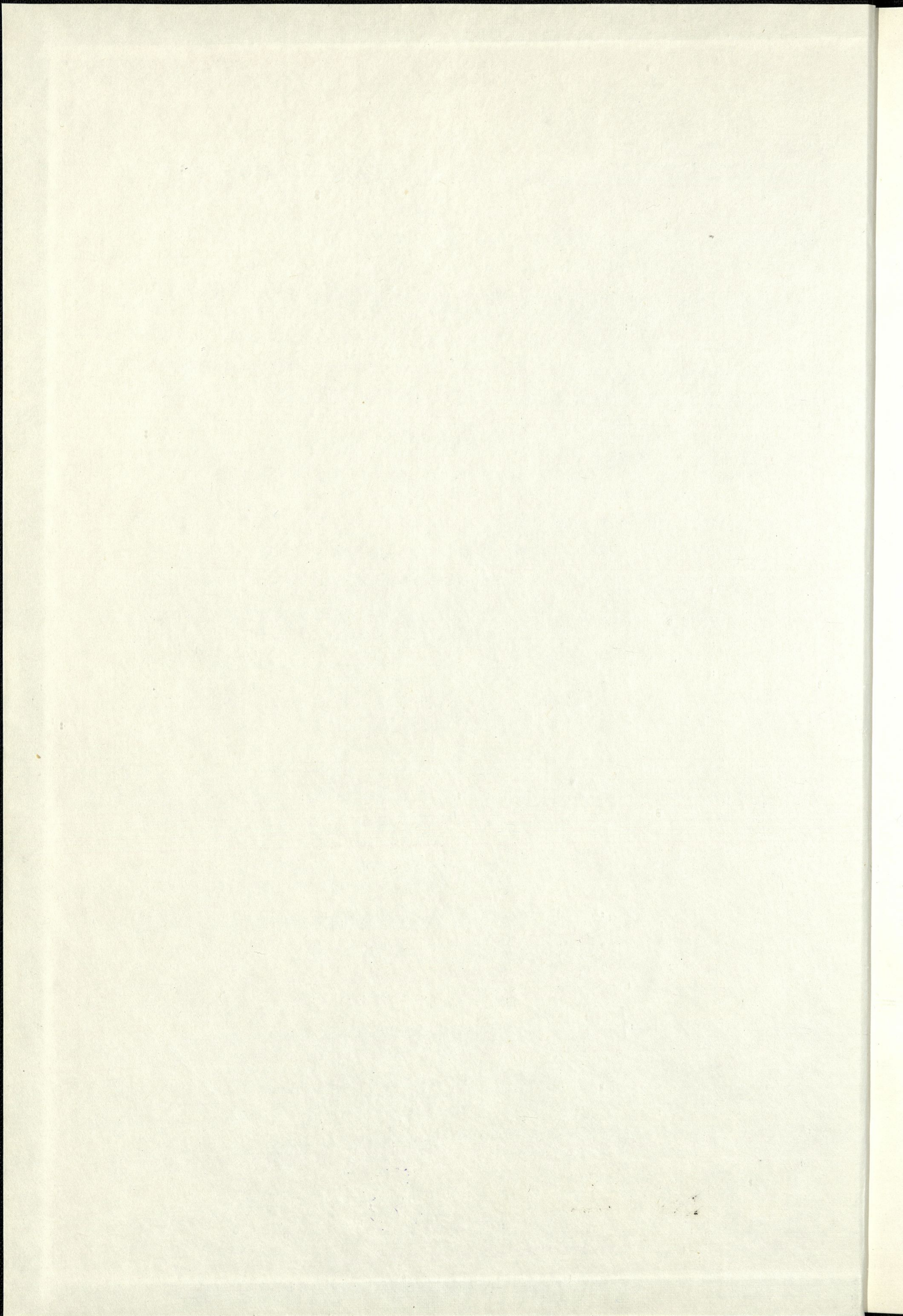


AGO - FNT
LJUBLJANA

MERITEV SEIZMOMAGNETNEGA
EFEKTA...

LJUBLJANA 1975

4926



2-484/161 -70

Sm. stev. 4926/76



Astronomsko geofizikalni observatorij
Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
Univerze v Ljubljani

DK 550.343.6

Raziskava obravnava problem seizmomagnetnega efekta, kot enega izmed možnih geofizikalnih pojavov, ki bi utegnil prispevati k metodiki
PROJEKTA
MERITEV SEIZMOMAGNETNEGA EFEKTA V
LJUBLJANSKEM PRELOMNEM SISTEMU
Podane so teoretične razprave problema, način realizacije meritev in pregled razvoja raziskovalnih del. Prikazani so veroki, zakaj seizmomagnetni efekt na ljubljanskem območju še ni mogel biti dokazan.

Arhiv št. : 182 /75-Seizm.

Datum : 15.februar 1975

Nosilec: Vlado Ribarič, dipl.inž.

Sodelavec :Majda Hržič,dipl.inž.

Predstojnik : Vlado Ribarič,
dipl.inž.

ASTRONOMSKO-GEOFIZIKALNI OBSERVATORIJ
pri Fakulteti za naravoslovje in tehnologije

Univerze v Ljubljani

V. Ribarič

DK 520.343.6

Astronomsko geofizikalni observatorij
Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
Univerze v Ljubljani

MERITEV SEIZMOMAGNETNEGA EFEKTA V
LJUBLJANSKEM PRELOMNEM SISTEMU

Arhiv št. : 482/75-seizm.

Datum : 15. februar 1975

Nosilec : Vlado Ribarič, dipl. inž.

Sodelavec : Maja Hršič, dipl. inž.

Predstojnik : Vlado Ribarič

dipl. inž.

ASTRONOMSKO-GEOFIZICALNI OBSERVATORIJ
Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
Univerze v Ljubljani

Univerze v Ljubljani

KAZALO

Predgovor	II
Kazalo	III
Osnovna Raziskava obravnava problem seizmomagnetnega	1
Uvod - efekta, kot enega izmed možnih geofizikalnih	2
Metoda pojavov, ki bi utegnil prispevati k metodiki	3
Seizm prognoze lokalnih potresov.	5
Magnet Podane so teoretične zasnove problema, način	8
Teori realizacije meritev in pregled razvoja	8
Varianc raziskovalnih del. Prikazani so vzroki, zakaj	11
Časovni seizmomagnetni efekt na ljubljanskem območju	15
Seizm še ni mogel biti dokazan.	18
Rezime in status problema	20
Realizacija seizmomagnetne in seizmometrične mreže ..	23
Realizacija meritev	24
Tehnični obseg merilnega sistema	25
Način dela	28
Primerjava meritev magnetnega polja in seizmometrov .	31
Magnetne motnje	32
Sklepne ugotovitve	33
Literatura	34

1. OSNOVNI PODATKI

KAZALO

Predgovor	II
Kazalo	III
Osnovni podatki	1
Uvod -Problem prognoze potresa	2
Metode v poizkusih prognoze potresov	3
Seizmomagnetni efekt -Fenomenološko ozadje	5
Magnetna susceptibilnost kamnin pod napetostmi	8
Teorija	8
Variacije susceptibilnosti kamnin v Zemljini skorji .	11
Časovni potek geomagnetnih sprememb ob potresih	15
Seizmomagnetni efekt površinskega potresa	18
Rezime in status problema	20
Realizacija seizmomagnetne in seizmometrične mreže ..	23
Realizacija meritev	24
Tehnični obseg merilnega sistema	25
Način dela	28
Primerjava meritev magnetnega polja in seizmometrov .	31
Magnetne motnje	32
Sklepne ugotovitve	33
Literatura	34

Št. 161, pogodba št. 161 / 2.12.1970 = 2-784(243)/161-70

Šteje Habarič, dipl. inž. fiz.

Šteje Habarič, dipl. inž. fiz.

Vital Brina, tehn. sodelavec IJS

Franc Špreizer, tehn. sodelavec IJS

Matjaž Čostinčar, tehn. sodelavec AGO

Naloga je vezana na predhodni nalogi Inštituta Jožef
 Šteje, št. pogodb 402-A-560/1-68 in 106/33-69, realizirani
 leta 1969, oziroma julija 1974.

1. OSNOVNI PODATKI

1. Naslov naloge :
MERITEV SEIZMOMAGNETNEGA EFEKTA V LJUBLJANSKEM
PRELOMNEM SISTEMU
2. Geslo in decimalna klasifikacija :
Seizmologija, Napovedovanje naravnih pojavov, Metode
prognoze, DK 550.343.6
3. Obseg poročila : III + 34 strani, 3 risbe, 1 fotografija,
7 kopij magnetnih registracij.
4. Namen naloge :
Poiskati, če v ljubljanskem prelomnem sistemu aktivnih
prelomnic obstojajo anomalni efekti v spremembah stanju
lokalnega magnetnega polja pred nastopom lokalnih
potresov. Pozitivna korelacija pojavov bi pomemnila
doprinosa k reševanju problematike napovedovanja
močnih lokalnih potresov.
5. Predmet naloge :
Sočasna meritev absolutnega Zemljinega magnetnega polja
in relativne vrednosti razlike tega polja v dveh
točkah, ki sta med seboj oddaljeni 7 km, ter meritev
lokalnih potresov naj bi skušala dati vpogled v
morebitno povezavo obeh pojavov.
6. Investitor :
Raziskovalna skupnost Slovenije, Sklad Borisa Kidriča
7. Pogodba :
Org. št. 243, pogodba št. 161 / 2.12.1970 ≡ 2-784(243)/161-70
8. Nosilec naloge :
Vlado Ribarič, dipl. inž. fiz.
9. Sodelavci :
Majda Hržič, dipl. inž. fiz.
10. Tehn. sodelavci :
Vital Eržen, tehn. sodelavec IJS
Franjo Spreizer, tehn. sodelavec IJS
Matjaž Gostinčar, tehn. sodelavec AGO
11. Opomba :
Naloga je vezana na predhodni nalogi Inštituta Jožef
Stefan, št. pogodb 402-A-560/1-68 in 106/33-69, realizirani
junija 1969, oziroma julija 1974.

2. UVOD

2.1 Problem prognoze potresa

Kompleksnost problema prognoze zemeljskih naravnih potresov je v težavah, ki so v zvezi z opravljanjem meritev "in situ", kakor tudi v različnosti generacije potresnih mehanizmov, ki se uveljavljajo pred samim pojavom.

Glede na to, da današnja geologija še ne more kvantitativno objasniti niza pojavov v Zemljini skorji in plašču - torej v conah, kjer se potresi pojavljajo, manjkajo osnove za ustvarjanje modelov potresnih žarišč, geofizika prav tako ni v stanju podati, niti priporočati metod, ki bi bile preciznejše in katere bi kazalo uporabljati.

Metodološki pristopi, ki so možni, imajo večinoma osnovo v uporabi indirektnih raziskovalnih metod, kar pomeni, da je problem prognoze potresov možno spremljati le s primerjalnimi študijami vrste pojavov na površini Zemlje in le deloma v njenih globinah.

Večina potresov v mediteranskem in cirkumpacifičnem seizmičnem pasu nastaja v globinah med 5-25 km, manj v večjih globinah (26-50 km), neznatno število v intermediarni coni (120-280 km) in nekaj več v globinah med 500 in 730 km.

S stališča seizmičnih efektov na površini so najnevarnejši plitvi potresi, pri katerih se akumulira večja energija elastičnih napetosti v kamninah. Zato je potreba po proučevanju intenzivnih seizmičnih pojavov v majhnih globinah največja, saj povzročijo ti največje efekte. Praktični aspekt te potrebe je med drugim tudi aspekt prognoze potresov.

Delovno področje pod geslom "prognoza potresov" je staro komaj kakšnih 25 let, ko so seizmološka in druge geofizikalne tehnike dosegle primeren nivo, ki je vsaj teoretično omogočal prve eksperimente v okviru tega, danes še nerešenega problema.

Problem prognoze potresov je po analogiji podoben problemom dolgoročnih meteoroloških prognoz, hidroloških prognoz

in drugih napovedi naravnih pojavov. Bistvo tega problema je najti skupna, pa tudi individualna pota za visoko verjetnostno stopnjo napovedi

- 1) kraja potresa-ozroma cone
- 2) časovnega intervala, v katerem naj bi nastal pojav in
- 3) ocenitev magnitude pojava.

To so seveda končni cilji. Uvodoma velja omeniti, da splošne metode, ki bi bile izdelane in dokazane, ne obstojajo, posebne ali individualne metode pa so se obnesle le ponekod in to v odvisnosti od lokalnosti, geološko-tektonske situacije na njej, intenzitete potresa in razdalje do njegove žariščne cone. Žal ni nobenega primera, da bi potres že uspeli napovedati na osnovi meritev določenih fizikalnih ali kemijskih parametrov in sprememb teh v pogojih akumulacije energije v hipocentri coni.

Poizkus z metodo seizmomagnetnega efekta predstavlja zato-rej uvajanje ene izmed možnih tehnik na specifično območje Ljubljane, ki je

- 1) seizmično aktivno z maksimalno možno magnitudo $M=6,5$ (po Richterju), oziroma IX^0+ po Mercalli-Cancani-Siebergu,
- 2) bogato na aktivnih seizmičnih prelomih in mikropotresih z magnitudami, manjšimi od $M=1,5-2$.

2.2

Metode v poizkusih prognoze potresov

Splošne metode obravnavajo probleme seizmičnosti in z njimi povezano tehniko določitve maksimalnega možnega potresa na dani lokaciji, torej ocenitve M_{max} ali K_{max} , kjer je K energetski razred potresa.

V odvisnosti od geološko-tektonske situacije je na poljubni lokaciji možno pričakovati potresne efekte iz lokalne cone in iz oddaljenih področij, pod pogojem, da se v njih pojavljajo močnejši potresi.

