

COMITETUL DE STAT PENTRU ENERGIA NUCLEARĂ
INSTITUTUL CENTRAL DE FIZICĂ
CENTRUL DE FIZICA PĂMINTULUI ȘI SEISMOLOGIE



**CERCETARI
SEISMOLOGICE
ASUPRA
CUTREMURULUI
DIN
4 martie 1977**

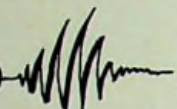
București - Noiembrie 1979

**Editori
I. Cornea
C. Radu**

F

I

O



Petrescu
seismologie
ianuarie 1980

CUVÎNT ÎNAINTE

În seara zilei de 4 martie 1977, la 21h21m, teritoriul României a fost zguduit de unul din cele mai puternice cutremure de pământ din istoria sa. Acest cutremur s-a produs în zona de curbură a Carpaților, zonă cunoscută sub numele de Vrancea.

Seismul de la 4 martie 1977, caracterizat prin următoarele parametri: $H=19h21m56s$ GMT; $\varphi=45,80N$; $\lambda=26,80E$; $h=95$ km; $m=6,9$; $M=7,2$; $I=VIII$ - a fost simțit cu intensitatea $I \geq III$ pe o suprafață de cca 3 milioane km^2 .

Datorită nărcularității sale și distribuției anormale a energiei seismice, caracterul de multișoc, procesul de rupere, replicile și migrația activității seismice, spectrul de răspuns seismul a atras atenția comunității internaționale de specialiști în domeniul seismologiei și protecției antisismice.

Interesul științific deosebit pentru cutremurul din 4 martie 1977 din regiunea Vrancea - regiune care oferă condiții unice de studiu în lume - este confirmat și de atenția acordată în cadrul diferitelor reuniuni seismologice internaționale: Simpozionul "Analiza seismicității și riscului seismic" (Liblice, 1977); Comisia Europeană de Seismologie (Strasbourg, 1978); Congresul C.O.P.I.S.E.E. "Protecția construcțiilor în zone seismice" (București, 1978) și naționale: Simpozionul de geofizică aplicată și fizica Pământului (București, 1978); Simpozionul "Calculul și comportarea construcțiilor hidrotehnice la acțiuni seismice" (București, 1978).

Acest volum cuprinde rezultatele cercetărilor seismologice complexe efectuate de specialiștii Centrului de fizica Pământului și seismologie, asupra cutremurului din 4 martie 1977.

Sperăm că aceste cercetări să constituie o importantă contribuție în vederea reducerii riscului seismic pe teritoriul României și a predicției cutremurelor vâncene.

Mulțumim în mod deosebit tovarășului Andrei Dorobanțu, șeful Oficiului de Informare și Documentare, pentru eforturile organizatorice depuse în vederea pregătirii tehnice, în condiții excelente a acestui volum.

Mulțumim tovarășelor Mirela Hodivoianu, Teodora Negoțescu și Mariana Pripas, pentru dactilografierea textelor.

DIRECTOR CFPS,

Ion Cornea

SEF LABORATOR SEISMOLOGIE

Corneliu Radu

CUPRINS

Pag.

CUVINT INAINTE

LISTA AUTOPILOR	IV-VII
CORNEA, I., LĂZĂRESCU, V., România în cadrul structural și seismic al Europei	1 - 16
MÜLLER, G., BONJER, K.-P., STÖCKL, H., ENESCU, D., Cutremurul românesc din 4 martie 1977. I. Procesul de rupere dedus din soluția planului de falie și analiza evenimentului multiplu	17 - 38
RADU, C., APOPEI, I., Contribuții la studiul mecanismului în focar al evenimentului seismic din 4 martie 1977	39 - 64
IOSIF, T., IOSIF, S., Cutremurul vrincean din 4 martie 1977 - eveniment seismic multiplu și implicațiile lui seismotectonice	65 - 102
IOSIF, T., IOSIF, S., ONCESCU, M., Procesul focal al cutremurului din 4 martie 1977. Partea I	103 - 124
RADU, C., Asupra magnitudinii cutremurului din 4 martie 1977	125 - 142
ENESCU, D., CRIȘAN, E., PLAVIȚĂ, R., Parametrii geometrice și dinamici ai focarului cutremurului din 4 martie 1977 în comparație cu parametrii altor cutremure vrinceane	143 - 168
IOSIF, S., IOSIF, T., PROCHÁZKOVÁ, D., Parametrii sursei pentru cutremurul vrincean din 4 martie 1977	169 - 214
FUCHS, K., BONJER, K.-P., BOCK, G., CORNEA, I., RADU, C., ENESCU, D., JIANU, D., NOURESCU, A., MERKLER, G., MOLDOVEANU, T., TUDORACHE, G., Cutremurul românesc din 4 martie 1977. II. Replicile și migrația activității seismice	215 - 250

RADU, C., APOPEI, I., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977 înregistrate la stația Cheia	251 - 314
IOSIF, S., IOSIF, T., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Vrîncioaia	315 - 328
IOSIF, S., IOSIF, T., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Cîmpulung	329 - 344
RADU, C., POLONIC, G., APOPEI, I., Cîmpul macroseis - mic al cutremurului vrîncean din 4 martie 1977	345 - 358
RADU, C., KÁRNÍK, Y., POLONIC, G., PROCHÁZKOVÁ, D., SCHENKOVÁ, Z., Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977	359 - 370
MÂNDRESCU, N., Cutremurul din 4 martie 1977 - Distribuția distrugerilor	371 - 388
MÂNDRESCU, N., Cutremurul din 4 martie 1977 și microzonarea seismică a orașului București	389 - 408
RADU, C., POLONIC, G., APOPEI, I., Fenomene geologice asociate cutremurului din 4 martie 1977 . . .	409 - 422
RADU, C., POLONIC, G., Fenomene luminoase asociate cutremurului din 4 martie 1977	423 - 430
RADU, C., UTALE, A., GALERIU, A., Fenomene biologice asociate cutremurului din 4 martie 1977 . . .	431 - 446
ZORAN, M., Concentrații anormal ridicate ale descendenților radonului în atmosfera joasă în relații cu seismul românesc din 4 martie 1977. . .	447 - 452
RADU, C., WINTER, V., POLONIC, G., Asupra roiului de cutremure înregistrate la stația Vrîncioaia în perioada 2 - 5 iulie 1977	453 - 474
ANGHEL, M., Un nou model fizic al declanșării cutremurelor de către activitatea solară și cutremurul din 4 martie 1977	475 - 490
CORNEA, I., MIȘICU, M., COJOCARU, E., VAICUM, A., ȘTEFLEA, V., Influența decalajului în timp și spațiu al surselor seismice asupra directivității efectelor seismice și unele observații referitoare la cutremurul din 4 martie 1977. .	491 - 538

CORNEA, I., POLONIC, G., Activitatea seismică pe partea de est a Platformei moesice, după cutremurul din 4 martie 1977	539 - 558
CORNEA, I., POPESCU, M., Cutremurul vrincean de la 4 martie 1977 și mișcările crustale verticale recente pe teritoriul R.S.R.	559 - 568
MĂNDRESCU, N., Cutremurul vrincean din 4 martie 1977-Aspecte ale comportării terenului	569 - 614
PÂNTEA, A., Efecte macroseismice ale cutremurului din 4 martie 1977 observate în județele Prahova, Dimbovița și Argeș	615 - 642
IOSIF, S., STREȘTIK, J., IOSIF, T., Analiza frecvență-timp a oscilațiilor generate de cutremurul din 4 martie 1977	643 - 658
ENESCU, D., PANTEA, A., SMALBERGHER, V., Spectre Fourier și accelerograme sintetice ale mișcării solului produse în zona București de puternicul cutremur din 4 martie 1977	659 - 678
MĂRZA, V., Activitatea seismică precursoră a cutremurului din 4 martie 1977	679 - 698
RADU, C., UTALE, A., Catalogul cutremurelor cu $M_L \geq 3,0$ produse pe teritoriul României în anul 1977	699 - 722
RADU, C., Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României. Partea I - înainte de 1901; Partea II-1901 - 1979	723 - 752
RADU, C., Bibliografie asupra cutremurului românesc din 4 martie 1977 [1 decembrie 1979].	753 - 772
INDEX DE AUTORI	773

LISTA AUTORILOR

- ANGHEL, M., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- APOPEI, I., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- BOCK, G., Universitatea din Karlsruhe, Institutul de geofizică, Hertzstr. 16, D-7500 Karlsruhe, Republica Federală Germania.
- BONJER, K.-P., Universitatea din Karlsruhe, Institutul de geofizică, Hertzstr. 16, D-7500 Karlsruhe, Republica Federală Germania.
- COJOCARU, E., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Colectivul de cimpuri naturale, C.P. MG-2, București, România.
- CORNEA, I., Centrul de fizica Pământului și seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- CRÎȘAN, E., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- ENESCU, Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.

- FUCHS, K., Universitatea din Karlsruhe, Institutul de geofizică, Hertzstr. 16, D-7500, Karlsruhe, Republica Federală Germania.
- GALERIU, A., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- IOSIF, S., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- IOSIF, T., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- JIANU, D., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- KÁRNIK, V., Academia cehoslovacă de științe, Institutul de geofizică, Praga, Cehoslovacia.
- LĂZARESCU, V., Universitatea din București, Facultatea de geologie, București, România.
- MÂRZA, V., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- MÂNDRESCU, N., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- MERKLER, G., Institutul de studii și proiectări hidroenergetice, Bul. Republicii 29, București, România.

- MÎȘICU, M., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Colectivul de cimpuri naturale, C.P. MG-2, București, România.
- MOLODOVEANU, T., Institutul de studii și proiectări hidroenergetice, Bd. Republicii nr. 29, București, România.
- MÜLLER, G., Universitatea din Karlsruhe, Institutul de geofizică, Hertzstr. 16, D-7500 Karlsruhe, Republica Federală Germania.
- NOURESCU, A., Institutul de studii și proiectări hidroenergetice, Bd. Republicii nr. 29 București, România.
- ONCESCU, M., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- PÂNTEA, A., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- PLAVIȚĂ, R., Institutul de geologie și geofizică, Laboratorul de geomagnetism și petrofizică, Str. Izvor 78, București, România.
- POLONIC, G., Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.
- POPESCU, Centrul de fizica Pământului și seismologie, Colectivul pentru studiul scoarței terestre și mantalei superioare, C.P. MG-2, București, România.

- VII -

- PROCHÁZKOVÁ, D., Academia cehoslovacă de științe,
Institutul de geofizică, Praga,
Cehoslovacia.
- RADU, C., Centrul de fizica Pământului și seismo-
logie, Laboratorul de seismologie,
C.P. MG-2, București, România.
- SCHENKOVÁ, Z., Academia cehoslovacă de științe,
Institutul de geofizică, Praga,
Cehoslovacia.
- SMALBERGER, V., Centrul de fizica Pământului și
seismologie, Laboratorul de geodina-
mică, C.P.MG-2, București, România.
- STÜCKL, Universitatea din Karlsruhe, Institu-
tul de geofizică, Bertzstr. 16,
D-7500 Karlsruhe, Republica Federală
Germania.
- STŘEŠTÍK, J., Academia cehoslovacă de științe,
Institutul de geofizică, Praga,
Cehoslovacia.
- ȘTEFLEA, V., Centrul de fizica Pământului și
seismologie, Laboratorul de geodina-
mica, C.P. MG-2, București, România.
- TUDORACHE, G., Institutul de studii și cercetări
hidroenergetice, Bd.Republicii 29,
București, România.
- UTALE, A., Centrul de fizica Pământului și
seismologie, Laboratorul de seis-
mologie, C.P. MG-2, București,
Romania.

- VAICUM, A., Centrul de fizica Pamintului și seismo-
logie, Colectivul de cimpuri naturale,
C.P. MG-2, București, România.
- WINTER, V., Centrul de fizica Pamintului și seismo-
logie, Laboratorul de seismologie,
C.P. MG-2, București, România.
- ZORAN, M., Centrul de fizica Pamintului și seismo-
logie, Colectivul de cimpuri naturale,
C.P. MG-2, București, România.

ROMANIA IN CADRUL STRUCTURAL SI SEISMIC AL EUROPEI

I. CORNEA

Centrul de fizica Pământului si seismologie, C.P.43-2, București,
România

V. LAZARESCU

Universitatea București, Facultatea de geologie, București, România.

CORNEA, I. AND LAZARESCU, V., 1978. ROMANIA IN THE STRUCTURAL AND SEISMIC FRAME OF EUROPE. Romania is introduced within the seismotectonic framework of Europa as a distinctive active zone of the Alpine orogenic belt. Its peculiarity is related to the concentration of intermediate earthquakes at the Eastern Carpathians Arc Bend (Vrancea region) with extensive macroseismic area. The last earthquake of 4 March 1977 had a $M = 7,2$ and a multishock feature with a trend of its successive epicentres to move SW, the seismotectonic implications of which are here thoroughly described. In comparison with the seismic event of 10 November 1940, for both these earthquakes the transfer function, it means the geological structure of the Earth's Crust, was the same. The effects have been however different because the mechanism inside the hypocentre as entrance phenomenon focused the direction of seismic energy to the SW and the depth (97-102 Km) of the 4 March 1977 earthquake involved severe damages.

INTRODUCERE

Conform tectonicii plăcilor, teorie dezvoltată în ultimul deceniu, Europa constituie extremitatea vestică a mării plăci euroasiatice pe a cărei margine de sud s-a dezvoltat orogenul alpinocarpatocaucazian. Această centură, cu structură geologică foarte complicată, include sub-plăci în dreptul depresiunilor (Mediterranean de vest, domeniul panonic-transilvan, Marea Egee), mărginite de lanțuri muntoase.

Intreg ansamblul tectonic alpin a luat naștere prin strivirea fostului geosinclinal Tethys și coliziunea plăcilor eurasiatică și africană, începînd din Mezozoic și continuînd în Cainozoic (Terciuar și Cuaternar).

Sectoarele de nord și est ale continentului, formate din Platforma ~~es~~-europeană și domeniile orogenice caledoniene și herciniçe, definitivitate în Paleozoic, sînt practic aseismice, datorită gradului lor avansat de consolidare geotectonică (Fig. 1).

Orogenul alpin propriu-zis și marginea septentrională a Mediteranei de est sînt însă regiuni tectonic active în care, pe lângă cutremure intracrustale (normale), legate de mișcări brusce pe falii și decroșeri, se produc și cutremure subcrustale (intermediare și adînci), generate prin procese de subducțiune de-a lungul unor suprafețe Benicff.

Față de acest ansamblu seismotectonic, România constituie o regiune cu tectonică variată, suprapusă unor sectoare din ramura nordică a orogenului alpin și a platformelor din fața acestuia, într-o zonă unde direcția lanțului muntos tînăr al Europei descrie cea mai spectaculoasă curbă sigmoidă prin curbarea Carpaților Orientali și apoi a Carpaților Meridionali. Pe teritoriul României, frecvența și energia cutremurelor variază în limite largi, funcție de caracterele subunităților lui tectonice, seismicitatea României conservînd în ansamblu un nivel moderat. Acest regim seismic este caracterizat prin concentrarea cutremurelor intermediare în zona de curbură a Carpaților Orientali (regiunea Vrancea), zonă în care se produc uneori evenimente seismice mari. În restul țării, apar practic numai cutremure normale, de joasă energie, în care microseisme constituie o regulă.

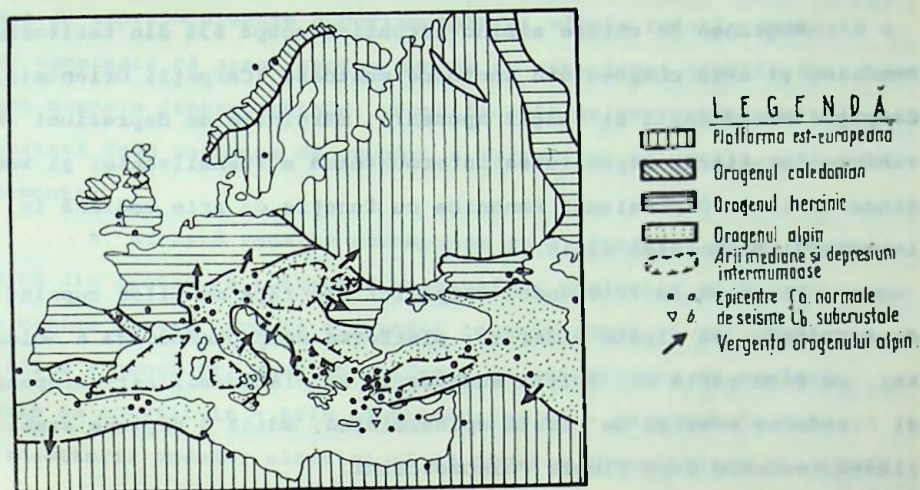


Fig. 1 - Subdivizarea seismotectonică a Europei

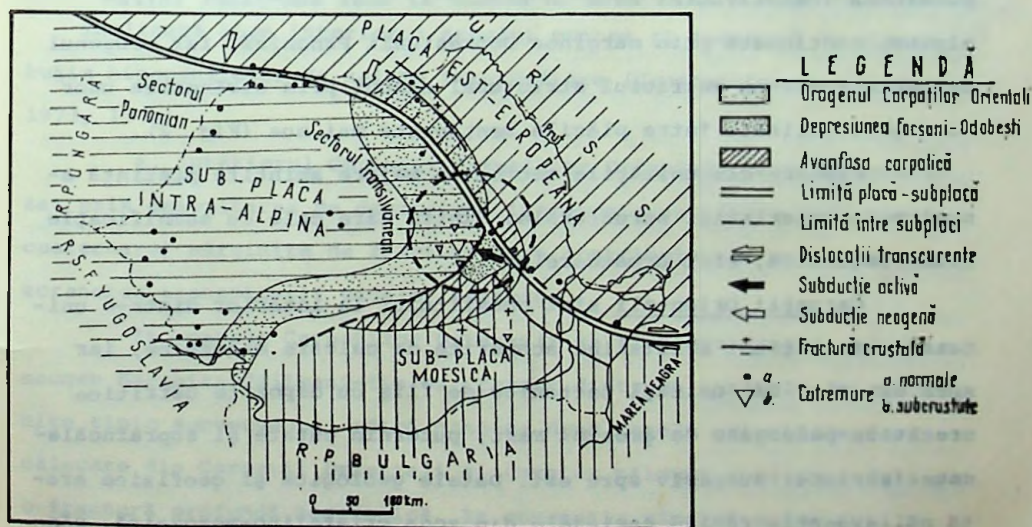


Fig. 2 - Subdivizarea seismotectonică a teritoriului României

SCURTA PREZENTARE A SEISMOTECTONICII ROMÂNIEI

Regiunea de cutare alpino-carpatică ocupă 63% din teritoriul României și este compusă din sectoare muntoase (Carpații Orientali, Carpații Meridionali și Munții Apuseni), mărginite de depresiuni (Avanfosa carpatică, Depresiunea intermuntoasă a Transilvaniei și marginea estică a Depresiunii Panonice cu funcție de arie mediană în interiorul orogenului alpin).

Platformele (vorlandul carpatic) din fața munților cuprind două sectoare de vîrste diferite: platforma epiproterozoică a Moldovei, ce face parte din colțul sud-vestic al platformei est-europene și Platforma moesică de vîrstă epihercinică, adică o regiune stabilizată tectonic după finele Paleozoicului.

Din punct de vedere al tectonicii plăcilor, Platforma Moldovei reprezintă marginea plăcii euroasiatice, Platforma moesică constituie o sub-placă plasată în fața Carpaților și a Balcanilor, Depresiunea Transilvaniei este un sector al unei sub-plăci intra-alpine, continuată prin marginea Depresiunii Panonice, iar orogenul carpatic apare ca edificiul structural născut prin strîngerea unor fose geosinclinale între plăcile menționate mai sus (Fig. 2).

Fiecare din unitățile tectonice majore amintite prezintă anumite caracteristici structurale, dintre care cele cu semnificație seismotectonică, sînt următoarele:

Carpații Orientali sînt constituiți la interior dintr-o unitate de formațiuni cristaline acoperite de calcare mezozoice, iar spre exterior din unități tectonice de fliș cu depozite detritice cretacice-paleogene de grosimi mari, puternic cutate și supraîncălcate (șariate) succesiv spre est. Datele geologice și geofizice arată că, excepție făcînd șariajele din zona cristalină-mezozoică, pînzele tectonice din Carpații Orientali afectează numai cuvertura sedimentară, iar vîrsta lor este minimum miocenă tirzie

(cca 10 milioane ani). Predominanța structurii în șariaje cu suprafețe de supraîncălecere suborizontale și vîrsta relativ avansată a lor sugerează că acest sector muntos nu este legat genetic de cutremure normale (intracrustale). Semnificație seismotectonică indirectă prezintă însă regiunea de curbură a Carpaților Orientali prin două elemente:

A. Această regiune corespunde cu o afundare axială persistentă din cretacică tuturor formațiunilor geologice și cu o îngroșare maximă pentru România a crustei terestre (cca 55 Km). Rădăcina sialică a munților, pusă în evidență de seismologia de explozie, poate să constituie - prin plasticitatea ei - un ecran în fața transducerii undelor elastice și să explice intensitatea mai slabă cu care se resimt în Transilvania cutremurele vrîncene, produse la distanțe epicentrale relativ mici. Totodată, scufundarea accentuată a suprafeței Mohorovičić este în acord cu procesele de subducție presupuse în domeniul subcrustal ce se dezvoltă pe o suprafață Benioff

înclinată spre interiorul arcului muntos și sugerată de distribuția hipocentrelor de seisme intermediare (Constantinescu et al, 1973, 1974).

