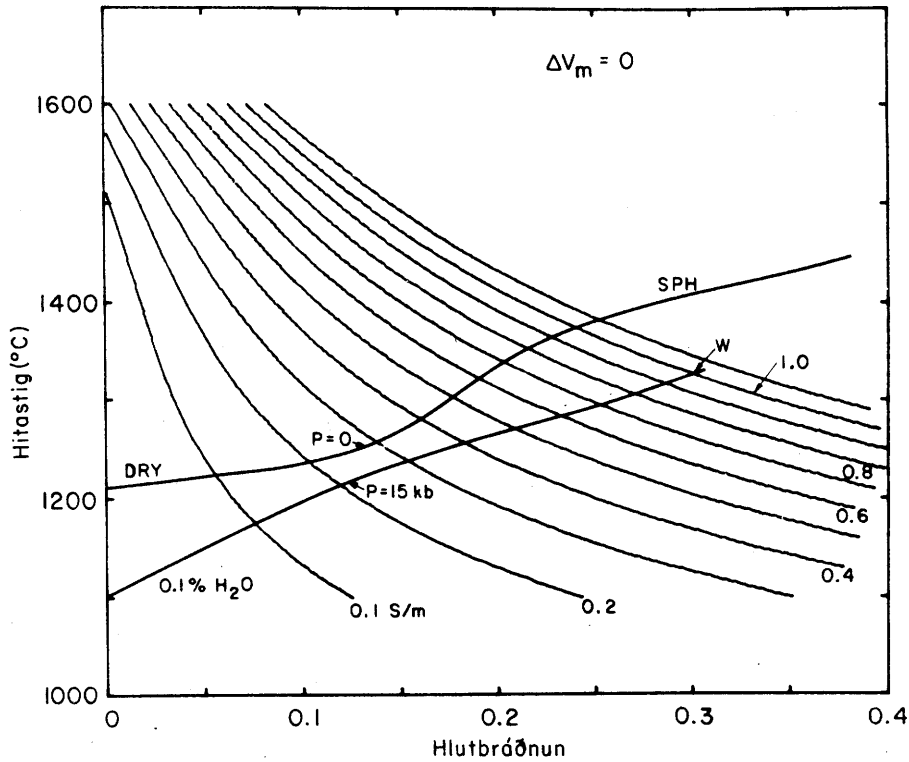
Beblo og Axel Björnsson (1980) mátu hlutfall bráðunar í laginu allt að 10% út frá niðurstöðum Shankland og Waff (1977) að því tilskildu, að hitastig lágviðnámslagsins sé nálægt 1000°C og hafi 15 ohmm viðnám. Gylfi Páll Hersir o.fl. (1984) áætluðu líka hlut bráðunarfasans í

laginu út frá sömu forsendum, en notuðu 5 ohmm og 1150°C hitastig í lágviðnámslaginu og fengu hlutfall bráðunar 10-20%. Samkvæmt MT-mælingum yfir eystra gosbeltið fer viðnám í laginu allt niður í 1 ohmm. Það samsvarar hitastigi 1100-1400°C (sbr. mynd 13) og hlutbráðnun yfir 25% (sbr. mynd 12). Þessir reikningar eru mjög ónákvæmir. Kemur þar margt til svo sem óvissa í ákvörðun á eðlisviðnámi lágviðnámslagsins, lögum og tenging bráðunarfásans í því og óvissa í efnasamsetningu þess.

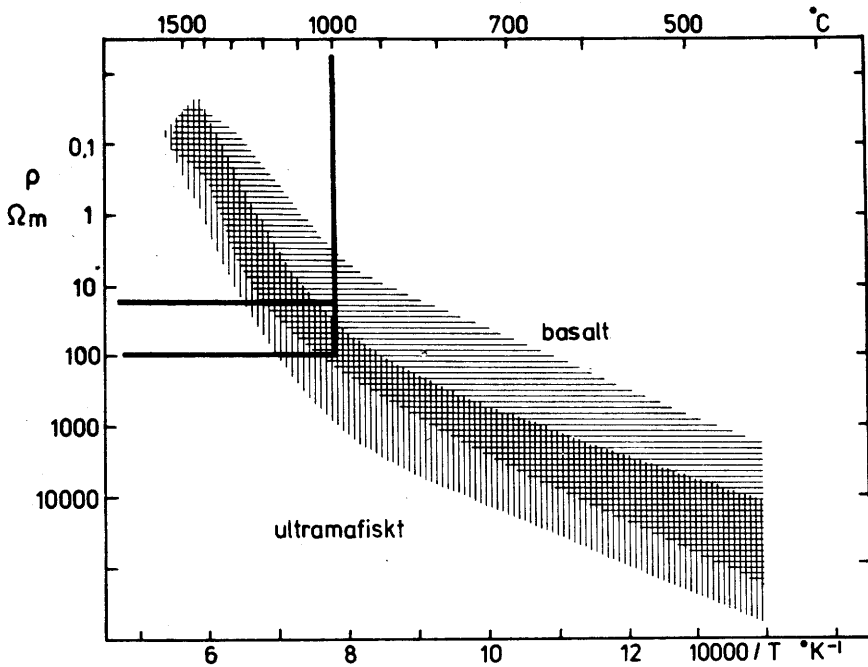
Skjálftamælingar hafa stutt hugmynd um tilvist hlutbráðins efnis í efri hluta möttuls (Bott 1965, Guðmundur Pálmason 1971, Zverev o.fl. 1980, Jacoby o.fl. 1980, Gebrande o.fl. 1980). Á mynd 14 eru sýndar helstu niðurstöður skjálftamælinga, er gerðar voru hér á landi sumaríð 1977 (RRISP). Neðri myndin sýnir P-bylgju hraðadreifingu eftir mæli línu I, sem sýnd er á efri myndinni (Gebrande o.fl. 1980). Efri hluti möttuls (á u.þ.b. 10 km dýpi) hefur óvenju lágan P-bylgju hraða (7 km/s) en hann vex með dýpi og er kominn í 7.4 km/s á 30 km dýpi. Þessi lági P-bylgju hraði er túlkaður sem hlutbráðnun og fræðilegir útreikningar, þar sem notað er hlutfall P- og S-bylgju hraða gefa til kynna, að hlutbráðnun efst í möttlinum sé um 17-23% og fer hlutur bráðunar lækkandi með dýpi, sem sýnir fasabreytingar í efri hluta möttuls. Þessar niðurstöður eru í samræmi við niðurstöður MT-mælinga.

Á neðri hluta myndar 14 sést að undir Vestmannaeyjum og Öskju eru svæði með mjög lágum P-bylgju hraða á 10-15 km dýpi. Þessi svæði eru túlkuð sem verulega bráðinn bergmassi eða kvikuhólf.

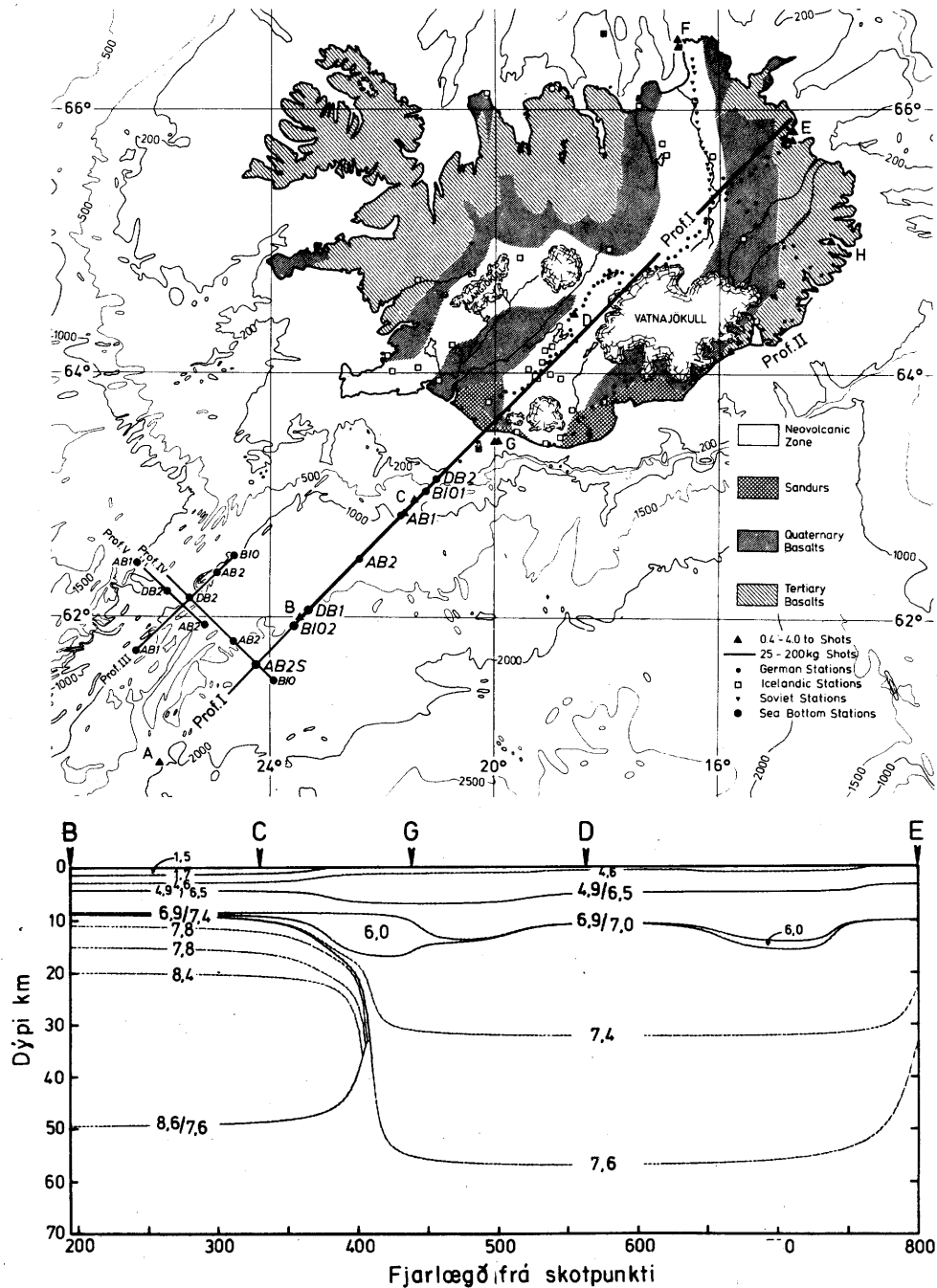
Eins og áður hefur komið fram vex dýpi á lágviðnámslagið og viðnám þess með vaxandi fjarlægð frá gosbeltinu. Hlutbráðnun verður því á meira dýpi og er sennilega minni því fjær sem dregur frá gosbeltinu. Því er líklegt, að bráðni fasinn streymi upp úr möttlinum fyrst og fremst í gosbeltinu. Talið er, að bráðni fasinn í lágviðnámslaginu komi upp úr möttlinum með tiltölulega jöfnu flæði og hlutfall bráðunar í laginu sé stöðugt ástand (Hermance o.fl. 1976, Thayer o.fl. 1980, Hermance 1981a). Sennilega streymir basísk kvika upp úr þessu hlutbráðna lagi og myndar hina 10 km þykku skorpu landsins með innskotslögum og yfirborðsgosum á plötumótum (þ.e. gliðnunarbelum). En einnig flyst bráðni fasinn út frá plötumótunum með landreki þ.e.a.s. hann kólnar og storknar með tíma og safnast saman undir neðra borði skorpunnar og veldur skorpubykkun á svæðum, þar sem engin eldvirkni á yfirborði er til staðar.



Mynd 12 Línurnar sýna hvernig eðlisviðnám hlutbráðins peridodite er háð hlutfalli bráðunarfasa og hitastigi. Annað hvort þarf hátt hitastig og/eða hátt hlutfall bráðunarfasa til að fá mikla leiðni (myndin er frá Shankland og Waff 1977).



Mynd 13 Viðnám ýmissa basískra og ultrabasískra bergtegunda fengið með tilraunastofu mælingum og fræðilegum útreikningum (myndin er eftir Beblo og Axel Björnsson 1980, en niðurstöður frá Haak 1980).



Mynd 14 Efri hluti: Einfaldað jarðfræðikort af Íslandi, sem sýnir staðsetningu skotpunkta og mælistöðva í RRISP skjálftamælingum (eftir Angenheister o.fl. 1980) Neðri hluti: Hljóðhraðalíkan af skorpu og efri hluta möttuls samkvæmt niðurstöðum RRISP skjálftamælinga. Tölur sýna P-bylgjuhraða á jafnhraðalínunum. Hólfín tvö sem sýna 6 km/s rétt undir skorpunni verða að hafa hraða sem er minni en 5 km/s til að útskýra melda staðbundna ferða-tíma töf (eftir Gebrande o.fl. 1980).

6.2 Aldur og þróun eystra gosbeltisins

Hitastigull í eystra gosbeltinu er mun minni en í því vestra (Guðmundur Pálmason o.fl. 1979). Þetta styður hugmyndina um að sunnanvert eystra gosbeltið sé tiltölulega ungt og lítt þróað. Megingliðnun og gosvirkni á sunnanverðu landinu hefur sennilega verið í vestra gosbeltinu síðastliðin 6,5-7 milljón ár (Haukur Jóhannesson 1980, Guðmundur Pálmason og Kristján Sæmundsson 1979). Jarðfræðirannsóknir á sunnanverðu eystra gosbeltinu styðja einnig þá hugmynd, að svæðið sé tiltölulega ungt miðað við aldur skorpunnar sitt hvoru megin, sem er hærrí (Kristján Sæmundsson 1979, Kristján Sæmundsson persónulegar upplýsingar).

Ekki er ólíklegt, að eystra gosbeltið sé afleiðing af færslu vestra gosbeltis (Reykjanes - Langjökull) austur á við, en þar er aldur skorpunnar hærrí. Þessi færsla gæti verið í gangi í dag. Slík færsla gosbeltis er talin hafa orðið fyrir 6,5-7 milljónum ára, þegar gliðunarásinn á syðri hluta Snæfellsness gosbeltisins fluttist í núverandi vestra gosbelti og aftur fyrir 3-4 milljónum ára þegar nyrðri hluti Snæfellsness gosbeltisins fluttist í núverandi staðsetningu u.þ.b. 200 km austar (Haukur Jóhannesson 1980). Tilfærsla gliðunarbeltisins gæti því staðið í tengslum við skyndilega dýpkun á lag 3 á Suðausturlandi og þá niðurstöðu MT-mælinga, að lágviðnámslagið kemur ekki fram austan við gosbeltið.