Metode, ki so verjetno lahko indikator za pojav posamičnega potresa ali pa serije potresov, so naslednje :

- a) abruptni porasti indeksov seizmične aktivnosti v coni pojavljanja glavnega potresa-pojavi predhodnih potresov (foreshocks),
- b) spreminjanje odnosa $V_p : V_s$ v seizmogeni coni,
- c) intenzivni porasti gradientov vodoravnih in navpičnih premikov tal v prelomnih conah,
- č) rastoča intenzivnost spreminjanja nagibov tal, merljiva s klinometri,
- d) mikropotresi v ožjih lokalnih conah,
- e) meritve plazenja ob prelomih (fault creep),
- f) naraščanje nivoja geoakustičnih pojavov v območju ultrazvoka, v kolikor je merilni senzor v sami coni generiranja potresa
- g) geodetske spremembe v gradientih meritev ob aktivnih površinskih prelomih,
- h) spremembe vrednosti odpornosti kamnin glede na spremembe napetosti vzdolž preloma - v mehničnem in električnem smislu,
- i) karakteristične spremembe sestava, temperature in izdatnosti mineralnih vrelcev v seizmičnih območjih,
- j) seizmomagnetni efekt
- k) spremembe konfiguracije fine strukture gravimetrijskih polj,
- l) spremembe v režimu teluričnih tokov lokalnih polj v potresnih conah
- m) spremembe gradienta električnega potenciala atmosfere.
- n) nagle spremembe vrednosti elastičnih napetosti na podlagi direktnih meritev v globokih vrtinah.
- o) indirektna metode določanja napetosti v kamninah, ki se nahajajo v večjih globinah s pomočjo določitve hitrosti seizmičnih valov, vrednosti električnih prevodnosti in magnetizacije kamnin.

Poleg teh shematično navedenih efektov-možnih predznanilcev

1) Kato Y.: Investigation of the Changes in the Earth's magnetic Field accompanying earthquakes... Tohoku Imp. Univ. Sci. Repts. 1, 27, 1938

potresov v lokalnih conah, obstojajo še pojavi, ki jih vzbuja človek s svojo aktivnostjo. To so predvsem velike akumulacije hidroenergetskih naprav in podzemeljske jedrske eksplozije.

Naravni efekti, citirani na strani 4, se dajo uvrstiti v dve kategoriji. Prva je tista, ki se že manifestira z določenimi seizmičnimi pojavi, druga pa predstavlja niz spremljajočih pojavov, ko gre za generiranje procesa nastanka bolj ali manj močnega potresa.

Težava je v tem, da se utegnejo pojaviti potresi z magnitudami nad $M=5$, ki na slabše zgrajenih objektih že povzročajo rušenja, pa da pred tem ni očitna nobena izmed šestnajstih kategorij predznanilcev.

V naši razpravi se bomo omejili le na pojav možnega obstoja seizmomagnetnega efekta.

(Kalahnikov A.G. Magnetic Susceptibility of Rocks under Elastic Stresses, Dokl. AN SSSR, 86, 521, 1952), ki so teoretično predvidela možnost obstoja seizmomagnetnega efekta.

3. SEIZMOMAGNETNI EFEKT

Magnetna motnja pred potresom na Aljaski 1964. leta.

3.1 Fenomenološko ozadje

Kato Y.¹⁾ s sodelavci je 1938. leta objavil študijo o možni povezavi med potresi in magnetnimi efekti. Stoletno iskanje povezave med seizmičnimi efekti in magnetnimi motnjami ni prineslo rezultatov, ker so magnetometri klasičnega tipa beležili seizmične pojave po principu inercije nihalnih inštrumentov. Potres v Nankaiku (Japonska) 1946. leta je ponovno opozoril na možnost proučevanje tega pojava, ki je bil dokumentiran z opažanji magnetne deklinacije v bližini epicentra. Kato in Utashiro (Kato Y.-Utashiro S.: On the Changes in the Terrestrial Magnetic Field accompanying zhe great Nankaiko Earthquake of 1946, Tohoku Univ. Sci. Rpts. Series 5, Geophysics, 1, 4=, 1949) sta na temelju registracij magnetne deklinacije uspela dokazati, da jemesec dni pred potresom deklinacija magnetnega polja začela naglo padati, nato pa se je po potresu vrnila na vrednost nad povprečkom nemotenih mesecev.

1) Kato Y.: Investigation of the Changes in the Earth's magnetic Field accompanying earthquakes... Tohoku Imp. Univ. Sci. Repts. 1, 27, 1 1938

Izsledki Kata in Utashira ni bil upoštevan, saj je sipanje vrednosti merilnih podatkov bilo skoraj tako veliko, kot opazovan porast deklinacije.

Teoretične študije piezomagnetnih lastnosti kamnin izpostavljenih velikim pritiskom so dale nekaj vzpodbudnih rezultatov, med pomembnejšimi pa je vsekakor zaključek, da velike napetosti z velikostnimi redi, kot jih srečamo v geološko-tektonskih procesih, zadoščajo, da proizvedejo znatne magnetne efekte, predvsem spremembe magnetnih susceptibilnosti kamnin.

Omenimo naj predvsem dela Kapice in Kalašnikova (Kapitsa S. P.: Magnetic Properties of Eruptive Rocks Exposed to Mechanical Stresses, IAN, ser. geofizika, No, 6, 1955, str. 489, Kapitsa S. P. - Kalashnikov A. G. Magnetic Susceptibility of Rocks under Elastic Stresses, Dokl. AN SSSR, 86, 521, 1952), ki so teoretično predvidela možnost obstoja seizmomagnetnega efekta.

Magnetna motnja pred potresom na Aljaski 1964. leta.

27. marca 1964 je na področju Prince William Sounda na Aljaski prišlo do potresa z epicenterskim časom 03 h 36 m 14,0 \pm 0,2 s po GMT, zaradi datumske meje je U.S. Coast and Geodetic Survey datiral potres z dnem 28. marca 1964. Koordinate potresnega žarišča : 61,04° \pm 0,05° N in 147,73° \pm 0,07° W, hipocentrska globina je znašala nekaj desetih kilometrov, magnituda potresa po Richterju je bila med 8,3 in 8,6, trajanje potresa od 3-4 m, poškodbeno področje je zajelo 128.000 km². Intenziteta potresa v epicenterski coni je dosegla 11° MCS.

Registrirni magnetometer, ki je deloval v mestu Kodiak, kakšnih 30 km NW od površine prelomne cone, vzdolž katere je prišlo do premikov ob potresu iz glavnega žarišča 440 km daleč, je 1 h 6 m pred nastopom glavnega potresa registriral pozitivno magnetno motnjo, t. j. prirast intenzitete Zemljinega magnetnega polja za 100 gama (1 gama = 10⁻⁵ gaussa).

Magnetometer je bil tipa flux-gate (Gulf) in je beležil totalno magnetno intenziteto polja na rekorderju Esterline-Angus. Glavni spremembi polja z vrednostjo 100 gama sta sledili dve manjši, 18 minut kasneje pa še ena manjša. V teku meseca dni, ki je potekel pred registracijo tega pojava, niso opazili nobenih motenj tega tipa.

Ena izmed možnosti, ki jo citira G.W. Moore (G.W. Moore: Magnetic Disturbances Preceding the Earthquake, v delu The Great Alaska Earthquake of 1964, Seismology and Geodesy, Nat. Acad. of Sciences, Washington, 1972, str. 518-519), je pojav piezomagnetnega efekta, ki rezultira v spremembah napetosti v kamninah pred nastankom potresa. Zakaj so takšne nagle spremembe nastale pred potresom, po mnenju G.W. Moora ni jasno, toda neko vzročno zvezo kaže dejstvo, da so drugi avtorji, n. primer Breiner, poročali o podobnih pozitivnih anomalijah v magnetnem polju pred manjšimi potresi v Kaliforniji in Nevadi (Breiner S.: Nature, 202, 790, (1964)).

Sadovski in Nersesov (Sadovsky M.A.-Nersesov I.L.: Forecasts of Earthquakes on the Basis of Complex Geophysical Features, Tectonophysics, 23 (1974), 247-255) poročata, da čeprav v Sovjetski zvezi še niso bili uspešni na področju čistih magnetnih študij, obstoja vendarle podlaga za predpostavko, da v prisotnosti magnetnih teles lahko opazijo nekatere spremembe v magnetnem polju pred potresom, ki jih lahko registriramo z zadostno natančnostjo. Primer za to je potres v Zangezuru v Armeniji, kjer se je to posrečilo.

V ostalih primerih so vsi rezultati bili v mejah eksperimen-
talnih napak.

3.2.1 Teorija

Eruptivne kamnine so navadno zaradi vsebnosti magnetita in podobnih mineralov magnetične, dimenzije zrn teh materialov pa so zelo različne. Pri bazaltnih in doleritnih kamninah najdemo zrna z dimenzijami od enega mikrona do več sto mikronov. Vsako zrno lahko razdelimo na področja ali regije spontane magnetizacije, ki so orientirana v izmeničnih nasprotnih smereh. To je definicija "multidomain" struktur, po naše mnogopodročnih struktur.

Če izvzamemo hidrostaticne napetosti, lahko z mnogopodročnimi strukturami magnetnih zrn izpeljemo teorijo magnetnih susceptibilnosti kamnin, podvrženih linearnim kompresijam.

3.2 Magnetna susceptibilnost kamnin pod napetostmi

Fundamentalna dela Kapice in Kalašnikova so dopolnili izsledki F.D.Staceyja, enega izmed začetnikov teorije seizmo-magnetnega efekta.

Stacey (Stacey F.D.: Theory of Magnetic Susceptibility of Stressed Rock, Phil. Mag. 7, 1962) je računal odvisnost magnetne susceptibilnosti eruptivne kamnine od napetosti v kamnini na podlagi tako imenovane "multidomain" teorije magnetnih zrn, pod predpostavko, da gre za čisti magnetit z znano saturacijsko magnetizacijo, magnetno kristalinično anizotropijo in saturacijsko magnetostrikcijo.

Susceptibilnost χ , ki jo izmerimo v smeri linearne kompresije σ , je podana z

$$d(\ln \chi) / d\sigma = -1,0 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2 / \text{kg},$$

kar se odlično strinja z rezultati meritev S.P.Kapice, ki so bile opravljene na nizu kamnin in dale rezultate med $-0,8 \cdot 10^{-4}$ in $-1,3 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2 / \text{kg}$.

Odvisnost magnetne susceptibilnosti v kamninah, ki vsebujejo magnetit, od napetosti, bi naj po mnenju Staceyja zadoščala, da bi bilo možno izmeriti lokalne geomagnetne motnje.

3.2.1 Teorija

Eruptivne kamnine so navadno zaradi vsebnosti magnetita in podobnih mineralov magnetične, dimenzije zrn teh materialov pa so zelo različne. Pri bazaltnih in doleritnih kamninah najdemo zrna z dimenzijami od enega mikrona do več sto mikronov. Vsako zrno lahko razdelimo na področja ali regije spontane magnetizacije, ki so orinetirana v izmeničnih nasprotnih smereh. To je definicija "multidomain" struktur, po naše mnogopodročnih struktur.

Če izvzamemo hidrostatične napetosti, lahko z mnogopodročnimi strukturami magnetnih zrn izpeljemo teorijo magnetnih susceptibilnosti kamnin, podvrženih linearnim kompresijam.

Te lahko razdelimo na sisteme kompresij ali dilatacij in s predpostavko znane saturacijske magnetizacije I_s , saturacijske magnetostrikcije λ_s in magneto-kristaliničnih anizotropskih energij K_1, K_2 določimo napetostno odvisnost magnetnih lastnosti kamnin z majhnimi vrednostmi magnetnih polj. Za druge magnetne materiale imamo tudi druge vrednosti I_s, λ_s, K_1 in K_2 , toda razmerje med λ_s/I_s^2 je tudi zanje približno konstantno (Döring, W.Z.Phys. 103, 560, 1936).

Stacey (Phil.Mag. 7, 1962) je za svoj postopek z mnogopodročnimi strukturami suponiral, da je

- 1) saturacijska magnetizacija magnetita $I_s = 480 \text{ e.m.e/cm}^3$
- 2) saturacijska magnetostrikcija $\lambda_s = 4 \cdot 10^{-5}$
- 3) Konstanti magnetokristalinične anizotropije:

$$K_1 = -1,1 \cdot 10^5 \text{ erg/cm}^3 \text{ in}$$

$$K_2 = -2,8 \cdot 10^5 \text{ erg/cm}^3.$$

Ne upoštevajte susceptibilnosti pod normalnimi in anhisteretičnimi pogoji, temveč le susceptibilnost kamnine magnetita pod pogoji linearne kompresije, je Stacey v omenjenem delu prišel do naslednjih temeljnih zaključkov :

Magnetokristalinična anizotropija magnetita ima kubično simetrijo le v pogojih odsotnosti elastičnih napetosti. Če pa podvržemo vzorec linearni kompresiji spremenimo s tem anizotropno energijo, s tem da ji dodamo enosni člen z magnitudo $(\frac{3}{2}\lambda_s\epsilon)$, kar ima dve posledici :

1) smeri magnetizacije se odklonijo od kompresijske osi, slučajno porazdelitev področnih smeri izgubimo in pišemo po Staceyju, da je

$$\chi(\epsilon) = v \left\{ f \frac{\chi_{||}(\epsilon)}{1 + N\chi_{||}(\epsilon)} + (1-f) \frac{\chi_{\perp}(\epsilon)}{1 + N\chi_{\perp}(\epsilon)} \right\}$$

Pri tem je v volumski del prostora zapolnjenega z magnetnimi jedri in je seveda manjši od 1, f je srednji kvadrat kosinusov

smeri področij glede na os kompresije in je funkcija $(\lambda_s \epsilon / K_1)$.
 V primeru odsotnosti napetosti $\epsilon = 0, f = \frac{1}{3}$ in če je $|\lambda_s \epsilon| \gg |K_1|, f \rightarrow 0$
 zgornja enačba ~~pa~~ degenerira v enačbo:

$$\frac{1}{\chi(\epsilon)} \frac{d\chi(\epsilon)}{d\epsilon} = \chi = \nu \left\{ \frac{1}{3} \frac{\chi_{\parallel}}{1 + N\chi_{\parallel}} + \frac{2}{3} \frac{\chi_{\perp}}{1 + N\chi_{\perp}} \right\}, \quad N = \text{efektivni faktor demagnetizacije.}$$

2) Dodatna anizotropna energija ali magnetostriksijska deformacijska energija E_{ϵ} na volumensko enoto, ki jo usmerjamo pod kotom θ na ravnino, katera je pravokotna na smer kompresijske napetosti ϵ , je podana z:

$$E_{\epsilon} = \frac{3}{2} |\lambda_s \epsilon| \cdot \sin^2 \theta,$$

oziroma za majhne vrednosti kotov:

$$dE_{\epsilon} / d\theta = 3 \cdot |\lambda_s \epsilon| \cdot \theta.$$

Pogoj, ki določa susceptibilnost, katera je pravokotna na smeri področij, je podan z enačbo: $d(E_H + E_K + E_{\epsilon}) / d\theta = 0$.

$$\chi_{\perp}(\epsilon) = \frac{I_s^2}{\frac{4}{3} |K_1 + \frac{1}{3} K_2| + 3 |\lambda_s \epsilon|}$$

kjer je E_K anizotropna energija na prostorninsko enoto, ki se pojavlja zaradi odklona področij za majhen kot θ , E_H pa energija polja.