B. Interiorul Curburii Carpaților Orientali este caracterizat prin dezvoltarea de depresiuni intramuntoase tinere (pliocen-cuaternare) mărginite de fracturi care contribuie, de asemenea, la ecranarea transducerii undelor seismice.

În spatele Carpaților Orientali se plasează lanțul vulcanic neogen Harghita-Călimani-Tibieș, format dintr-un ansamblu de vulcanite tipic subsecvente, adică născute după fazele principale de încălecare din Carpații Orientali și care au pătruns spre suprafață pe o fractură profundă neseismică. În concepția clasică a lui Stille (1953) lava s-a născut prin topirea porțiunii frontale a Platformei est-europene ajunsă la adîncime mare prin subîmpingerea Carpaților

Orientali. În interpretările moderne ce utilizează teoria tectonicii globale, sursa lavelor este situată la 130 Km adâncime (Bleahu et al., 1973; Boccaletti et al., 1973; Rădulescu și Săndulescu, 1973), corespunzând zonelor de adâncime în care se produc cutremurele vrâncene, (90-180 Km).

Carpații Meridionali prezintă o structură și istorie geologică tipic dacidică, întregul fundament cristalin și cuvertură sedimentară fiind antrenate prin mișcări cretacice în formarea Pânzei Getice șariate pe 50 Km deasupra Autohtonului Danubian. Faptul că structurile cretacice sînt acoperite discordant de o cuvertură post-tectonică slab sau deloc deformată, arată că nu se poate acorda decât o semnificație seismologică slabă interiorului Carpaților Meridionali.

Pe zonele lor marginale s-au produs însă, în Terțiar, falii de-a lungul cărora apar cutremure superficiale. Astfel, pe marginea de nord a Făgărașilor la contactul cu Depresiunea Transilvaniei, se produc cutremurele făgărășene caracterizate prin replici frecvente produse uneori timp de mai multe luni (cazul cutremurului important din ianuarie 1916), iar pe marginea de sud cutremurele normale, din regiunea Cîmpulung Muscel. De asemenea, la contactul cu Depresiunea Getică se produc slabe cutremure intracrustale de-a lungul unor alinamente "în releu". Acest contact corespunde în ansamblu cu o zonă de gradient orizontal ridicat al mișcărilor tectonice verticale între regiunea muntoasă în ridicare și Depresiunea Getică în scufundare. Aceeași situație este întâlnită la limita internă a munților, de-a lungul contactului cu Depresiunea Panonică, unde se dezvoltă cutremurele danubiene și banatice (alinamentele Moldova Nouă - Virșeț; Teregova - Oravița; Timișoara - Vinga - Variaș). asemenea fenomene pun în evidență faptul că sub-placa intra-alpină și sectorul vestic al sub-plăcii moesice nu sînt complet sudate încă.

Munții Apuseni au, de asemenea, o structură tipic dacică, în care formațiunile geologice și-au încheiat evoluția tectonică la finele Cretacicului. Lipsa de cutremure în interiorul lor, vîrsta avansată a structurilor și caracterul liniștit al suprafeței Moho de la baza crustei terestre, arată că Munții Apuseni nu au o importanță seismotectonică notabilă.

Depresiunea Panonică, pe marginea ei de est, cuprinde un fundament cristalin și cu depozite mezozoice acoperite discordant de formațiuni neogene începînd cu Tortonianul. Fundamentul prezintă numeroase fracturi cu reliefuri îngropate, la intersecția faliilor producîndu-se cutremure normale, rareori intense (de exemplu, regiunea de la nord-vest de Oradea).

Depresiunea Transilvaniei prezintă în ansamblu o subțiere sensibilă a crustei terestre (spre 29-30 Km) și probabil una sau două fracturi profunde pe care s-au înțrîs mase eruptive bazice. Această situație se poate explica în parte prin moștenirea unei cruste puțin dezvoltată ca grosime din timpul cînd Transilvania constituia un bazin retroarc și, în parte, printr-un proces de expansiune cu caracter de "multispreading" dat de curenți de convecție subcrustali divergenți.

Fundamentul imediat al Depresiunii este de tip carpatic, iar umplutura ei o dă o formație de molasă, uneori foarte groasă, începînd cu Helvețianul ce fixează și vîrsta geologică a acestei unități intermuntoase. Din punct de vedere seismotectonic, interiorul Transilvaniei este semnificativ doar prin rare și slabe cutremure normale, generate de-a lungul unor fracturi adînci (regiunea Tîrnavelor și regiunea Jibou).

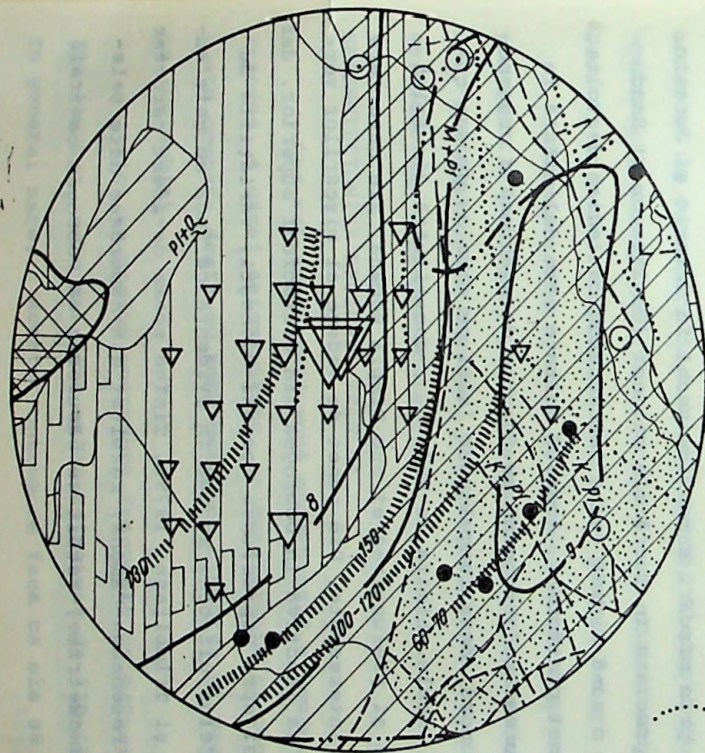
Avanfosa Carpatică este zona de scufundare tardă și post-orogenică din fața munților și care este umplută cu molasă neogenă pe tot lungul regiunii subcarpatice. Caracterul cutat spre interior

și foarte slab dislocat spre exterior al depozitelor de molasă a permis distingerea unei zone interne epicarpatică și a unei zone externe epiplatformice a avanfosei, separate de falia pericarpatică, de-a lungul căreia zona internă este încălecată peste cea externă (Dumitrescu et al., 1962). Această falie pericarpatică a fost intens activată de cutremurul de la 4 martie 1977, dovedind că are nu numai un caracter regional, dar și o profunzime deosebită.

Seismotectonic, cea mai semnificativă zonă a Avanfosei este Depresiunea Focșani-Odobești din fața Curburii Carpaților Orientali și imediat la SE de zona epicentrală Vrancea. Această depresiune, în care seismometria a demonstrat că pătura sedimentară neogenă ajunge la 17 Km, este foarte probabil un efect direct al procesului de subducțiune de-a lungul planului înclinat spre interiorul munților și sugerat de distribuția regională a hipocentrelor. Vîrsta sarmațiană a depresiunii indică și timpul cînd activitatea paleoseismică de-a lungul Carpaților a început să se concentreze în zona lor de curbura.

După cum rezultă din (Fig. 3), Depresiunea Focșani-Odobești este sediul unor cutremure normale pe marginea ei de est și se suprapune, în parte, peste zona cutremurelor subcrustale. Limita ei internă este marcată de falia pericarpatică, ceea ce indică, în plus, că cea mai mare parte a depresiunii este plasată pe zona externă a Avanfosei.

Platforma Moldovei constituie cea mai veche unitate geologică a țării, ea fiind formată dintr-un fundament precambrian intens metamorfozat (gnaise), acoperit de o cuvertură sedimentară paleozoic-mezozoic-terțiară cu numeroase discontinuități în timpul geologic. Această unitate cade pe falii în trepte spre zona orogenică a Carpaților sub care ea pătrunde în nordul Moldovei. Ea prezintă, de asemenea, tendințe de coborîre spre sud, sub Depresiunea Bîrladului.



Centura orogenică alpină - carpatică

Regiunea cutată muntoasă

Depresiuni
Varlandul Carpaților

Regiuni de platformă

Folii crustale și regionale delectate geologic
Folii delectate seismice

a. folii crustale și regionale
b. folii adânci locale

Vârsta foliilor și a contactelor tectonice: cretacic (K), miocen (M),
pliocen (PI) și cuaternar (Q)

Subsidență puternică

Zone cu gradient orizontal mare al mișcărilor verticale.

Zone cu mișcări verticale puternic contrastante

Regiuni mai puțin active după subsidența neogenă (Depresiunea
Făcșani - Odobotești).

Epicentre

Cutremure normale
a. $M < 5$

b. $M = 5-6$

Cutremure intermediare

a. $M = 5-6$

b. $M = 6-7$

c. $M > 7$

Linii sensibile seismic

Izoseiste medii

Linii de egală adâncime (în Km)
ale cutremurelor intermediare

Fig. 3 - Schița seismotectonică a zonei Vrancea

Activitatea seismică a acestei zone marginale a Platformei subcarpatice est-europene este slabă și limitată la rare cutremure locale de-a lungul faliilor periferice normale. De predilecție, epicentrele seismelor se plasează la intersecția acestor falii periferice cu fracturi locale sau regionale (de exemplu, linia Troțușului), transversale Carpaților.

Platforma Moesică, de vîrstă epihercinică, are un fundament heterogen ca vîrstă și constituție geologică, acoperit cu o cuvertură mezozoică-terțiară și ea foarte variabilă ca grosime și caracter.

Fundamentul precambrian și paleozoic cuprinde următoarele sectoare distincte: Dobrogea de nord, Dobrogea centrală (unitatea șisturilor verzi) și Dobrogea de sud, separate de faliile regionale de importanță crustală Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu.

Dobrogea de nord are o vîrstă hercinică (Paleozoic superior), continuată prin mișcări kimmerice vechi în Triasic și Juristic. De aceea este apreciată în lucrările mai noi (Dumitrescu și Săndulescu, 1971) ca o zonă alpină veche intracratonică (adică dezvoltată în interiorul unei platforme). Această unitate este delimitată la nord de Depresiunea Predobrogeană cu funcție de avanfosă a orogenului Dobrogei de nord, de-a lungul unor falii pe care se produc cutremure normale locale. Limita de sud, constituită din falia Peceneaga-Camena și prelungirea ei sub Cîmpia Română, are caractere seismotectonice interesante. Din punct de vedere al mișcărilor verticale ea apare ca inactivă în Dobrogea, din Cretacicul superior, dar pe prelungirea ei spre Depresiunea Focșani-Odobesti, variațiile de grosime ale etajelor pliocene au pus în evidență că încă nu este sudată (Lăzărescu și Trîmbițașu, 1975). Ținînd seama de acest caracter mobil al faliei Peceneaga-Camena, rezultat din numeroase date seismologice și seismometrice, astăzi se bănuiește că Dobrogea centrală

se deplasează cu câțiva milimetri pe an spre nord-vest, ea fiind încadrată spre sud de falia Capidava-Ovidiu, de asemenea suspectată de a nu fi încă sudată.

Dobrogea de sud și sectorul corespunzător ei la nord de Dunăre nu apare unitară din punct de vedere al deformațiilor rupturale. Pe lângă falii dispuse est-vest, puse în evidență prin seismometrie la nivelul fundamentului paleozoic, ea cuprinde și câteva fracturi transversale, dintre care aliniamentul Ploiești-Fierbinți-Urziceni-Călărași are o deosebită importanță seismotectonică. De-a lungul lui s-au localizat recent numeroase mici cutremure normale, iar în apropierea imediată (Pogoanele) s-a identificat chiar și un cutremur subcrustal cu adâncime în jur de 100 Km. De aceea, în lucrările mai recente (Cornea și Radu, 1975; Rădulescu et al., 1976) se apreciază că deplasarea activă spre nord-vest a Dobrogei centrale se poate extinde pînă în acest aliniament. Deplasarea orizontală, cu caracter de decroșare de-a lungul liniei Ploiești-Fierbinți-Urziceni-Călărași, urmează să fie controlată prin măsurători geodezice cu laseri, în cadrul Centrului de fizica pămîntului și seismologie.

Seismotectonic, este de asemenea semnificativ că unele dintre faliile periferice, spre Marea Neagră și spre Depresiunea Vrancei, ale Platformei Moesice, pot genera seisme (cutremurele pontice, seismele din regiunea Sabla etc.).

SEISMOTECTONICA REGIUNII VRANCEA

Cea mai importantă zonă epicentrală a României este regiunea Vrancea, a cărei seismicitate, ca persistență și concentrare, nu se poate compara decît cu zona Munților Hindukuş și regiunea Bucaramanga (Columbia).

Aici se produc cutremure frecvente cu adâncime intermediară (90-180 Km), cele mai dese avînd adîncimea de 130-150 Km. Energia, în general mare, a acestor cutremure face ca ele să fie înregistrate

pe areale întinse ca șocuri monokinetice (cele cu intensitate mică) și cu replici, în cazul evenimentelor seismice mari.

Distribuția generală a epicentrelor și hipocentrelor indică o arie seismogenică de aproximativ 9.000 Km^2 , dacă se includ și cutremurele normale și doar de 2.000 Km^2 pentru cele intermediare. Hipocentrele arată o adâncire treptată spre interiorul arcului muntos a Carpaților Orientali de-a lungul unei suprafețe Benioff arcuite și cu înclinare de 60-65 grade. Ea sugerează un proces de subducțiune relict, adică al unei subduceri a Vorlandului carpatic care avea un caracter liniar înainte de Sarmatian când Carpații Orientali erau un arc muntos pe cale de ridicare, caracter care s-a pierdut treptat spre Cuaternar când s-a "centralizat".

Localizarea zonei epicentrale Vrancea este legată de procese subcrustale necunoscute deocamdată, dar ale căror caractere rezultă indirect din structurile geologice regionale ce concordă cu ideea unei neomogenități a domeniului de la baza scoarței terestre. În principal, asemenea indicații sînt date de curbura accentuată a Carpaților Orientali, de faptul că în fața colțului de sud-vest al Platformei est-europene se intersectează două aliniamente de dimensiuni continentale - direcția Podolică, NV-SE și cea Tethys, orientată E-V, de constatarea că prelungirea prin extrapolare spre sud-est a lanțului vulcanic neogen traversează aceeași regiune și că vîrsta vulcanismului intracarpatic migrează spre SE de-a lungul acestui lanț de vulcanite subsecvente, de identificarea unei schimbări importante în distribuția anomaliilor gravitaționale etc. În această situație apare ca normală localizarea, pe plan seismologic, a cutremurelor, iar, pe plan structural, a unor tendințe de afundare axială a structurilor geologice vechi, ca și dezvoltarea în Sarmatopliocen a Depresiunii Focșani-Odobești și individualizarea unui regim distinct de mișcări neotectonice verticale în dreptul Curburii Carpaților Orientali.

CARACTERISTICI SEISMOTECTONICE GENERALE ALE CUTREMURULUI DIN

4 MARTIE 1977

Acest mare eveniment seismic a surprins lumea științifică prin intensitatea cu care a fost resimțit și prin heterogenitatea deosebită pe care a arătat-o distribuția energiei atât în spațiu cât și în timp.

Din examinarea concluziilor de ordin seismologic trase pînă acum, se pot desprinde cîteva elemente cu semnificație seismotectonică.

Magnitudinea de 7,2 care presupune o energie de $(4,7 \times 10^{22}$ ergi), aproximativ jumătate din cea a seismului din 10 noiembrie 1940, nu a împiedicat efecte severe la suprafața Pămîntului, datorită adîncimii neobișnuit de mici (92-100 Km) a hipocentrului. Ea indică o schimbare de nivel în litosferă a fracturii generatoare, în concordanță și cu tendința de scădere a adîncimii hipocentrelor fiecărui șoc al acestui cutremur cu caracter multiplu (Müller, 1977; Fuchs et al., 1978). Totodată, dat fiind caracterul de compresiune al primului șoc (cu aceleași aspecte ca seismul din 10 noiembrie 1940) și schimbarea acestui caracter la ultimul șoc, cel principal, rezultă că ruptura în focar a avut mers complex. La început s-a produs un șoc datorită depășirii rezistenței la frecarea masei subduse și apoi această masă s-a fragmentat.

Ținînd seama de coordonatele epicentrale aproape aceleași ale seismelor din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977 (primul șoc), precum și de diferența notabilă de adîncime, rezultă că ruptura ce a dat seismul recent nu a fost moștenită, ci s-a produs evident deasupra unei rupturi majore și mai extinse, produsă în 1940.

Deoarece în multe regiuni circumpacifice s-a constatat o corelare între viteza de dezvoltare a fundului oceanic subdus și adîncimile maxime ale cutremurelor pe suprafețe Benioff, scăderea

adîncimii cutremurelor majore din Vrancea ar putea fi legată și de scăderea vitezei de subducție în fața Curburii Carpaților Orientali în ultimii zeci de ani. Este evident însă că această deducție nu poate fi luată decît ca o ipoteză de lucru pentru cercetările ulterioare.

Faptul că energia a fost canalizată mai ales pe direcția NNE-SSV a sugerat unuia din autorii prezentului raport (Cornea), imediat după seism, că mecanismul de rupere din focar a funcționat ca o veritabilă antenă ce a dat caracter de directivitate energiei. Ideea aceasta a fost confirmată prin determinarea caracterului de multișoc al seismului din 4 martie 1977 și prin aceea că epicentrele șocurilor componente ultime s-au deplasat semnificativ spre SV.

Cutremurul analizat a produs și reactivări importante ale faliilor cu dezvoltare regională. Acolo unde direcția faliilor a corespuns cu cea a dirijării energiei din focar (cum este cazul faliei pericarpatică), efectele seismului asupra clădirilor și scoarței terestre s-au intensificat. Așa se explică de ce localitățile de pe aliniamentul SSV ce pleacă din Vrancea au fost mai intens afectate pînă la Zimnicea și Svistov în Bulgaria. Pe același aliniament, s-au produs și efecte mai importante asupra terenului, ca de pildă activarea faliei E-V de pe structura Berca, la care compartimentul nordic (de unde au venit undele) s-a ridicat cu 30 cm, și activarea vulcanilor noroioși, de asemenea legați de falii transversale pe aceeași structură.

Pe lîngă falia pericarpatică, și alte falii dirijate NE-SV s-au activat mai intens, ca de exemplu faliile de pe marginea sinclinalului de Drajna la Vălenii de Munte, faliile de pe marginea de sud a sinclinalului Slănic, în zona Breaza etc. Este posibil deci ca să se fi eliberat cu ocazia șocului venit din Vrancea și mici cantități de energie suplimentară acumulată pe falii obișnuite. Astfel pe

efecte s-au putut produce pînă în zone mai depărtate, ca de exemplu Craiova, afectată prin falia Videle-Roșiorii de Vede.

Faliile cu direcție E-V sau NV-SE din Platforma Moesică au acumulat energie, funcționînd ca ecrane temporare și au dat zguduri mai tîrziu. Așa a fost cazul cutremurului de la 20 aprilie 1977, produs pe falia Videle-Roșiorii de Vede la sud de București, al seismului de la 28 iunie 1977, generat pe falia Ploiești-Fierbinți-Călărași și al altor numeroase cutremure.

Concluzia generală de ordin seismotectonic asupra raporturilor dintre caracterele și efectele cutremurului din martie 1977, luat în comparație cu seismul din 10 noiembrie 1940, este următoarea:

La ambele evenimente seismice funcția de transfer, adică structura geologică a crustei terestre, a fost aceeași, în timp ce efectele au apărut diferite, pentru că fenomenul de intrare, mecanismul în focar, a fost deosebit, cutremurul recent fiind caracterizat prin șocuri multiple.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu, M., Boccaletti, M., Manetti, P. and Peltz, S., 1973.
The Neogene Carpathian arc: A continental arc displaying the features of an island arc. *J. Geoph. Res.*, 78:5025-5032.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. and Peltz, S., 1973.
Young volcanism in the Calimani-Harghita Mountains (East Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 19: 299-318.
- Constantinescu, L., Cornea, I. and Lăzărescu, V., 1973. An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr.*, S. Géoph., 17:133-143.
- Constantinescu, L., Cornea, I. and Lăzărescu, V., 1974. Seismotectonic map of Romania. *Proc. Sem. UNDP/UNESCO, Surv. Seism. Balk. Reg.*, Dubrovnik, April 1973, 117-143.

- Cornea, I., Radu, C., 1975. Studii seismotectonice si de seismicitate ale unor zone din R.S. România și întocmirea buletinelor seismice. Rap. arh. Inst. geol. geofiz., București.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Pauliuc, S., Mirăuța, O. et Georgescu, C., 1962. Mémoire a la carte tectonique de la Roumanie. Ann. Comit. Géol., XXXII: 5-98, București.
- Dumitrescu, I. et Săndulescu, M., 1971. Redactori: République Socialiste de Roumanie, Carte tectonique, II-ième éd., 1:1.000.000, Inst. Géol., Bucarest.
- Fuchs, K., Bonjer, K.P., Bock, G., Cornea, I., Radu, C., Enescu, D., Jianu, D., Nourescu, A., Merkle, G., Moldoveanu, T. and Tudorache, G., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity. Tectonophysics. (in press).
- Lăzărescu, V. and Trîmbițașu, M., 1975. Seismologic prediction in South-Eastern Romania using the study of young tertiary deposits. 13th Gen. Ass. Europ. Seism. Comm., Brașov 1972. St. tehn. econ., ser. D, 10:319-324.
- Müller, G., 1977. Note sur le seisme de Vrancea 4 Mars 1977. Journées Luxembourgeoises de Géodynamique 4-10 Mai 1977.
- Rădulescu, D.P. and Săndulescu, M., 1973. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16:155-161.
- Rădulescu, D.P., Cornea, I., Săndulescu, M., Constantinescu, P., Rădulescu, F. et Pompilian, Al., 1976. Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études seismiques profondes. An. Inst. Géol. Géof., 50:5-36.
- Stille, H., 1953. Geotektonische Werdegang der Karpathen. Geol. Beitr., VIII:239, Hannover.