ÞAKKIR

Verk þetta var unnið í samvinnu Orkustofnunar og Brownháskóla. John F. Hermance Brownháskóla lagði til öll mælitæki og var frumkvöðull að verkefninu. Orkustofnun kostaði mælingavinnu og var höfundur starfsmaður stofnunarinnar á meðan á mælingum og úrvinnslu stóð. Við mælingarnar unnu auk höfundar, Warren Slocum og Gregory Neumann frá Brownháskóla og Kolbeinn Árnason og Gylfi Páll Hersir frá Orkustofnun. Axel Björnsson, Gylfi Páll Hersir og Knútur Árnason lásu handritið yfir. Öllum þessum aðilum kann ég bestu þakkir fyrir góða samvinnu og gagnlegar ábendingar.

HEIMILDIR

- Andersen, F. H., 1981. Den magnetotelluriske metode samt eksempel paa dens anvendelse i det geotermiske omraade Krafla, Nord Island. Cand scient ritgerð við háskólann í Árósum, 134 bls.
- Árnason, Kolbeinn, 1981. Magnetotellurische Messungen auf einem Profil über den Zentralvulkan Krafla in Nord-Ost-Island. Diplom ritgerð við háskólann í München, 102 bls.
- Axel Björnsson, 1976: sjá Björnsson, Axel, 1976.
- Beblo, M. og Axel Björnsson, 1978. Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. *J. Geophys.*, 45: 1-16.
- Beblo, M. og Axel Björnsson, 1980. A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature. *J. Geophys.*, 47: 184-190.
- Beblo, M., Axel Björnsson, Kolbeinn Arnason, B. Stein og P. Wolfgram, 1983. Electrical conductivity beneath Iceland - constraints imposed by magnetotelluric results on temperature, partial melt, crust- and mantle structure. *J. Geophys.*, 53: 16-23.
- Bentley, C.R., 1973. Error estimation in two-dimensional magnetotelluric analyses. *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 7: 423-430.
- Björnsson, Axel, 1976. Electrical resistivity of layer 3 in the Icelandic crust. In: *Greinar V. Soc. Sci. Islandica*: 1-22.
- Bott, M.H.P., 1965. The upper mantle beneath Iceland. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 9: 275-277.
- Bredichevsky, M.N. og V.J. Dimitriev, 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. In: *Geoelectric and geothermal studies*. Budapest, Akadémiai Kiadó. A. Adam, ed: 165-221.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* 18: 605-635.

- Einar Kjartansson o.fl., 1983: sjá Kjartansson, Einar o.fl., 1983.
- Garland, G.D. og J. Ward, 1965. Magnetic variation measurements in Iceland. *Nature*, 205: 269-270.
- Gebrande, H., H. Miller og Páll Einarsson, 1980. Seismic structure of Iceland along RRISP profile 1. *J. Geophys.*, 47: 239-249.
- Guðmundur Pálmason, 1971: sjá Pálmason, Guðmundur, 1971.
- Guðmundur Pálmason, 1973: sjá Pálmason, Guðmundur, 1973.
- Guðmundur Pálmason o.fl., 1979: sjá Pálmason, Guðmundur o.fl., 1979.
- Guðmundur Pálmason o.fl., 1979: sjá Pálmason, Guðmundur o.fl. 1979.
- Guðmundur Pálmason, 1980: sjá Pálmason, Guðmundur, 1980.
- Guðmundur Pálmason, 1981: sjá Pálmason, Guðmundur, 1981.
- Gylfi Páll Hersir, 1980. sjá Hersir, Gylfi Páll, 1980.
- Gylfi Páll Hersir o.fl., 1984. sjá Hersir, Gylfi Páll o.fl., 1984.
- Haak, V., 1980. Relations between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle. *Geophysical Surveys*, 4: 57-69.
- Haukur Jóhannesson, 1980. Jarðlagaskipan og þróun rekbelta á Vesturlandi. *Náttúrfræðingurinn*, 50 ár, 1 hefti, 13-31.
- Hermance, J.F., 1973a. An electrical model for the sub-Icelandic crust. *Geophysics*, 38: 3-13.
- Hermance, J.F., 1973b. Processing of magnetotelluric data. *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 7: 349-364.
- Hermance, J.F. og G.D. Garland, 1968a. Deep electrical structure under Iceland. *J. Geophys. Res.*, 73: 3797-3800.
- Hermance, J.F. og G.D. Garland, 1968b. Magnetotelluric deepsounding experiments in Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4: 469-474.

- Hermance, J.F. og L.R. Grillo, 1970. Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from South-West Iceland. *J. Geophys. Res.*, 75: 6582-6591.
- Hermance, J.F., R.E. Thayer og Axel Björnsson, 1976. The telluric-magnetotelluric method in the regional assessment of geothermal potential. In: *Proc. Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, 2: 1037-1048.
- Hermance, J.F., 1981a. Crustal genesis in Iceland: Geophysical constraints on crustal thickening with age. *Geophys. Res. Lett.*, 8: 203-206.
- Hermance, J.F., 1981b. Gravity compensation in the mantle beneath the neovolcanic zone of Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 54: 157-166.
- Hersir, Gylfi Páll, 1980. Electric and electromagnetic measurements across the Mid-Atlantic Ridge in South West Iceland, with special reference to the high-temperature area of Hengill. *Mag scient ritgerð við háskólann í Árósum*, 165 bls.
- Hersir, Gylfi Páll, Axel Björnsson og L.B. Pedersen, 1984. Magnetotelluric survey across the active spreading zone in south west Iceland. *Journal of Volcan. and Geotherm. Res.*, 20: 253-265.
- Jacoby, W.R. og N. Girardin., 1980. The evolution of the lithosphere at the southeast flank of Reykjanes Ridge from surface wave data. *J. Geophys.*, 47: 271-277.
- Jepsen, J.B. and L.B. Pedersen, 1981. Evaluation of tensor AMT measurement system. *Geoskrifter no. 15*. Department of Geology, University of Aarhus.
- Jubb, D.L.B., 1978. Estimation of the magnetotelluric impedance function. *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 17:75-82.
- Kao, D.W. og D. Rankin, 1977. Enhancement of signal to noise ratio in magnetotelluric data. *Geophysics*, 42,: 103-110.
- Kjartansson, Einar og Karl Grönvold, 1983. Location of a magma reservoir beneath Hekla Volcano, Iceland. *Nature*, 301: 139-141.

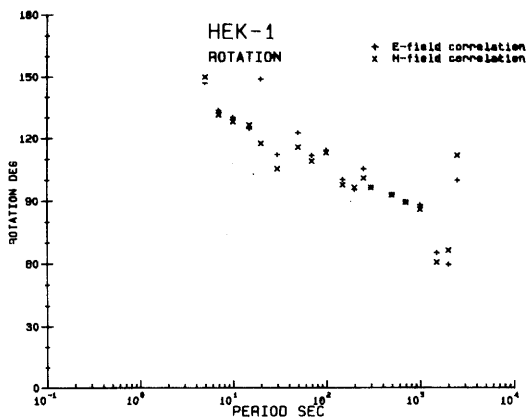
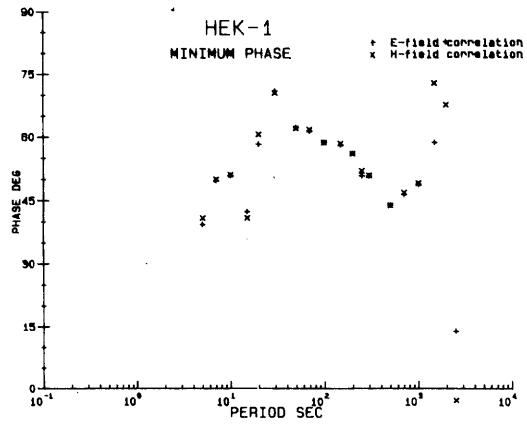
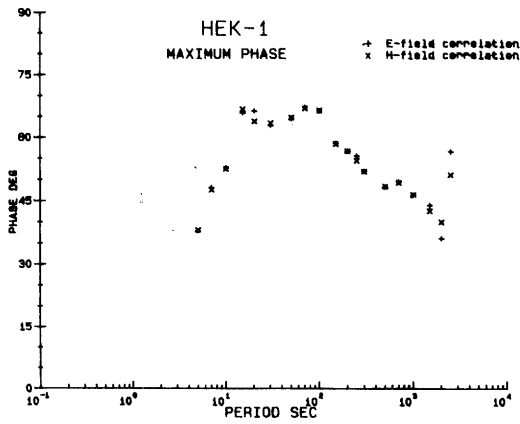
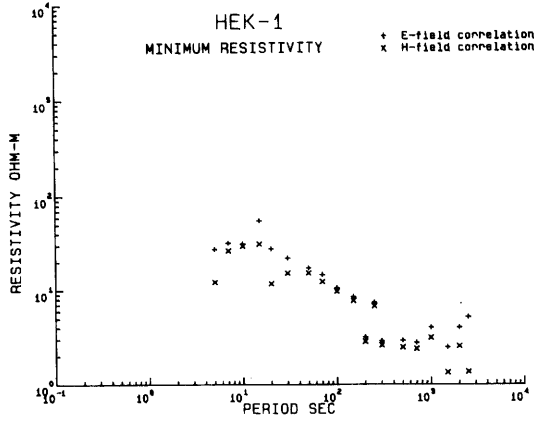
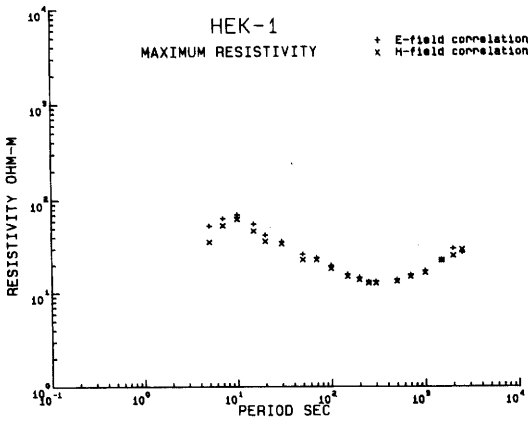
- Kolbeirn Árnason, 1981: sjá Árnason, Kolbeinn, 1981.
- Kristján Sæmundsson, 1978: sjá Sæmundsson, Kristján, 1978.
- Kristján Sæmundsson, 1979: sjá Sæmundsson, Kristján, 1979.
- Oldenburg, D.W., 1979. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observation. *Geophysics*, 44,: 1218-1244.
- Pálmason, Guðmundur, 1971. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. *Soc. Sci. Islandica*, 40: 1-187.
- Pálmason, Guðmundur, 1973. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with applications to Iceland. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 33: 451-471.
- Pálmason, Guðmundur og Kristján Sæmundsson, 1979. Summary of conductive heat flow in Iceland. In: *Terrestrial heat flow in Europe* (ed. V. Cermák and L. Rybach), 218-220, Springer-Verlag.
- Pálmason, Guðmundur, Stefán Arnórsson, Ingvar Birgir Friðleifsson, Hrefna Kristmannsdóttir, Kristján Sæmundsson, Valgarður Stefánsson, Benedikt Steingrímsson, Jens Tómasson og Leó Kristjánsson, 1979. The Iceland crust: Evidence from drill hole data on structure and processes. In: M. Talwani, C.G. Harrison and D.E. Hayes (ritstjórar), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust. Am. Geophys. Union. Maurice Ewing Series*, 2: 43-65.
- Pálmason, Guðmundur, 1980. A continuum model of crustal generation in Iceland; kinematic aspects. *J. Geophysics*, 47: 7-18.
- Pálmason, Guðmundur, 1981. Crustal rifting, and related thermo-mechanical processes in the lithosphere beneath Iceland. *Sonderdruck aus der Geologischen Band 70*, 244-260.
- Peterssen, J., 1979. A description of nonlinear least-squares inversion scheme for magnetotelluric data. *Internal Progress Report*, Geophysical Laboratory, Department of Geological Sciences, Brown University, R.I. U.S.A.
- Shankland, T.J. og H.S. Waff, 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 82: 5409-5417.