Stacey dobi za odvisnost magnetne susceptibilnosti od napetosti izraz:

$$\chi(\epsilon) = \frac{I_s^2}{\frac{4}{3} |K_1 + \frac{1}{3} K_2| + 3 |\lambda_s \epsilon| + N I_s^2}$$

in končno s supozicijo, da je v vzporedni smeri enaka t.j. v paralelni smeri, enačbo:

$$\frac{\chi(\epsilon)}{\chi(0)} = \frac{\frac{2}{3} |K_1 + \frac{1}{3} K_2| + \frac{1}{2} N I_s^2}{\frac{2}{3} |K_1 + \frac{1}{3} K_2| + \frac{1}{2} N I_s^2 + \frac{3}{2} |\lambda_s \epsilon|} = \frac{1}{1 + 1,0 \cdot 10^{-10} \epsilon}$$

Model Zemljine skorje s katerim razpolagamo, je na naši lokaciji približno takšen:

1. sedimentna plast - različne globine (0-5 km)
2. granitna plast (različne globine) 5-22 km
3. bazaltna plast (različne globine) 22-44 km
4. ultrabazaltna ali peridotitna plast - pod globino 44 km.

Zadnja enačba ima obliko, ki kaže, da je razmerje susceptibilnosti enostavno razmerje magnetnih energij. Za napetosti do $\sigma = 1500 \text{ kg/cm}^2$ lahko pišemo, da je:

$$\frac{1}{\chi(\sigma)} \cdot \frac{d\chi(\sigma)}{d\sigma} = - \frac{\frac{3}{2} \lambda_s}{\frac{2}{3} |K_1 + \frac{1}{3} K_2| + \frac{1}{2} N |s|^2} = -1,0 \cdot 10^{-10} \text{ cm}^2/\text{din} = -1,0 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{kg}$$

Z uporabo kompresijskih napetosti velikostnega reda 1000 kg/cm^2 se susceptibilnost spremeni za okroglo 10 %. Staceyev rezultat se dobro strinja z rezultatom Kapice (1955), ki smo jih že omenili.

Mnogopodročna teorija Staceyja je uspela dokazati pomembne spremembe magnetizacije feromagnetnih snovi podvrženim pritiskom, oziroma napetostim, ki imajo velikostni red tistih, na katere lahko naletimo v Zemljini skorji.

Pokazala je tudi, da je od napetosti odvisna susceptibilnost zelo odvisna od faktorja demagnetizacije N .

Zaključek Staceyja je v tem, da so napetosti v geoloških formacijah tektonsko aktivnih regij dovolj velike, da lahko povzročijo spremembo magnetne susceptibilnosti kamnin in se dajo s primerno natančnimi merilnimi metodami tudi izmeriti. Seveda: v idealnih pogojih razmerja signala in šumov. S tem bi teoretično bila podana vsaj ena izmed možnosti meritve spremembe magnetnega polja za dokaz naraščanja elastičnih napetosti v nedosegljivih globinah Zemljine skorje, morebiti pa celo možnost za ugotovitev priprave potresa v lokalni coni.

3.2.2 Varijacije susceptibilnosti kamnin v Zemljini skorji in njihov efekt na geomagnetno polje

Model Zemljine skorje s katerim razpolagamo, je na naši lokaciji približno takšen:

1. sedimentna plast — različne globine (0-5 km)
2. granitna plast (različne globine) 5-22 km
3. bazaltna plast (različne globine) 22-44 km.
4. ultrabazaltna ali peridotitna plast — pod globino 44 km.

Mohorovičičeva diskontinuitetna ploskev se v centralni regiji Slovenije nahaja v globini med 40 in 44 km (podatek: Istituto geofisico sperimentale, Trst).

Statistične analize močnejših potresov z magnitudnimi vrednostmi nad 5,5 so pokazale, da so hipocentrske globine žarišč med 15 in 35 km. Deloma so žarišča torej še v granitni plasti, deloma pa v bazaltih.

Lokalne spremembe magnetnih lastnosti kamnin v Zemljini skorji na področju Slovenije kažejo na razmeroma intenzivne variacije (materiali Geol. zavoda Ljubljana). K stalnim geomagnetnim anomalijam prištevamo še anomalije, ki se časovno spreminjajo. Del teh sprememb bi utegnil nastati tudi zaradi bolj ali manj močno izraženih seizmomagnetnih efektov. Magnituda vrednosti teh sprememb pa utegne biti zelo majhna in povsem podrejena spremembam notranjega in zunanjega magnetnega polja Zemlje, ionosferskih tokov in magnetnih motenj, ki izvirajo na relaciji Zemlja-Sonce.

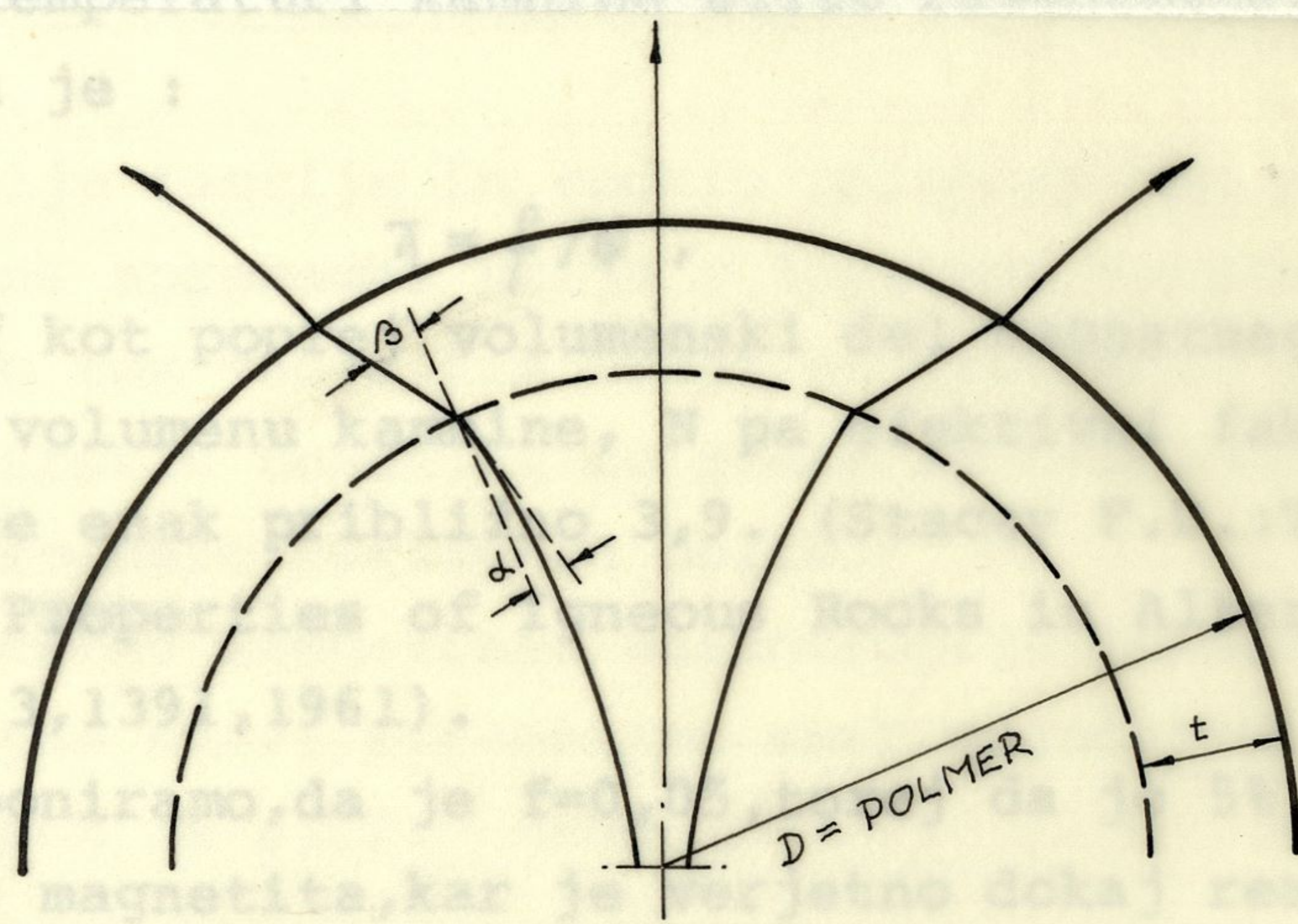
Eruptivi so običajno močnejše magnetizirani od sedimentnih kamnin. Prav tako so bazične eruptivne kamnine močnejše magnetizirane od kamnin s kisló reakcijo. Glede na to, da je del močnejših potresov na območju Ljubljane in osrednje Slovenije (gl. Ribarič V.: Študija seizmičnosti Slovenije, deli I, II, III) v bazaltni plasti, ki je v povprečju bolj magnetična od zgornje-granitne, bi smeli pod predpostavko intenzivnih motenj, predvsem akumulacije energije elastičnih napetosti suponirati, da bi v primeru priprav na močan lokalni potres prišlo do motenj v lokalnem magnetnem polju ožje cone z naraščajočimi napetostmi.

Magnetne lastnosti granitov in bazaltov pripisujemo porazdelitvi magnetnih zrn večjih ali manjših dimenzij, ki so prisotna zaradi disperzije mineralov z magnetnimi lastnostmi v preostalih delih kamnin.

Med temi minerali je najpomembnejši magnetit, ki ga v naravi le redko srečujemo v čisti obliki. Toda tudi manj čiste oblike magnetita imajo dobre magnetne lastnosti. Pri normalnih temperaturah so ferimagnetne, svoje magnetne lastnosti pa izgubijo pri višjih temperaturah, nad točkami Curie. Curieva

točka za čisti magnetit je pri 580° C. Z ekstrapolacijo geotermičnega gradienta najdemo takšne temperature v območju okoli globine 30 km, torej v bazaltih. Zaključek, ki ga lahko ustvarimo je ta, da ima Zemlja kot planet v prvem približku približno 30 km debelo magnetno lusko, ki deluje kot šibki magnetni ekran pred vplivi notranjega magnetnega polja.

Učinek tega ekrana na uniformno magnetno polje zgornjih plasti ni velik, spremembe pa morajo biti opazne. Približno magnitudo ekranizirajočega magnetnega efekta lahko izračunamo iz deviacije magnetnih silnic v bližini pola, grafično prikazane na sliki 1.



Kota α in β sta majhna in lahko pišemo, da je magnetna permeabilnost plasti z debelino D enaka :

Z uvrščanjem vrednosti za jakost Zemljinega magnetnega polja, torej $H=0,5$ $\mu = \beta/\alpha$

kjer je μ permeabilnost materialov, natančneje srednja ali reprezentativna vrednost permeabilnosti ferimagnetnih snovi, ki so v disperznem stanju zastopane v posameznih luskastih plasteh zgornjega dela Zemljine skorje.

V približno dipolnem polju tvorijo magnetne silnice z lokalno vertikalo majhen kot α in potekajo tako, da izstopajo lokalne magnetne anomalije v perimetrih, ki so enaki ali manjši od 30 km - primerjamo dimenzijo globine z dimenzijo linearne cone na površju Zemlje -

ob geomagnetni kolatitudi ($\alpha/2$).

Iz geomagnetne teorije sledi, da je zmanjšanje polja $-\Delta H/H$, ki ga opazimo na površini Zemlje in je posledica ekranizacije plasti z debelino D , enako zvečanju polja v emergentnem področju stalnega magnetnega pretoka in je enako:

$$-\frac{\Delta H}{H} = \frac{\pi R \alpha (\beta - \alpha) D}{\frac{\pi}{4} (R \alpha)^2} = 4 \frac{D}{R} (\mu - 1),$$

ter $(\mu - 1) = 4\pi \chi$,

R = polmer Zemlje

Za izotropno kamnino so inducirani magnetni momenti pri zvišani temperaturi kamnine blizu ravnotežnega stanja pri pogoju, da je :

$\chi = f/N$,
kjer je f kot poprej volumenski del magnetnega minerala v celotnem volumenu kamnine, N pa efektivni faktor demagnetizacije, ki je enak približno 3,9. (Stacey F.D.: Theory of the Magnetic Properties of Igneous Rocks in Alternating Fields, Phil. Mag. 3, 1391, 1961).

Če suponiramo, da je $f=0,05$, torej da je 5% kamnine sestavljenih iz magnetita, kar je verjetno dokaj realistična vrednost, dobimo, da je

$$\chi = 0,013 \text{ e.m.enote in}$$

$$-\Delta H/H = 3 \cdot 10^{-5}.$$

Z uvrščanjem vrednosti za jakost Zemljinega magnetnega polja, torej $H=0,5$ gaussa dobimo :

$$\Delta H = -150 \text{ gama.}$$

Efekt regionalne spremembe susceptibilnosti magnetne plasti, upošteva večje površine, bi dali večje proporcionalne spremembe ΔH . Enakomerna sprememba susceptibilnosti v iznosu 10 % bi dala na primer vektorsko spremembo polja z vrednostjo okoli 15 gama. Iz geofizikalnih terenskih meritev pa vemo, da so lokalne magnetne anomalije v perimetrih, ki so enaki ali manjši od 30 km - primerjamo dimenzijo globine z dimenzijo linearne cone na površju Zemlje -

velikokrat mnogo intenzivnejše, kot je omenjena regionalna sprememba.