CUTREMURUL ROMANESC DIN 4 MARTIE 1977

I. PROCESUL DE RUPERE DEDUS DIN SOLUTIA PLANULUI DE FALIE SI ANALIZA EVENIMENTULUI MULTIPLU

G. MÜLLER, K.P. BONJER, H. STÜCKL

Institutul de geofizică al Universității din Karlsruhe
(R.F. Germania)

D. ENESCU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismo-
logie, C.P. MG-2, București, România.

MULLER, G., BONJER, K.P., STOCKL, H., ENESCU, D., 1977.
THE ROMANIAN EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. I. RUPTURE
PROCESS INFERRED FROM FAULT-PLANE SOLUTION AND MULTIPLE-
EVENT ANALYSIS. The Romanian earthquake of March 4, 1977,
was a multiple event, consisting of a foreshock and at
least 3 main shocks. A fault-plane solution is given for
the first main shock. It is of thrust type and similar to
the solution for the earthquake of November 10, 1940. The
locations of the main shocks relative to the foreshock
are determined by the master-event technique. Rupture
propagated mainly towards SW. The third main shock, which
was the strongest shock of the earthquake, occurred 19 s
after and at a horizontal distance of 62 km from the
foreshock. This agrees well with the reported distribu-
tion of intensities and damages and with the aftershock
distribution. P-wave polarities for the third main shock
are opposite to those for the first and second main shock.
This can be explained by (1) strong bending of the
rupture surface, (2) reversal of the motions on the
rupture plane due to a strongly inhomogeneous tectonic
stress field, or (3) abrupt termination of rupture
producing strong stopping signals. The third explanation
appears most plausible. The rupture plane dips about NW
with a dip angle of 70° , and the apparent average rupture
velocity is close to the S-wave velocity.

INTRODUCERE

Cutremurele de adâncime intermediară din regiunea Vrancea formează un mănunchi izolat de evenimente, similar cu mănunchiurile de sub Hindukus și de sub Bucaramanga, Columbia. Distribuția epicentrelor și adâncimilor cutremurelor din Vrancea a fost intens studiată (vezi, de exemplu, Karnik, 1969; Iosif și Iosif, 1975) și un mare număr de soluții de plan de falie au fost determinate (Constantinescu și Enescu, 1963, 1964; Constantinescu, Enescu și Ruprechtová, 1966; Ritsema, 1969, 1974; Radu, 1974). Totuși, nu a rezultat până acum o imagine clară a cauzelor tectonice ale acestor cutremure. Părerea curentă este că ele sînt produse prin mișcări de subîmpingere de-a lungul unei zone de falie care înclină brusc spre nord-vest. În ciuda dimensiunilor mici ale zonei de cutremure și a geometriei complicate a Carpaților cu curbura lor bruscă în regiunea Vrancea, au fost folosite totuși conceptele simple ale tectonicii în plăci pentru explicația care conduce la ideea că o continuare a marginii plăcii Mării Negre este subdusă sub placa Eurasiatică (McKenzie, 1972; Constantinescu, Cornea și Lăzărescu, 1973; Radu, 1974, Iosif și Iosif, 1975). Sînt necesare studii observaționale suplimentare pentru a fundamenta sau schimba aceste idei. Printre ele, investigațiile puternicului cutremur de la 4 martie 1977 sînt desigur de importanță deosebită.

În această lucrare investigăm procesul focal al cutremurului din 4 martie 1977. Mai întîi descriem datele care arată că cutremurul a fost o rupere multiplă, constînd dintr-un preșoc și cel puțin trei șocuri principale (aceste șocuri principale sînt notate în cele ce urmează cu șocul 1, 2 și 3 respectiv). Apoi va fi dată soluția planului de falie pentru șocul 1 și va fi discutată natura șocului 3. Într-un alt capitol este aplicată tehnica "master-event" la localizarea celor trei șocuri principale în raport cu preșocul. În final

este dată o descriere în timp și spațiu a procesului de rupere pentru primele 20-25 secunde, incluzând alegerea planului de rupere din planele nodale ale soluției de plan de falie și o comparare cu aria replicilor din martie 1977.

DATELE SI IDENTIFICAREA SOCURILOR

Am folosit următoarele date: 1) Înregistrările pe hîrtie afumată ale pendulilor Mainka de la stațiile românești BUC (București), CMP (Cîmpulung), BAC (Bacău) și IAS (Iași).

(2) Seismogramele de lungă perioadă de la aproximativ 60 de stații, în majoritate din "Rețeaua mondială de seismograme standardizate" (WWNSS). Ele au fost folosite pentru soluția planului de falie a șocului 1 și pentru localizarea relativă a șocurilor 2 și 3 față de șocul 1. Exemple de seismograme sînt prezentate în Fig. 1-3.

(3) Seismogramele de bandă largă de la stația de înregistrare digitală GRF (Gräfenberg, R.F. Germania). Seismometrele de la această stație sînt sprengnethere S-5100 de înaltă performanță, cu o perioadă proprie de 20 secunde. Seismograma de bandă largă de la GRF precum și seismograma rezultată din convoluția acesteia cu funcția de transfer a seismografilor de lungă perioadă WNSS sînt prezentate în Fig. 4. Aceste seismograme au jucat un rol important în identificarea șocului 3.

Preșocul și șocurile 1 și 2 sînt ușor de identificat, după cum se poate observa din Fig. 1-4 în care sînt prezentate toate stațiile care au fost folosite la analiza evenimentului multiple. Situația nu este prea evidentă în cazul șocului 3. Mai întîi, sosirea corespunzătoare de pe înregistrarea de bandă largă de la GRF (trasa de sus din Fig. 4) a fost interpretată ca o reflexie de la suprafața Pămîntului de tipul PP sau pP datorită semnelor ei opus în comparație cu sosirile datorate șocurilor 1 și 2. Această interpretare a trebuit să fie totuși abandonată, deoarece pentru o adîncime focală

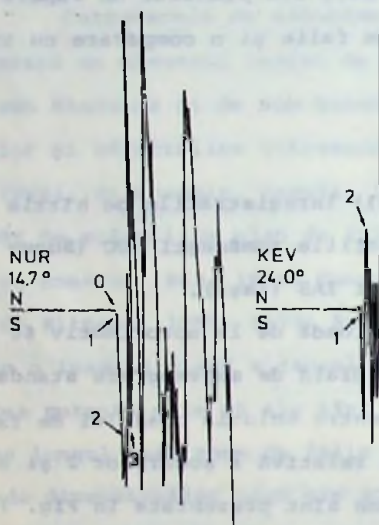


Fig.1. Seismograme WNSS de lungă perioadă, conținând sosirile unei P (copiile sînt făcute cu mîna). Numerele de lîngă codurile stațiilor sînt distanțe epicentrice. Săgețile indică fazele P pentru diferite șocuri (0=preșoc, 1, 2, 3, =șoc 1, 2, 3).

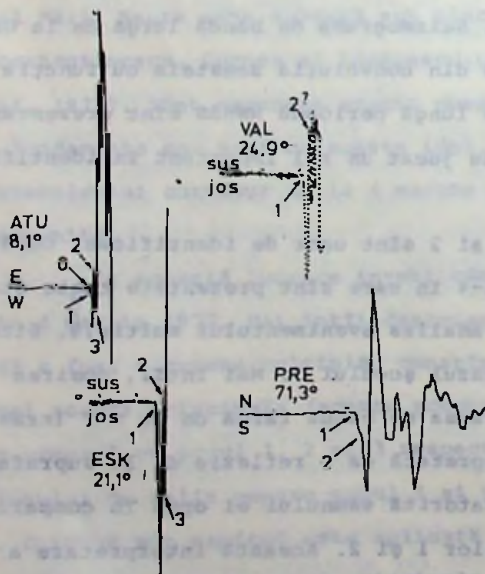


Fig.2. Idem ca în Fig.1 pentru încă patru stații WNSS

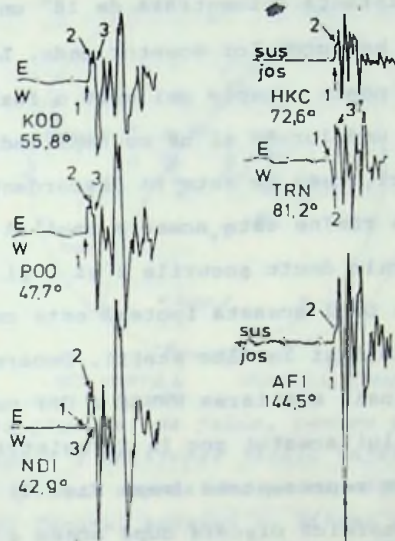


Fig. 3. Idem ca în Fig. 1 pentru încă şase stații WWSS

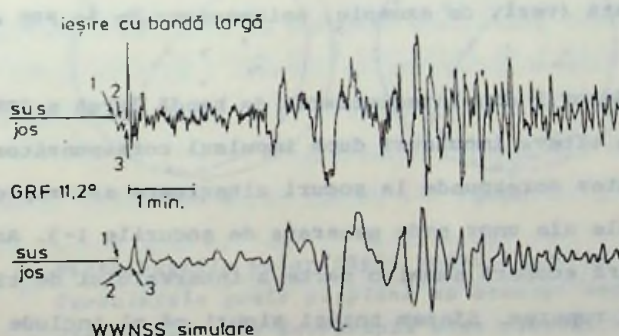


Fig. 4. Seismogrammele componente verticale ale înregistrării digitale de la stația Gräfenberg

de aproximativ 100 km, undele PP și pP sînt observate numai în apropiere și dincolo de distanța epicentrală de 18° unde se află punctul de inflexiune al hodocronelor acestor unde. La GRF (distanța epicentrală $11,2^\circ$) se poate aștepta cel mult o fază difractată ca o continuare înapoi a undelor PP și pP cu amplitudini și emergență corespunzătoare mici, ceea ce este în discordanță cu observația. Singura ipoteză care rămîne este aceea a unui al treilea șoc principal, mult mai puternic decît șocurile 1 și 2 și producînd unde P de polaritate opusă. Dacă această ipoteză este corectă, acest șoc ar trebui să fie vizibil și la alte stații. Deoarece acestea sînt stații WWNS, am folosit simularea WWNS a GRF pentru a găsi caracteristicile începutului acestui șoc în înregistrările WWNS. Aceste caracteristici sînt reprezentate (vezi Fig. 4) de o schimbare clară de pantă cu o puternică mișcare după aceea a cărei direcție este opusă celeia a șocului 1. Cu aceste linii călăuzitoare a fost posibil să se găsească începutul șocului 3 la un număr suficient de stații pentru aplicarea tehnicii "master-event". La alte stații este vizibilă numai mișcarea puternică, dar intrarea ei nu poate fi determinată (vezi, de exemplu, seismograma de la PRE din Fig. 2).

Grupul undelor P din înregistrarea de bandă largă a GRF din Fig. 4 mai conține cîteva impulsuri după impulsul corespunzător șocului 3. Ele ar putea corespunde la șocuri ulterioare sau reprezintă reflexii multiple ale unor unde generate de șocurile 1-3. Astfel, investigația noastră acoperă numai o parte a intervalului de timp în care a avut loc ruperea. Sîntem totuși siguri că el include șocul cel mai puternic al cutremurului, și anume șocul 3.

SOLUȚIA PLANULUI DE FALIE A ȘOCULUI 1

După cum se observă din Fig. 5, în care este reprezentată

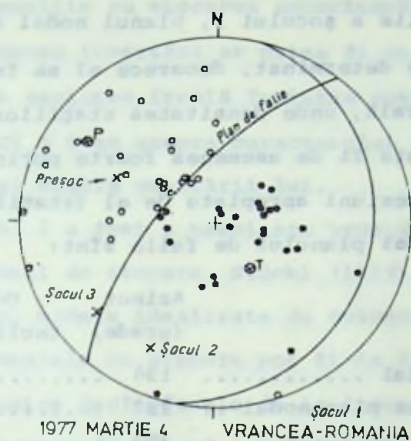


Fig. 5. Soluția planului de falie, pentru șocul 1. Proiecție de arie egală a emisferei focale inferioare. Cerculețele goale (pline) reprezintă prime mișcări ale undei P către (de la) focarul șocului 1. Viteza undei P în focar este presupusă a fi 8,3 km/s. Simbolurile x dau direcțiile de la șocul 1 la preșoc, șocul 2 și șocul 3

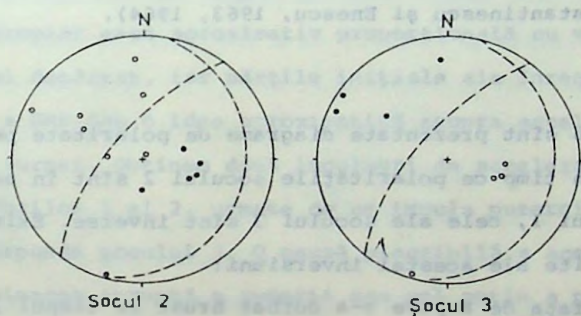


Fig. 6. Distribuțiile polarității undei P pentru șocurile 2 și 3. Cerculețele goale și pline au aceeași semnificație ca în Fig. 5. Linii întrerupte sînt planele nodale ale soluției planului de falie pentru șocul 1. În diagrama șocului 3 sînt incluse numai acele stații unde intrarea corespunzătoare undei P este vizibilă

soluția planului de falie a șocului 1, planul nodal care înclină brusc spre NV este bine determinat, deoarece el se întinde prin America de Nord și Centrală, unde densitatea stațiilor este mare. Celălalt plan nodal poate fi de asemenea foarte puțin schimbat datorită celor trei compresioni apropiate de el (stațiile ATU, JER și TAB). Parametrii soluției planului de falie sînt:

	Azimut (grade)	Unghiul de înclinare (grade)
Polul primului plan nodal	130	20
Polul celui de al doilea plan nodal ..	287	68
Axa P	303	23
Axa T	144	65

Această soluție reprezintă în esență un mecanism de tip împingere (falie inversă), în concordanță cu mecanismele altor cutremure de adîncime intermediară din zona Vrancea. Similaritatea cu soluția planului de falie a cutremurului din 10 noiembrie 1940 este remarcabilă (Constantinescu și Enescu, 1963, 1964).

NATURA ȘOCULUI 3

În Fig. 6 sînt prezentate diagrame de polaritate pentru șocurile 2 și 3. În timp ce polaritățile șocului 2 sînt în acord cu acelea ale șocului 1, cele ale șocului 3 sînt inverse. Există trei explicații diferite ale acestei inversiuni:

1) Suprafața de rupere s-a curbat brusc la timpul la origine al șocului 3 și a fost aproximativ orizontală după aceea. Mișcările sub această parte a suprafeței de rupere au fost de la SE către NV. Totuși, nici o indicație pentru o asemenea curbare nu a fost găsită în distribuția replicilor.

2) Suprafața de rupere a rămas în esență plană, dar mișcările pe ea și-au schimbat semnul, adică după timpul la origine al șocului 3 ele au fost îndreptate în sus pe blocul de SE al planului

de rupere în opoziție cu mișcarea anterioară îndreptată în jos. Cauza unei asemenea inversări ar putea fi un cîmp de stress puternic neomogen în regiunea focală înaintea cutremurului. Totuși, nu putem oferi nici o idee asupra caracterului spațial al neomogenității de stress și asupra generării lui.

3) Socul 3 a fost o terminare bruscă a ruperii, producînd un puternic semnal de stopare. Stöckl (1977) a arătat prin calcule numerice, pentru modele idealizate de cutremure de relaxare a tensiunilor că semnalele de stopare pot fi la fel de puternice și chiar mai puternice decît fazele de la începutul ruperii. De altfel, din seismograma de viteză a solului de la GRF (Fig. 4) putem obține în mod aproximativ accelerația din apropierea focarelor celor trei șocuri prin aplicarea regulii (care este strict corectă numai pentru surse punctiforme) conform căreia o mărime de cîmp în cîmpul depărtat este proporțională cu derivata în raport cu timpul a aceleiași mărimi din cîmpul apropiat. Astfel, accelerația din cîmpul apropiat este aproximativ proporțională cu viteza solului din cîmpul depărtat, iar părțile inițiale ale înregistrării de bandă largă a GRF dau o idee aproximativă asupra accelerațiilor din regiunea sursei. Obținem două impulsuri de accelerație corespunzătoare șocurilor 1 și 2, urmate de un impuls puternic de semn opus care corespunde șocului 3. O cauză plauzibilă a acestei decelerații este terminarea abruptă a ruperii sau cel puțin a părții sale principale.

Primele două modele necesită presupuneri mai extreme decît modelul al treilea. Si mai important, ele implică faptul că șocurile principale au fost evenimente complete și separate pentru care numai semnalele de început pot fi văzute, cel puțin în cazul șocurilor 1 și 2. Totuși, pare mai plauzibil să se considere cele trei șocuri ca episoade remarcabile în timpul unuia și aceluiasi proces de rupere.

ANALIZA EVENIMENTULUI MULTIPLU

Pentru localizarea celor trei șocuri principale în raport cu preșocul a fost aplicată tehnica "master-event". Coordonatele preșocului¹ au fost determinate de Centrul Seismologic European-Mediterranean (CSEM) curînd după cutremur, presupunînd că înregistrările raportate corespund preșocului: Latitudine = 45,78°N; Longitudine = 26,78°E; Adîncime = 93 km.

O determinare ulterioară a CSEM cu stații la distanțe mai mici de 11° și determinările noastre proprii arată că aceste coordonate epicentrale sînt corecte cu o eroare probabilă de 10-20 km și că adîncimea poate fi extinsă la aproximativ 120 km. O adîncime de 110 km este sugerată de diferența de timp $pP - P = 20$ secunde observată la OGD (distanța epicentrală 68,6°), dar numai în ipoteza neverificată că unda pP este datorită preșocului și nu șocului 1. Astfel, adîncimea preșocului poate fi oriunde între 90 și 120 km. Cîteva teste pe care le-am făcut au arătat că incertitudinile care rămîn în coordonatele preșocului au o influență foarte mică asupra rezultatelor analizei evenimentului multiplu. Dacă hypocentrul preșocului este deplasat, hypocentrele celor trei șocuri principale se mișcă practic în același mod.

Tehnica "master-event" (vezi Fig. 7) presupune un focar de referință A și un al doilea focar B la distanța L de A. Diferența de timp dintre sosirile undei P de la aceste focare la o stație suficient de depărtată este:

$$T = \tau - \frac{L}{\alpha} \cos \theta, \quad (1)$$

unde τ este diferența între timpii la origine ai celor două șocuri; α viteza undelor P în regiunea focală (în prezentul caz, 8,3 km/s) și θ este unghiul dintre direcția de la A la B și direcția razei undei P . Ecuația (1) este o relație lineară între T și θ ai cărei

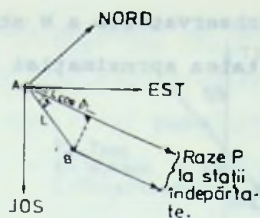


Fig. 7. Schema a două focare A și B, a căror poziție relativă și diferența de timp la origine sînt determinate prin tehnica "master-slave"

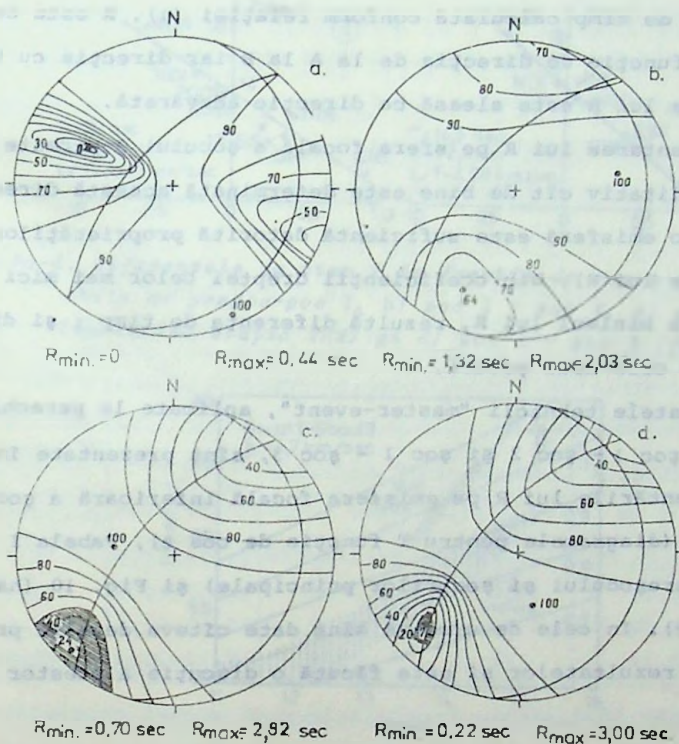


Fig. 8a-d. Reprezentarea reziduului R (normalizat la valoarea maximă 100) suprapusă pe soluția planului de falie a șocului 1, pentru a) preșoc, b) șoc 2, c) șoc 3 (incluzând stația TRN) și d) șoc 3 (fără TRN). Direcția cea mai probabilă de la șocul 1 la șocul respectiv corespunde minimului lui R. Suprafețele hașurate, definite de $R \leq 2 R_{\min}$, sînt estimări subiective ale incertitudinilor în aceste direcții. În cazul a) suprafața hașurată se extinde în emisfera focală superioară și este proiectată pe emisfera inferioară

coeficienți τ și L/a pot fi determinați din observațiile a N stații prin metoda celor mai mici pătrate. Calitatea aproximației liniare se deduce cel mai bine din reziduul:

$$R = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_o^{(i)} - T_c^{(i)})^2 \right]^{1/2}, \quad (2)$$

unde $T_o^{(i)}$ este diferența de timp observată la stația i și $T_c^{(i)}$ este diferența de timp calculată conform relației (1). R este determinat ca o funcție de direcția de la A la B iar direcția cu valoarea minimă a lui R este aleasă ca direcție adevărată.