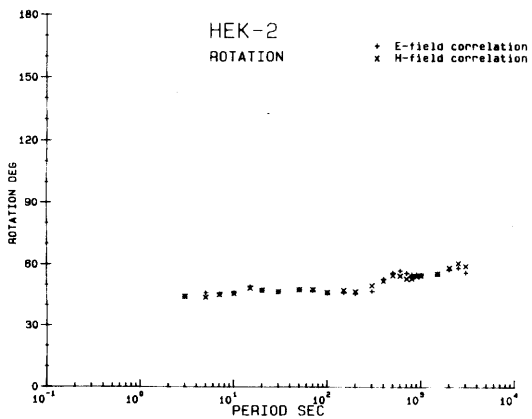
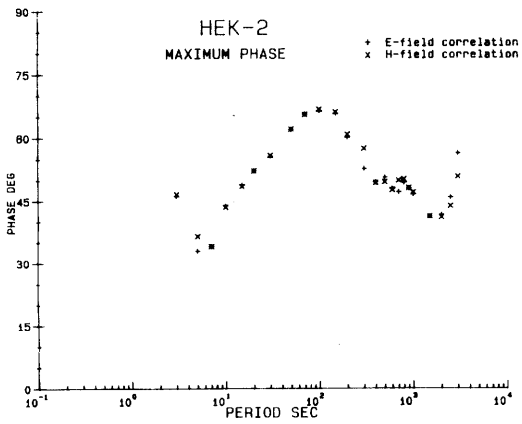
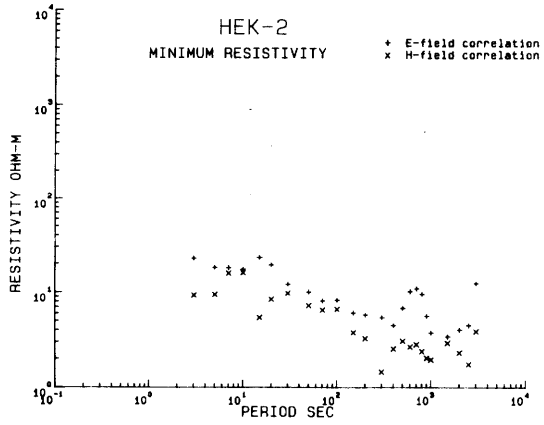
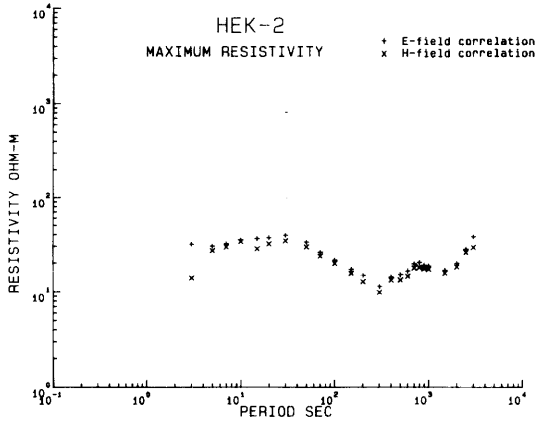
- Sims, W.E. og F.X. Bostic Jr., 1969. Methods of magnetotelluric analyses. Technical report No: 58, Electronic research center, The University of Texas at Austin.
- Sims, W.E., F.X. Bostick Jr. og H.W. Smith., 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36: 938-942.
- Swift C.M. Jr., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in south-western United States. Ph.D. thesis, MIT.
- Sæmundsson, Kristján, 1978. Fissure swarms and central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland. *Geol. J. Special Issue No. 10*: 415-432.
- Sæmundsson, Kristján, 1979. Outline of the geology of Iceland. *Jökull, Special issue: Geology of Iceland*, 29: 7-28
- Thayer, R.E., 1975. Telluric-magnetotelluric investigations of regional geothermal processes in Iceland. Ph.D. Thesis, Dept. of Geolog. Sci., Brown University, 276 bls.
- Thayer, R.E. og J.F. Hermance, 1978. Cross-correlation estimates of telluric and magnetotelluric parameters. *Pageoph*, 117: 743-760.
- Thayer, R.E., Axel Björnsson, L. Alvarez og J.F. Hermance, 1981. Magma genesis and crustal spreading in the northern neovolcanic zone in Iceland: Telluric-magnetotelluric constraints. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 65: 423-442.
- Vozoff, K, 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics* 37: 98-141.
- Waff, H.S., 1974. Theoretical considerations of electrical conductivity in partially molten mantle and implications for geothermometry. *J. Geophys. Res.*, 79: 4003-4010.
- Ward, S.H., 1967. Electromagnetic theory for geophysical application. In: *Mining geophysics. The Soc. Expl. Geoph.*, Tulsa, Oklahoma.
- Zverev, S.M., L.V. Litvinenko, Guðmundur Pálmason, G.A. Yaroshevskaya og N.N. Osokin, 1980. A seismic crustal study of axial rift zone in South-West Iceland. *J. Geophys.*, 47: 202-210.

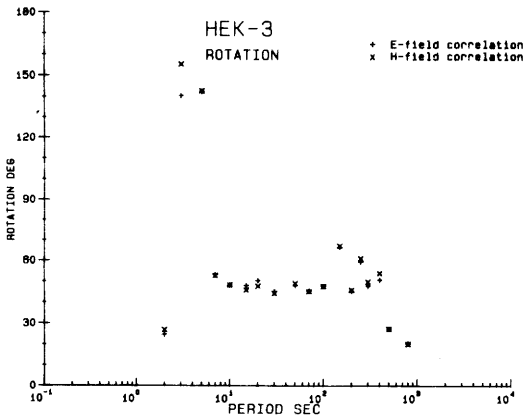
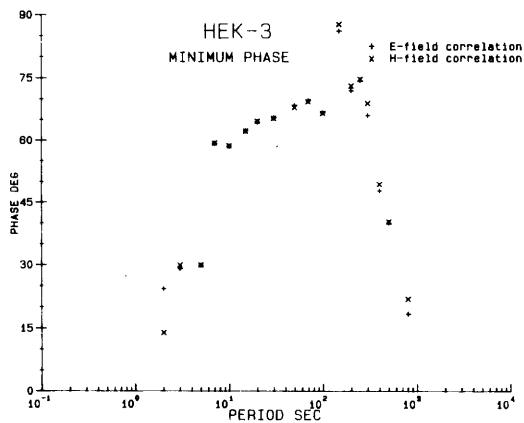
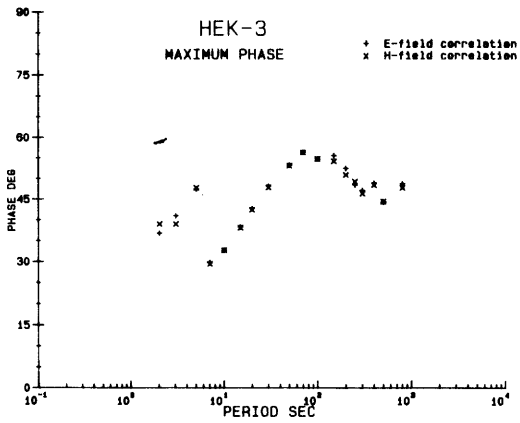
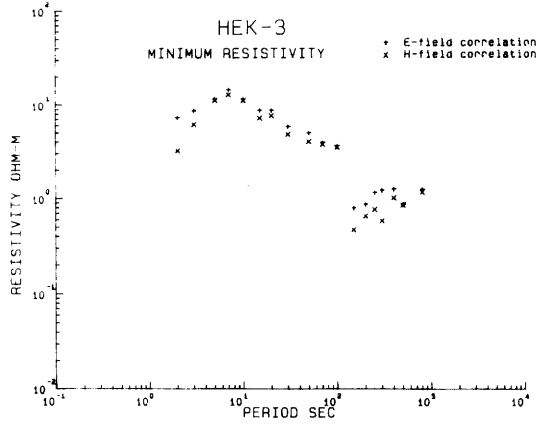
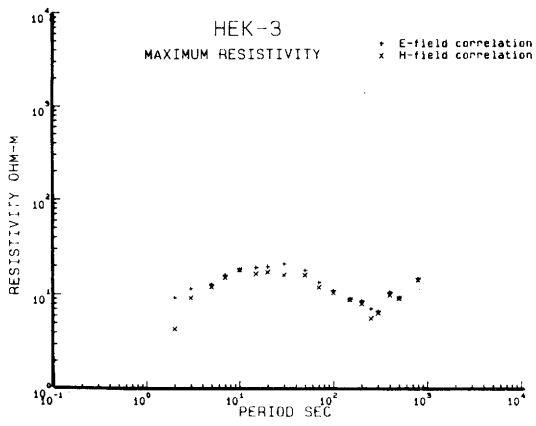
VIDAUKI I

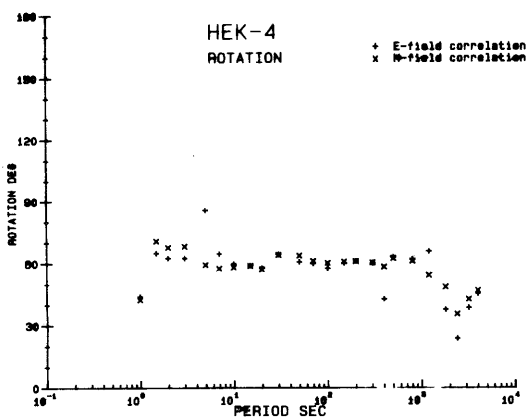
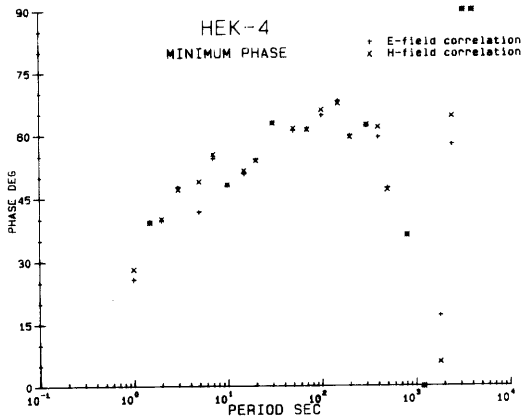
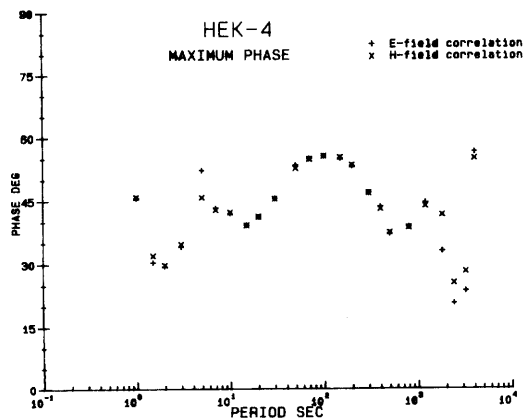
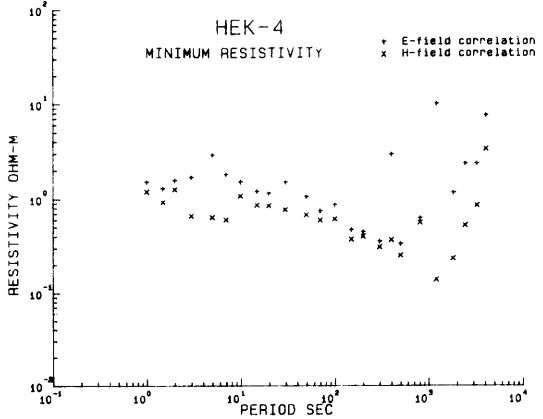
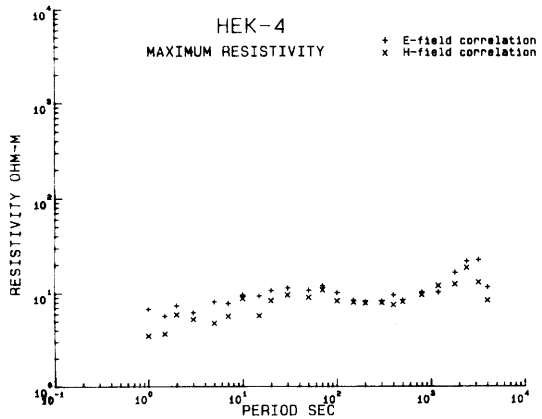
Niðurstöður mælinga

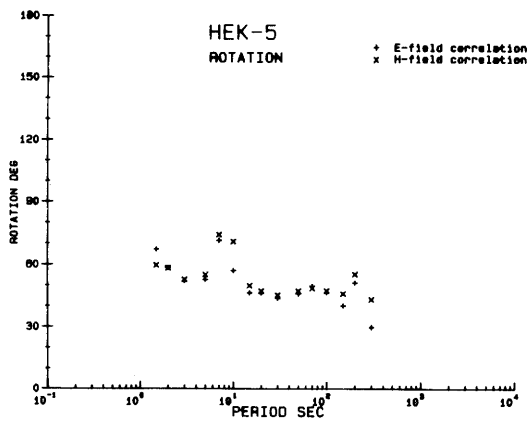
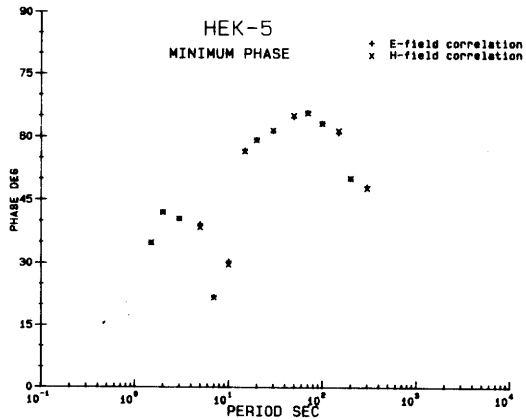
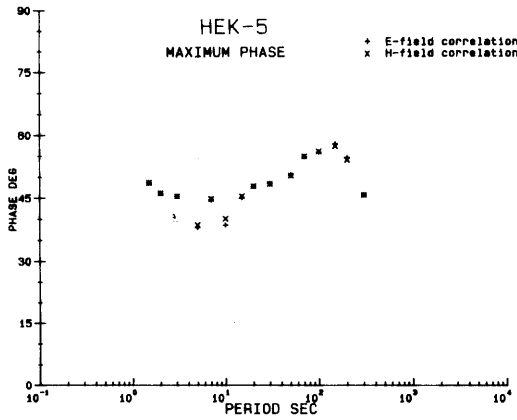
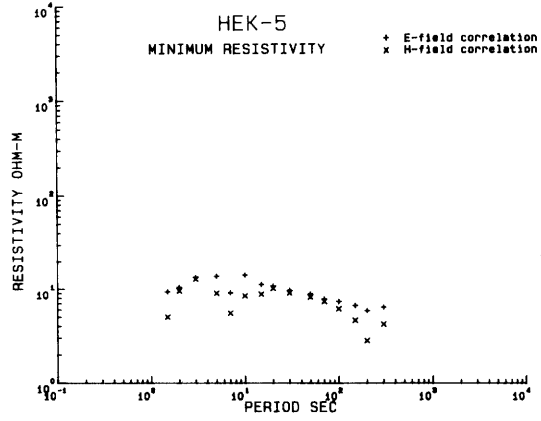
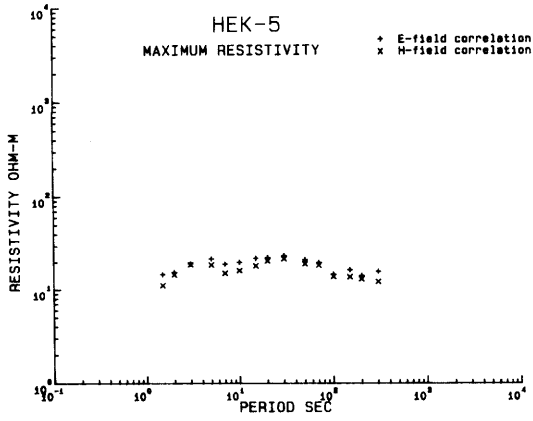
Eitt blað er fyrir hverja mælistöð, HEK1-HEK18. Sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlar eru reiknaðir út fyrir báðar höfuðstefnur (max og min) og eins bæði fyrir skekkjur í E og B. Neðst er snúningsstefna viðnámstensors sýnd, sem fall af sveiflutíma.