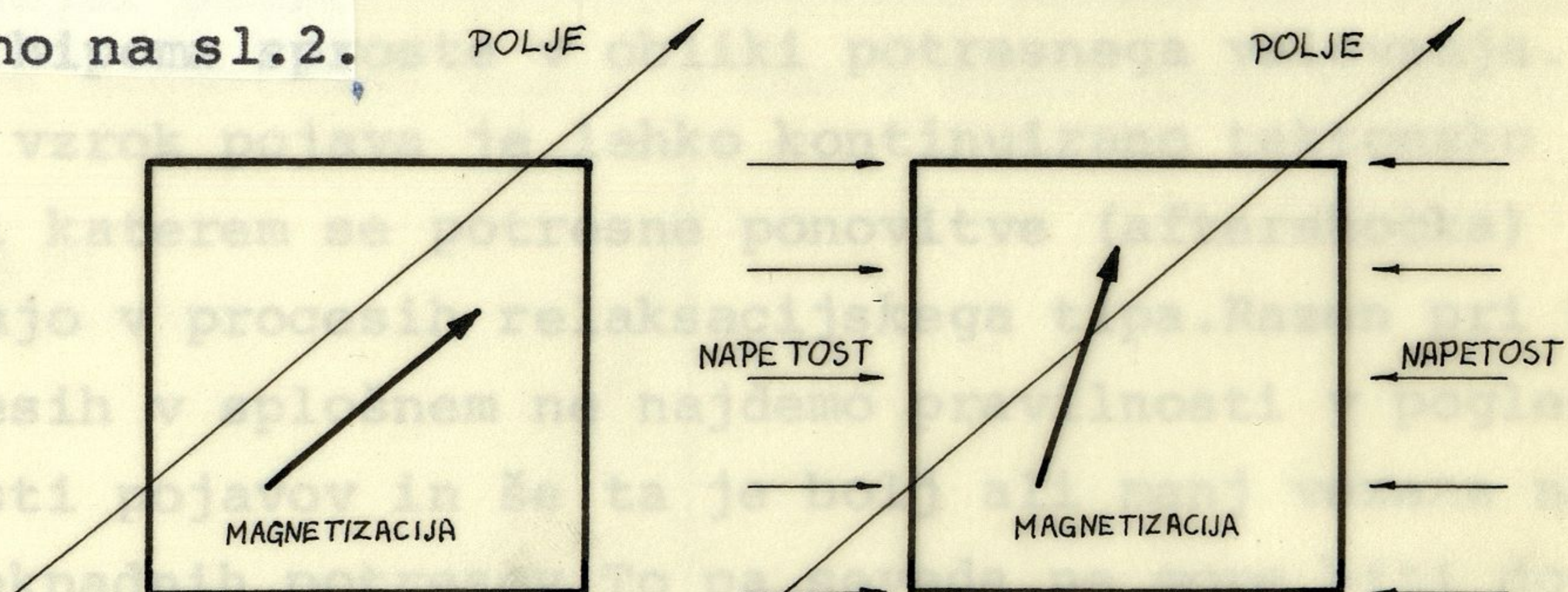
Na primer : lokalno anomalijo 15 gama lahko povzroči na površini Zemlje kroglasta kamnina premera 12 km s središčem 15 km pod površjem, katere susceptibilnost se spreminja le za 10 % od okolišnje vrednosti susceptibilnosti kroglo obdajajočih materialov, ki je 0,013 e.m.enote.

Magnitudo tektonskih napetosti, ki so potrebne, da bi povzročile opazljiv magnetni efekt, si bomo podrobneje ogledali še v naslednjih poglavjih.

3.2.3 Časovni potek geomagnetnih sprememb ob potresih

Na temelju teorije in redkih primerov smo pokazali, da je geomagnetne spremembe polja v lokalnem smislu možno pričakovati in to tem večje, čim večji so gradienti porastov napetosti v hipocentrijskih conah, ki so glede na geološko-tektonsko situacijo lahko zelo različnih oblik.

Z napetostno inducirano anizotropijo kamnine, vsebujoče ferimagnetne snovi, spremenimo smer magnetizacije vzorca, kot je prikazano na sl.2.



Ugotovili smo, da so porasti regionalnih susceptibilnosti kamnin zaradi povečanih napetosti tektonskih con v gibanju okoli 10 % , če je apliciran zmeren "stress" -v geološkem pomenu besede -okoli 1000 kg/cm². Taka napetost je v seizmično aktivnih regijah pogosta.

Za problem seizmomagnetnega efekta pa so bolj zanimive spremembe napetosti, saj so te povezane s prožilnim mehanizmom potresa. Te spremembe pa so žal razmeroma majhne in so na

podal

nekaterih področjih, kjer so prelomi na površini, n. pr. San Andreas v Kaliforniji, velikostnega reda od le $50-100 \text{ kg/cm}^2$.

Bistveno za seizmomagnetni efekt je torej:

1. da je akumulacija napetosti intenzivna glede na absolutne iznose in čas
2. da je prelomna površina velika, oziroma da imamo opravka z velikim volumenom potresnega žarišča in
3. da je odstotek magnetnih zrn v materialih kamnin dovolj velik.

Šele v tem primeru so -ne oziraje se na motnje najrazličnejših vrst - podane možnosti za registracijo magnetnih sprememb z občutljivimi magnetometri in seveda le v primeru, da magnetometri niso daleč od fokalne cone. V primeru globine žarišča okoli 20 km in potresu z $M=7$ bi bilo potrebno imeti na voljo magnetometer vsaj bliže od 30 km glede na epicenter.

Iz poenostavljenega modela potresa sledi, da je akumulacija napetosti vzdolž aktivnega preloma, ki se vrši s plazanjem (creep) v strukturah, katere obdajajo prelom, dosegla kritično točko. V tem trenutku se elastične deformacije v okolišnjih strukturah hipoma sprostijo v obliki potresnega valovanja.

Osnovni vzrok pojava je lahko kontinuirano tektonsko gibanje, pri katerem se potresne ponovitve (aftershocks) manifestirajo v procesih relaksacijskega tipa. Razen pri nekaterih potresih v splošnem ne najdemo pravilnosti v pogledu periodičnosti pojavov in še ta je bolj ali manj vezana na sekvence naknadnih potresov. To pa seveda ne more biti dovolj dober dokaz za relaksacijsko naravo procesov.

Akumulacija elastičnih napetosti v Zemljini skorjini linearen proces - to dokažemo lahko s teorijo in opazovanji plimovanja trdne Zemljine gmote. Volumni kamnin, ki so vključeni v večje tektonske procese - s končnimi posledicami velikih potresov - pa so tako veliki, da moramo glede na opazovalno časovno skalo računati le z adiabatičnimi procesi.

Eno obliko poteka takšnega procesa v funkciji časa je podal

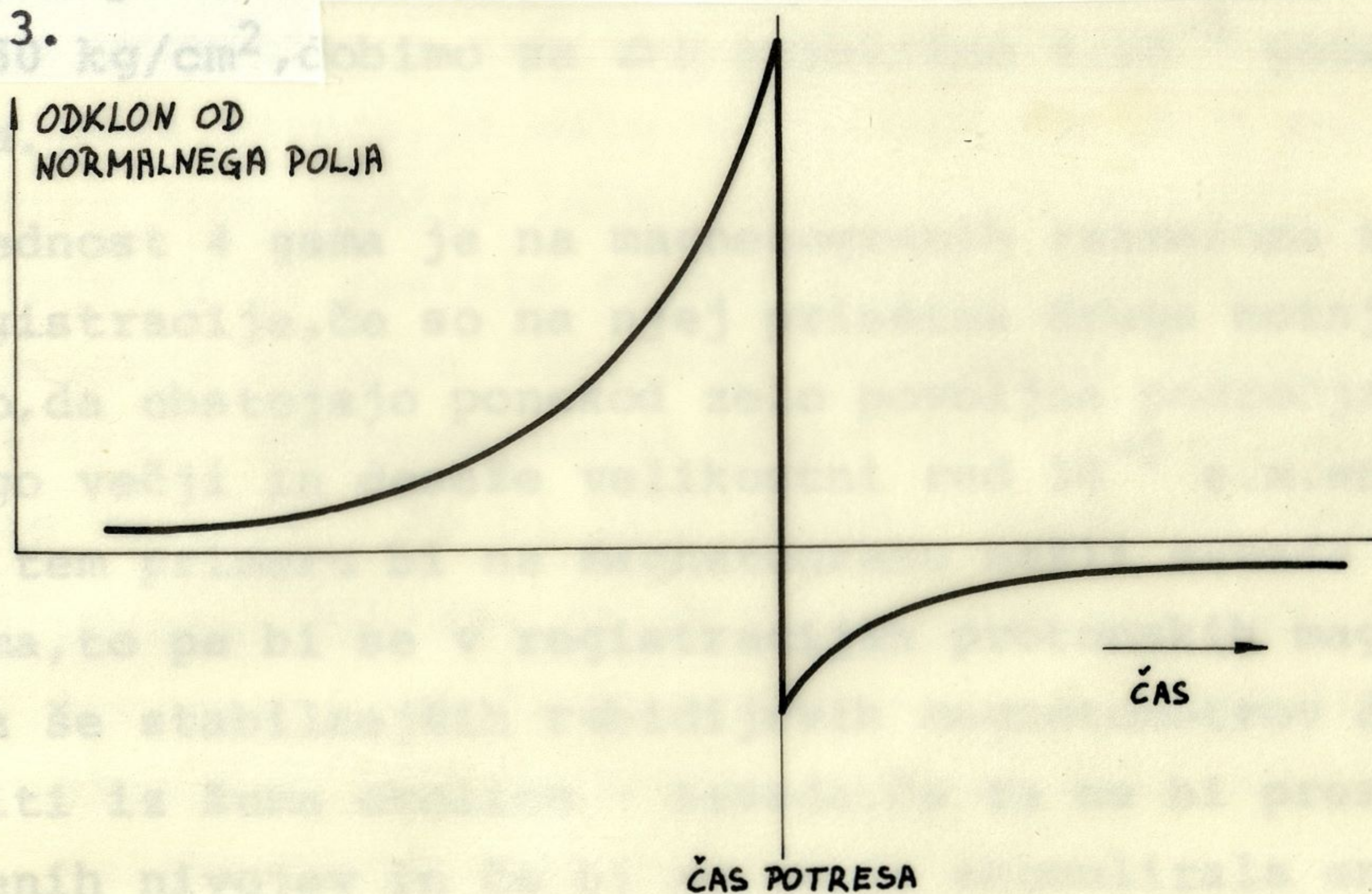
Stacey (Stacey F.D.:The Theory of Creep in Rocks and the Problem of Convection in the Mantle,Phil.Mag.7,1962),ki postavlja možno obliko časovne zakonitosti med plazenjem,napetostjo ob prelomu in absolutno temperaturo.

Po Staceyu je :

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = A \exp \left\{ -\frac{(u_0 - \beta\sigma)}{k \cdot T} \right\},$$

kjer so $\frac{d\varepsilon}{dt}$ hitrost plazenja, pri napetosti σ , T je absolutna temperatura, A in β sta konstanti, in k je Boltzmanova konstanta. Faktor u_0 je aktivacijska energija,ki je po iznosu mnogo večja od produkta $k \cdot T$. To pomeni, da že neznatni porasti temperature pomenijo močna zvečanja hitrosti plazenja ob enakih napetostnih pogojih. Zvečanja hitrosti plazenja (creep rate) pa dajejo sama po sebi povišane temperature ob ploskvah, kjer prihaja do tega pojava. Stacey opozarja, da morajo temperaturne spremembe biti le majhne, v pogojih seveda, da gre za adiabatske procese.

Sprostitev elastične deformacijske energije povzroči neznamen padec temperature, tako da se akumulacija napetosti ne nadaljuje z enako hitrostjo na istem mestu, da bi dala pogoje za nov močnejši potres. Časovno sekvenco poteka napetosti in spremembe magnetnega polja v tem v zvezi, kaže model na sliki 3.



Pomembna neznanka pri tej modelni zasnovi je časovni potek sprememb pred samimi potresi. Nekatera druga opazovanja, na primer

nagibi tal z vrednostmi nad 1 ločno sekundo in več, ki se pojavljajo v potencialnih potresnih conah pred nastopom potresa, kažejo na poraste intenzivnosti pojavov v času do 12 ur pred nastopom pojava. (Bončkovski V.F.: Deformations of the Earth's Surface Preceding and Accompanying Catastrophic Earthquakes, IAN SSSR, Ser. geofiz. No. 9, 1958).

3.2.4 Seizmomagnetni efekt površinskega potresa

Grobo ocenitev efekta spremembe magnetnega polja v pogojih površinskega potresa lahko podamo s predpostavko izgradnje ali sprostitve napetosti v sferičnem volumnu kamnine, ki je neposredno pod površino tal.

Če uvedemo termin občutljivosti magnetizacije I na mehanično napetost in ga označimo z s , dobimo za piezomagnetni ali seizmomagnetni inkrement magnetizacije izraz :

$$\Delta I = s \cdot I \cdot \sigma$$

Temu odgovarjajoča maksimalna sprememba magnetnega polja ΔH pa je na površini enaka :

$$\Delta H = \frac{4}{3} \pi \Delta I$$

S predpostavko, da je $s = 2 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{kg}$, $I = 10^{-3}$ e.m.enote in $\sigma = 50 \text{ kg/cm}^2$, dobimo za ΔH približno $4 \cdot 10^{-5}$ gaussa, t.j. 4 gama.

Vrednost 4 gama je na magnetogramih razmeroma težko izločiti iz registracije, če so na njej prisotne druge motnje. Meritve kažejo, da obstojajo ponekod zelo povoljna področja, kjer je I mnogo večji in doseže velikostni red 10^{-2} e.m.enote, pa tudi več. V tem primeru bi na magnetogramu našli seveda vrednost 40 gama, to pa bi se v registracijah protonskih magnetometrov ali pa še stabilnejših rubidijevih magnetometrov dalo zlahka izločiti iz šuma okolice - seveda, če ta ne bi presegal določenih nivojev in če bi se zares akumulirala energija močnega potresa.

Primer, kako se spreminja vrednost magnetizacije I za različne kamnine, prikazan v statističnem smislu, kaže tabela 1.

Tabela 1

Intervali vrednosti magnetne susceptibilnosti
glavnih vrst kamnin

Vrsta kamnine	Število vzorcev	Količina vzorcev s susceptibilnostjo			
		$< 10^{-4}$	$10^{-4} - 10^{-3}$	$10^{-3} - 4 \cdot 10^{-3}$	$> 4 \cdot 10^{-3}$
Osnovne efuzivne kamnine	97	5	29	47	19
Osnovne eruptivne "	53	24	27	28	21
Graniti	74	60	23	16	1
Gnajsi, krist. skrilavci	45	71	22	7	0
Sedimentne kamnine	48	73	19	4	4

Opomba : Vzorci so podani v odstotkih skupnega števila vzorcev v prvi koloni.

Povezava med magnetizacijo I in magnetnim poljem H je: $I = H$.

Podatki so iz : Handbook of Physical Constants, S.P. Clark, Jr.

editor, Yale University, Geol. Soc. of America, Inc. Memoir 97, 1966.