Reprezentarea lui R pe sfera focală a șocului A permite să se evalueze calitativ cât de bine este determinată această direcție (de fapt, o emisferă este suficientă datorită proprietăților de simetrie ale lui R). Din coeficienții dreptei celor mai mici pătrate (1), la minimumul lui R , rezultă diferența de timp τ și distanța L dintre cele două șocuri.

Rezultatele tehnicii "master-event", aplicate la perechile preșoc-șoc 1, șoc 1 - șoc 2 și șoc 1 - șoc 3, sînt prezentate în Fig. 8 (reprezentările lui R pe emisfera focală inferioară a șocului 1), Fig. 9 (diagramele pentru T funcție de $\cos \theta$), Tabela I (coordonatele preșocului și șocurilor principale) și Fig. 10 (harta cu epicentre). În cele ce urmează sînt date cîteva detalii privind obținerea rezultatelor și este făcută o discuție a acestor rezultate.

O primă încercare de a localiza șocul 1 în raport cu preșocul a fost făcută folosind datele de la toate stațiile unde a putut fi identificat preșocul. Pe lângă cele patru stații românești BUC, CMP, BAC și IAS au mai fost folosite șapte stații, dînd o destul de bună acoperire azimutală. Totuși, datele provin de la patru tipuri diferite de instrumente: penduli mecanici Mainka, instrumente WWNS de scurtă și lungă perioadă și un seismograf de bandă largă. Această heterogenitate și dificultățile în citirea

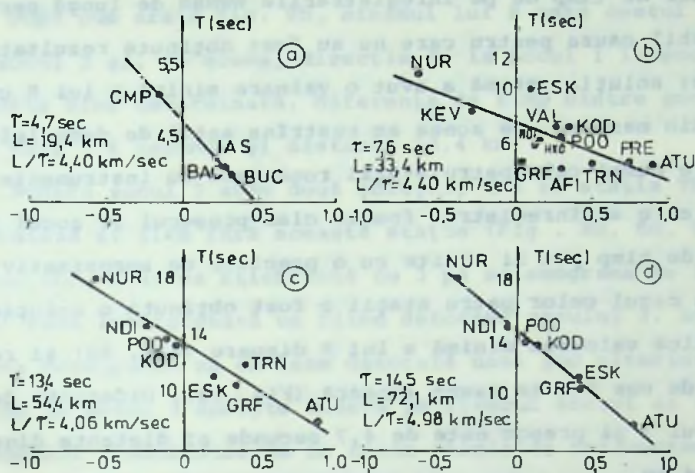


Fig. 9a-d. Diferențele de timp T în funcție de $\cos \delta$ pentru perechile a) pragoc-poc 1, b) poc 1 - poc 2, c) poc 1 - poc 3 (incluzând stația TRN) și d) poc 1 - poc 3 (fără TRN).

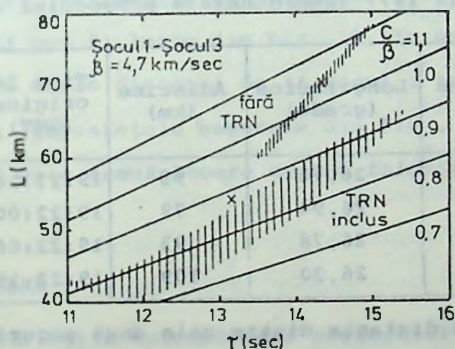


Fig. 10. Incertitudinile în L și τ pentru perechea poc 1 - poc 3, corespunzând incertitudinilor presupuse în direcția de la șocul 1 la șocul 3 (suprafețele hașurate din Fig. 8c și d). Linile transversale corespund la cele mai probabile direcții. De-a lungul liniilor drepte raportul dintre viteza diferență medie de rupere $c = L/\tau$ și viteza undelor S , β , este constant.

diferențelor de timp de pe înregistrările WWNSS de lungă perioadă sînt probabil cauza pentru care nu au fost obținute rezultate semnificative: soluția optimă a avut o valoare minimă a lui R care a fost 95% din maximum. De aceea am restrîns setul de date luînd în considerare numai cele patru stații românești cu instrumente asemănătoare care au înregistrat foarte clar preșocul și șocul 1. Diferențele de timp pot fi citite cu o precizie de aproximativ $\pm 0,2$ s. În cazul celor patru stații a fost obținută o soluție exactă, adică valoarea minimă a lui R dispăre (Fig. 8a) și relația T funcție de $\cos \theta$ este exact lineară (Fig. 9a). Diferența de timp dintre șocul 1 și preșoc este de 4,7 secunde și distanța dintre ele de 19,4 km.

TABELA I

Coordonatele preșocului și șocurilor principale ale cutremurului românesc din 4 martie 1977 (coordonatele preșocului după CSEM)

Eveniment	Latitudine (grade)	Longitudine (grade)	Adîncime (km)	Timp la origine (GMT)	Diferența de timp față de preșoc(s)
Preșoc	45,78	26,78	93	19:21:56,2	0
Soc 1	45,72	26,94	79	19:22:00,9	4,7
Soc 2	45,48	26,78	93	19:22:08,5	12,3
Soc 3	45,34	26,30	109	19:22:15,4	19,2

Menționăm că distanța dintre cele două șocuri este suficient de mică în comparație cu distanțele oblice la stații (130-200 km), astfel că presupunerile fundamentale ale tehnicii "master-event" sînt totuși respectate. În plus, rezultatele sînt influențate foarte puțin de schimbarea vitezei undelor P în mantaua superioară de la valoarea noastră preferată 8,3 km/s la 8,1 km/s, o valoare care este mult mai compatibilă cu tabelele drum-timp ale lui Herrin.

După cum arată Fig. 9b, minimumul lui R este destul de larg pentru șocul 2 și, de aceea, direcția de la șocul 1 la șocul 2 nu este foarte bine determinată. Diferența de timp dintre șocul 1 și șocul 2 este 7,6 secunde și distanța 33,4 km.

Pentru șocul 3 avem două soluții, una cu stația TRN inclusă în analiză și alta fără această stație (Fig. 8c, 8d, 9c și 9d). În primul caz, sosirea etichetată cu 3 pe seismograma de la TRN (Fig. 3) este interpretată ca fiind datorată șocului 3. În cazul al doilea presupunem că ea este datorată unui șoc ulterior și că unda P de la șocul 3 sosește undeva pe flancul abrupt al impulsului precedent (asemănător ca în toate celelalte seismograme folosite pentru șocul 3), dar fără intrare vizibilă. Ținând seamă de cele arătate, preferăm cea de a doua interpretare. Diferența de timp corespunzătoare dintre șocul 1 și șocul 3 este 14,5 secunde și distanța 72 km. Estimările aproximative ale incertitudinilor acestor cantități pot fi luate din Fig. 10. În această figură am considerat toate acele direcții de la șocul 1 la șocul 3 pentru care $R \leq 2R_{\min}$ (suprafețele hașurate din Fig. 8c și 8d). Reprezentarea aleasă este asemănătoare cu cea folosită de Strelitz (1975).

PROCESUL DE RUPERE

Din distribuția epicentrelor preșocului și șocurilor principale din Fig. 11 rezultă ca trăsătură principală - propagarea procesului de rupere din regiunea preșocului și șocului 1 către SV, conducând la cel mai puternic șoc după 19 secunde și la o distanță de 62 km de preșoc. Acest rezultat este în concordanță cu faptul că zona de cea mai mare intensitate și distrugerii s-a extins către SV de regiunea Vrancea, cu mici distrugerii spre NE. Acest fapt i-a pus în incurcătură pe seismologi imediat după

cutremur, întrucît el diferă în această privință de cutremurul din 10 noiembrie 1940.

Din Fig. 11 se observă, de asemenea, că zona de rupere și aria acoperită de epicentrele replicilor se suprapun parțial. Majoritatea replicilor din regiunea de suprapunere au adîncimi similare cu ale preșocului și șocurilor principale. Replicile din sud și sud-estul zonei de rupere sînt mai superficiale.

Planul de rupere al cutremurului poate fi ales dintre planele nodale ale soluției planului de falie a șocului 1 prin comparație cu direcțiile la preșoc și șocurile 2 și 3 (Fig. 5).

Din soluția planului de falie și rezultatele analizei evenimentului multiplu ajungem la următoarea descriere mai detaliată, în timp și spațiu, a procesului de rupere în timpul primelor 20-25 secunde ale cutremurului. Ruptura a plecat din focarul preșocului la o adîncime de 93 km și, într-o fază inițială slabă, s-a propagat în special spre est și sud cu o viteză medie aparentă de 4,12 km/s. Ruperea s-a propagat ascendent către SE și după 4,7 secunde a ajuns la focarul șocului 1 la o adîncime de 79 km. În vecinătatea acestui focar, mișcările pe planul de rupere au fost puternic accelerate conducînd la o radiație eficace de unde seismice. Considerăm acest focar ca fiind punctul de plecare al fazei principale a ruperii; prin urmare, diferențele în orele la origine, precum și vitezele de rupere pentru șocurile 2 și 3 date în cele ce urmează se referă la acest punct. De la șocul 1 ruperea s-a propagat spre SV și oblic în jos, mișcările fiind de tip subîmpingere. La o adîncime de 93 km a fost atins focarul șocului 2 după 7,6 secunde, ceea ce corespunde la o viteză medie aparentă de rupere de 4,4 km/s. Mișcările de subîmpingere au fost accelerate din nou în apropiere de focarul șocului 2. La o adîncime de 109 km a fost atins focarul șocului 3 după 14,5 secunde, ceea ce

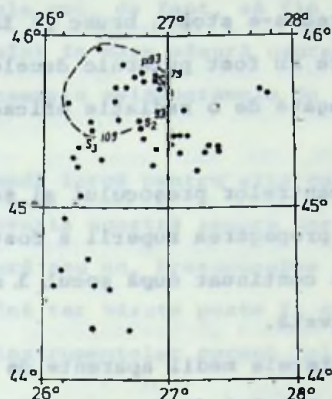


Fig. 11. Harta cu epicentrele preșocului (P), șocurilor principale (S_1 , S_2 , S_3) și replicilor din martie 1977. Numerele sînt adîncimi focale în km. Linia întreruptă separă replicile cu adîncimi mai mari de 70 km de replicile mai superficiale (adîncimi mai mici de 40 km). Au existat cîteva replici superficiale în interiorul liniei întrerupte, dar ele n-au putut fi localizate precis.



Fig. 12. Vitezele medii aparente de rupere (în km/s) dintre preșocul P și șocurile principale (S_1 , S_2 , S_3). Săgețile pline corespund la un model de rupere în care S_1 este declanșat de P și S_2 și S_3 de S_1 . Săgețile întrerupte ilustrează un model în care toate șocurile principale sînt declanșate de P. Vitezele de rupere din paranteze sînt pentru soluția a doua a tehnicii "master-event" pentru șocul 3 (Fig. 8c și 9c). Figura nu este făcută la scara.

corespunde la o viteză medie aparentă de rupere de 4,98 km/s. În zona acestui punct ruperea s-a stopat brusc și în întregime, iar masele de rocă în mișcare au fost puternic decelerate. Pe de altă parte, aceasta a fost legată de o radiație eficace de unde seismice.

Distribuția epicentrelor preșocului și șocurilor principale din Fig. 12 arată că propagarea ruperii a fost fundamental unilaterală. Dacă ruperea a continuat după șocul 3, este o problemă care n-ar putea fi rezolvată.

Fig. 12 arată vitezele medii aparente de rupere pe o reprezentare schematică a planului de rupere. Modelul de rupere descris mai sus este reprezentat prin săgeți pline. Vitezele medii aparente de rupere sînt apropiate într-un caz chiar mai mari decît viteza undei S care în zona focală este, probabil, între 4,5 și 4,8 km/s. O alternativă de model, în care preșocul declanșează nu numai șocul 1, ci și șocurile 2 și 3, este reprezentată prin săgeți întrerupte (Fig. 12). Vitezele medii aparente de rupere corespunzătoare sînt mai mici decît acelea pentru modelul nostru preferat. Incertitudinile în L și τ implică, în mod normal, incertitudini relativ mari în viteza medie aparentă de rupere L/τ . De exemplu, pentru valoarea 4,98 km/s, estimată pentru propagarea ruperii de la focarul șocului 2 la focarul șocului 3, intervalul este de la aproximativ 4,5 la 5,2 km/s, după estimările noastre subiective (Fig. 10, aria hașurată etichetată "fără TRN").

CONCLUZII

Puternicul cutremur românesc din 4 martie 1977 a fost un eveniment multiplu cu creștere gradată a energiei eliberată care a culminat la 19 secunde după prima rupere. Rezultate similare au fost raportate în cîteva alte cazuri (de exemplu, Wyss și Brune,

1967; Wu și Kanamori, 1973; Fukao și Furumoto, 1975; Chung și Kanamori, 1976), dar ele pot, de fapt, să fie mai obișnuite. Studiile corespunzătoare sînt în mare măsură ușurate de seismogramele de bandă largă, ca de exemplu seismogramele de la stația GRF prezentate în Fig. 4.

Datele de bandă largă pentru alte cutremure vor arăta, probabil, dacă observația noastră asupra unei faze de stopare pronunțată este singulară sau nu. Presupunerea de care ne prevalăm că fazele de stopare sînt rar văzute poate fi cauzată de lipsa puterii de rezolvare a instrumentelor curent folosite ca de pildă seismogramele WWNSS.

Cauza terminării brusce a ruperii este fie o creștere importantă a rezistenței rocilor, astfel încît ele să nu poată fi rupte, fie unei neomogenități a stressului. În ambele cazuri, stressurile au fost "amîinate" după cutremur aproape de focarul șocului 3. Aceasta poate fi important pentru evoluția viitoare a seismicității în Vrancea, în special dacă studiile detaliate ale intensității ar confirma concluzia noastră preliminară, că zona de rupere a cutremurului din 1977 s-a mișcat către sud-vest față de zona de rupere a cutremurului din 1940.

În final, studiul nostru confirmă presupunerile prezente asupra cîmpului de stress și sistemului de falii tectonic active din zona Vrancea. Prin urmare, pare posibil să se aplice conceptele tectonicii în plăci la această regiune, dar modele tectonice diferite au putut explica la fel de bine aceste observații. Distribuția spațială a replicilor poate da o informație suplimentară asupra structurilor importante din punct de vedere tectonic.

Mulțumiri

Am obținut copii de seismograme de la următoarele stații (în principal WWNSS): ADE, AFI, ALQ, AQU, ATU, BAC, BKS, BLA, BOG, BUC, CMP, COL, COP, DAG, DBN, DUG, ESK, GDH, GOL, GRF, GRM, GSC, HFS, HKC, HNR, IAS, IST, JER, KEV, KOD, KON, KTG, LEM, LON, LPA, LPB, MAL, MAT, MSO, MUN, NDI, NUR, NWAQ, OGD, PDA, PMG, POO, PRE, PTO, RAB, RAR, SCP, SEO, SHA, SJG, STU, TAB, TRI, TRN, TUC, UPP, VAL, VIE, WIN.

Mulțumim directorilor și personalului de la aceste stații pentru contribuția lor.

Mulțumim domnului Dieter Seidl (de la Observatorul seismologic central Gräfenberg) pentru simulările de bandă largă și WWNSS ale stației GRF care au fost de mare importanță pentru această lucrare, precum și domnilor Günther Bock, Jürgen Fertig și Karl Fuchs pentru discuții și citirea manuscrisului.

BIBLIOGRAFIE

- Chung, W.Y., Kanamori, H., 1976, Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of March 29, 1954. *Phys. Earth Planet. Int.* 13, 85-96.
- Constantinescu, Liviu, Enescu, D., 1963, Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice și implicațiile lor seismotectonice. *Studii și cercetări de geofizică* 1, 51-98.
- Constantinescu, Liviu, Enescu, D. 1964, Fault-plane solutions for some Romanian earthquakes and their seismotectonic implications. *J. Geophys. Res.* 69, 667-674.
- Constantinescu, Liviu, Ruprechtova, L., Enescu, D. 1966, Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their seismotectonic implications. *Geophys. J. R.A.S.* 10, 347-368.
- Constantinescu, Liviu, Cornea, I., Lăzărescu, V., 1973, An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Geophys. et Géogr., Sér. Géophys.* 17, 133-143.

- Fukao, Y., Furumoto, M., 1975, Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.* 10, 355-368.
- Iosif, T., Iosif, S., 1975, Some tectonic aspects of Vrancea region (Romania). *Proc. XIVth Gen. Ass. Europ. Seism. Comm. at Trieste*, 417-426.
- Karnik, V., 1969, Seismicity of the European area, Part 1. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht-Holland, 364 p.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R.A.S.* 30, 109-185.
- Radu, C., 1974, Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du Bassin Méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France. *Thèse Dr. Sci., Université de Strasbourg*, 472 p.
- Ritsema, A.R., 1969, Seismotectonic implications of a review of European earthquake mechanisms. *Geol. Rundschau* 59, 37-55.
- Ritsema, A.R., 1974, The earthquake mechanisms of the Balkan region. *UNDP Project REM/70/172, UNESCO*.
- Stöckl, H., 1977, Accelerograms calculated for stress-relaxation earthquake models. Paper at the IASPEI/IAVCEI General Assembly at Durham, August 9-19.
- Strelitz, R., 1975, The September 5, 1970 Sea of Okhotsk earthquake: a multiple event with evidence of triggering. *Geophys. Res. Lett.* 2, 124-127.
- Wu, F.T., Kanamori, H., 1973, Source mechanism of February 4, 1965, Rat Island earthquake. *J. Geophys. Res.* 78, 6082-6092.
- Wyss, M., Brune, J.N., 1967, The Alaska earthquake of 28 March 1964: a complex multiple rupture. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 1017-1023.

CONTRIBUTII LA STUDIUL MECANISMULUI IN FOCAR AL EVENIMENTULUI SEISMIC DIN 4 MARTIE 1977 *)

C. RADU și I. APOPEI

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. HG-2, București, România.

RADU, C. and APOPEI, I., 1978. CONTRIBUTIONS TO THE FOCAL MECHANISM OF THE EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. The paper presents the fault-plane solution and the tension state of the first shock of the multiple event of March 4, 1977 ($\varphi = 45.8^{\circ}\text{N}$; $\lambda = 26.8^{\circ}\text{E}$; $h = 91 \text{ km}$; $M = 7.2$). The solution which we have obtained is similar to that of the earthquake of November 10, 1940 ($M = 7.4$) and shows an underthrusting mechanism (Fig. 1), which one is in accordance with mechanisms of other intermediate earthquakes in the Vrancea area. The parallelism between the nodal plane and Benioff zone recommends this one as rupture plane. The similitude between the fault-plane solutions of the two large earthquakes occurred in 1940 (October, 22 - $M = 6.5$ and November, 10 - $M = 7.4$) suggests the same mechanism solution for all the 4 shocks (see Müller et al., 1977) of the multiple event of March 4, 1977.

INTRODUCERE

La 4 martie 1977 la 19h21m s-a produs în regiunea Vrancea unul din cele mai catastrofale cutremure din istoria țării noastre. Seisme la fel de puternice au mai fost notate la 10 noiembrie 1940 și 26 octombrie 1802.

Studiul cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea prezintă un interes deosebit deoarece acestea dau tonalitatea seismicității estului și sudului țării noastre. În plus, prin caracte-

*) Lucrarea a apărut pentru prima dată - sub același titlu - în Raport CSEN I., 3, 7-32, iunie 1977, București.

terul lor de izolare și persistență, aceste cutremure oferă condiții unice de studiu în lume.

Studiul complex al cutremurului din 4 martie 1977 este favorizat de faptul că acesta a fost înregistrat de un număr mare de stații seismice echipate cu aparatură de scurtă și lungă perioadă.

În această lucrare vom analiza aspecte ale mecanismului în focar, folosind date ale stațiilor cu instrumente de scurtă perioadă.

METODICA SI MATERIALUL DE OBSERVATIE

Pentru studiul mecanismului în focar al evenimentului seismic din 4 martie 1977 s-a folosit aceeași metodă ca în lucrările noastre anterioare (Radu, 1974), adică metoda Byerly cu dezvoltările făcute de Honda (1957) și Ritsema (1957), metodă care se bazează pe semnele primei deplasări în unda P la diferite stații seismice (comprimare C sau dilatare D).

Semnele deplasărilor în unda P au fost obținute din difuziunile hipocentrale ale CSEM (Strasbourg - Peterschmitt, 1977), NEIS (Colorado) și IFZ (Moscova), buletinele seismice ale diferitelor stații și seismogramele stațiilor românești.

Datele de observație și calculele necesare rezolvării problemei în studiu sînt prezentate în Tabela I, care centralizează informații pentru 157 stații seismice.