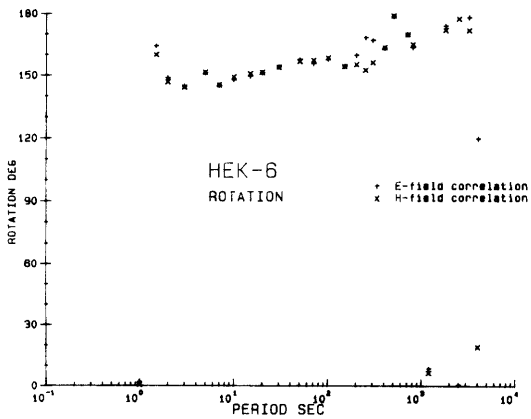
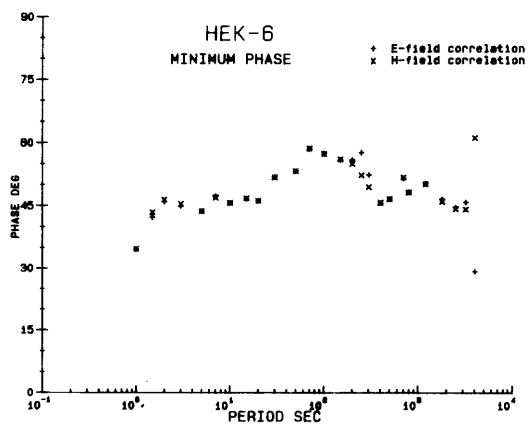
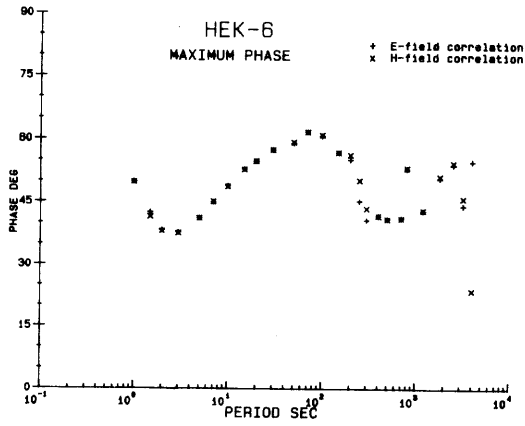
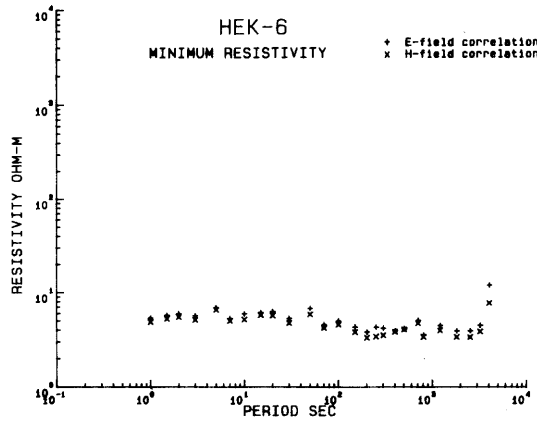
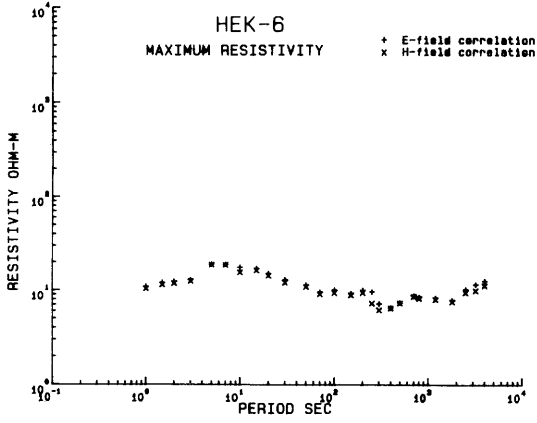


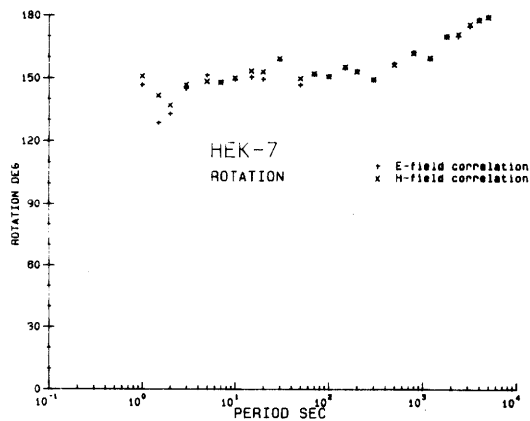
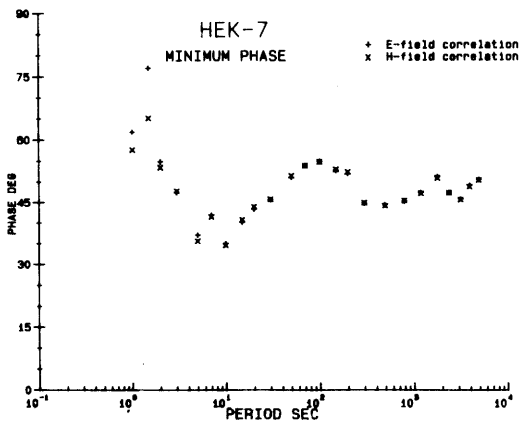
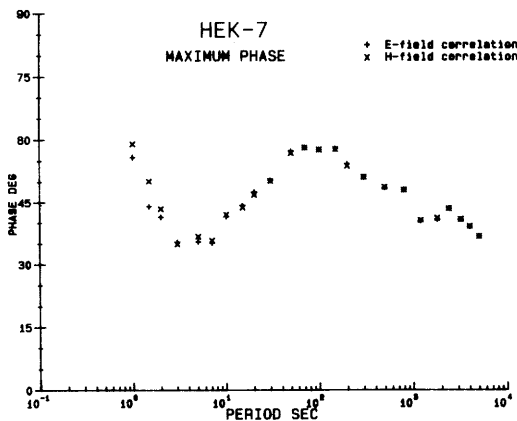
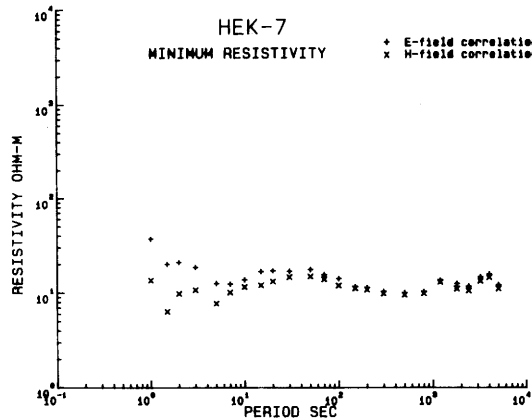
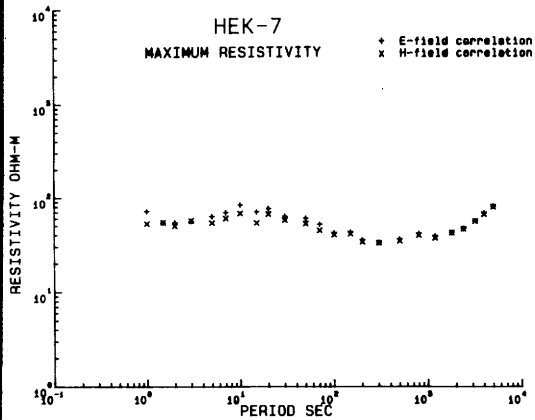


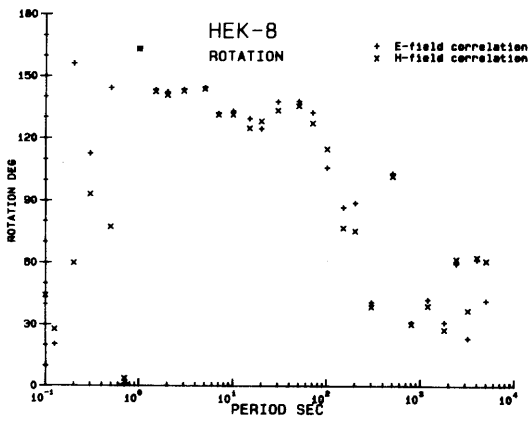
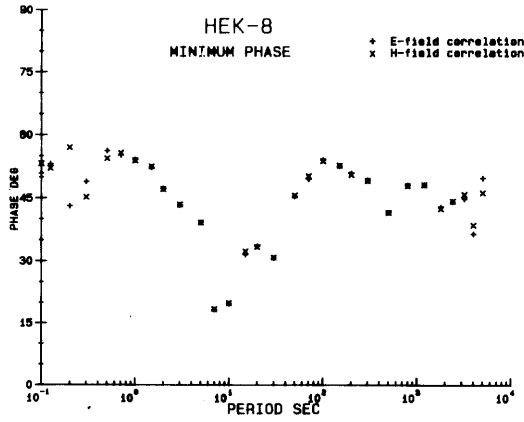
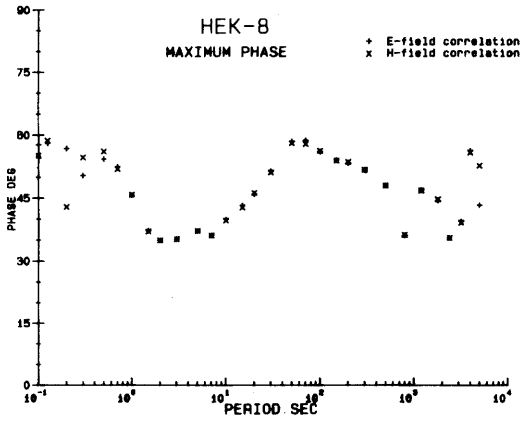
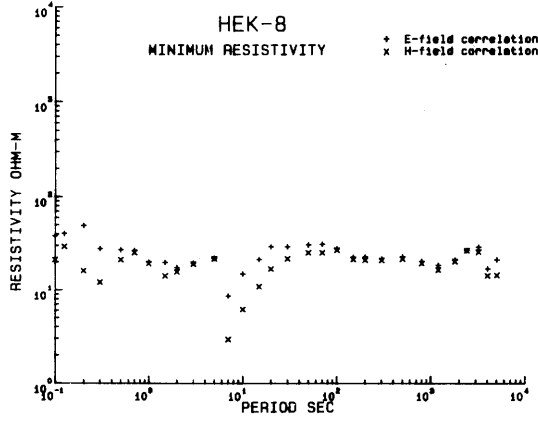
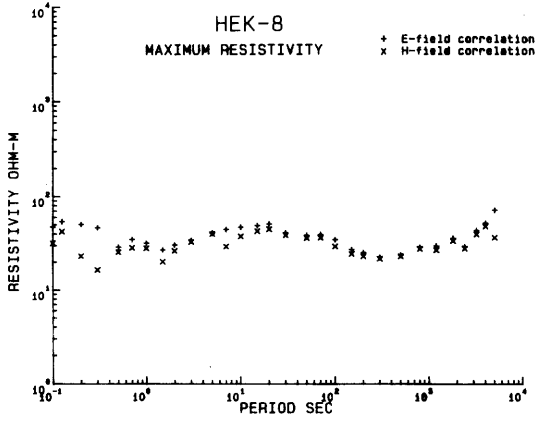


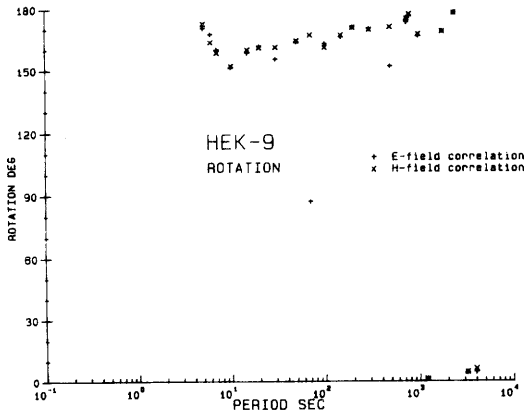
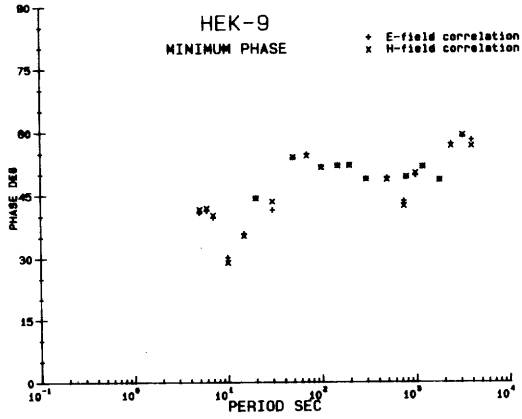
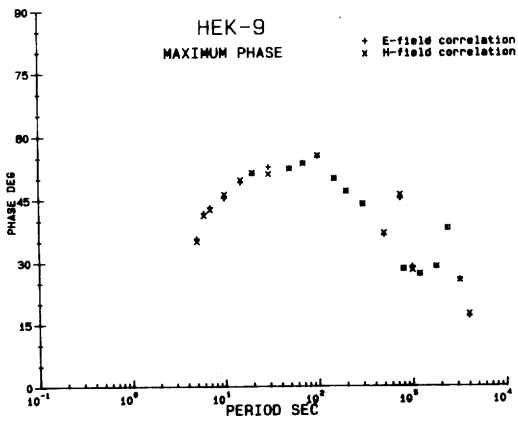
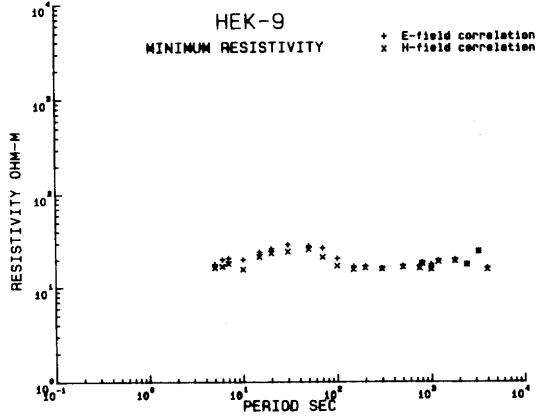
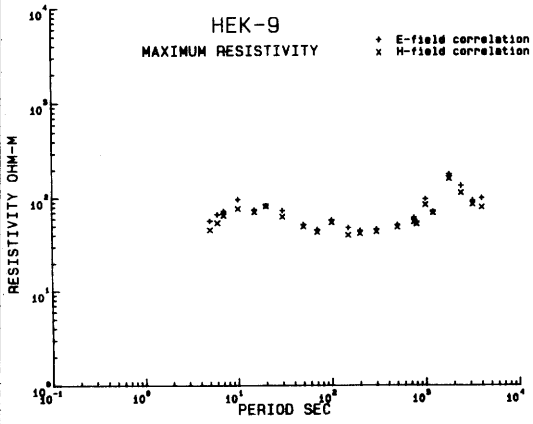