Če izvzamemo magnetne motnje planetarne, izvenplanetarne in lokalne provinience naravnega ali v primeru lokalnih motenj še umetnega izvora, je mala verjetnost, da bi v močnem in stalno prisotnem šumu ozadja lahko detektirali morebitne seizmomagnetne motnje, ki bi nastale zaradi šibkega lokalnega potresa.

V primeru močnega lokalnega potresa bi teoretično lahko registrirali seizmomagnetni efekt - in to v primeru plitve globine žarišča - če bi bili podani naslednji pogoji :

- 1) globina žarišča 10-20 km, $M = 6,5$ ali več
- 2) koncentracija ferimagnetnih snovi v kamninah na akumulacijskem področju večjega dela potresne energije velikostnega reda vsaj 10 %
- 3) Magnetna susceptibilnost večja od 10^{-3}
- 4) Odstranjene vse motnje umetnega izvora.

Poleg osnovnih pogojev (tč.1-3), ki teoretično omogočajo detekcijo seizmomagnetnega efekta v lokalni potresni coni, so najpomembnejši pogoji diskriminacije, torej izločitve morebitnega efekta iz magnetogramske registracije, ki je podvržena številnim motnjam. Te motnje so zlasti velike na področju mest in njihove neposredne okolice, njihovi efekti pa za nekajkratno vrednost prekoračujejo teoretične vrednosti anomalnih oscilacij polja, ki bi se utegnile pojaviti zaradi prilik, ki bi sicer dale podlago za realnost opažanja pojava.

3.2.5 Rezime in status problema

Effekt usmerjenih napetosti na kamnine, ki vsebujejo magnetit dovolj velike koncentracije (10% ali več) je v redukciji magnetne susceptibilnosti in remanentne magnetizacije v smeri napetosti. Pojav je v splošnem imenovan piezomagnetni efekt, drugače tudi piezoremanentna magnetizacija, inverzna magnetostrikcija ali seizmomagnetni efekt, če gre za efekt, ki ga povzročajo napetosti v Zemljini skorji, ki se akumulirajo v fokalni coni potresa ob njegovem nastanku.

Z opazovanjem magnetnega polja v tektonsko aktivni coni, ki je podvržena naglim tektonskim deformacijam bi lahko s primerno natančnimi magnetometri s stabilno ničelno linijo, predvsem z magnetometri protonskega tipa, z forced proton precession magnetometri, flux-gate magnetometri ali pa magnetometri z optičnim pumpanjem odkrili in izmerili variacije magnetnega polja.

Teoretične ocenitve velikosti seizmomagnetnega efekta, ki izhajajo iz napetosti, kažejo, da je te velikosti možno razvrstiti v nekoliko velikostnih razredov, ker gre za produkte magnetnih susceptibilnosti, sprememb napetosti, občutljivosti razmerij in odnosov med susceptibilnostmi in napetostmi ter volumen mas, ki prihajajo v poštev. Effekt se razen tega še zmanjšuje s kubom razdalje do izvora.

Realne vrednosti teh spremenljivk na področju preloma San Andreas v Kaliforniji bi po mnenju S. Breinera proizvedle

anomalije velikostnega reda od le nekaj gama. (S. Breiner: A Magnetometer Array for Investigation of the Piezomagnetic Effect in Seismically Active Areas, Proc. 2nd US-Japan Conf. on Research related to Earthquake Prediction Problems, 1966)

Detekcija takšnih majhnih sprememb ni omejena z merilnimi instrumenti, temveč s časovnimi variacijami Zemljinega magnetnega polja, ki izvirajo primarno v ionosferi. Dovolj blizu postavljeni magnetometri - na primer na nekaj deset kilometrov - bi merili iste časovne variacije polja, tako da je razlika med njihovimi intenzitetami konstantna. Še več: če je izvor seizmomagnetne motnje bliže enemu magnetometru, bo vsaka sprememba v razliki polja posledica lokalne spremembe geomagnetnega polja.

Predmet raziskave je torej določitev, če je kakšna korelacija med temi dogodki in lokalnimi potresi, oziroma sprostitvami deformacij v kamninah lokalne cone.

Magnetna susceptibilnost in remanentna magnetizacija kamnin se zmanjšujeta v smeri, ki je identična s smerjo kompresijske napetosti in se v manjši meri povečujeta v smeri, ki je pravokotna na delovanje napetosti. Veljajo naslednji odnosi:

$$\Delta \chi = -S_{\chi} \Delta \sigma \chi_0,$$

$$\Delta I = -S_I \Delta \sigma I_0.$$

kjer je $\Delta \sigma$ sprememba napetosti, $\Delta \chi, \chi_0$ in $\Delta I, I_0$ pa sta spremembi in začetni vrednosti susceptibilnosti in remanentne magnetizacije. Občutljivosti obeh količin na napetost sta približno enaki in sta določeni eksperimentalno. Njuni vrednosti sta okoli $0,8 \cdot 10^{-4}$ do $1,3 \cdot 10^{-4}$ cm²/kg. Označeni sta z S_{χ} in S_I .

Za homogeno magnetizirano kroglo polmera nekoliko kilometrov, ki bi se nahajala tik pod Zemljinim površjem v epicentrski coni, ali pa za magnetni dipol, ki bi ga postavili v središče te krogle najdemo s predpostavko, da je v intervalu med 100 in 500 kg/cm² vrednost I_0 med 10^{-2} in 10^{-3} e.m.enote, torej lahko pričakujemo magnetno motnjo od nekaj desetink gama do nekaj enot gama.

Poleg omenjenega efekta v Kodiaku ob potresu na Aljaski leta 1964, so zasledili še tri manj izrazite pojave ob potresih v Hollisteru (ZDA) leta 1966, in pojav ob potresu v Zangezuru v Armeniji (SZ).

Druga smer raziskav predvideva iskanje korelacije med plazenjem v kamninah in magnetnimi efekti (rock creep). Teoretične raziskave P. Talwanija in R. Kovacha so pokazale, da so magnetni efekti ob tem pojavu še slabši in bi se jih dalo še težje diskriminirati od ostalih variacij Zemljinega lokalnega polja. (Talwani P.-Kovach R.: Geomagnetic Observations and Fault Creep in California, *Tectonophysics*, 14, (3/4) 245-256, 1972. tektonskih črt.

2. Obrobje observatorija na Golovcu je seizmično aktivno. Največji delež sproščene seizmične energije v časovnem intervalu okoli 500 let beležimo v osrednjem ljubljanskem prelomnem sistemu, ki z direktnimi meritvami sicer še ni dokazan, potrjujejo pa ga fenomenološki podatki o potresnih efekti ljubljanskih potresov. Akademik I. Rakovec ga je zato upošteval kot domnevni prelom na relaciji Ig-Ljubljana-Vodice. (Rakovec I.: *Geološka zgodovina Ljubljane in ljubljanskega polja*, v: *Zgodovina Ljubljane*, I. knjiga, Ljubljana, 1955).

Poleg glavnega preloma so aktivni še manjši prelomi ob Golovcu (rakovniški in prelom Hrušica-jugovzhodni rob ljubljanskega polja) Tik ob lokaciji druge postaje s protonskim magnetrom in seizmometri pri Podsmreki poteka drugi aktivni prelom v smeri Podsmreka-Debrova.

3. Lokalne možnosti so omogočale izdelavo lastnih protonskih magnetrometrov pri Inštitutu Jožef Stefan s zadovoljivo natančnostjo, da bi teoretično lahko potrdili obstoj seizmomagnetnega efekta v ljubljanski coni.

4. Perimagnetne lastnosti snovi v kamninah hipocentrskega območja niso bile znane, niti glede magnetne susceptibilnosti, niti po remanentni magnetizaciji.

5. Statistična verjetnost pojava močnega lokalnega potresa

4. REALIZACIJA SEIZMOMAGNETNE IN SEIZMOMETRIČNE MREŽE
NA PODROČJU LJUBLJANE

4.2 Realizacija meritev

4.1 Delovna predpostavka :

Tehnično realizacijo seizmometrične mreže na točkah AGO in n1. lokalna seizmičnost ljubljanskega področja je izrazito opisujeta sporadičnega tipa, kar pomeni, da se epicentri razvrščajo v nepravilnih časovnih intervalih, s spreminjajočimi se intenzitetami in migrirajo vdolž lokalnih aktivnih tektonskih črt. ± 0,3 gama je po preizkusnem pogonu 2. Obrobje observatorija na Golovcu je seizmično aktivno. Največji delež sproščene seizmične energije v časovnem intervalu okoli 500 let beležimo v osrednjem ljubljanskem prelomnem sistemu, ki z direktnimi meritvami sicer še ni dokazan, potrjujejo pa ga fenomenološki podatki o potresnih efekti ljubljanskih potresov. Akademik I. Lionin Rakovec ga je zato upošteval kot domnevni prelom na signalni relaciji Ig-Ljubljana-Vodice. (Rakovec I.: Geološka zgodovina ljubljanskih tal, v: Zgodovina Ljubljane, I. knjiga, Ljubljana, 1955). 163 meritev na uro, t. j. približno

3900 Poleg glavnega preloma so aktivni še manjši prelomi ob Golovcu (rakovniški in prelom Hrušica-jugovzhodni rob ljubljanskega polja) in druge postaje s protonskim magnetometrom in seizmometri pri Podsmreki poteka drugi aktivni prelom v smeri Podsmreka-Dobrova.

3. Lokalne možnosti so omogočale izdelavo lastnih protonskih magnetometrov pri Inštitutu Jožef Stefan z zadovoljivo natančnostjo, da bi teoretično lahko potrdili obstoj seizmomagnetnega efekta v ljubljanski coni. v primeru

4. Ferimagnetne lastnosti snovi v kamninah hipocentrskega območja niso bile znane, niti glede magnetne susceptibilnosti, niti po remanentni magnetizaciji. pojavile geomagnetne anomalije. V zvezi s to nalogo podajamo posebno poročilo.

5. Statistična verjetnost pojava močnega lokalnega potresa v Ljubljani je v opazovalni dobi štirih let le 0,041, torej 5 %.

4.2 Realizacija meritev

Tehnično realizacijo seizmometrične mreže na točkah AGO in na pomožni seizmološki postaji Podsmreka pri Ljubljani opisujeta elaborata Inštituta Jožef Stefan št.402-A-560/1-68 z junija 1969 in št.106/33-69 z julija 1974.

Protonski magnetometer z natančnostjo zapisa magnetnega polja ± 3 ugauss t.j. $\pm 0,3$ gama je po preizkusnem pogonu junija 1970 deloval do spomladi 1971. Med tem časom so bile opravljene nekatere tehnične izpopolnitve na aparaturi, med njimi preureditev merilca frekvenc, kalibracija magnetometra in izboljšave v tehniki registracije.

Drugi protonski magnetometrski sistem je bil postavljen v Podsmreki v posebnem nemagnetnem objektu in je telemetričnim potom posredoval merilne vrednosti sprejemniku na AGO, kjer je signal bil odštet od signala absolutnega polja na AGO in zabeležen na posebnem rekorderju.

Pogostost meritev : 163 meritev na uro, t.j. približno 3900 meritev na dan.

Pred realizacijo mreže in njeno montažo na izbranih lokacijah v bližini observatorija in postaje Podsmreka, so bile izvršene obsežne priprave, kalibracija aparatov in preizkusni pogon v laboratorijih za fiziko trdne snovi Inštituta Jožef Stefan, pod vodstvom inž. I. Levsteka.

Vzpredno z realizacijo naloga je tekla druga naloga z namenom intenzivnega spremljanja slabih potresnih pojavov - mikropotresov v ljubljanski seizmogeni coni, da bi v primeru pozitivne korelacije med magnetnimi efekti in potresi imeli možnost vrednotenja spodanjega jakostnega diapazona potresov, pri katerih bi se v specifičnih primerih lahko pojavile geomagnetne anomalije. V zvezi s to nalogo podajamo posebno poročilo.

4.2.1 Tehnični obseg merilnega sistema

Struktura merilnega sistema za vzporedno primerjalno meritev geomagnetnih efektov in potresnih pojavov je obsegala dve merilni lokaciji.

1) Astronomsko geofizikalni observatorij na Golovcu

Sonda I - locirana na koti 420 m NN vzhodno od objekta AGO

Jašek I - za predojačevalnik in komandno enoto, 26 m od sonde I

Laboratorij AGO - povezan s 400 m kabelske povezave med predojačevalnikom I in sondo I

2) Seizmološka postaja 2.reda Podsmreka

Sonda II- postavljena na koti 370 m NN severozahodno od objekta A postaje v Podsmreki

Jašek II- za predojačevalnik in komandno enoto, 29 m od sonde II

Objekt B- nemagnetni objekt na koti 365 m, povezan z jaškom II s kablom dolžine 243 m

Objekt A- ob cesti Tržaška c.-Podsmreka, povezan z objektom B s 349 m dolgim zemeljskim kablom.

Telemetrični prenos podatkov je potekal med objektom B v Podsmreki in objektom AGO na Golovcu na ca. 8 km dolgi relaciji.

Seizmološki postaji sta delovali v objektu AGO in objektu A v Podsmreki.

Z lokacijama sond, jaškov in objekta B so bili podani optimalni pogoji takšnih lokacij v bližini Ljubljane, obenem pa zagotovljena optična vidljivost za nemoten prenos UKV valov.

Obe merilni sondi sta bili vsaj 400 m oddaljeni od električnega omrežja, to pa je zahtevalo posebno konstrukcijo

napajalnega in signalizacijskega sistema, ker sta sondi bili vezani na energijo iz izmeničnega omrežja. Signal je zaradi modifikacije konstrukcije sond pri dvojnih tuljavah in enakem magnetizacijskem toku padel na polovico v primerjavi s signalom laboratorijske izvedbe.

Dolgi zemeljski prevodniki in slabe prevodniške lastnosti ozemljitev (peščenjaki !) so povzročili vrsto nepredvidenih težav.

Zaradi višinskih razlik med sondami in sprejemnimi deli signalov (objekt AGO in objekt B) so se v kablju inducirale napetosti, ki so parazitno delovale na obratovalne napetosti.

V primeru električno mirnega vremena brez električnih praznitev sta oba dela sistema delovala zadovoljivo, telemetrijski prenos podatkov je bil odličen in ves čas nemoten.

Sestav aparatur

Podsmreka : poleg sonde, predojačevalnika in komandne enote, t.j. časovnega generatorja za uravnavanje ritma med magnetiziranjem sonde in meritvijo signalov, je v predojačevalniškem delu bila postavljena še avtomatika preklonov.