TABELA I

Date referitoare la studiul mecanismului în focar al cutremurului
de la 4 martie 1977, $H = 19h21m56s$; $\varphi = 45,81^{\circ}N$; $\lambda = 26,79^{\circ}E$;
 $h = 95 \text{ km}$; $M = 7,2$.

Nr.	COD	Δ°	α°	i_h°	C_D sau
1.	VRI	0,07	325	- 4,9	C
2.	FOC	0,30	109	20,1	C
3.	BAC	0,76	6	30,1	C
4.	MLR	0,90	248	36,3	D
5.	BIC	1,25	342	54,1	C
6.	CMP	1,35	247	60,2	D
7.	ARG	1,55	252	71,7	D
8.	IAS	1,48	21	69,3	C
9.	BUC	1,48	200	69,3	D
10.	KIS	1,88	49	77,1	C
11.	LOT	2,15	258	80,6	D
12.	DEV	2,72	273	85,2	D
13.	PVL	2,90	204	86,5	C
14.	SSR	3,69	258	+89,9	C
15.	TIM	3,90	271	89,0	D
16.	DIM	3,90	194	89,0	D
17.	SOF	3,99	220	88,6	D
18.	DMK	4,05	170	88,4	C
19.	VTG	4,15	221	88,2	D
20.	UZH	4,17	314	88,0	D
21.	KDZ	4,32	195	87,8	D
22.	LVV	4,42	336	85,7	D
23.	SIM	5,23	97	85,5	C
24.	SKO	5,45	227	84,9	D
25.	VAY	5,45	216	84,9	C
26.	SPC	5,56	309	84,5	D
27.	BUD	5,58	290	84,5	D
28.	EZN	6,05	183	83,5	C
29.	SAR	6,2	256	83,2	C

Nr.	COD	Δ°	α°	i°_h	C _s D
30.	KRA	6,26	315	83,2	D
31.	OHR	6,42	225	82,8	D
32.	WAR	7,47	332	80,7	D
33.	KAS	6,73	129	82,2	D
34.	ZST	7,03	293	81,6	D
35.	SOP	7,28	289	81,0	D
36.	ZAG	7,55	274	80,5	D
37.	VKA	7,57	293	80,5	C
38.	ATH	8,16	197	79,4	C
39.	KVT	8,22	122	79,3	C
40.	LJU	8,55	276	78,7	C
41.	BCK	8,83	160	78,2	D
42.	KMR	8,95	289	77,9	D
43.	TRI	9,11	274	77,7	C
44.	PRU	9,23	301	77,6	D
45.	SOC	9,47	99	77,0	C
46.	BHG	9,74	286	76,6	D
47.	WET	9,99	295	76,1	D
48.	CLL	10,66	306	74,9	D
49.	FUR	10,86	288	74,5	D
50.	BOL	11,00	269	74,4	C
51.	OBH	11,20	30	74,0	D
52.	MOX	11,22	301	74,0	D
53.	GRF	11,18	296	74,0	D
54.	MES	11,29	232	73,8	D
55.	MOS	12,06	31	72,5	D
56.	STU	12,26	290	72,2	C
57.	PAV	12,38	273	72,0	D
58.	BUB	12,62	285	71,6	D
59.	ZUL	12,76	284	71,3	D
60.	BKR	12,75	103	71,4	C
61.	BUH	12,94	289	71,0	D
62.	COP	13,40	323	70,3	D
63.	LEN	13,40	106	70,3	D

Nr.	COD	Δ°	α°	1°_{h}	C _{sau} D
64.	DIX	13,50	278	70,0	C
65.	MON	13,92	268	69,4	D
66.	HOK	13,92	299	69,3	D
67.	BNS	14,00	299	69,2	D
68.	ERE	14,12	107	69,0	D
69.	STB	14,13	297	69,0	C
70.	PUL	14,15	7	68,9	D
71.	KLL	14,47	297	68,3	C
72.	WTS	14,50	302	68,3	D
73.	EE	14,72	298	68,0	C
74.	WIT	14,85	305	67,7	D
75.	UPP	15,10	342	67,2	D
76.	DOU	15,46	294	66,6	D
77.	GRS	15,68	107	66,0	C
78.	UCC	15,72	297	66,0	D
79.	HLW	16,32	166	65,0	C
80.	GRC	16,37	284	64,8	C
81.	TAP	16,44	111	64,5	C
82.	BAK	17,70	100	60,5	C
83.	SRI	19,18	110	51,3	C
84.	KER	19,28	119	50,9	C
85.	DUR	20,10	307	48,3	D
86.	EGL	21,03	309	46,7	C
87.	EBL	21,17	309	46,5	C
88.	IR7	21,21	113	46,5	C
89.	EDU	21,38	311	46,2	C
90.	EAU	21,42	309	46,2	C
91.	EBH	21,56	310	46,1	C
92.	ELO	21,73	310	45,9	C
93.	EAB	21,99	309	45,4	C
94.	KAT	22,63	96	45,0	D
95.	TOL	23,29	266	44,3	C
96.	SVE	23,60	50	44,1	D
97.	ALM	23,61	258	44,1	D

Nr.	COD	Δ°	α°	i_h°	C _{sau} D
98.	MAL	25,02	260	43,0	D
99.	PTO	25,97	272	42,3	D
100.	SFS	26,33	261	42,1	D
101.	SAM	29,91	87	40,1	D
102.	TAS	30,85	83	39,6	C
103.	DSH	31,65	88	39,2	C
104.	KUL	32,63	89	38,9	C
105.	FRU	33,94	78	38,4	D
106.	KTG	34,08	333	38,1	D
107.	TLG	35,66	75	37,8	D
108.	DAG	36,02	344	37,7	D
109.	NVS	36,26	55	42,1	D
110.	KHE	36,57	8	37,5	D
111.	NIL	37,25	92	37,3	D
112.	ELT	38,30	57	37,0	D
113.	PDA	39,33	277	36,7	C
114.	ADH	39,93	280	36,5	C
115.	HOR	41,01	280	36,3	C
116.	BNG	41,90	192	36,0	D
117.	GDH	44,80	330	35,2	D
118.	NAI	47,71	166	34,4	C
119.	KIC	47,84	225	34,3	C
120.	ZAK	49,20	55	33,8	D
121.	BOD	51,6	44	32,9	D
122.	STJ	52,27	303	32,7	D
123.	FRB	52,33	326	32,7	D
124.	SEY	63,33	25	28,5	C
125.	SO-	64,3	123	28,1	C
126.	ILT	65,00	10	27,8	D
127.	MAG	65,43	28	27,7	D
128.	BUL	65,65	178	27,6	C
129.	FRR	66,93	159	27,2	C
130.	WIN	68,61	190	26,6	C
131.	PRE	71,23	179	25,7	C

Nr.	COD	Δ°	α°	i°_h	C_{sau}^D
132.	PRY	72,39	179	25,3	C
133.	MED	74,87	101	24,4	C
134.	ANP	75,51	69	24,2	C
135.	EDM	75,63	337	24,2	D
136.	FSJ	77,15	343	23,7	D
137.	ADK	80,61	14	22,5	C
138.	BAG	81,01	76	22,4	C
139.	MSO	81,50	334	22,2	D
140.	VIC	82,52	341	21,9	D
141.	CUM	83,26	278	21,7	C
142.	LON	83,78	339	21,5	D
143.	CAR	85,13	280	21,1	C
144.	TOV	87,61	281	20,5	D
145.	LEM	88,49	101	20,3	C
146.	ALQ	89,21	323	20,2	D
147.	WDC	89,72	337	20,1	D
148.	MNV	90,42	333	19,9	D
149.	DAV	91,05	79	19,8	C
150.	BKS	92,16	336	19,6	D
151.	TUC	93,27	325	19,5	D
152.	PAS	94,34	331	19,3	D
153.	MKS	95,64	91	19,2	D
154.	ARE	107,28	264	9,1	C
155.	NNA	107,93	271	9,0	C
156.	KRL	12,85	291	71,2	D
157.	EDI	21,89	309	46,4	C

ANALIZA REZULTATELOR

Caracteristicile mecanismului în focar sînt prezentate în diagramele mecanism din Fig. 1 - 6 și în Tabela II.

Tabela II cuprinde informații privind parametrii focarului ($H, \varphi, \lambda, h, M$), geometria, cinematica și dinamica falierii, tipul

TABELA II
Soluția planului de falie și starea de tensiuni pentru cutremurele
vrâncene din 22 octombrie 1940, 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977.

Nr.	Cutremurul					Planul a						Planul b						Sensul mișcării	Planul de acțiune			Vectorul nul		Sistem tensiuni				Tipul cutremurului	Număr obser-vații		Distanța epicentrală	Autorul și anul	Observații	Fig.	
	Data și ora	$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	h Km	M	Direcția	Direcția înclinării	Inclinarea	Vectorul de mișcare			Direcția	Direcția înclinării	Inclinarea	Direcția	Direcția înclinării	Inclinarea		Direcția	Inclinarea	Direcția	Inclinarea	Direcția	Inclinarea	Direcția	Inclinarea	Direcția		Inclinarea	Folosite					Discordante
									Direcția	Inclinarea	Unghiul de alunecare																								
1.	1940 Oct. 22 06:37:00	45,8	26,4	122	6,5	N35E	N55V	56	N68V	55	82	N22E	S68E	35	S55E	34	79	a	b	N59V	S31V	83	N31E	7	N60V	12	S26E	80	Vp	58	2	1,43-105,0	IR, 1962		
2.	1940 Nov. 10 01:39:06	45,8	26,7	133	7,4	N35E	N55V	56	N61V	56	86	N29E	S61E	34	S55E	34	85	a	b	N57V	S33V	87	N33E	3	N58V	10	S38E	80	Vp	56	2	1,43-165,4	IR, '1962		
3.	1977 Mar. 4 19:21:56	45,8	26,8	95	5,0	N39E	N51V	66	N69V	66	82	N21E	S69E	24	S51E	24	74	a	b	N53V	S37V	82	N37E	8	N57V	23	S34E	67	Vp	86	20	0,07-20,1		Socul A	1
					5,0	N38E	N52V	50	N72V	48	78	N18E	S72E	42	S52E	40	76	a	b	N60V	S30V	80	N30E	10	N61V	4	S12V	80	Vp	49	10	0,07-10,9		Socul A	2
					$\frac{6,5}{7,2}$	N72E	N18V	80	N70E	16	16	N20V	S70V	74	S18E	10	8	a	b	N6E	S84E	18	N84V	72	N26E	6	S64E	18	Hp	30	2	65,0-107,9		Socul B,C (Varianta I)	4
					$\frac{6,5}{7,2}$	N26E	S64V	22	S32E	18	30	N58E	N32V	72	N64V	68	80	b	a	N36E	S54V	80	N54E	10	N41V	28	S16E	63	Vp	30	3	65,0-107,9		Socul B,C (Varianta II)	5

Notă:
IR, 1962 - Iosif,T., Radu,C., 1962.

TABELA II

Soluția planșii de laie și starea de
vințene din 22 octombrie 1940, în notă

Nr.	Data	Către					Către		M
		de la	de la	de la	de la	de la	de la	de la	
1.	1940 Oct. 22 08:37:00	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8
2.	1940 Nov. 10 08:39:00	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8
3.	1977 Mar. 4 19:31:50	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8
4.	1977 Mar. 4 19:31:50	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8	42,8

Notă:

IR, 1962 - 1963

de falie, numărul observațiilor / discordanțelor și intervalul distanțelor epicentrale - pentru cutremurul din 4 martie 1977, precum și pentru cele două cutremure puternice din 1940 (22 octombrie - $M = 6,5$ și 10 noiembrie - $M = 7,4$).

Studiul mecanismului în focar al cutremurului din 4 martie 1977, considerat ca un singur șoc, ne-a condus la o distribuție "anormală" a comprimărilor și dilatărilor și deci la imposibilitatea de a obține o soluție a planului de falie. Din această cauză am luat în considerare numai stațiile cu $\Delta \leq 20^\circ$. Soluția planului de falie obținută în acest caz este prezentată în diagrama - mecanism din Fig. 1 și Tabela II.

Așa cum se poate ușor observa, această soluție este foarte apropiată de soluția - mecanism a cutremurului din 10 noiembrie 1940 ($H = 01h39m06s$, $\varphi = 45^\circ,8N$; $\lambda = 26^\circ,7E$; $h = 135$ km; $M = 7,4$) (Vezi Tabela II). Soluția din Fig. 1 a fost comunicată de noi în Raportul înaintat Consiliului Național pentru Știință și Tehnologie, la finele lunii mai 1977, ca soluție-mecanism pentru seismul din 4 martie 1977.

Apariția studiului lui Peterschmitt (1977, 20 iulie) atrage atenția asupra multiplicității cutremurului românesc din 4 martie 1977, care conform cercetărilor lui Müller (1977, 9 - 10 mai) trebuie să fie descompus în cel puțin trei șocuri succesive A, B, C, separate prin intervalele de timp $t(B - A) = 4$ s, $t(C - B) = 9$ s. Exemple de seismograme ale multișocului sînt date în Anexele 1 - 3.

Admițînd magnitudinea $M = 7,2$ pentru șocul C, Peterschmitt (1977, 20 iulie) indică pentru șocurile A și B magnitudinea 5 și respectiv 6,5.

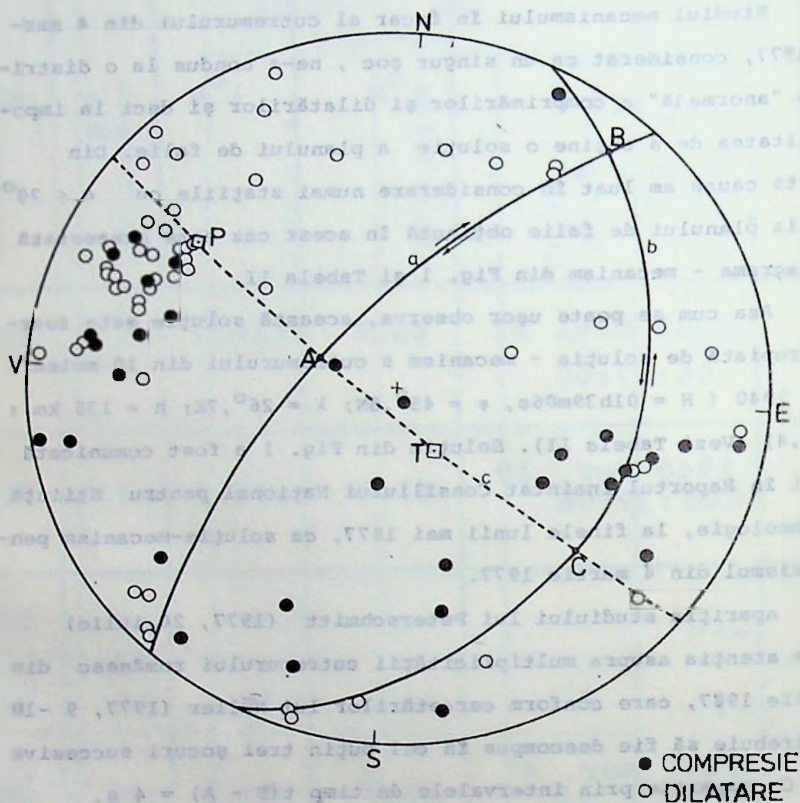


Fig. 1 - Diagrama mecanism pentru șocul A al cutremurului din 4 martie 1977 (stații cu $\Delta \leq 20^\circ$).

Distribuția "anormală" a comprimărilor și dilatărilor semnalată mai sus - poate fi deci atribuită suprapunerii informațiilor de la mai multe șocuri (deci cel puțin 3).

În scopul reducerii numărului de discordanțe în soluția - mecanism din Fig. 1, am încercat o nouă soluție - mecanism, considerând numai stațiile cu $\Delta < 11^{\circ}$. Diagrama mecanism astfel obținută este prezentată în Fig. 2.

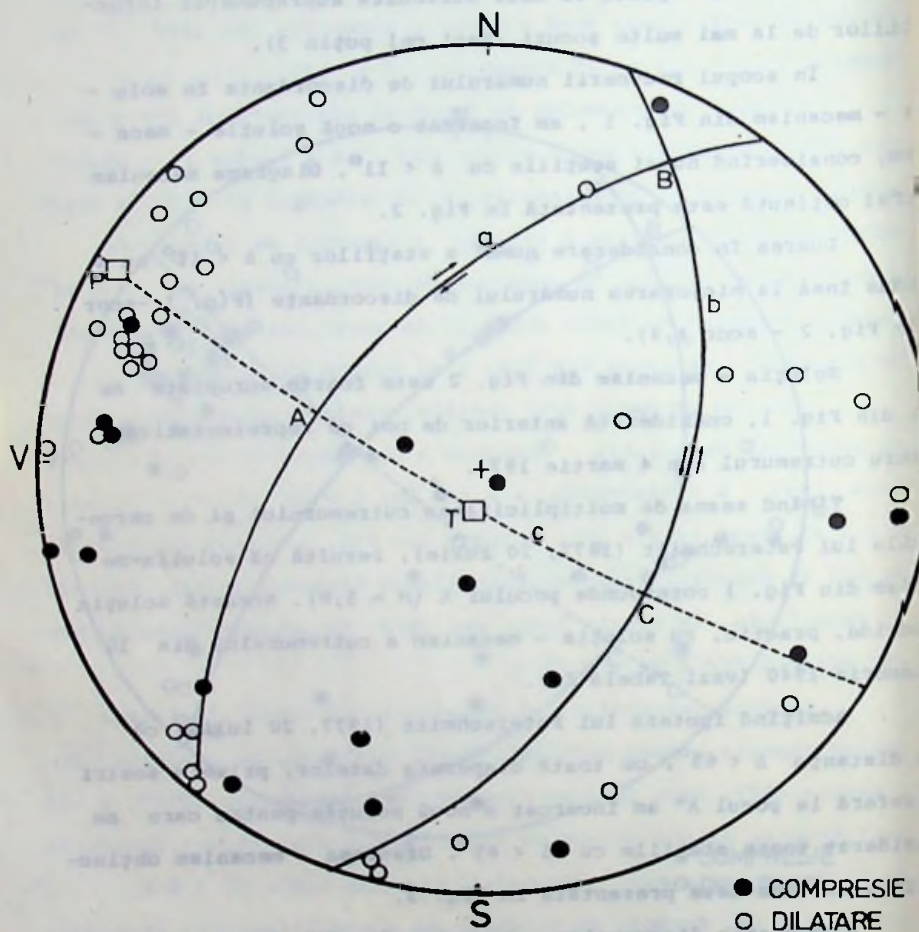
Luarea în considerare numai a stațiilor cu $\Delta < 11^{\circ}$ nu a condus însă la micșorarea numărului de discordanțe (Fig. 1 - scor 4,3; Fig. 2 - scor 4,9).

Soluția - mecanism din Fig. 2 este foarte apropiată de cea din Fig. 1, considerată anterior de noi ca reprezentativă pentru cutremurul din 4 martie 1977.

Ținând seama de multiplicitatea cutremurului și de cercetările lui Peterschmitt (1977, 20 iulie), rezultă că soluția-mecanism din Fig. 1 corespunde șocului A ($M = 5,0$). Această soluție coincide, practic, cu soluția - mecanism a cutremurului din 10 noiembrie 1940 (vezi Tabela II).

Admițând ipoteza lui Peterschmitt (1977, 20 iulie) că "la distanțe $\Delta < 65^{\circ}$, cu toată dispersia datelor, primele sosiri se referă la șocul A" am încercat o nouă soluție pentru care am considerat toate stațiile cu $\Delta < 65^{\circ}$. Diagrama - mecanism obținută în acest caz este prezentată în Fig. 3.

Compararea diagramelor - mecanism din Fig. 1 și 3 arată că includerea stațiilor situate în intervalul $20^{\circ} < \Delta < 65^{\circ}$, conduce la creșterea considerabilă a numărului de discordanțe (în raport cu soluția - mecanism din Fig. 1) și deci la scăderea încrederii în soluția obținută.