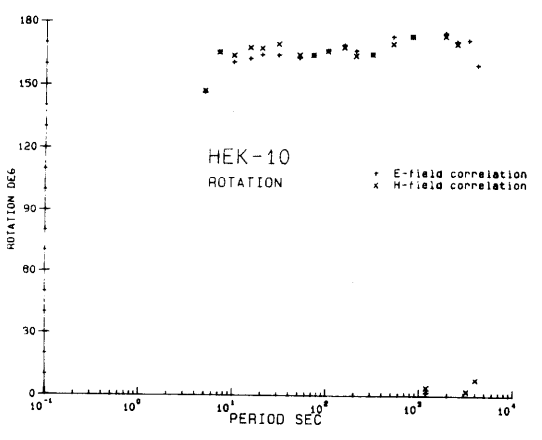
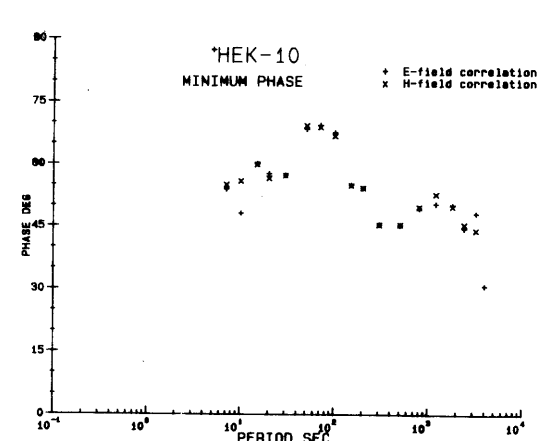
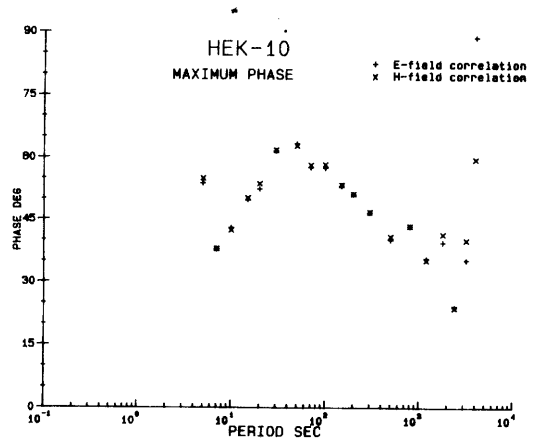
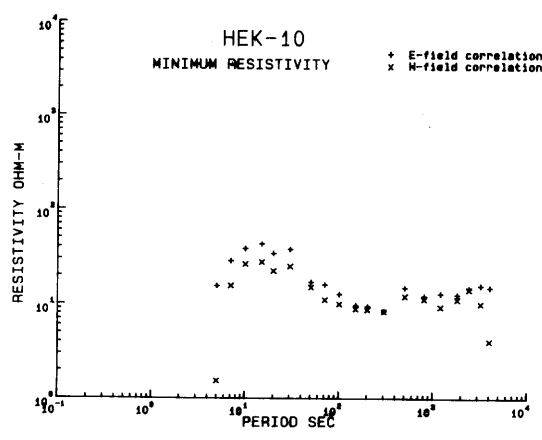
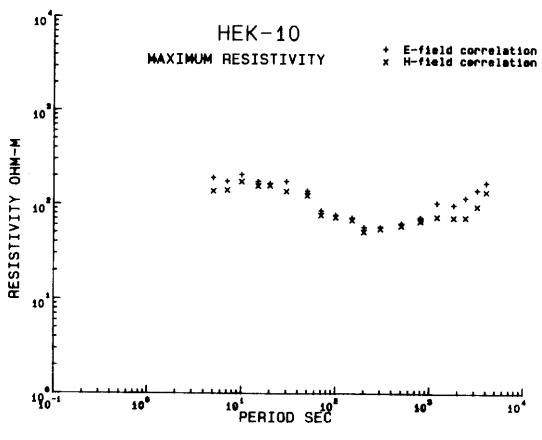


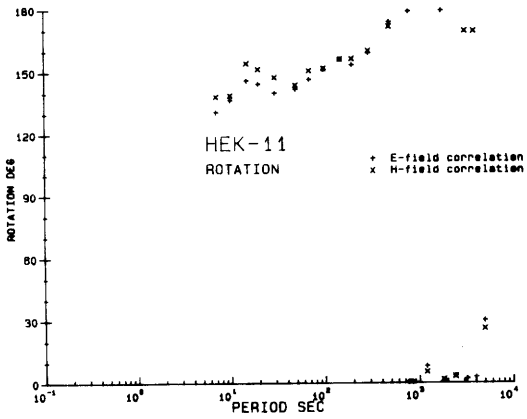
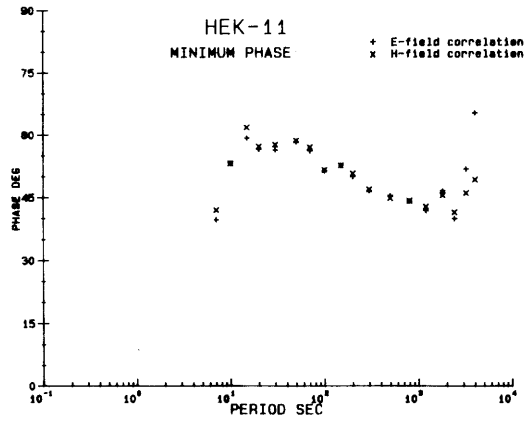
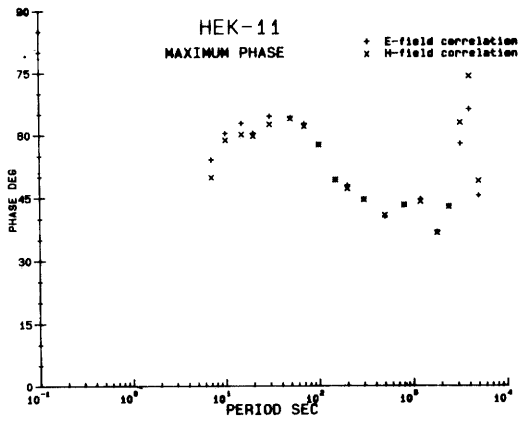
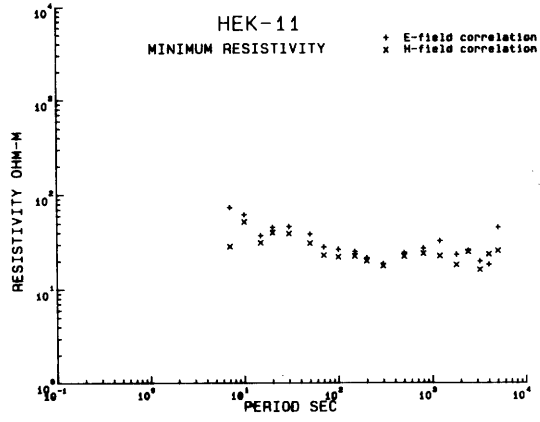
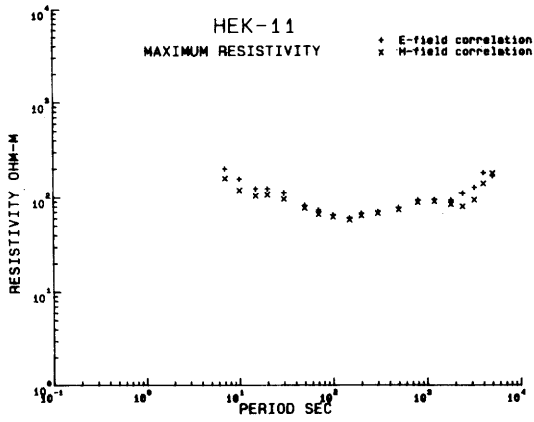


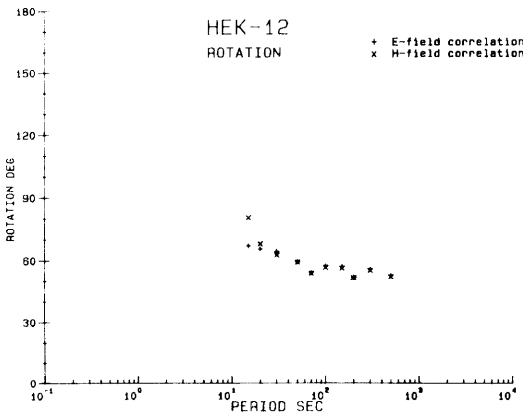
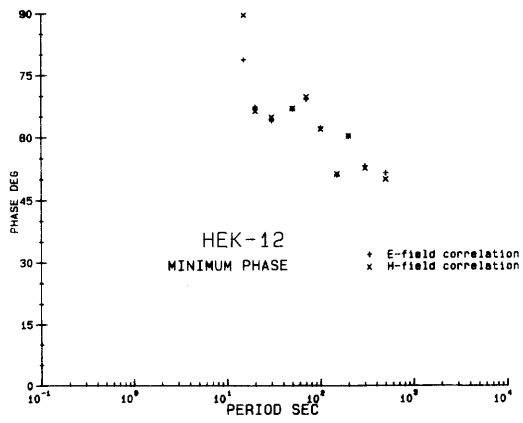
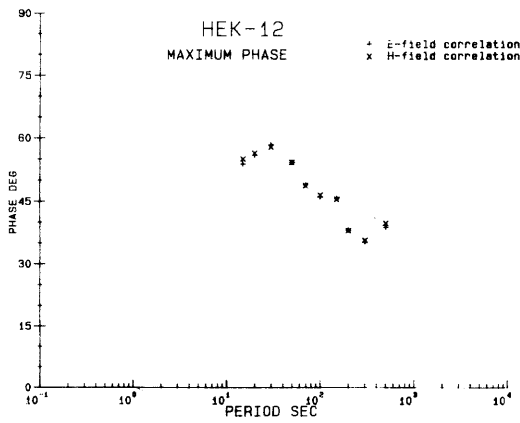
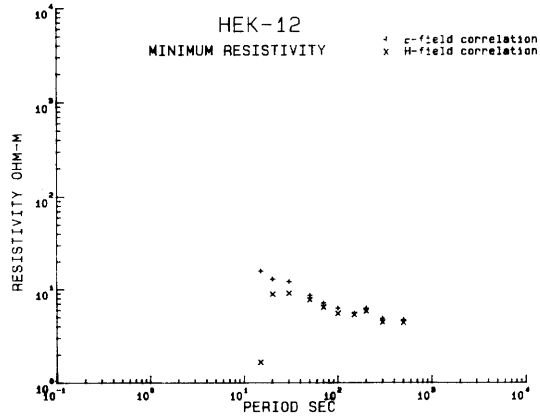
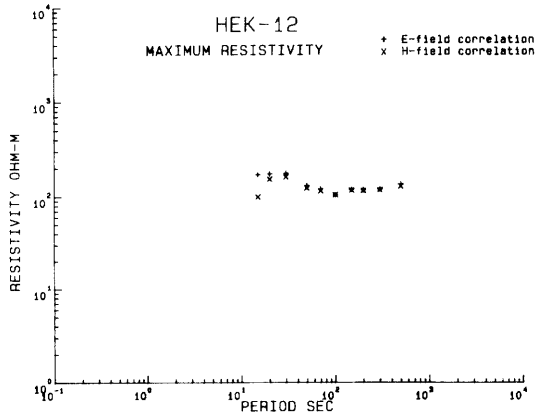


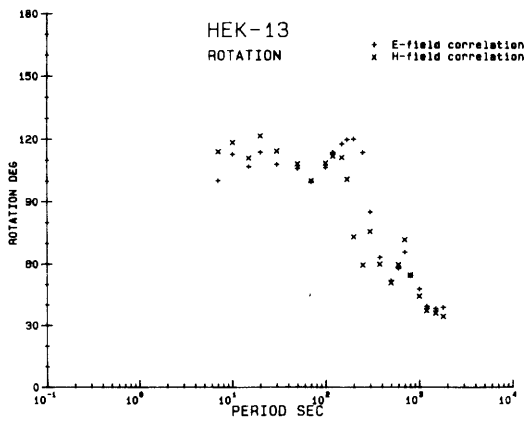
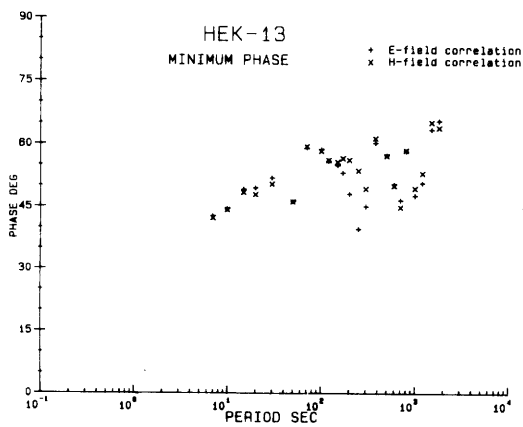
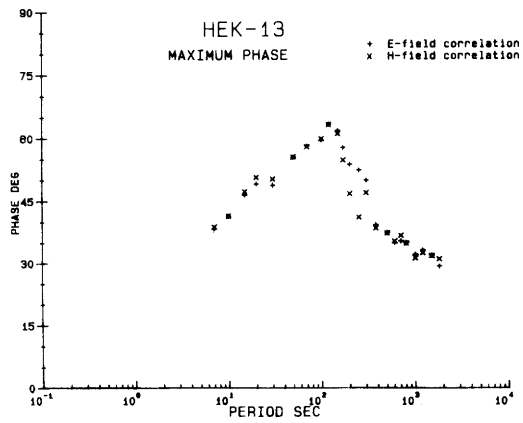
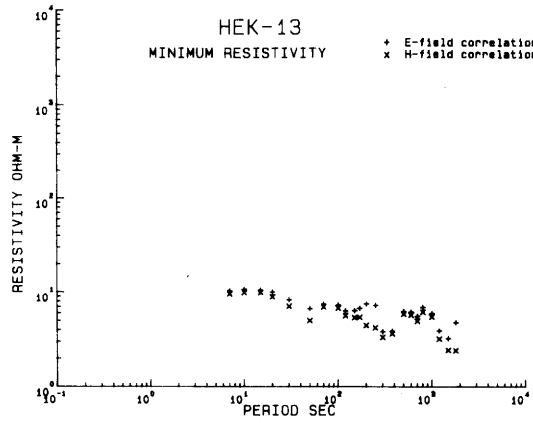
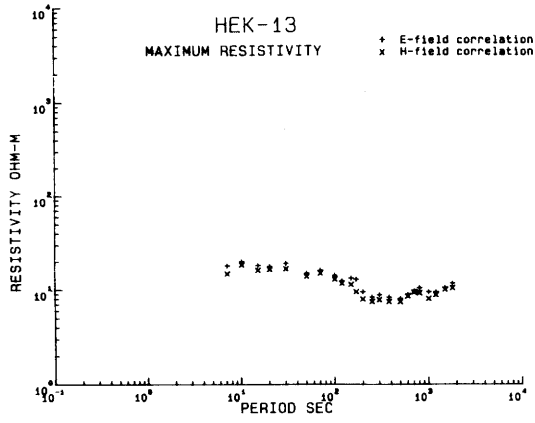