V objektu B v Podsmreki je bil postavljen del komandnega sistema, ojačevalnik signala proste precesije, UKV oddajnik z anteno in kablovski priključki za predojačevalnik, odnosno objekt A v Podsmreki.

Objekt A v Podsmreki: povezan je z objektom B z 394 m dolgo kabelsko zvezo za prenos istosmerne napetosti 66 V, izmenične napetosti 220 V in z mikrofonskim kablom za napajenje in komando.

V objektu A se nahajajo akumulatorji, usmerniki, prenapetostna zaščita, -za del magnetne merilne mreže in

trokomponentni elektrodinamični seizmograf VEGIK z oscilografom OSB-VI-M ter galvanometri GB-IV-S-5 s 25.000 kratno povečavo pri periodi nihanja tal 0,8 s,

Kratkovalovni radijski sprejemnik za sprejem časovnih signalov, nihalna ura Brillié, fotolaboratorij in pomožne pritikline.

AGO Golovec:

Sonda in predojačevalniški del s komandnim prožilcem sta identična tistemu v Podsmreki.

V laboratoriju AGO, ki je bil v ta namen posebej preurejen in so mu dogradili kletno kabino za akumulatorje, so delovali:

1. UKV sprejemnih telemetričnih podatkov z anteno in delom komandnega sistema,
 2. dva elektronska števca Hewlett-Packard 5232 A,
 3. dva digitalno-analogna pretvornika Hewlett-Packard 580 A,
 4. dva rekorderja IJS za absolutni in diferencialni zapis totalne komponente magnetnega polja.
- Prvi je zapisoval totalno polje na Golovcu, drugi pa razliko Golovec-Podsmreka.
5. usmerniki, akumulatorske baterije in ločilni trafo,
 6. digitalni rekorder Hewlett-Packard H 23 562 A.

Vse aparature, izvzemši navedenih z nazivom proizvajalca Hewlett-Packard, so bile izdelane na Inštitutu Jožef Stefan v Ljubljani.

Seizmometrični del :

Uporabljene so bile vse standardne seizmometrične aparature AGO, ki so v stalnem pogonu v okviru seizmološke službe:

1. trokomponentni stavek kratkoperiodičnih seizmografov z naslednjimi karakteristikami : $T_s=1,0$ s, $T_g=0,5$ s, $D_s=0,7$, $D_g=2$, $V_{max}=35.000$ pri $T_e=0,8$ s.
Tipa aparature: Lehner-Griffith (ZDA), registracija galvanometrična na fotografski papir s premikom 60 mm/min.
2. Kratkoperiodični seizmograf Willmore MK II-vertikal z naslednjimi karakteristikami: $T_s=1,0$ s, $D_s=0,7$ s, elektronski napetostni ojačevalnik SO-01 s faktorjem električnega ojačanja od 10^3-10^5 (variabilno) z aktivnimi RC filtri po stopnjah od 0,1 μ F do 9 μ F.
Registrator na vidljivi zapis G.Volk, občutljivost : 2 V/cm pri notranji upornosti 30 ohmov. Hitrost registracije: 120 mm/min.

Maksimalna povečava sistema (teoretična): $1,7 \cdot 10^6$
 za $T_e = 0,65$ s, uporabna povečava s filtrom $0,47 \mu\text{F}$: $45.000 \times$
 pri periodi nihanja tal $T_e = 1,0$ s.

3. Kratkoperiodični vertikalni seizmograf Hiller-"Stuttgart"
 z galvanometrično registracijo, galvanometer Kipp Zonen, $1,5$ s,
 $T_s = 1,5$ s, $D_s = D_g = 1$, v delu pod Galitzinovimi pogoji, V_{max} pri
 $1,05$ s : $10.150 \times$, hitrost registracije 60 mm/min.

Ostali seizmometrični kompleti, dolgoperiodični sistem
 Sprengnether in srednjeperiodični sistem SK-D v študiji niso
 bili uporabljeni zaradi druge specifične uporabnosti naprav.

4.2.2 Način dela

Magnetometrične meritve so tekle vzporedno s seizmometrični-
 mi, s tem da je bila lokalnim potresnim pojavom posvečena
 posebna pozornost. Vsak lokalni seizmični pojav je evidentiran
 tudi na magnetni registraciji.

Seizmični lokalni pojavi so bili večinoma tako šibki, da
 smo ugotovili lahko le razlike $S_g - P_g$ in s tem hipocentrske
 razdalje, ostale postaje v bližini (Zagreb, Trst) pa jih niso
 zabeležile.

Magnetometerska mreža je bila prvič v preizkusnem pogonu
 junija 1970 in je delovala do maja 1971, ko je atmosferska
 razelektritev ob nevihti poškodovala kabelske povezave in
 to tudi zemeljski kabel ter sprejemni del magnetometra v
 Podsmreki.

Potrebna popravila je IJS realiziral pozimi 1973, ko je
 sistem začel delovati in je delal brezhibno do 18.VII.1974
 ob 04 h 03 m. Nevihtne razelektritve so tokrat poškodovale
 predojačevalniške naprave, ki so jih uspeli popraviti šele
 pred dvema mesecema (januarja 1975).

Trenutno sistem ni v pogonu, ker je pri Zvezni upravi za
 radiodifuzijo bilo potrebno prositi za drugo frekvenčno
 območje za telemetrijo, ker je ^{dosedanje} trenutno zasedeno po drugih
 porabnikih. Z dodelitvijo nove frekvence na UKV področju
 bo po predelavi telemetrijskega sistema sistem magnetometrov

pripravljen za nadaljno delo.

Registracije seizmogramov so časovno obeležene s kremenševu uro Sprengnether TS-100, ki jo vsakodnevno primerjamo z oddajami signalov točnega časa DIZ (Potsdam) ali OLB 5 (Podebrady, ČSSR) na temelju primerjave hronografskih registracij točnega časa.

Identične časovne značke so se manualno vnašale na registracije magnetogramov.

Magnetogramske registracije so v teku dela preverjane tudi računsko, s tem da je totalno magnetno polje podano z obrazcem :

$H = 23,4874 \cdot f$ (gama), kjer je f precesijska frekvenca protona, izražena z

$$f = 1 / 2\pi \cdot \gamma_p H$$

$$\gamma_p = 2,67513 \pm (0,00002) \cdot 10^4 \text{ gauss}^{-1} \cdot \text{sek}^{-1}$$

γ_p = žiromagnetno razmerje protona

Glede na to, da se je v magnetometrični aparaturi meril čas 2000-ih nihajev, n , smo za vrednotenje totalnega vektorja magnetnega polja uporabili simbolični obrazec,

$f = 2000 / 1,00xyz$, kjer so x, y, z, u , čitanja na mestih scalerja HP 5232 A, f pa je seveda podan z n/T .

Primer za naglost spreminjanja vrednosti totalnega magnetnega polja na AGO Golovec - meritve so opravljene v časovnih intervalih 22 sekund, kaže naslednja tabela 2.

Tabela 2 Vrednosti totalnega vektorja Zemljinega magnetnega polja na lokaciji AGO Golovec

Datum	Ura	Vrednost (gama)
20.II.1974	160000	46.672,2 ± 0,2
	160022	46.671,1
	160044	46.672,5
	160106	46.664,8
	160128	46.677,0
	160150	46.677,2

(nadaljevanje tabele 2)

Datum	Ura	Vrednost (gama)
20.II.1974	160212	46.678,6
	160234	46.688,5
	160256	46.688,8
	160318	46.685,9

Vrednosti totalnega vektorja T Zemljinega magnetnega polja so se torej v dokaj tipično spremenljivem kratkem intervalu z normalnim potekom magnetnega polja v toku 3 m 18 s spreminjale od vrednosti 46.664,8 gama do 46.688,8 gama, torej za 24 gama (!), kar je dokaz, da bi uspešno maskirale vsak seizmomagnetni efekt, ki bi ga lahko pričakovali v pogojih pričakovanih možnih potresov na lokaciji, podvrženi močnim lokalnim magnetnim motnjam.

Variabilnost razlike AGO Golovec-Podsmreka, ki je zapisana na diferencialnem zapisu, je neprémerno večja. Prvič gre za stalno geološko pogojeno razliko med obema lokacijama. Drugič se ta razlika včasih ne menja z istoimenskimi trendi in pri spremembi polja na AGO v pozitivnem smislu in istočasni spremembi polja v Podsmreki v negativnem smislu, se obe razliki seštevata in superponirata s stalno razliko polj.

V primeru, da bi šlo za močne spremembe tokov v ionosferi, je te spremembe možno zanemariti zaradi majhne baze med obema postajama, ki je približno 8 km, razen tega pa sta postaji postavljeni v smeri (relacija AGO-Podsmreka), ki je približno enaka vzhod-zahod in je torej pravokotna na geomagnetni meridian skozi Ljubljano.

Velike fluktuacije polja, ki so diferenčno izmerjene so predvsem posledica eratičnih tokov v zemlji, ki teko med krakoma obeh elektrificiranih prog (Ljubljana-Trst in Ljubljana-Kranj).

Manjši del fluktuacij gre na račun drugih motenj, prometa, električnih motenj in pd., neznaten del pa na račun tehnične

nekompatibilnosti merilnih aparatov.

Zaključek je ta, da so umetne motnje v Podsmreki mnogo večje od občutljivosti in natančnosti merilnih aparatov.

spremenbo Zemljinega magnetnega polja pred ali med potresom. Napetosti, ki so se sprostile v Zemljini skorji pod Sorškim

5. PRIMERJAVA MERITEV MAGNETNEGA POLJA IN SEIZMOMETROV

Ta primerjava je ključ projekta. V merilnem intervalu od VI. meseca 1970 in V. meseca 1971 ter v intercalu kompletirane aparature na AGO od 1. I. 1974 do 18. VII. 1974 beležimo naslednjo porazdelitev lokalnih potresov:

Drugo polletje 1970 in pet mesecev 1971 ni reprezentativen termin, ker ni bila inštalirana celotna mreža in je delal le del aparatov (preizkusni pogon)

Tabela 3 Porazdelitev potresov lokalnega značaja v ljubljskih seizmogenih conah 1)

Časovni interval	Skupno število lokalnih potresov	Največja jakost potresa v $^{\circ}$ MCS
VII, VIII, IX, 1970	14	2,0 $^{\circ}$ MCS
X, XI, XII, 1970	11	2,0 $^{\circ}$ MCS
I, II, III, 1971	7	2,0 $^{\circ}$ MCS
IV, V, 1971	7	2,0 $^{\circ}$ MCS
1. I. 1974-18. VII. 1974	25	4,0 $^{\circ}$ MCS, 2 potresa na Sorškem polju

Vsi potresi iz let 1970 in 1971 so v ljubljanski regiji imeli jakost izpod 2 $^{\circ}$ MCS in niso dali na magnetogramih nobenih karakterističnih zapisov.

Isto velja tudi za potrese iz merilne serije leta 1974, ko sta le dva potresa na Sorškem polju v hipocentrski razdalji

25-30 km imela makroseizmične efekte 4° MCS.

Analiza magnetografskih registracij ni dala rezultatov, ki bi z gotovostjo lahko pokazali na kakšno anomalno pozitivno spremembo Zemljinega magnetnega polja pred ali med potresom. Napetosti, ki so se sprostile v Zemljini skorji pod Sorškim poljem, so bile premajhne, da bi -tudi teoretično-lahko dale kakršnokoli podlago za spremembo lokalnega magnetnega polja na AGO ali v Podsmreki.

Ugotovitev je dokumentirana s priloženimi registracijami magnetogramov.

Primer potresa na Sorškem polju z dne 16.I.1974 ob 07.14 GMT, ki je dosegel intenziteto $I_0 = 4^{\circ}$ MCS in je imel epicentralno razdaljo 25-30 km, kaže, da je pri tej razdalji pričakovani seizmomagnetni efekt 125 x manjši od tistega, ki bi ga izzval potres neposredno pod magnetometričnimi postajami, če predpostavljamo hipocentrsko globino 5 km.

5.1 Magnetne motnje

Ves meritveni interval je potekel v znamenju majhne aktivnosti Sonca, Wolfovi indeksi so za to razdobje nizki (vrednosti nekaj enot), magnetnih neurij ni bilo, faktorji S_q pa so bili tipični za mirne magnetne dneve.

Manj znane so fluktuacije ionosferskih tokov, ki kolebajo okoli geomagnetne širine 40° N in se gibljejo proti severu in jugu glede na 40° paralelo -vzdolž katere teko.

Prof. L. Constantinescu, vodja romunske geofizikalne raziskovalne enote pri romunski akademiji znanosti, je nas opozoril (pismo inž. I. Levsteku), da je zaradi lokacije našega sistema tudi v tem pogledu možno pričakovati dodatne motilne efekte.

Literatura

6. SKLEPNE UGOTOVITVE

- Razen virov, ki so citirani med tekstem, so bili uporabljeni še naslednji viri iz svetovne literature:
- 1) Zaradi intenzivnih motenj v lokalnem magnetnem polju, ki nastajajo predvsem zaradi eratičnih tokov med elektrificiranimi progami, močnih magnetnih motenj zaradi prometa, fluktuacij napetosti v napajalnem omrežju in zemeljskih kompenzacijskih tokov je nivo geomagnetnega šuma v Podsmreki tako visok, da ni pričakovati diskriminacije morebitnih anomalnih impulzov v strukturi lokalnega polja iz nivoja močnih šumov.
 - 2) Seizmomagnetni efekt v ljubljanski coni ni dokazan.
 - 3) Seizmičnost je ves čas opazovanj bila na nizkem nivoju s slabimi in redkimi potresi. Noben potres ni imel intenzitete večje od 4° MCS. Razen tega sta dva potresa tega tipa bila v razdalji 25-30 km.
 - 4) Pozitivno vrednoto pri izvajanju te naloge predstavlja nedvomno tehnična realizacija zahtevnega sistema protonskih magnetometrov in uvedba telemetrije, ki je pri nas prvič realizirana.