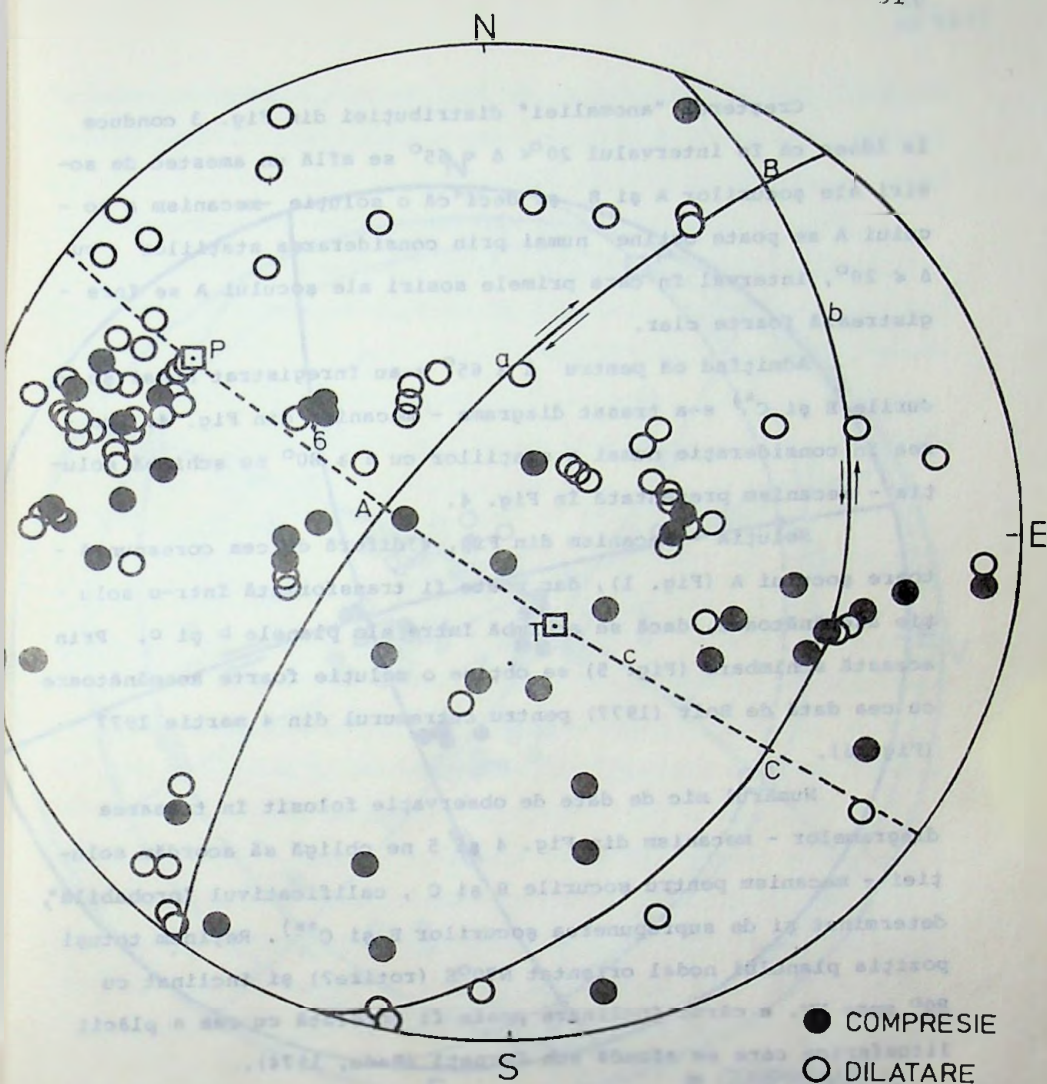


Fig. 3 - Diagrama mecanism pentru socul A al cutremurului din 4 martie 1977 (stații cu $\Delta < 65^\circ$).

Creșterea "anomaliei" distribuției din Fig. 3 conduce la ideea că în intervalul $20^{\circ} < \Delta < 65^{\circ}$ se află un amestec de sosiri ale șocurilor A și B și deci că o soluție -mecanism a șocului A se poate obține numai prin considerarea stațiilor cu $\Delta \leq 20^{\circ}$, interval în care primele sosiri ale șocului A se înregistrează foarte clar.

Admițând că pentru $\Delta \geq 65^{\circ}$ s-au înregistrat numai șocurile B și C^{*)} s-a trasat diagrama - mecanism din Fig. 4. Lua în considerație numai a stațiilor cu $\Delta \geq 80^{\circ}$ nu schimbă soluția - mecanism prezentată în Fig. 4.

Soluția - mecanism din Fig. 4 diferă de cea corespunzătoare șocului A (Fig. 1), dar poate fi transformată într-o soluție asemănătoare, dacă se schimbă între ele planele b și c. Prin această schimbare (Fig. 5) se obține o soluție foarte asemănătoare cu cea dată de Bolt (1977) pentru cutremurul din 4 martie 1977 (Fig. 6).

Numărul mic de date de observație folosit în trasarea diagramelor - mecanism din Fig. 4 și 5 ne obligă să acordăm soluției - mecanism pentru șocurile B și C, calificativul "probabilă", determinat și de suprapunerea șocurilor B și C^{**)} . Reținem totuși poziția planului nodal orientat N70°E (rotire?) și înclinat cu 80° spre NW, a cărui înclinare poate fi corelată cu cea a plăcii litosferice care se afundă sub Carpați (Radu, 1974).

Din cele prezentate mai sus rezultă că numai soluția mecanism a șocului A (Fig. 1) este bine definită. Planul de falie a

*) Peterschmitt (1977, 20 iulie) consideră că între 65° și 80° există un amestec de sosiri ale șocurilor A și B, iar pentru $\Delta > 80^{\circ}$ s-a înregistrat numai șocul B.

**) Vom reține soluția din varianta II (Fig. 5), deoarece aceasta păstrează tipul Vp al cutremurului și asemănarea cu soluția propusă de Bolt (Fig. 6).

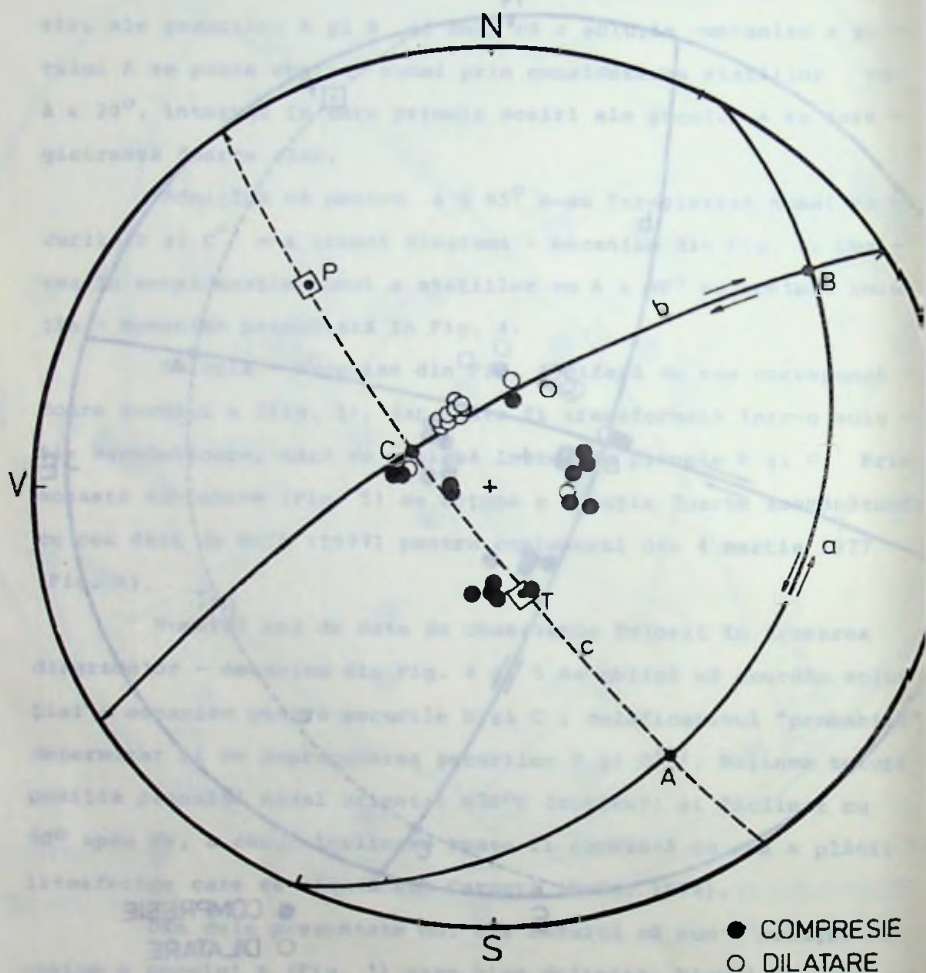


Fig. 5 - Diagrama mecanism pentru gocurile B și C ale cutre murului din 4 martie 1977 (stații cu $65^{\circ} \leq \Delta < 108^{\circ}$, varianța II).

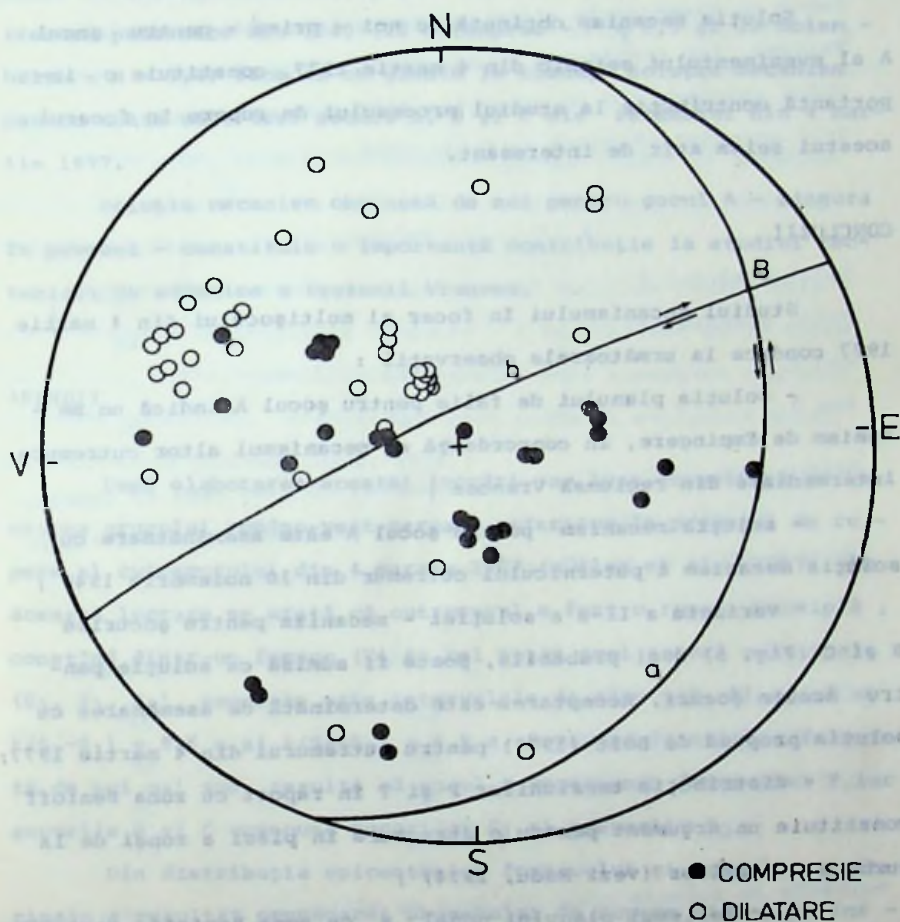


Fig. 6 - Diagrama mecanism pentru cutremurul din 4 martie 1977 (soluție propusă de Bolt, 1977).

orientat $N39^{\circ}E$ și înclinat cu 66° spre NV este paralel cu placa litosferică care se afundă sub Carpați (vezi Radu, 1974), fapt care-l recomandă ca plan de falie.

Soluția mecanism obținută de noi - prima - pentru șocul A al evenimentului seismic din 4 martie 1977, constituie o importantă contribuție la studiul procesului de rupere în focarul acestui seism atât de interesant.

CONCLUZII

Studiul mecanismului în focar al multișocului din 4 martie 1977 conduce la următoarele observații :

- soluția planului de falie pentru șocul A indică un mecanism de împingere, în concordanță cu mecanismul altor cutremure intermediare din regiunea Vrancea ;
- soluția mecanism pentru șocul A este asemănătoare cu soluția mecanism a puternicului cutremur din 10 noiembrie 1940 ;
- varianta a II-a a soluției - mecanism pentru șocurile B și C (Fig. 5) deși probabilă, poate fi admisă ca soluție pentru aceste șocuri. Acceptarea este determinată de asemănarea cu soluția propusă de Bolt (1977) pentru cutremurul din 4 martie 1977;
- distribuția tensiunilor P și T în raport cu zona Benioff constituie un argument pentru o structură în plăci a zonei de la curbura Carpaților (vezi Radu, 1974) ;
- paralelismul planului nodal a cu zona Benioff, recomandă acest plan ca plan de rupere ;
- orientarea planului de rupere în cazul șocului A și eventuala rotire a acestuia în cazul șocurilor mai puternice B și C, asociate cu atenuarea mai slabă a energiei seismice spre SV, con-

stituie elemente care explică distribuția intensităților seismice, diferită de cea observată la seismul din 10 noiembrie 1940;

- similitudinea soluțiilor mecanism pentru cele două cutremure puternice din 1940 (22 octombrie - $M = 6,5$ și 10 noiembrie - $M = 7,4$) face să ne gândim la aceeași soluție mecanism pentru toate cele trei șocuri A, B și C ale seismului din 4 martie 1977.

Soluția mecanism obținută de noi pentru șocul A - singura în prezent - constituie o importantă contribuție la studiul tectonicii de adâncime a regiunii Vrancea.

APENDIX

După elaborarea acestei lucrări, am luat cunoștință cu lucrarea grupului româno-vest-german, referitor la procesul de rupere al cutremurului din 4 martie 1977 (Müller et al., 1977). În această lucrare se arată că cutremurul a fost o rupere multiplă, constând dintr-un forșoc (F) și cel puțin trei șocuri principale (S_1 , S_2 , S_3), separate prin intervalele de timp $t(S_1-F) = 4,7$ s, $t(S_2-S_1) = 8,6$ s și $t(S_3-S_2) = 6,9$ s. Revenind la notația folosită de noi mai sus, rezultă că șocul A corespunde forșocului F, iar șocurile B și C corepund șocurilor S_1 și respectiv S_3 .

Din distribuția epicentrelor forșocului și șocurilor principale a rezultat propagarea procesului de rupere din zona forșocului F și a șocului S_1 , către SV, unde s-a produs cel mai puternic șoc (șocul S_3), după 19 secunde și la 62 km distanță orizontală de forșoc.

Diagramele mecanism pentru cele trei șocuri (S_1 , S_2 , S_3)

arată că polaritățile șocului S_2 corespund cu cele ale șocului S_1 , pe când ale șocului S_3 sînt inverse.

Soluția planului de falie pentru șocul S_1 este în concordanță cu mecanismele altor cutremure intermediare din regiunea Vrancea, iar asemănarea cu soluția planului de falie a puternicului cutremur din 10 noiembrie 1940 este remarcabilă. Parametrii soluției planului de falie sînt :

	Azimut	Inclinare
Polul planului I	130°	20°
Polul planului II	287	68
Axa P	303	23
Axa T	144	65

Primul plan de falie a fost considerat ca plan real de rupere.

Soluția mecanism, obținută de noi pentru șocul A = forșocul F (Fig. 2) și caracterizată prin parametrii :

	Azimut	Inclinare
Polul planului I	129°	24°
Polul planului II	291	66
Axa P	303	23
Axa T	146	67

coincide cu soluția mecanism dată de Müller et al., (1977) pentru șocul S_1 = șocul B.

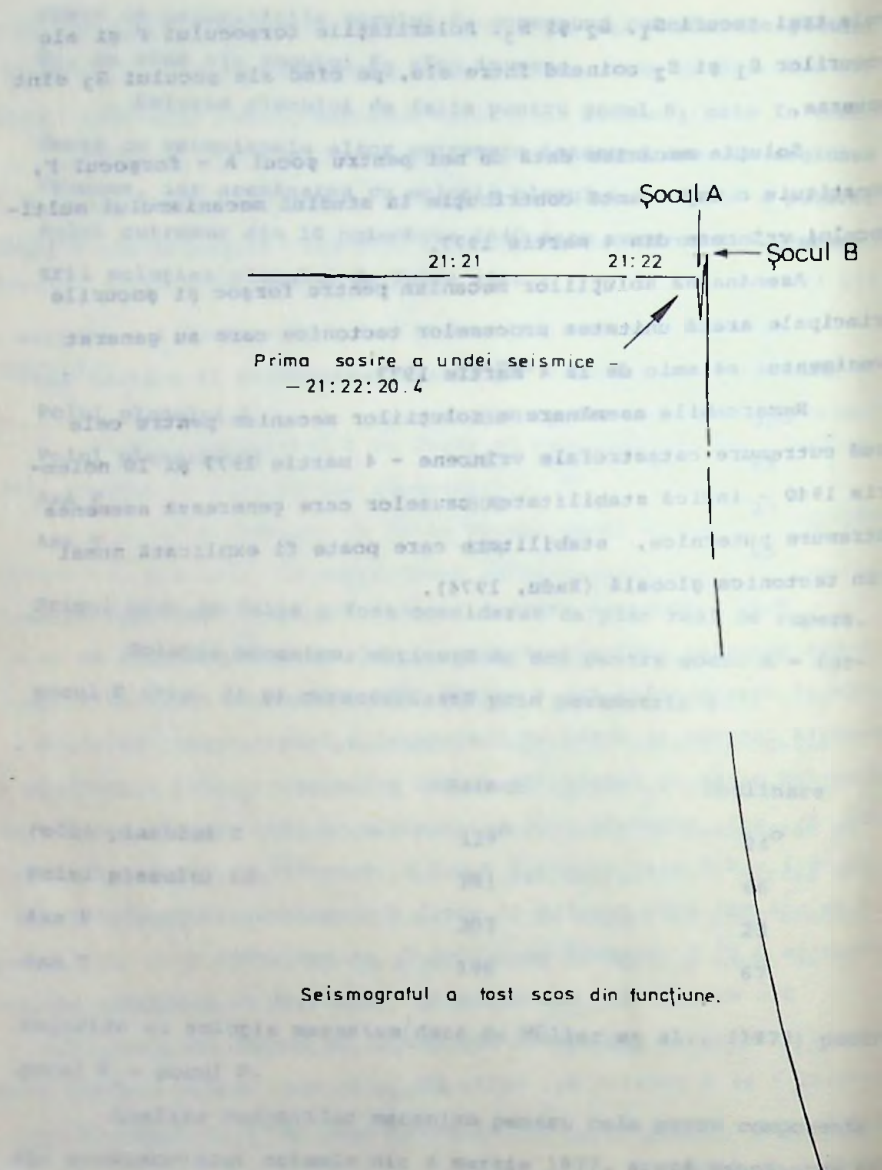
Analiza soluțiilor mecanism pentru cele patru componente ale evenimentului seismic din 4 martie 1977, arată asemănarea soluțiilor pentru forșocul A (Radu și Apopei - această lucrare) și

cele trei șocuri S_1 , S_2 și S_3 . Polaritățile forșocului F și ale șocurilor S_1 și S_2 coincid între ele, pe cînd ale șocului S_3 sînt inverse.

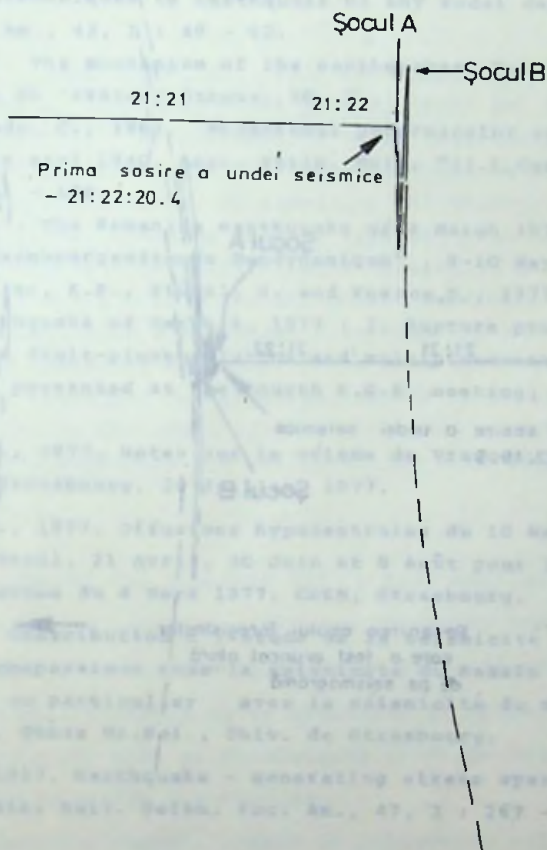
Soluția mecanism dată de noi pentru șocul A = forșocul F, constituie o importantă contribuție la studiul mecanismului multi-șocului vrîncean din 4 martie 1977.

Asemănarea soluțiilor mecanism pentru forșoc și șocurile principale arată unitatea proceselor tectonice care au generat evenimentul seismic de la 4 martie 1977.

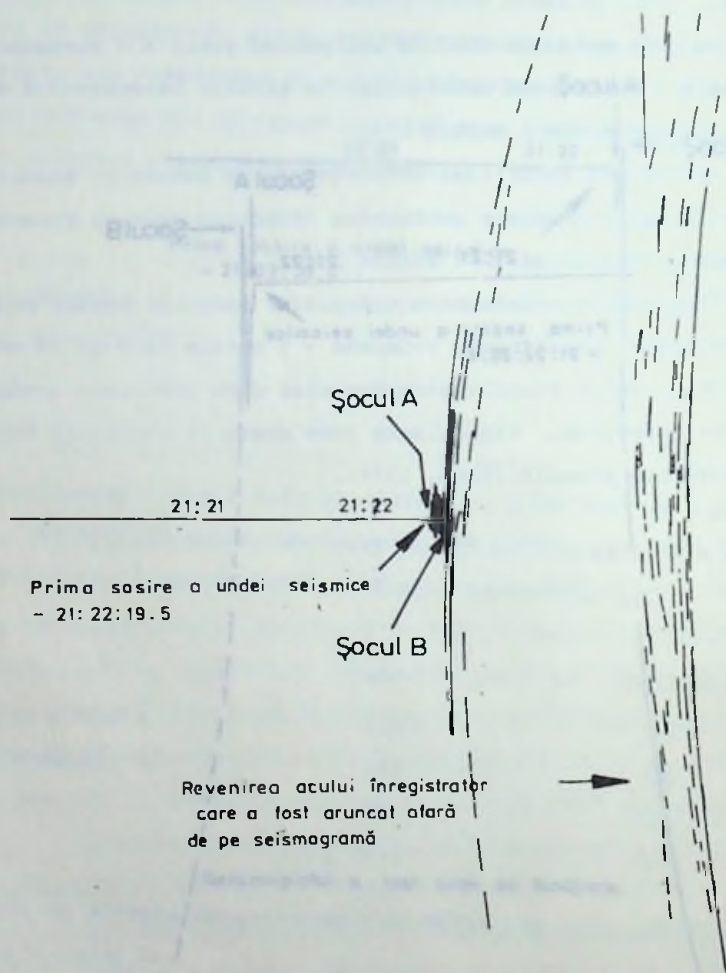
Remarcabila asemănare a soluțiilor mecanism pentru cele două cutremure catastrofale vrîncene - 4 martie 1977 și 10 noiembrie 1940 - indică stabilitatea cauzelor care generează asemenea cutremure puternice, stabilitate care poate fi explicată numai prin tectonica globală (Radu, 1974).