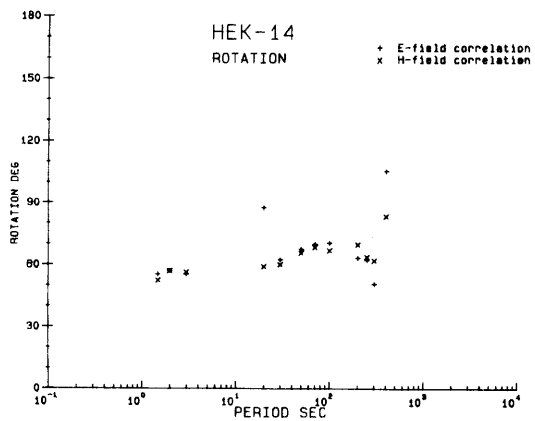
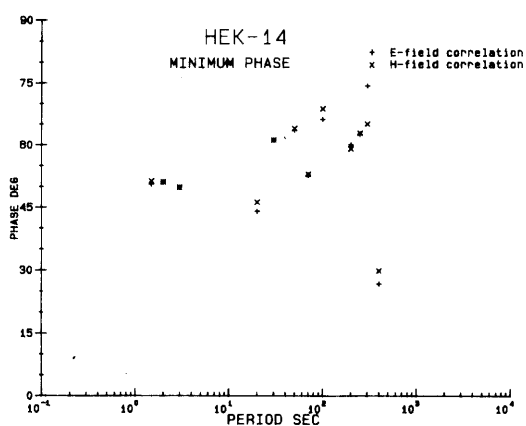
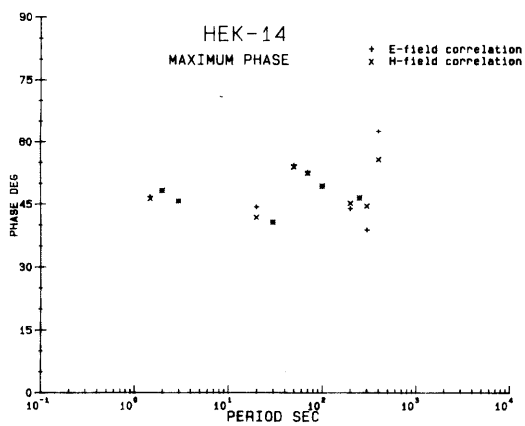
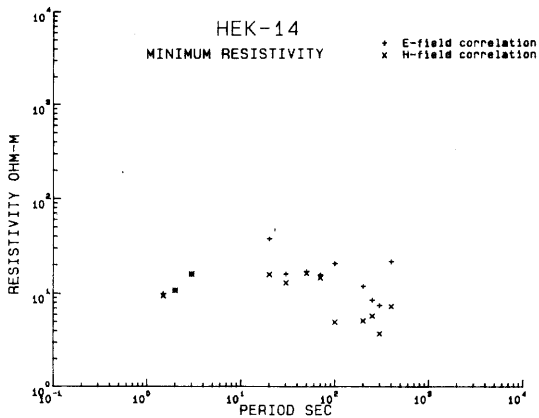
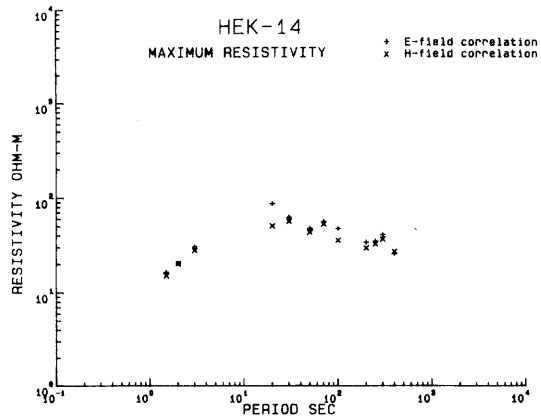


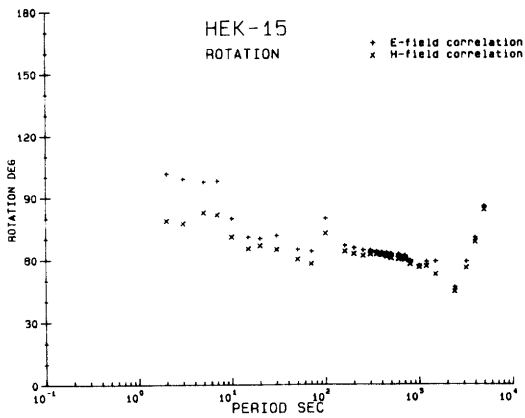
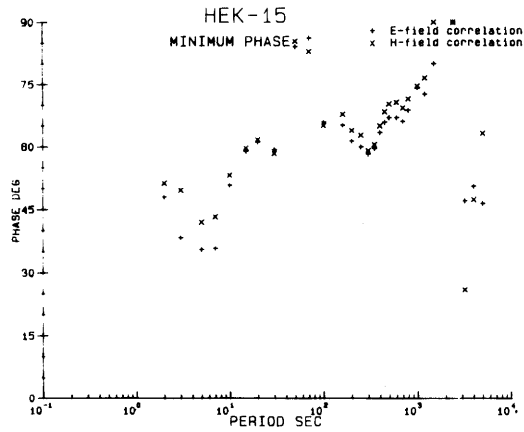
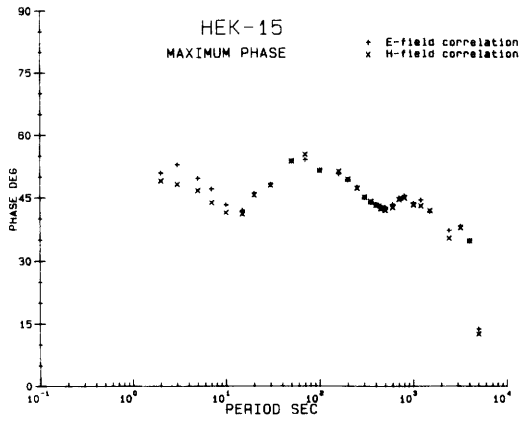
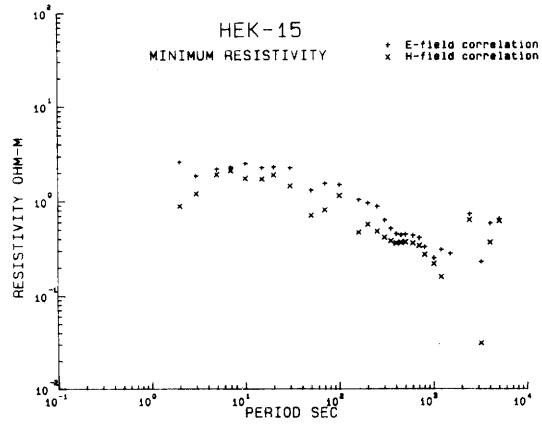
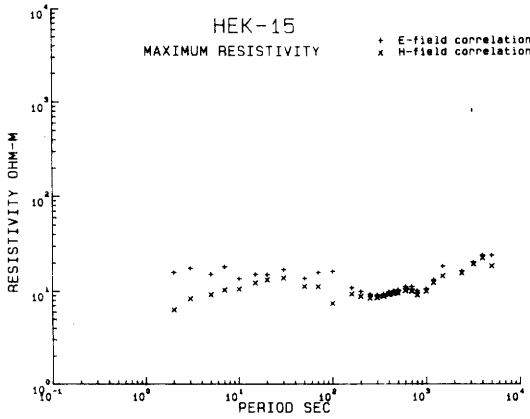


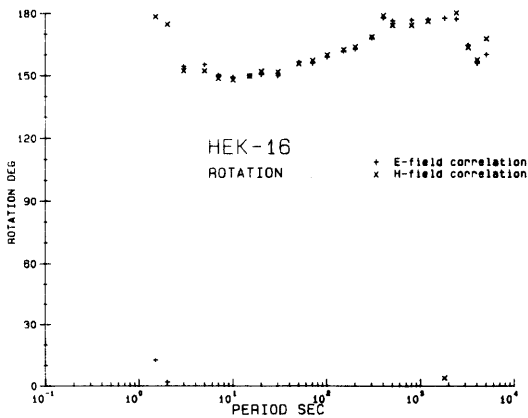
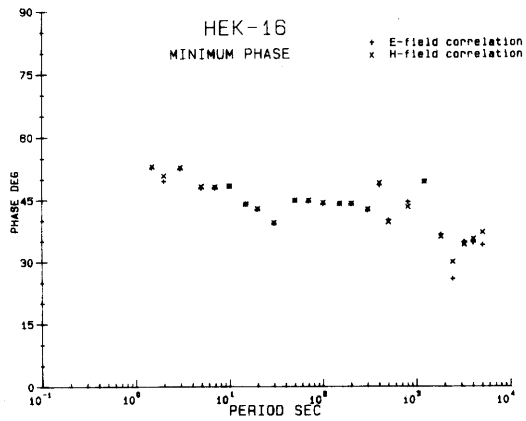
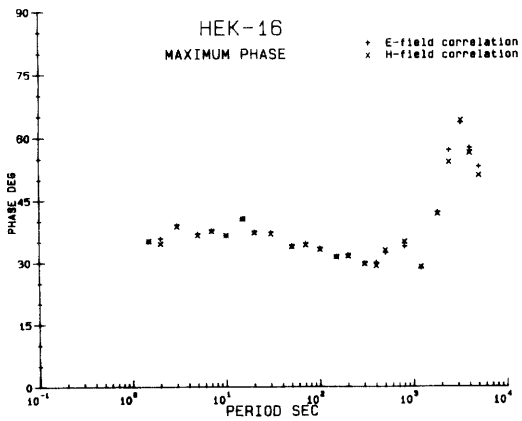
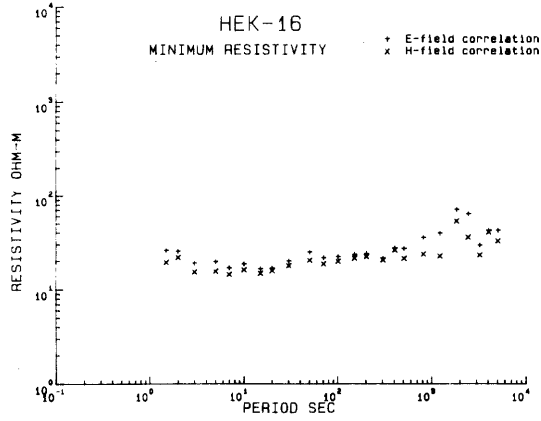
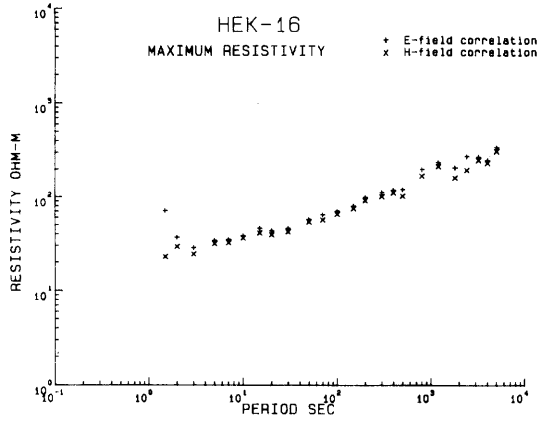


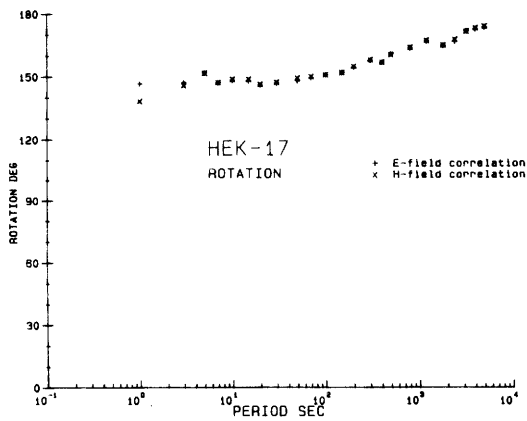
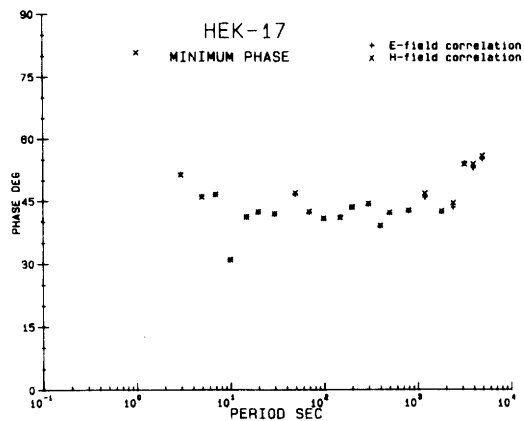
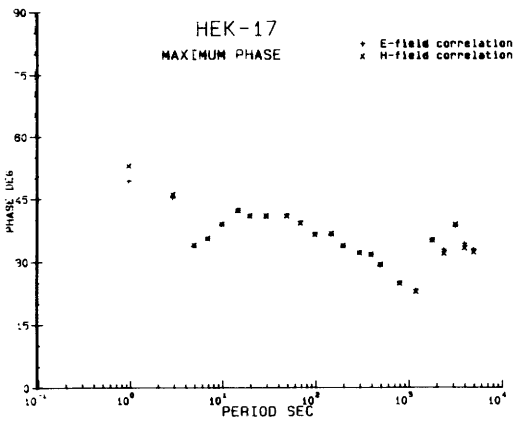
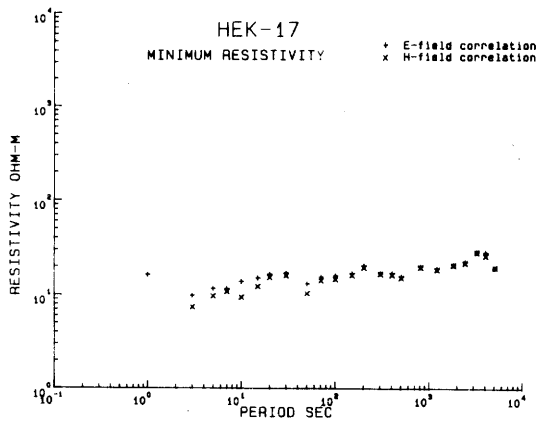
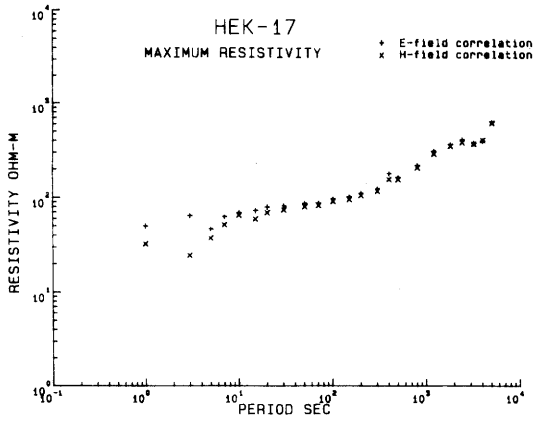