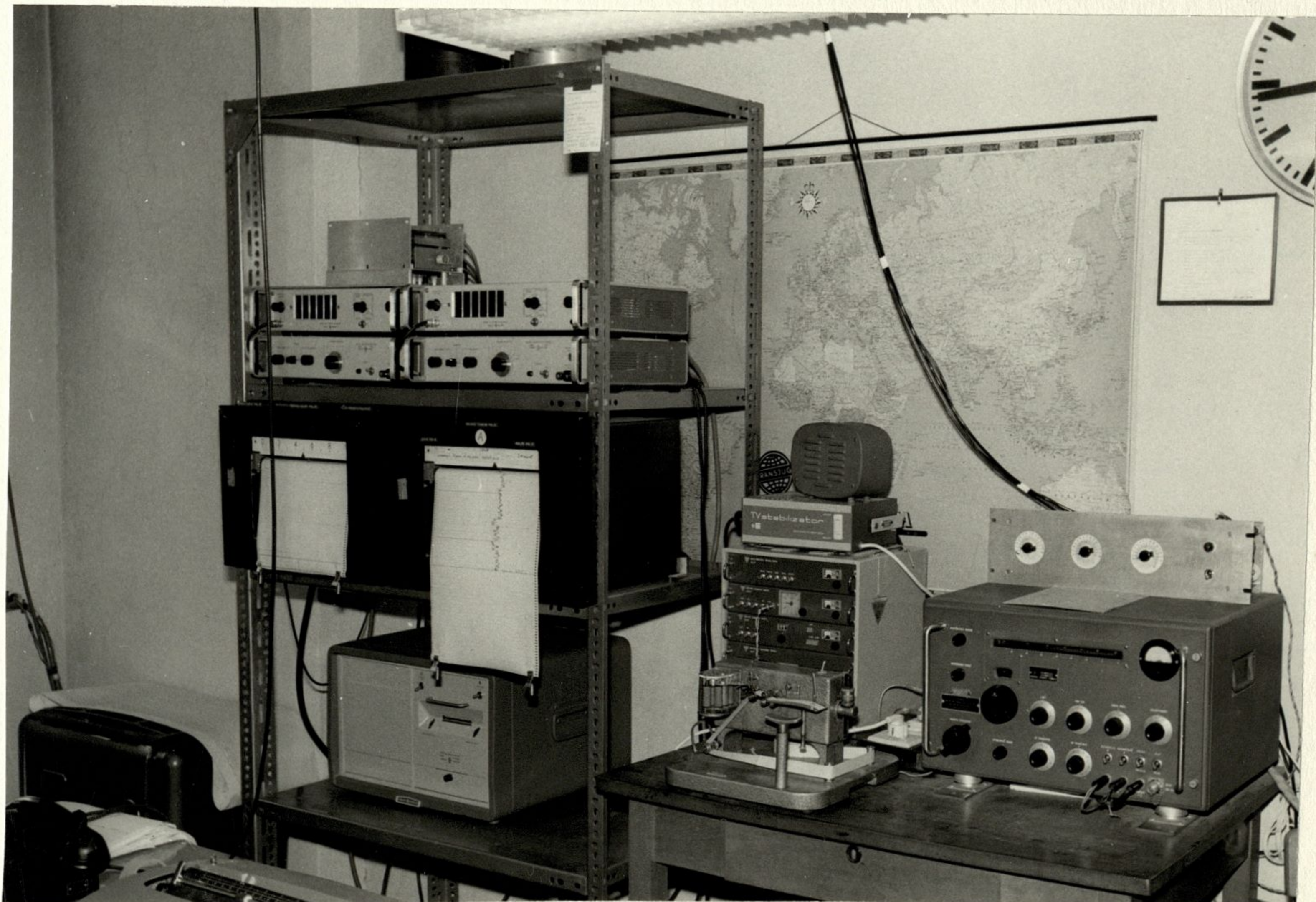
Razen sporadičnih efektov v nekaterih conah (4-5 primerov) seizmomagnetnega efekta še nihče ni uspel dokazati.

Literatura

Razen virov, ki so citirani med tekstom, so bili uporabljeni še naslednji viri iz svetovne literature :

- 1) Stacey F.D.: Seismo-magnetic Effect and the Possibility of Forecasting Earthquakes, Nature, No. 4911, 14. Dec. 1963
- 2) Geomagnetica, Publicacao comemorativa do 50.^o aniversario do Observatorio Magnetico de S. Miguel, Acores, Lisboa, 1962,
- 3) Ispir Y.-Uyar O.: An Attempt in Determining the Seismo-Magnetic Effect in NW Turkey, Jour. Geomagn. and Geoelectricity, Vol. 23, No. 3, 1971.
- 4) Rikitake T. (conv.): A Differential Proton Magnetometer-A Geomagnetic Project under the 5-year Plan for Earthquake Prediction Research, BERI, Univ. of Tokyo, Vol. 44, Pt. 3, 1966.
- 5) Micek A.I.-Šavrov V.G.: Pjezomagnetizm v antiferromagnetikah i ferrimagnetikah, Fiz. tverdogo tela, Tom 6, vyp. 1, 1964.
- 6) M. Bath : Earthquake Prediction, "Scientia" Mai-Juin, 1966
- 7) N.M. Borodin, A.V. Melnikov in dr.: Jadernyj magnitnyj resonans v Zemnom pole, Izd. LGU, Leningrad, 1967.

Razpored seizmomagnetnih merilnih aparatov v
laboratoriju AGO



Razpored seizmomagnetnih merilnih aparatov v
laboratoriju AGO

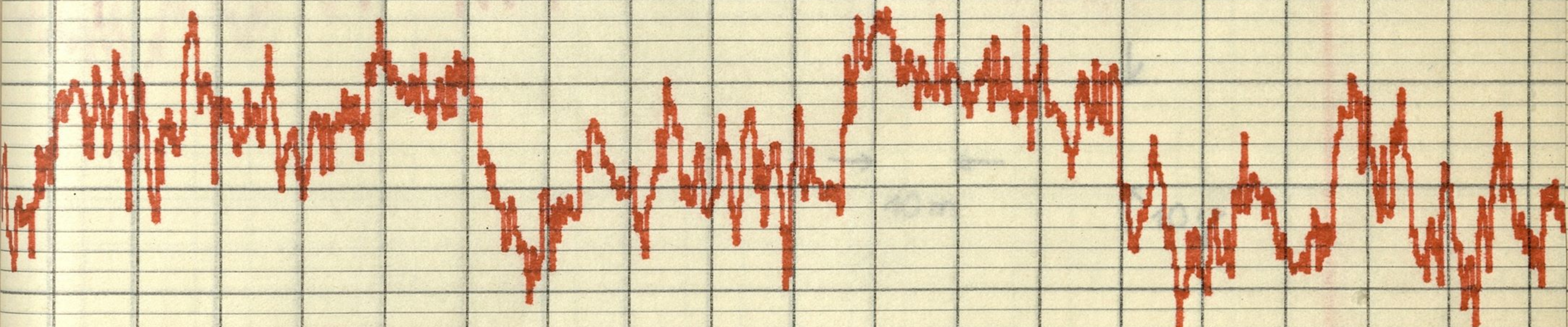
11. III. 1974

Normalen polski gibanje vrednosti
komponente zemljane magnetnega polja

Gibanje razlik vrednosti magnetnega polja
AGO Golovec - Podsmreka.

(B)

↓
 $10 \text{ } \mu\text{g} = 10^{-4} \text{ gauss}$
↑



→ ←
10 m

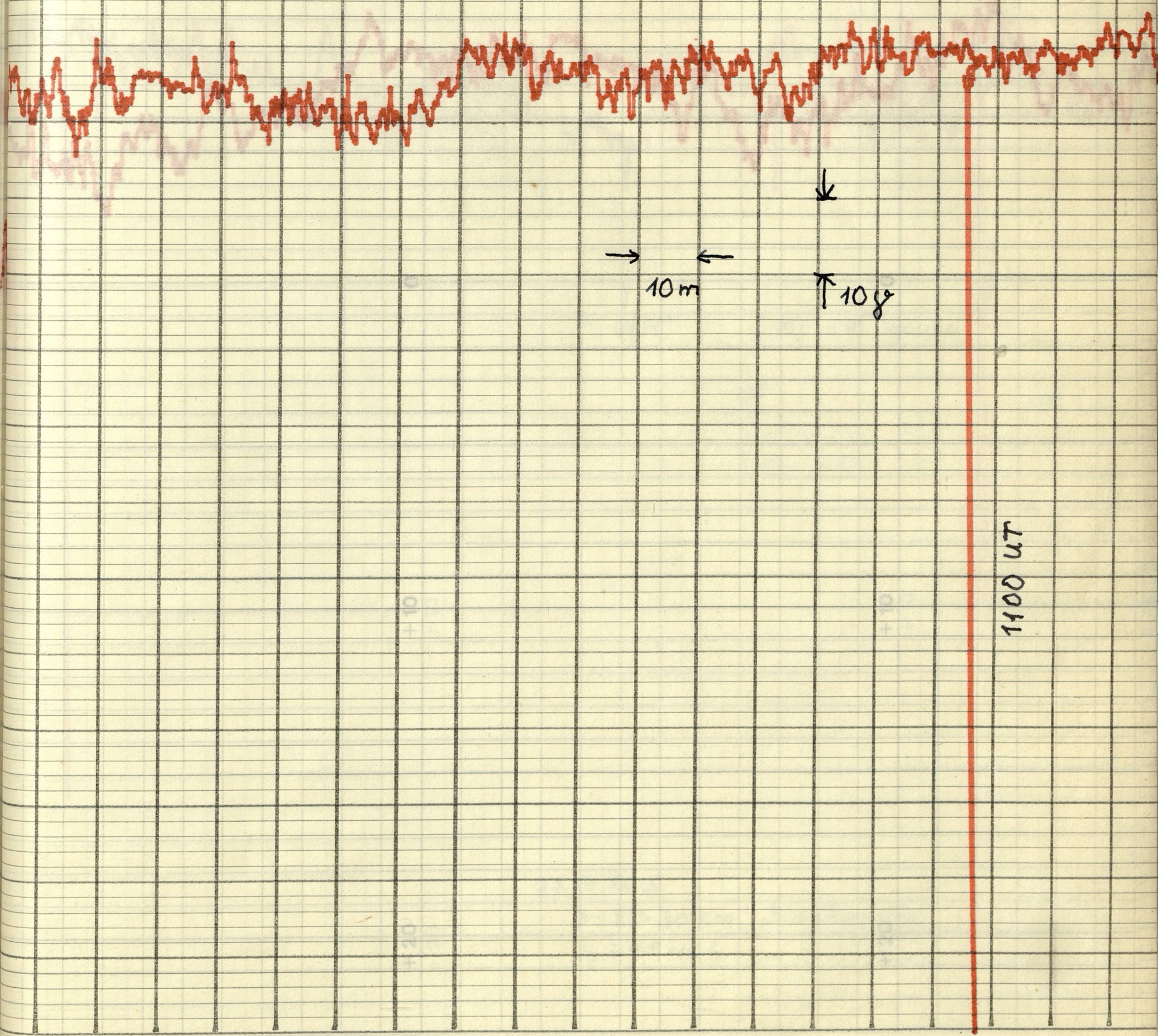
↑
1100 TU

25. II. 1974

Normalen potek gibanja vrednosti totalne
komponente Zemljinega magnetnega polja
na AGO Golovec

11. III. 1974

(A)



1100 uT

1918

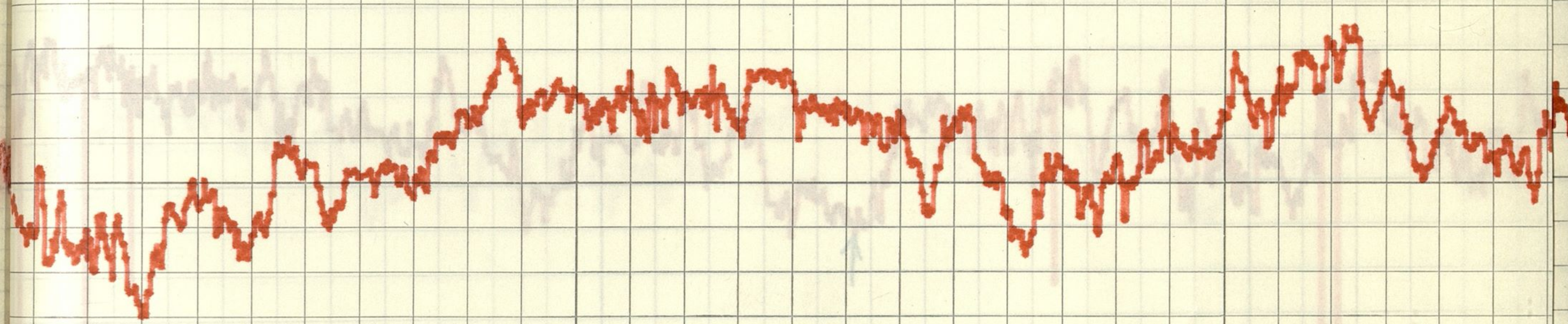
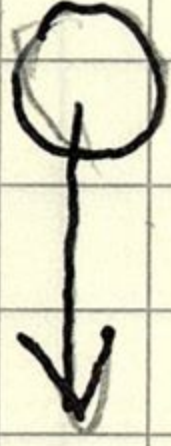
→ 1829 Δ = 25 km
1828 lok.
1818 potres 22

UTC

25.11.1974

1618-20 21

(A)