Anexa 1 - Seismograma cutremurului din 4 martie 1977, înregistrat la staţia Bucureşti (comp. N - S).



Anexa 2 - Seismograma cutremurului din 4 martie 1977, înregistrată la stația București (comp. E - V).



Anexa 3 - Seismograma cutremurului din 4 martie 1977, înregistrată la stația Cîmpulung (comp. E - V).

BIBLIOGRAFIE

- Bolt, B.A., 1977. The Romanian earthquake of 4 March 1977 - Preliminary notes, Berkeley.
- Hodgson, J.H. and Storey, R.S., 1953. Tables extending Byerly's fault plane techniques to earthquake of any focal depth. Bull. Seism. Soc. Am., 43, 1 : 49 - 62.
- Honda, H., 1950. The mechanism of the earthquakes. Publication of the Dominion Observatory Ottawa, 20, 2.
- Iosif, T. și Radu, C., 1962. Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul 1940. Anal. Stiin. Univ. "Al.I.Cuza", Iași II b, 8 : 181 - 188.
- Müller, G., 1977. The Romanian earthquake of 4 March 1977. Symp. "Journées Luxembourgeoises de Géodynamique", 9-10 May 1977.
- Müller, G., Bonjer, K.P., Stöckl, H. and Enescu, D., 1977. The Romanian earthquake of March 4, 1977 : I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. Paper presented at the fourth E.G.S. meeting, 1977.
- Peterschmitt, E., 1977. Notes sur la séisme de Vrancea, 4 Mars 1977. CSEM, Strasbourg, 20 Juillet, 1977.
- Peterschmitt, E., 1977. Difusions hypocentrales du 10 Mars, 31 Mars, 13 Avril, 21 Avril, 30 Juin et 8 Août pour le séisme de Vrancea du 4 Mars 1977. CSEM, Strasbourg.
- Radu, C., 1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du Bassin Méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France. Thèse Dr.Sci., Univ. de Strasbourg.
- Reitsem, A.R., 1957. Earthquake - generating stress systems in Southeast Asia. Bull. Seism. Soc. Am., 47, 3 : 267 - 276.

CUTREMURUL VRANCEAN DIN 4 MARTIE 1977 - EVENIMENT SEISMIC MULTIPLU SI IMPLICATIILE LUI SEISMOTECTONICE

T. IOSIF si S. IOSIF

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismo-
logie, C.P. MG-2, București, România.

IOSIF, T. AND IOSIF, S., 1978. THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977 A MULTIPLE SEISMIC EVENT AND ITS SEISMOTECTONIC IMPLICATIONS. A study concerning the multiplicity character of Vrancea earthquake of March 4, 1977 is presented. By examining the records performed in the Romanian seismic network, four separate shocks within a 9s interval were recognized from which three ($M = 6.0 - 6.9$) are the major components of the earthquake. Some explanation regarding the macro-seismic intensity are made. There were analysed the shaking duration, the influence of the Carpathian Mountains on the shape of the isoseismal curves and the focal mechanism for the first two main shocks.

INTRODUCERE

Cutremurul din 4 martie 1977 a fost unul din cele mai puternice evenimente seismice care s-au produs în România. Prin modul său cu totul particular de generare și manifestare oferă o multitudine de informații care, analizate în detaliu și global, vor duce la cunoașterea și înțelegerea unora din trăsăturile esențiale ale cutremurelor din Vrancea.

Principalele aspecte legate de producerea cutremurelor - seismologice, geofizice, tectonice, geologice, ingineresti, sociale și economice - s-au studiat și se studiază în domeniile lor separate sau în conexiune.

Explicarea efectelor macroseismice ale cutremurului, prin stabilirea direcției preferențiale de iradiere a energiei, cauzată de mecanismul în focar și de rezonanța straturilor superficiale precum și distribuția spațio-temporală a replicilor, constituie unele din problemele cele mai importante în cercetările care se întreprind în legătură cu acest eveniment.

Deseori cutremurele sînt precedate și urmate de șocuri care se produc la intervale de timp de la cîteva ore, la zile, săptămîni sau luni. Replicile și preșocurile sînt de obicei cu cel puțin 1-2 unități de magnitudine mai slabe decît cutremurul principal, astfel încît ele pot fi identificate ca evenimente seismice separate.

Cutremurul din 4 martie 1977, pe lîngă particularitățile prin care s-au manifestat toate seismele puternice din regiunea Vrancea, s-a caracterizat și prin aceea că a fost un *eveniment seismic multiplu*.

Această lucrare prezintă rezultatele studiilor noastre preliminare (Iosif și Iosif, 1977, 1978) privind caracterul de șoc multiplu - folosind înregistrările stațiilor seismice românești - precum și unele corelări între mecanismul în focar și efectele macroseismice.

ANALIZA DATELOR DE OBSERVAȚIE

Durata de parcurs a fazei P pentru cutremurele adînci din Vrancea ($80 < h < 170$ Km) este, în regiunea epicentrală, de 15-25s și crește cu distanța epicentrală. Diferența S - P dintre duratele de parcurs ale undelor transversale și longitudinale, la stațiile amplasate la distanțe mai mici de 200 Km, este de 10-22s.

Dacă în intervalul de timp al producerii cutremurului

principal sînt generate în zona hipocentrală și alte șocuri, fazele P și S se prezintă ca o suprapunere de unde ale tuturor acestor evenimente, furnizînd înregistrări care lasă impresia unui singur cutremur.

Analiza seismogramelor (Fig. 1) la stațiile dotate cu penduli mecanici de tip Mainka-Demetrescu: Bacău, București, Cîmpulung, Iași și Timișoara, permite identificarea în faza P a 8 impulsuri, într-un interval de 37 s, dintre care 4 definesc evenimentul seismic multiplu.

Fig. 1 reprezintă copii ale seismogramelor analizate. Șocurile identificate sînt notate convențional cu E_i ($i = 1, 2, \dots$).

În Tabela I sînt prezentate diferențele de timp dintre fazele P ale șocurilor E_i ($i = 1, 2, 5$) și primul șoc E_1 , la stațiile seismice românești.

TABELA I

Stația	Comp.	$\Delta t_i = P_i - P_1$						
		Δt_2	Δt_3	Δt_4	Δt_5	Δt_6	Δt_7	
București	N		3,5					
	E	2,7	3,5					
Iași	N	2,0	(3,7)					
	E		3,5					
Cîmpulung	N		4,0		9,0			
	E		5,0		9,0			
Bacău	N	1,2	4,0; 5,0		(9,0)			
	E		5,0		9,0			
Timișoara	E		3,8; 5,8	7,0	9,0	28	31	

Faza P₁ a șocului E_1 este lizibilă la toate stațiile seismice românești. Șocul E_3 a putut fi identificat cu claritate pe înregistrările pendulilor mecanici de la stațiile Cîmpulung, Bacău, Iași și București. La ultimele două stații, primul impuls al

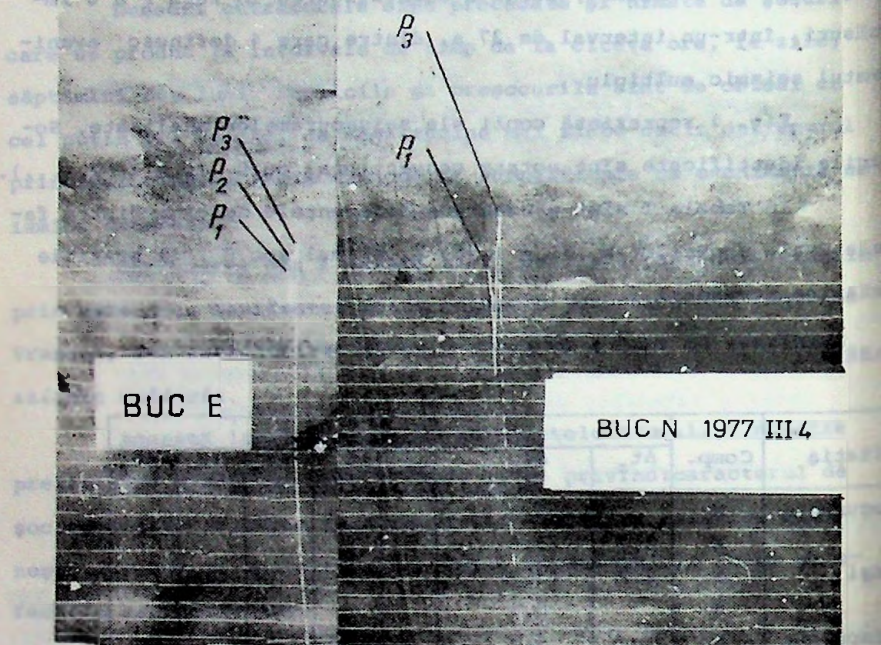


Fig. 1. Seismograme ale pendulilor tip Mainka-Demetrescu la stațiile București, Cîmpulung, Bacău, Iași și Timișoara care ilustrează sosirile șocurilor evenimentului multiplu din 4 martie 1977.

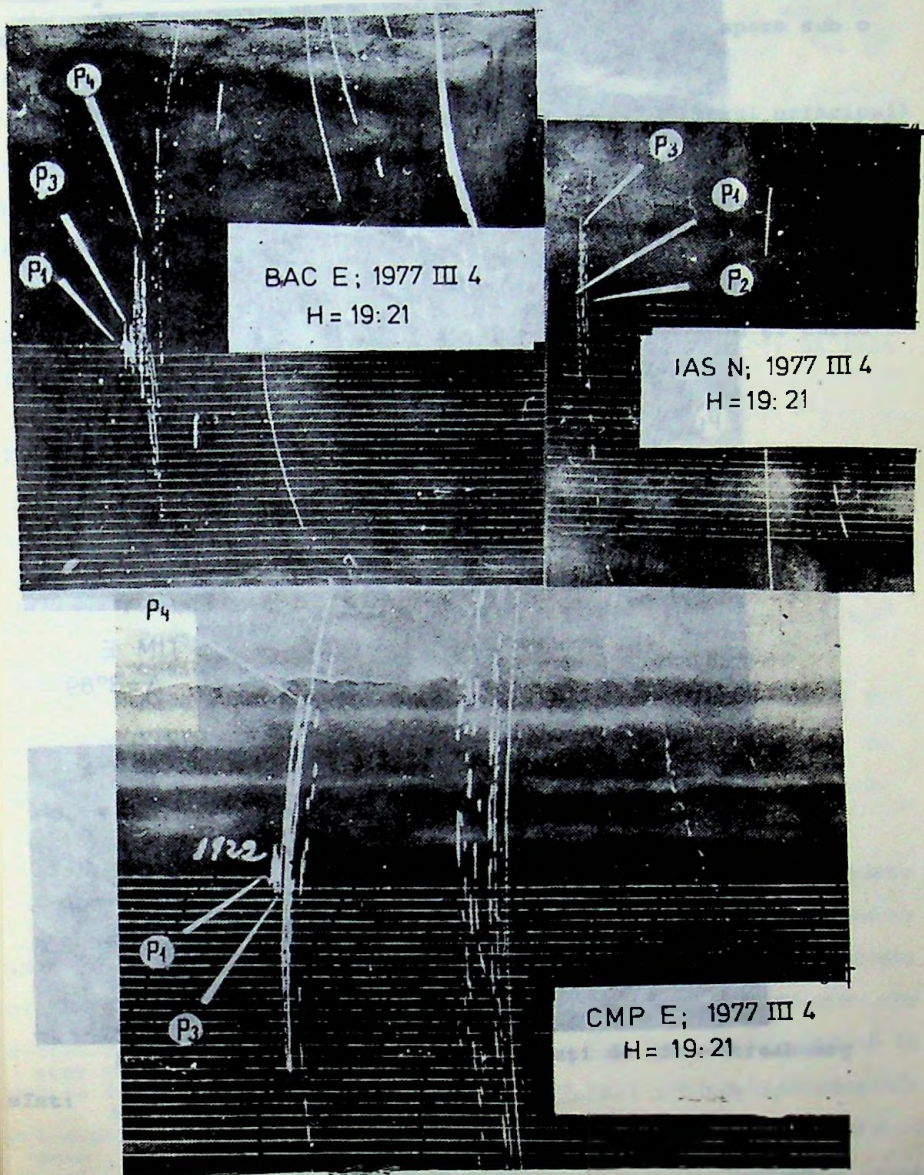


Fig.1 (continuare)

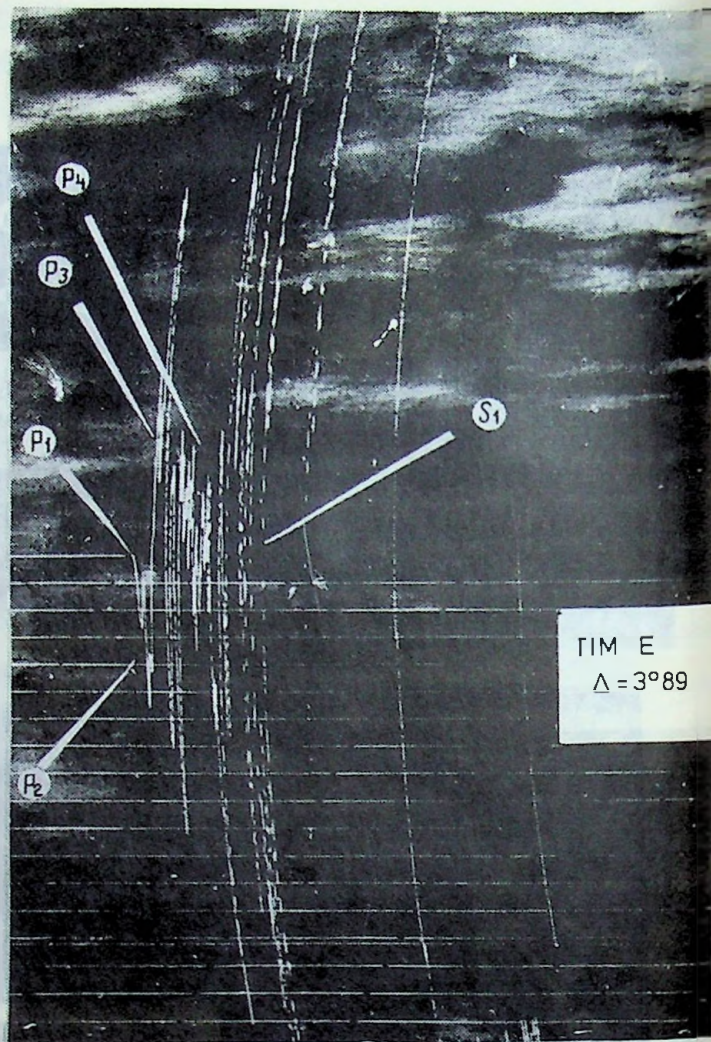


Fig.1 (continuare)

fazei P_3 a rupt lamelele de suspensie inferioară ale seismografelor și sistemele de amplificare. La Timișoara seismul E_3 apare sub o formă cu totul particulară.

Al patrulea șoc E_4 , cel mai puternic (cutremurul principal) se evidențiază numai pe înregistrările stațiilor Bacău, Cîmpulung și Timișoara. Evenimentele E_1 , E_3 și E_4 sînt componentele majore ale cutremurului.

A. Informațiile privind șocul E_1 sînt trecute în Tabela II care conține: distanța epicentrică Δ° , azimutul A_z° , ora și caracterul de compresie sau dilatare în unda P_1 .

TABELA II

Stația	Δ°	A_z°	P_1			C sau D
			h	m	s	
Vrîncioaia	0,08	330	19	22	11,0	(D)
Focșani	0,30	110		22	12,8	D
Cheia	0,66	242		22	14,2	D
Bacău	0,77	7		22	12,5	C
Bicaz	1,25	332		22	19,2	C
Cîmpulung	1,34	247		22	19,5	D
București	1,47	199		22	21,0	D
Iași	1,49	21		22	21,2	C
Argeș	1,55	252		22	23,2	D
Lotru	2,15	258		22	29,7	D
Deva	2,71	273		22	29,0	D
Sușara	3,69	258		(22	53,0)	C
Timișoara	3,89	271		22	55,6	D

Parametrii cutremurului determinați de CSEM-Strasbourg

sînt:

$$E_1 \begin{cases} \varphi = 45^\circ, 80 \pm 0,02 \text{ N} \\ \lambda = 26^\circ, 78 \pm 0,02 \text{ E} \end{cases} \quad (17)$$

$$h = 92 \pm 0,02 \text{ Km}$$

$$H = 19^{\text{h}}21^{\text{m}}56^{\text{s}}, 19 \pm 0,19$$

Mărimile (1) au rezultat din analiza datelor de observație obținute la peste 300 stații seismice distribuite la distanțe până la 94° . Intrucît șocurile secvenței au magnitudini diferite, ele prezintă o precizie diferențiată în înregistrări, în funcție de distanța epicentrală. Coordonatele (1), obținute din prelucrarea simultană a datelor corespunzătoare celor 4 șocuri, generate la intervale de timp diferite, reprezintă un punct de valori medii.

Datorită caracterului de multiplicitate s-au utilizat, pentru șocul E_1 , informații de la stațiile situate la distanțe mai mici de 11° . Au rezultat următorii parametri (CSEM):

$$E_1' \begin{cases} \varphi = 45^\circ 77' N \\ \lambda = 26^\circ 35' E \end{cases}$$

$$h = 100 \text{ Km}$$

$$H = 19^h 21^m 55^s,5$$

Se observă obținerea unei adâncimi mai mari decât cea dată în (1).

După determinările noastre preliminare, epicentrul primului șoc se situează în punctul de coordonate geografice:

$$E_1'' \begin{cases} \varphi = 45^\circ 88' N \\ \lambda = 26^\circ 70' E \end{cases}$$

B. Șocul E_3 , mai intens decât E_1 , este lizibil la stațiile seismice apropiate numai pe înregistrările pendulilor cu amplificări mici. Din Tabela I se observă că șocul E_3 s-a înregistrat la intervale de timp diferite: 3,5 s la București și Iași, 4-5 s la Bacău, Cîmpulung și Timișoara. Acest fapt este un indiciu că cel de al doilea cutremur a avut coordonate hipocentrice diferite de cele ale primului șoc E_1 . Folosind un procedeu grafic de iterație pentru diferite serii de Δ_1 și h_1 , am obținut, pentru șocul E_3 , următorii parametri:

$$\begin{aligned}
 E_3 \quad \left\{ \begin{array}{l} \varphi = 45^{\circ},75 \text{ N} \\ \lambda = 27^{\circ},01 \text{ E} \end{array} \right. & \quad (4) \\
 h = 115 \text{ Km} \\
 H = 19^h 22^{m00} s
 \end{aligned}$$

Epicentrul se situează spre SE față de cel calculat de CSEM (1) la o distanța de 13 Km.

De subliniat că șocul E_3 a fost înregistrat ca eveniment principal la multe observatoare seismologice. Diferența medie de timp între momentele celor două seisme este de 4 secunde.

C. Socul E_4 s-a înregistrat la stațiile Cîmpulung, Bacău și Timișoara, la același interval de timp - 9 secunde - după cutremurul E_1 . Aceasta indică faptul că E_4 are aproximativ aceleași coordonate epicentrice cu ale seismului E_1 .

D. Înregistrările de la stațiile București, Iași și Bacău, pe lângă șocurile "principale" E_1 , E_3 , E_4 , prezintă încă un impuls E_2 , mai puțin semnificativ, dar bine evidențiat.

Diferența $P_2 - P_1$ variază între 1,2 s la Bacău și 2,7 s la București. Este posibil ca acest impuls să se datoreze unui șoc de intensitate mai mică. În acest caz, în intervalul de 9 s s-au produs nu 3, ci 4 șocuri.

E. Din punctul de vedere al analizei efectuate în acest capitol, înregistrările stației seismice Timișoara, situată la distanța de $3^{\circ},9$ de focarul din Vrancea, prezintă un interes cu totul particular. Pendulii cu masa de 180 kg sînt singurii din rețeaua de stații românești, care au înregistrat integral toate impulsurile dintre fazele P_1 și S_1 . Seismograma indică existența a 6 impulsuri principale, dintre care numai impulsurile 1, 2 sau 3 și 4 coincid cu cele înregistrate la celelalte stații.

Impulsul 5, înregistrat cu o întârziere de 28 s, permite diferite interpretări. El poate fi generat de un al cincilea șoc,

sau poate fi o undă de schimb de tipul sP. În prima ipoteză evenimentul E_3 ar avea o intensitate mai mare decât a șocului E_4 .

A doua ipoteză ar fi justificată de compatibilitatea valorii $\Delta t_s = 28$ s cu diferența sP - P calculată. În acest ultim caz, conform tabelelor Jeffreys-Bullen (1967) se obține o adâncime de 125 Km. Impulsurile 6 și 7 succedându-se la intervale de timp aproximativ egale cu cele ale impulsurilor P_3 și P_4 , ar putea fi identificate ca unde de schimb: (sP)₃ și (sP)₄. Ultima parte a înregistrării evidențiază faza S_1 care apare la 46 s după P_1 . Datorită intensității mari a impulsului, pendulii au fost scoși din funcțiune.