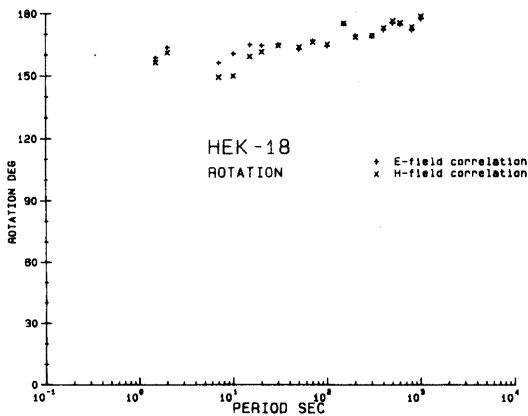
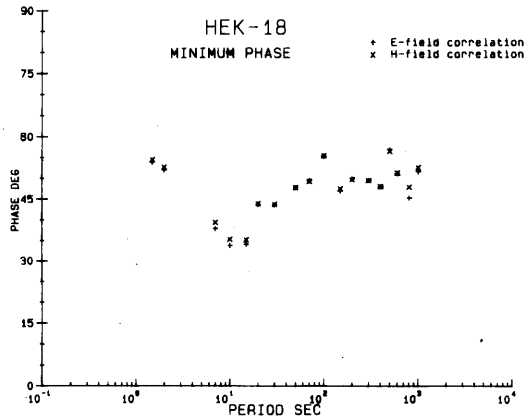
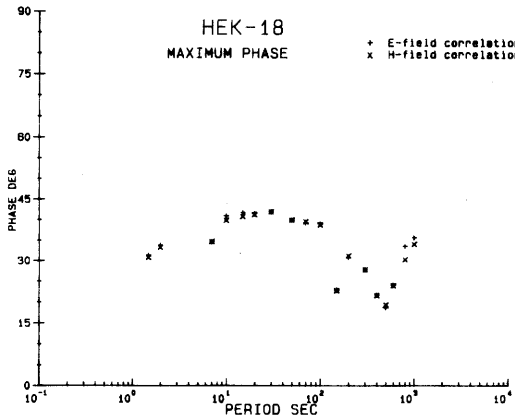
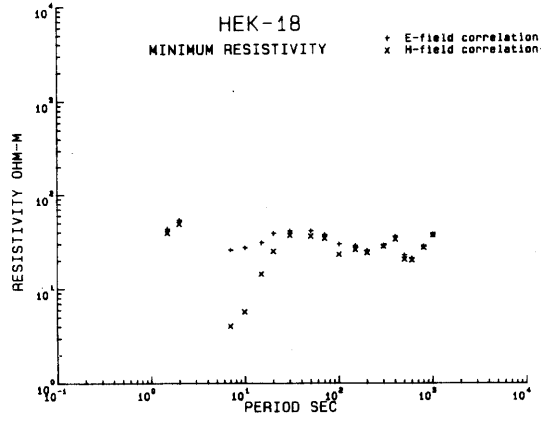
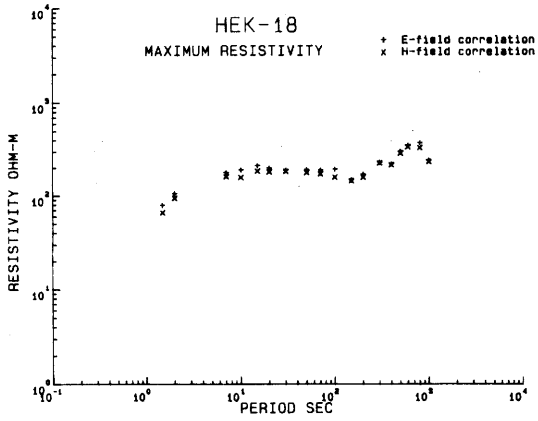










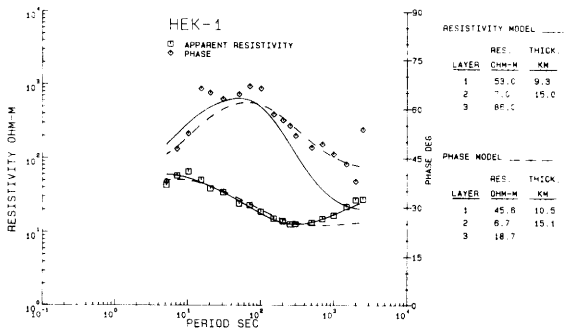


VIDAUKI II

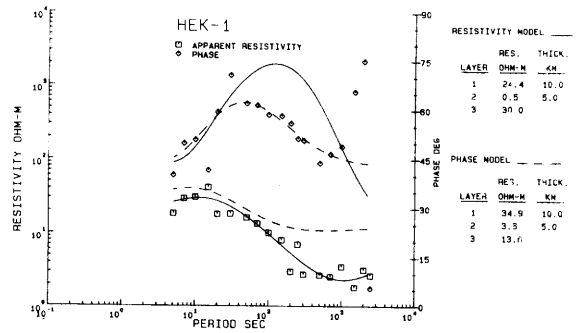
Einvið túlkun mælinga

Viðnámslíkön (Resistivity models) eru túlkun á mældu sýndarviðnámi. Reiknaðir sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlar þess líkans eru sýndir með heilum línunum.

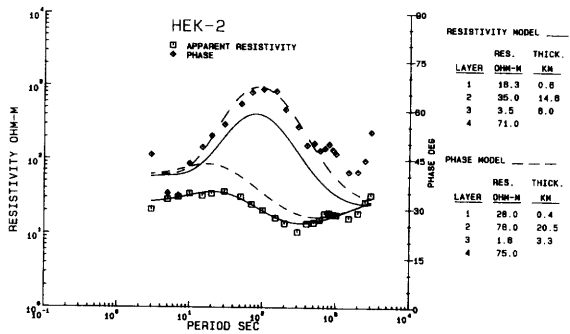
Fasalíkön (Phase models) eru túlkun á mældum sýndarfasa. Reiknaðir sýndarviðnáms- og sýndarfasaferlar þess líkans eru sýndir með brotnum línunum.



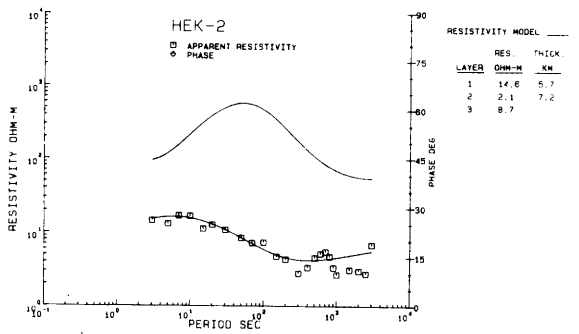
Maximum gildi, E-pólun.



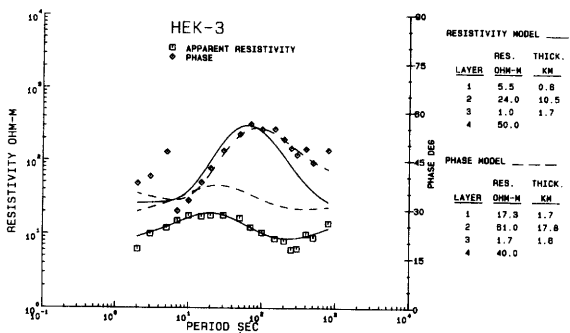
Minimum gildi, E-pólun.



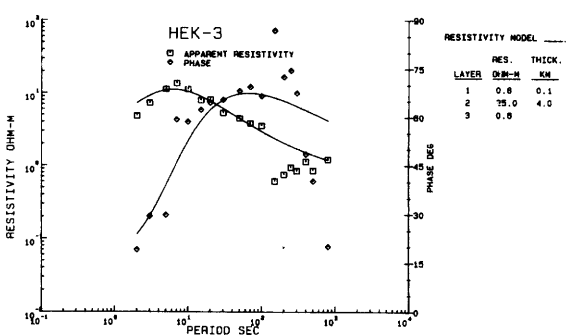
Maximum gildi, E-pólun.



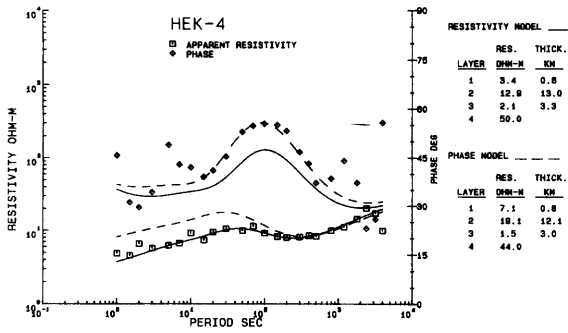
Minimum gildi, E-pólun.



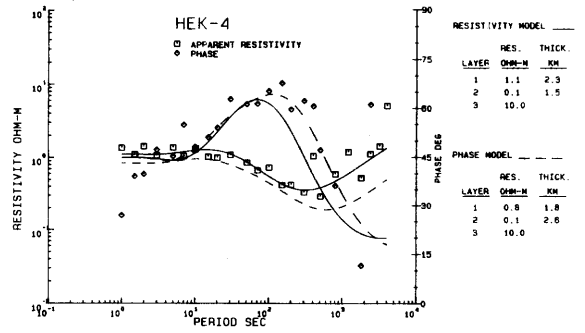
Maximum gildi, E-pólun.



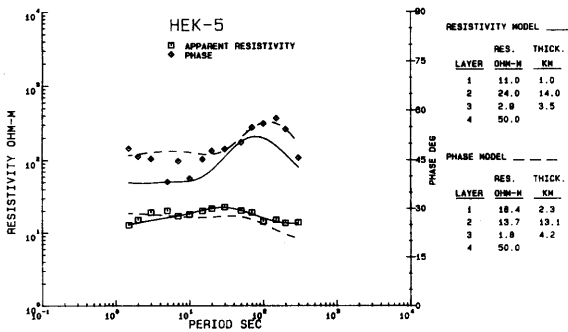
Minimum gildi, E-pólun.



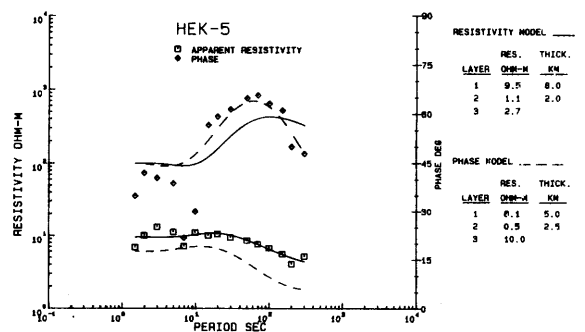
Maximum gildi,
E-pólun.



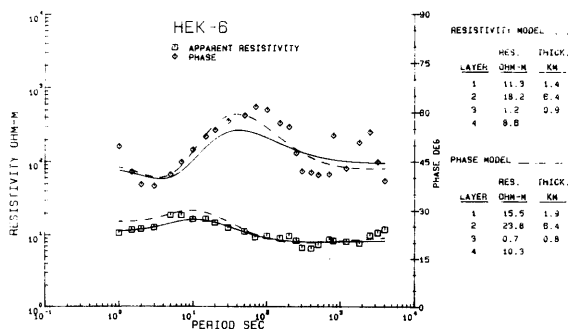
Minimum gildi,
B-pólun.



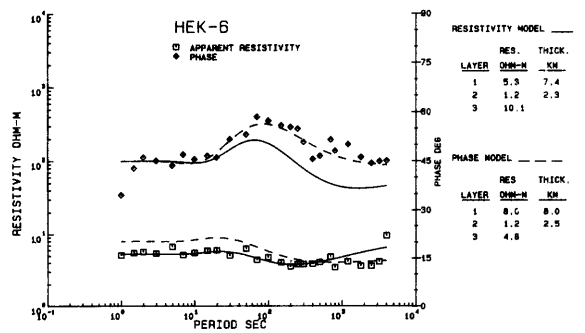
Maximum gildi,
E-pólun.



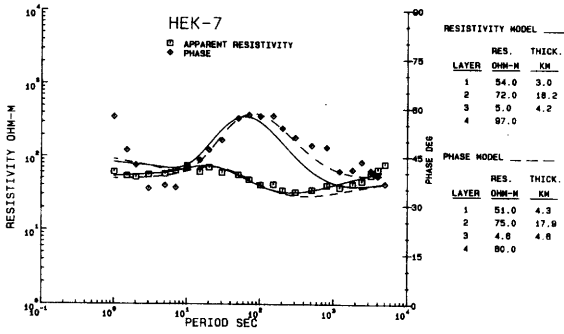
Minimum gildi,
B-pólun.



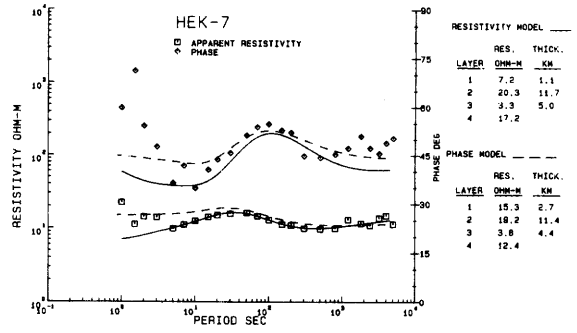
Maximum gildi,
B-pólun.