-10

-10

0

0

+10

+10

+20

+20

07 14 20.5

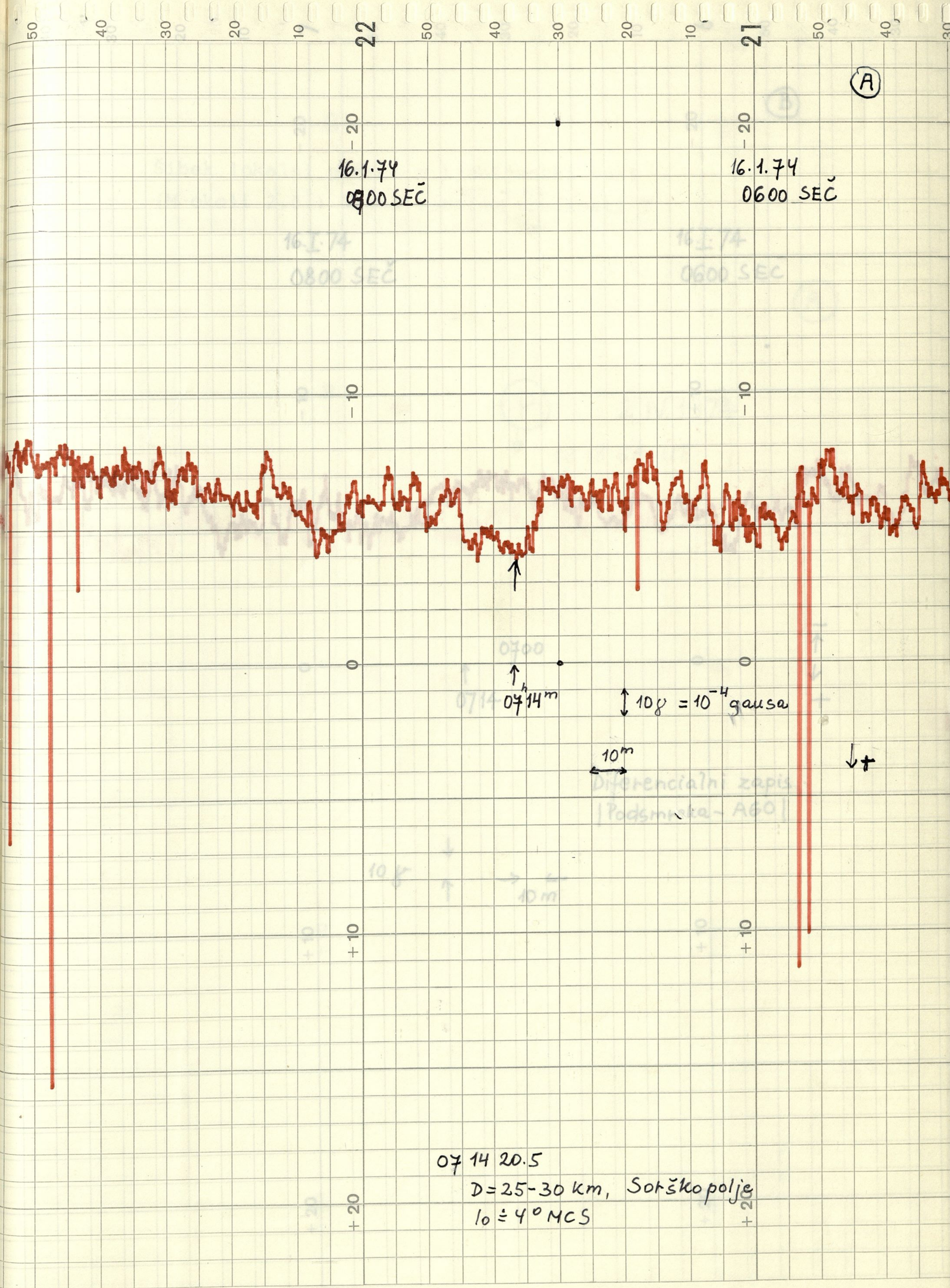
D = 25-30 km, Sot'skopolsk

l₀ = 4° MCS

07 14 m

I 10γ = 10 gauss

10m



16.1.74
0800 SEC

16.1.74
0600 SEC

(A)

0700
↑
0714m

10γ = 10⁻⁴ gaussa

10m

Diferencialni zapis
| Podsmrta - A60 |

07 14 20.5

D = 25-30 km, Sotškopolje

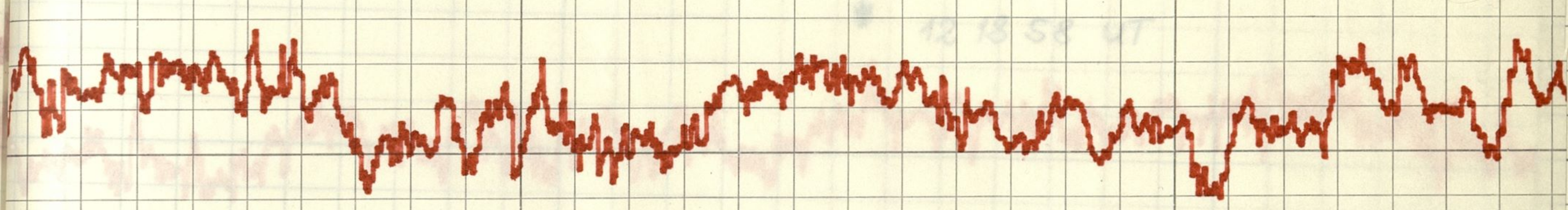
l₀ ≅ 4° MCS

Šibek lokalni potres v ljubljanski coni
(M okoli 2,0) Zapis totalne vrednosti

16.I.74
0800 SEČ

16.I.74
0600 SEČ

(B)



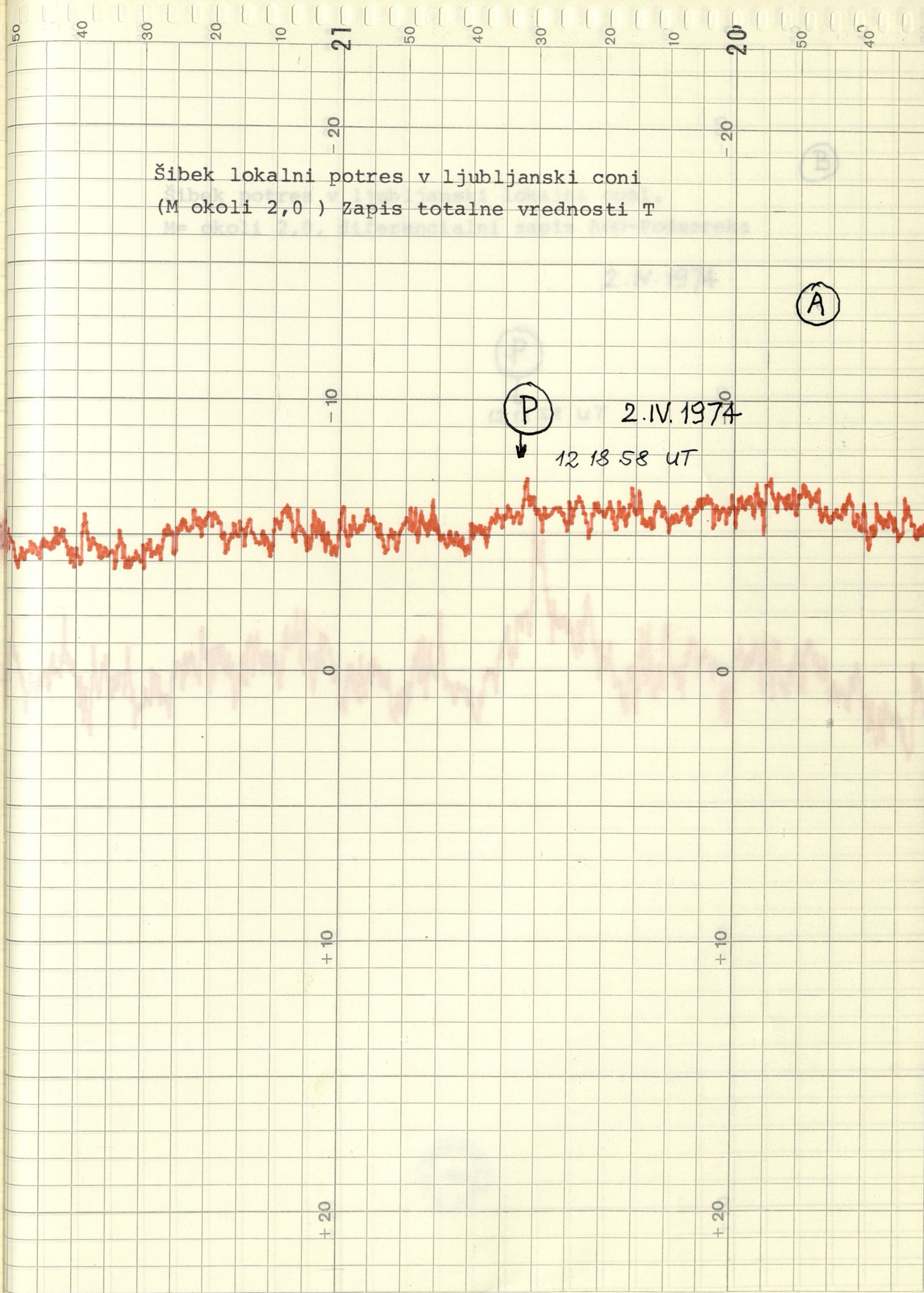
0700
↑
0714

↑
↓
+

Diferencialni zapis
|Podsmreka - A60|

10 g ↓
↑
→ 10 m ←

Šibek lokalni potres v ljubljanski coni
(M okoli 2,0) Zapis totalne vrednosti T



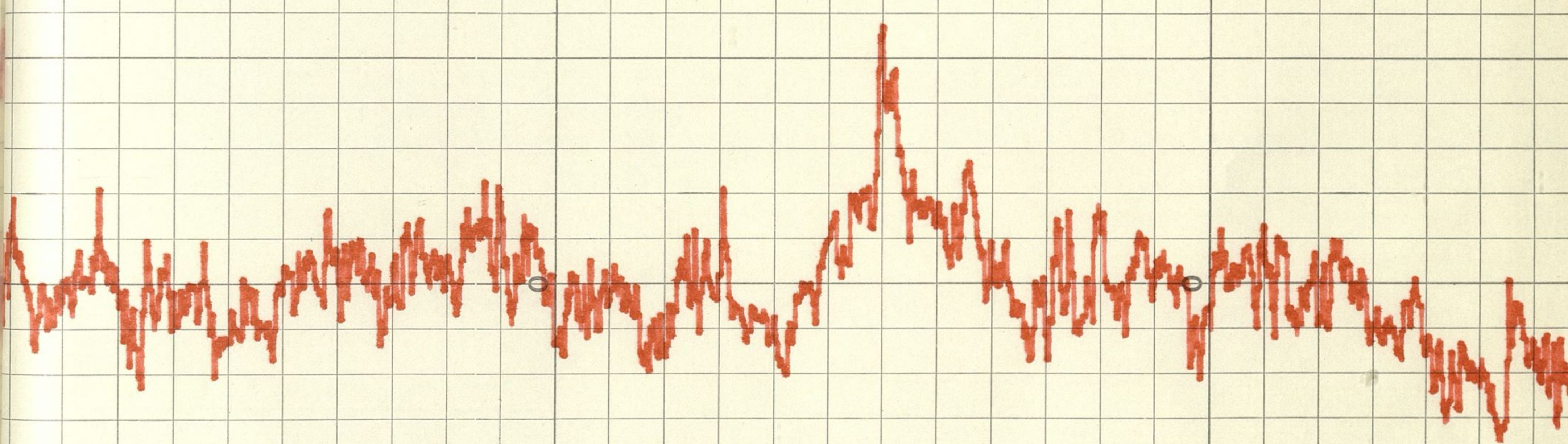
Šibek potres v ljubljanski lokalni coni,
M= okoli 2,0, diferencialni zapis AGO-Podsmreka

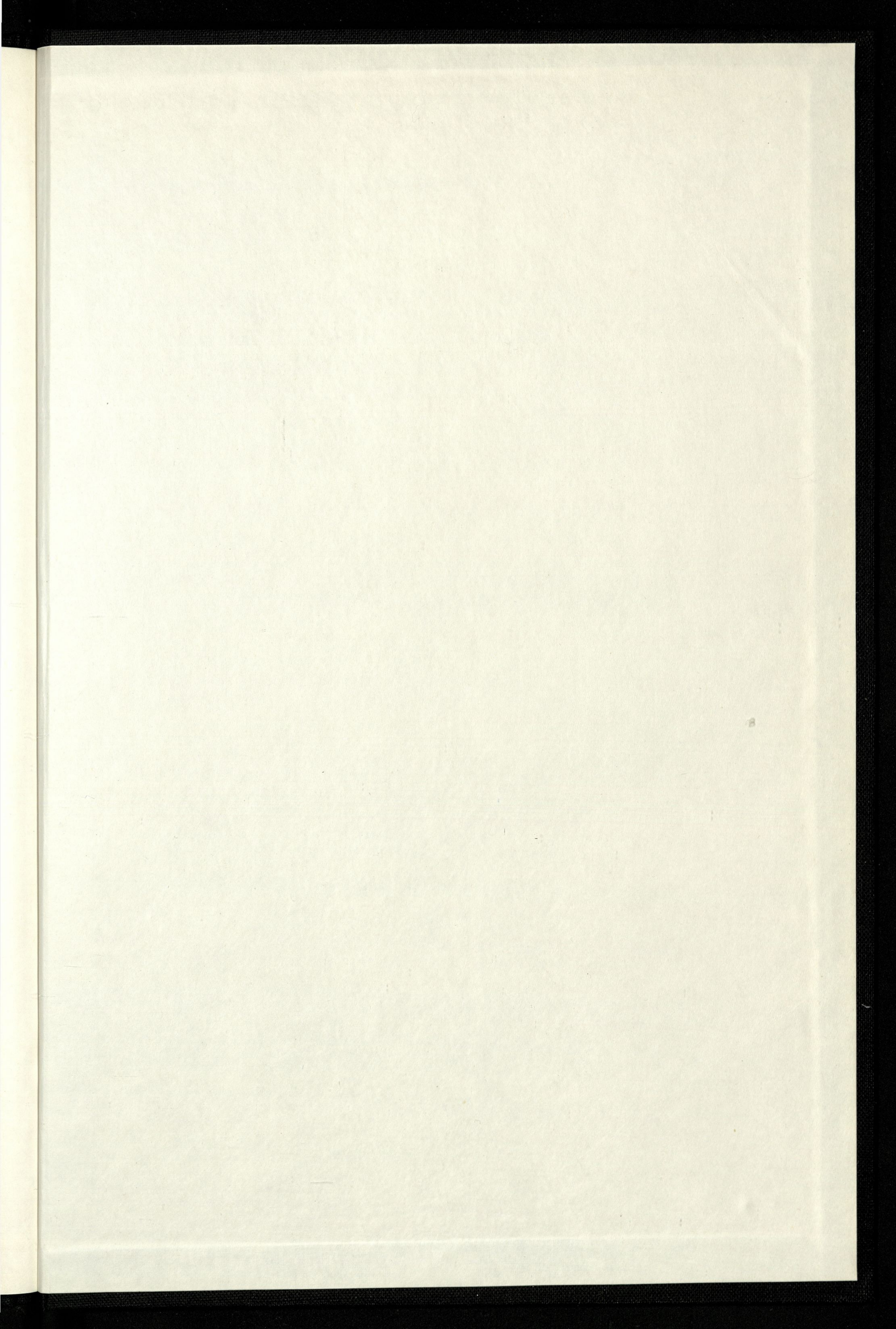
2.IV.1974

P

12 18 58 UT

B





Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

SBK 4926 ✓