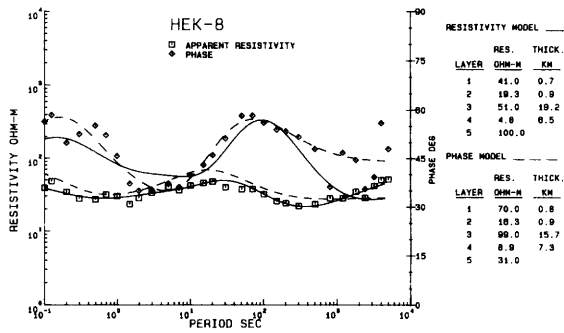
Minimum gildi,
E-pólun.



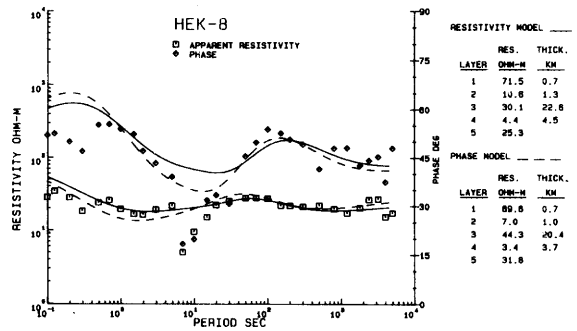
Maxinum gildi,
E-pólun.



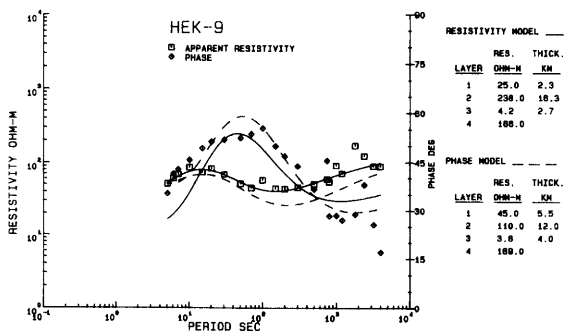
Mininum gildi,
E-pólun.



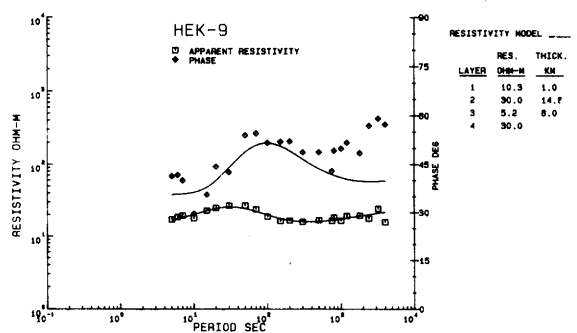
Maxinum gildi,
E-pólun.



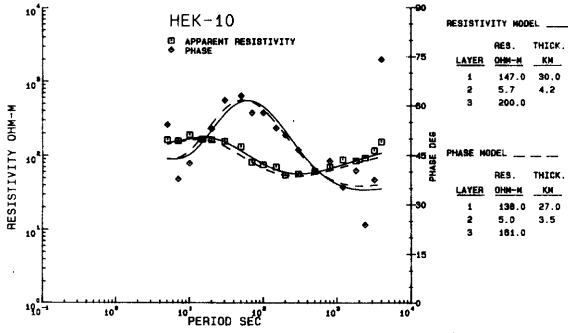
Mininum gildi,
E-pólun.



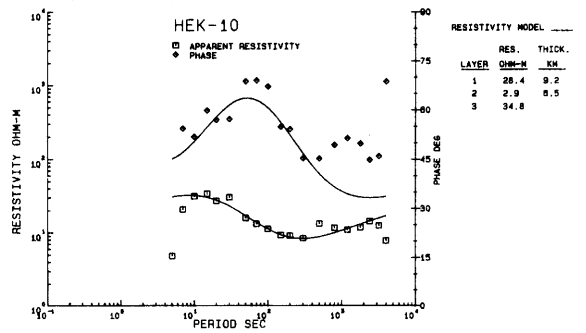
Maxinum gildi,
E-pólun.



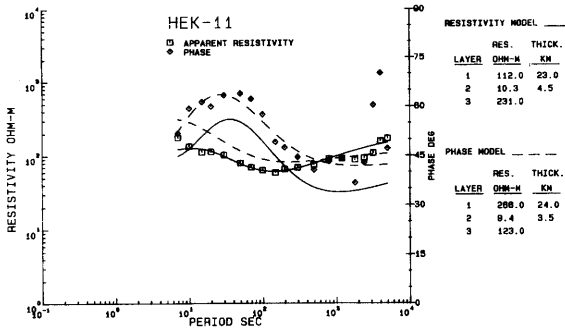
Mininum gildi,
E-pólun.



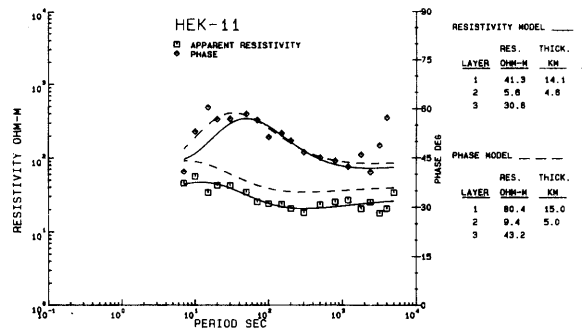
Maximum gildi,
B-pólun.



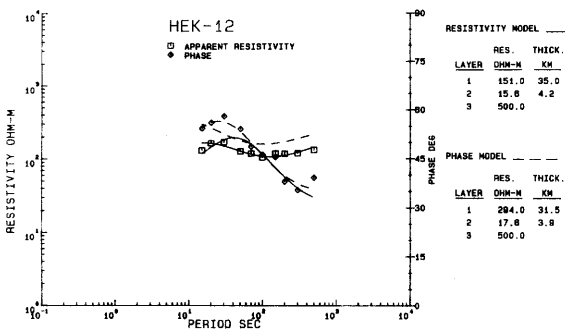
Minimum gildi,
E-pólun.



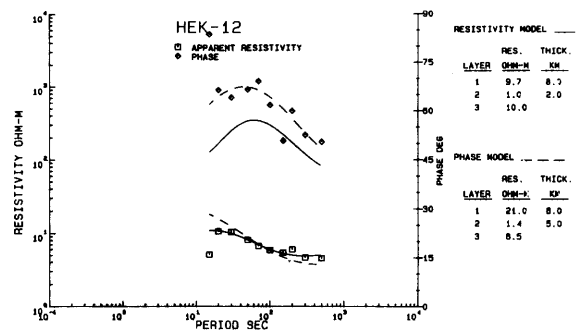
Maximum gildi,
B-pólun.



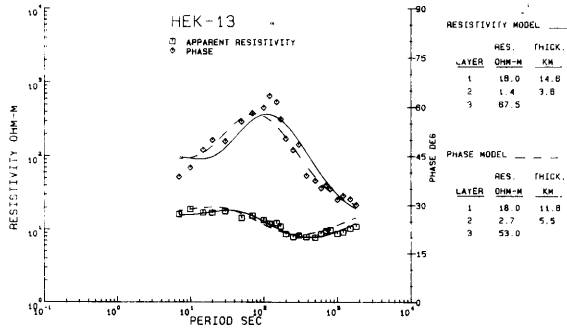
Minimum gildi,
E-pólun.



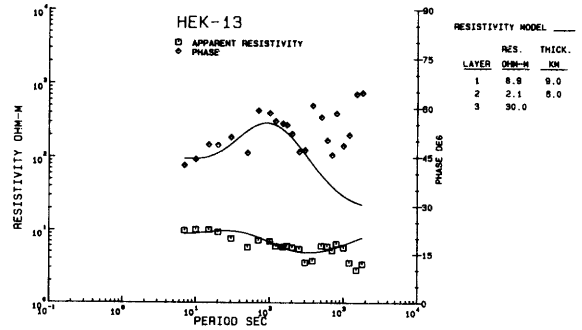
Maximum gildi,
E-pólun.



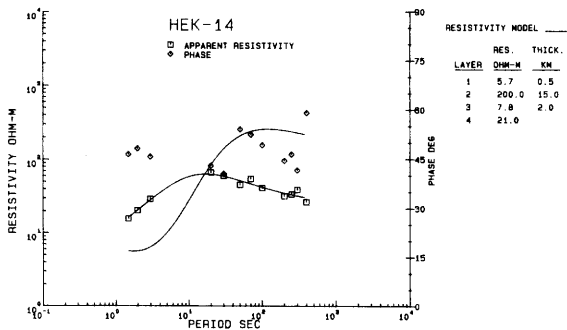
Minimum gildi,
B-pólun.



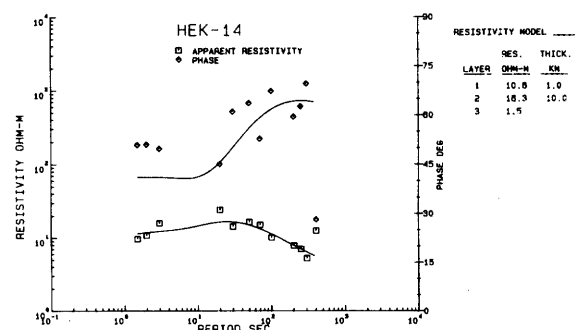
Maximum gildi,
E-pólun.



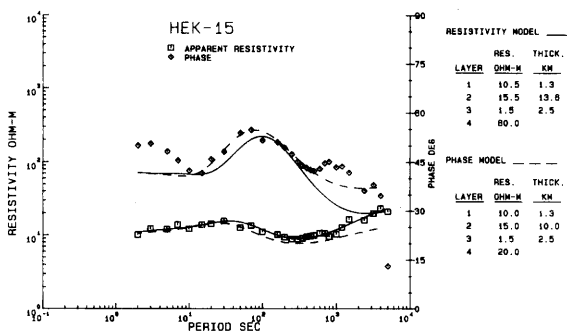
Minimum gildi,
B-pólun.



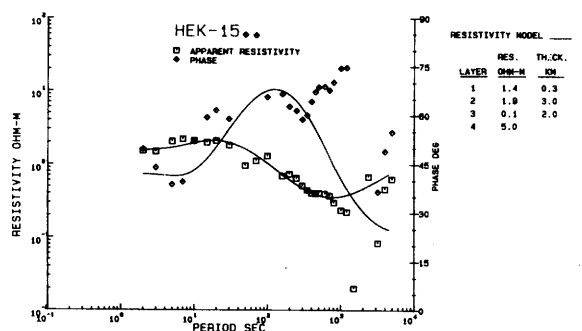
Maximum gildi,
E-pólun.



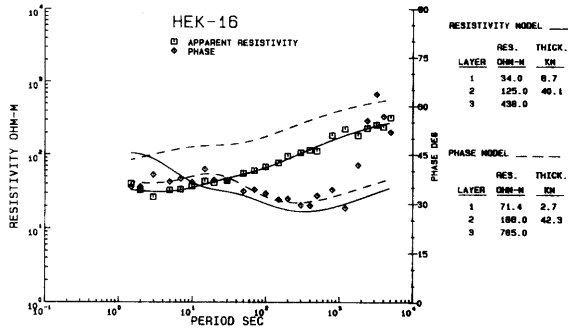
Minimum gildi,
B-pólun.



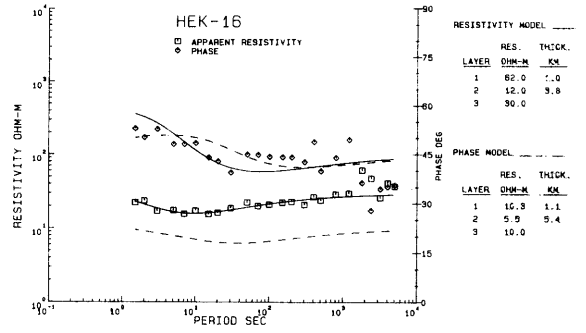
Maximum gildi,
E-pólun.



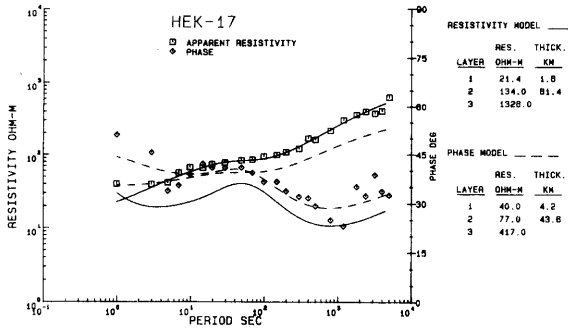
Minimum gildi,
B-pólun.



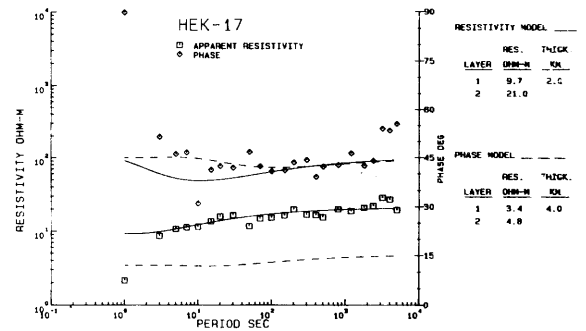
Maximum gildi,
B-pólun.



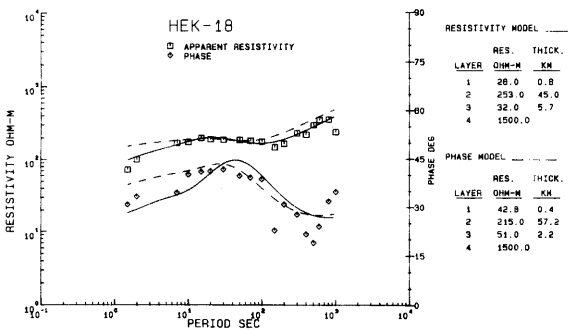
Minimum gildi,
E-pólun.



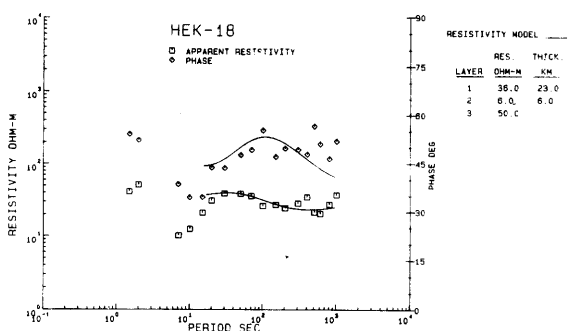
Maximum gildi,
B-pólun.



Minimum gildi,
E-pólun.



Maximum gildi,
B-pólun.



Minimum gildi,
E-pólun.