Datorită datelor de observație limitate de care am dispus și dificultăților în discriminarea fazei P la șocurile secvenței, localizarea șocului principal, cu o precizie adecvată ridică unele probleme. Cum sursa principală de energie responsabilă de distrugerile maxime a fost șocul E_4 , declanșat la 9 secunde după evenimentul E_1 , determinarea parametrilor focali este de cea mai mare importanță. Problema este în studiu. Menționăm numai că diferențele $P_4 - S_4$ la unele stații, de exemplu Norilsk ($\Delta = 38^\circ$) și Jultin ($\Delta = 65^\circ$) indică o adâncime de ~ 140 Km (Fig. 3).

Parametrii șocurilor sînt prezentați sintetic în Tabela I

TABELA III

Socul	$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$	h_{Km}	H	Δt_s	
1	45,77	26,85	100	19 ^h 21 ^m 55 ^s ,5	0	[CSEM.]
2				21 57 ,5	2,0	[Iosif]
3	45,75	27,01	115	21 59 ,5	4,0	[Iosif]
4	45,7	26,8	140	22 04 ,5	9,0	[Iosif]

Cutremurul din 4 martie 1977 a fost urmat de peste 400 replici care au continuat aproximativ 11 zile. Prima replică lizibilă

pe înregistrări a avut loc după 20 minute de la șocul E_1 . Replica cea mai puternică a avut magnitudinea $M = 4,3$, sugerînd că aproape toată energia seismică a fost eliberată în timpul secvenței principale.

Analiza datelor de observație recent obținute par să confirme concluziile de mai sus. Seismogramele obținute la stația Kasperske Hory (KSH, Cehoslovacia) cu aparatură digitală, cu bandă largă de frecvență, arată foarte clar în faza P trei impulsuri: la 0 s (E_1), la 4 s (E_2) și 9 s (E_3), ultimul fiind cel mai puternic (Fig. 2). Prima trasă arată produsul $L \times Z$, obținut cu un analizor polarizant ($\varphi = 120^\circ$) realizat de Plesinger. El permite să se determine cu precizie sosirile diferitelor faze. Înregistrări aproape identice sînt obținute la Echery (ECH, Franța) (Fig. 2) și Grafenberg (GRF, R.F. Germania).

Începînd cu o anumită distanță, faza P_1 este înregistrată numai de seismogramele de scurtă perioadă cu performanțe ridicate. Pendulii de lungă perioadă înregistrează în special șocul principal (E_3) care este ușor identificat la aproximativ 9 s după primul eveniment E_1 . Aceasta este ilustrată de înregistrările date în Fig. 3.

Seismul de la 4 martie 1977 s-a produs în partea nordică a zonei de cutremure adînci din Vrancea, în punctul de triplă joncțiune dintre plăcile Transilvană, Esteuropeană și Mării Negre (Fig. 4). Se observă o migrare a tripletului spre adîncimi crescătoare, într-un plan vertical de azimut $\approx$ V-E. Noi presupunem că acest plan coincide cu linia seismică II (Iosif și Iosif, 1975; 1976), definită de cutremurele ale căror focare se situează pe un plan înclinat, orientat aproximativ perpendicular pe lanțul carpatic, plan de-a lungul căruia tensiunile de dilatare T sînt paralele cu înclinarea zonei Benioff.

În volumul focarelor cutremurelor adînci din Vrancea

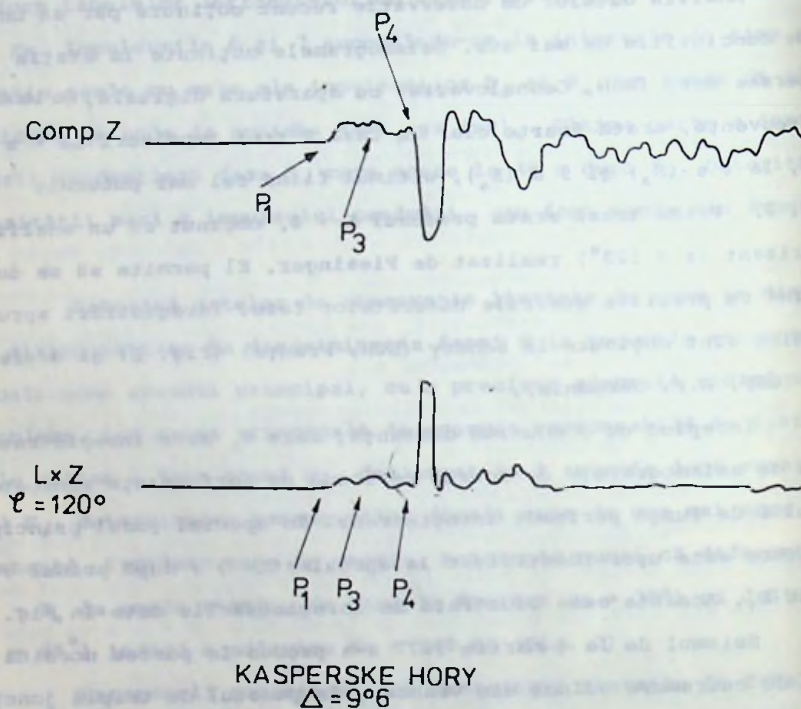
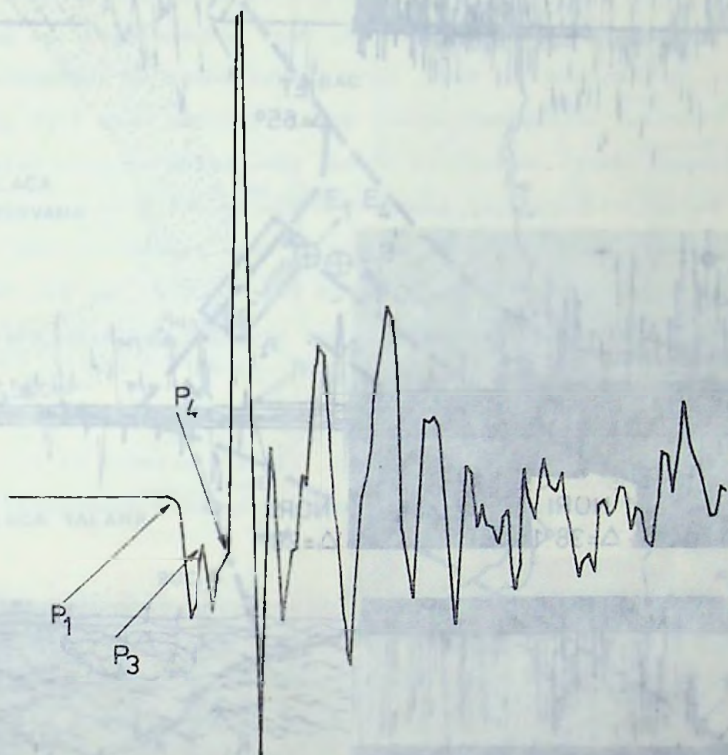


Fig. 2. Seismogramele componentelor verticale la stațiile
și ECH.



Echery
 $\Delta = 13^\circ 6$

Fig.2 (continue)

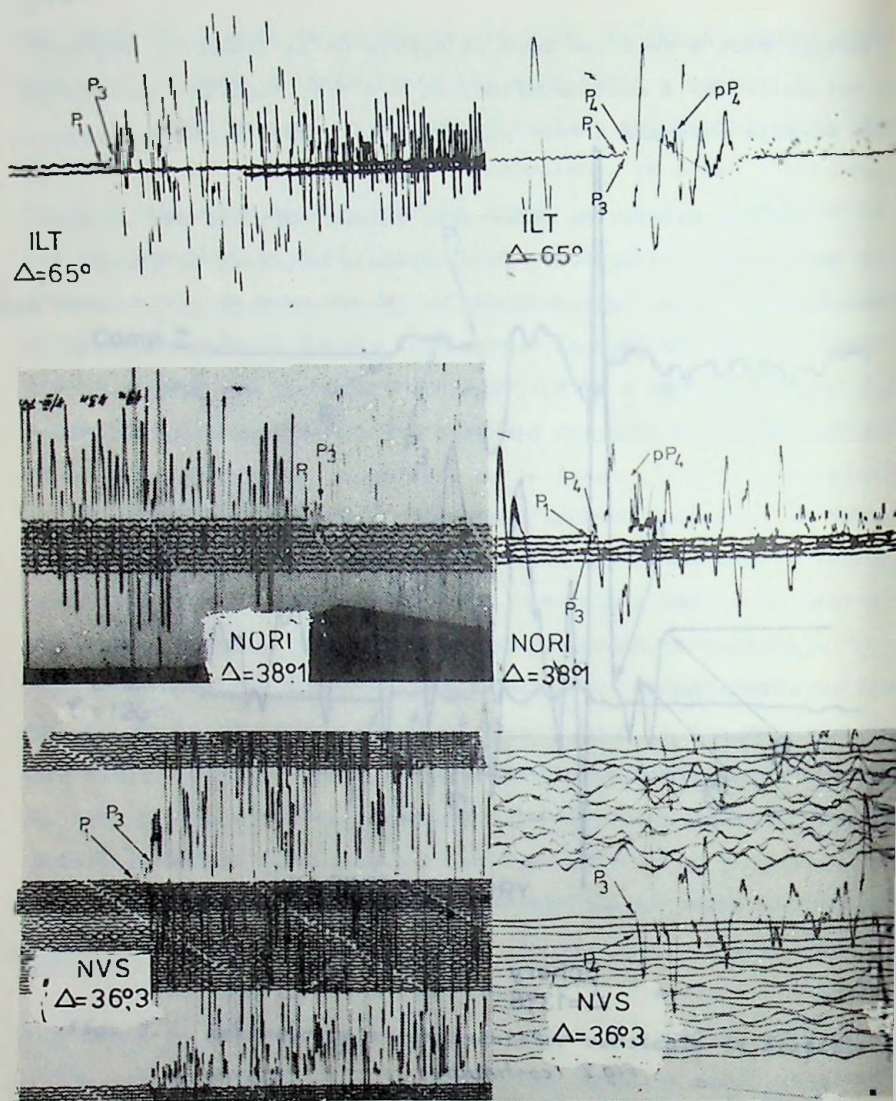


Fig. 3. Seismogramele componentelor verticale ale pământului la stațiile ILT, NORI și NVS.

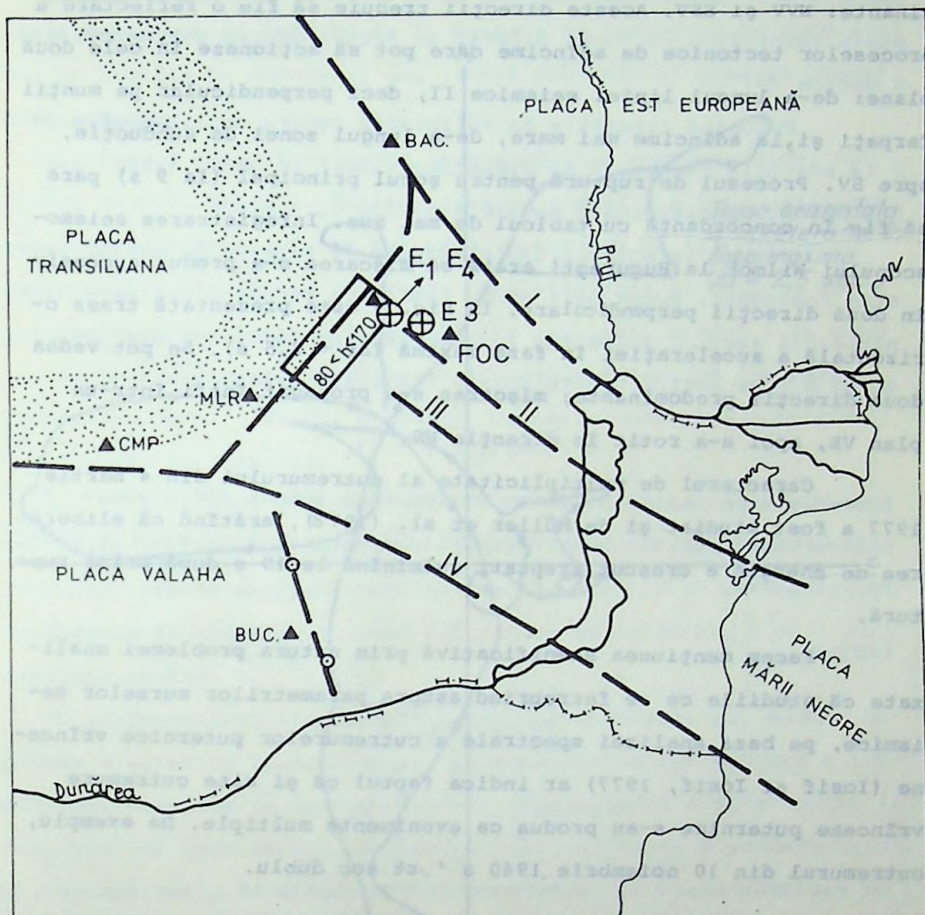


Fig. 4. Distribuția liniilor seismice în regiunea din fața curburii Carpaților și poziția epicentrelor șocurilor secvenței din 4 martie 1977.

($80 < h < 170$ Km), tensiunile de comprimare au două direcții predominante: NVV și SSV. Aceste direcții trebuie să fie o reflectare a proceselor tectonice de adâncime care pot să acționeze în cele două plane: de-a lungul liniei seismice II, deci perpendicular pe munții Carpați și, la adâncime mai mare, de-a lungul zonei de subducție, spre SV. Procesul de ruptură pentru șocul principal (la 9 s) pare să fie în concordanță cu tabloul de mai sus. Înregistrarea seismoscopului Wilmot la București arată că mișcarea s-a produs succesiv în două direcții perpendiculare. În Fig. 5 este prezentată trasa orizontală a accelerației în faza maximă ($\Delta t = 2,5$ s). Se pot vedea două direcții predominante; mișcarea s-a propagat întâi într-un plan VE, apoi s-a rotit în direcția NS.

Caracterul de multiplicitate al cutremurului din 4 martie 1977 a fost studiat și de Müller et al. (1978), arătând că eliberarea de energie a crescut treptat, culminând la 19 s după prima ruptură.

Facem mențiunea semnificativă prin natura problemei analizate că studiile ce se întreprind asupra parametrilor surselor seismice, pe baza analizei spectrale a cutremurelor puternice vrâncene (Iosif și Iosif, 1977) ar indica faptul că și alte cutremure vrâncene puternice s-au produs ca evenimente multiple. De exemplu, cutremurul din 10 noiembrie 1940 a fost șoc dublu.

DETERMINAREA MAGNITUDINII

Pendulii cu înregistrare mecanică, tip Mainka-Demetrescu, permit înregistrarea, în condiții optime, a cutremurelor de intensitate medie ($2,5 < M < 6,5$).

Amplificările V, corelate cu poziția stațiilor față de focarul seismic adânc din Vrancea, permit să se înregistreze integral faza P la stațiile București și Iași pentru valori ale magnitudinii

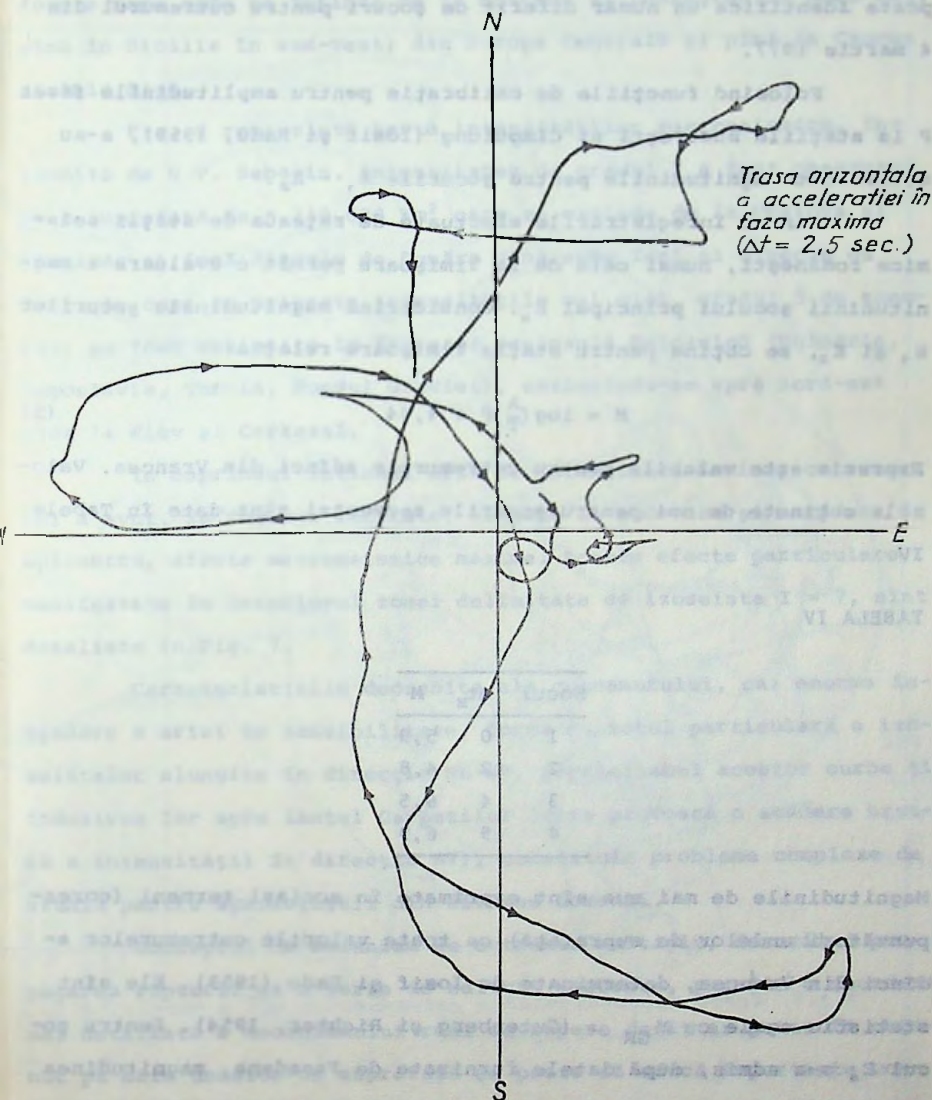


Fig. 5. Trasa orizontală a accelerației în faza maximă
($\Delta t = 2,5$ secunde).

$M < 6,0$, la Cîmpulung și Bacău pentru $M < 6,5$, iar la Timișoara pentru $M < 7,0$. Acest fapt explică de ce la stațiile respective se poate identifica un număr diferit de șocuri pentru cutremurul din 4 martie 1977.

Folosind funcțiile de calibrare pentru amplitudinile fazelor P la stațiile București și Cîmpulung (Iosif și Radu, 1959), s-au determinat magnitudinile pentru șocurile $E_1 - E_3$.

Dintre înregistrările efectuate de rețeaua de stații seismică românești, numai cele de la Timișoara permit o evaluare a magnitudinii șocului principal E_4 . Considerînd magnitudinile șocurilor E_1 și E_3 , se obține pentru stația Timișoara relația:

$$M = \log \left(\frac{A}{T} \right) P + 4,44 \quad (1)$$

Expresia este valabilă pentru cutremurele adînci din Vrancea. Valorile obținute de noi pentru șocurile secvenței sînt date în Tabelul IV.

TABELA IV

Socul	Δt_s	M
1	0	5,9
2	2	4,8
3	4	6,5
4	9	6,9

Magnitudinile de mai sus sînt exprimate în aceiași termeni (corespunzători undelor de suprafață) ca toate valorile cutremurelor adînci din Vrancea, determinate de Iosif și Radu (1959). Ele sînt statistic egale cu M_{GR} : (Gutenberg și Richter, 1954). Pentru șocul E_4 s-a admis, după datele furnizate de Pasadena, mărimea $M_b = 7,2$; în timp ce PDE dă valoarea $M_b = 6,4$, rezultată din medierea a 39 de observații.

EFECTE MACROSEISMICE - MECANISM

Cutremurul din 4 martie 1977 a fost simțit pe o suprafață foarte mare care se întinde de la Moscova și Leningrad în nord-est, pînă în Sicilia în sud-vest; din Europa Centrală și pînă în Caucaz și Asia Mică.

Fig. 6 reprezintă harta intensităților macroseismice, întocmită de N.V. Sebalin. Intensitatea de gradul 7 a fost observată pe o suprafață de $\approx 110.000 \text{ Km}^2$ care se extinde de la Craiova și Zimnicea și încă dincolo de Dunăre pînă spre Iași și dincolo de Prut. În ceea ce privește intensitățile mai mici, gradul 5 de exemplu, au fost resimțite în întreaga peninsulă Balcanică (Bulgaria, Jugoslavia, Turcia, Nordul Greciei), extinzîndu-se spre nord-est pînă la Kiev și Cerkassî.

În cuprinsul întinsei arii de intensitate maximă, cutremurul a avut, în regiuni limitate, situate la sud-vest și nord-est de epicentru, efecte macroseismice maxime. Aceste efecte particulare, manifestate în interiorul zonei delimitate de izoseista $I = 7$, sînt detaliate în Fig. 7.

Caracteristicile deosebite ale cutremurului, ca: enorma întindere a ariei de sensibilitate, forma și, totuși, particulară a izoseistelor alungite în direcția NE-SV, paralelismul acestor curbe și îndesirea lor spre lanțul Carpaților (care provoacă o scădere bruscă a intensității în direcția NV), constituie probleme complexe de studiu pentru specialiștii din diverse domenii.

Conceptul de mecanism de cutremur multiplu, descriind propagarea rupturii ca o serie de salturi discrete, permite o abordare mai detaliată a mecanismului real de rupere decît ar putea fi obținut pe baza undelor de suprafață și poate să aducă importante contribuții în explicarea iradierii neuniforme a energiei și, parțial, în înțelegerea manifestărilor macroseismice.

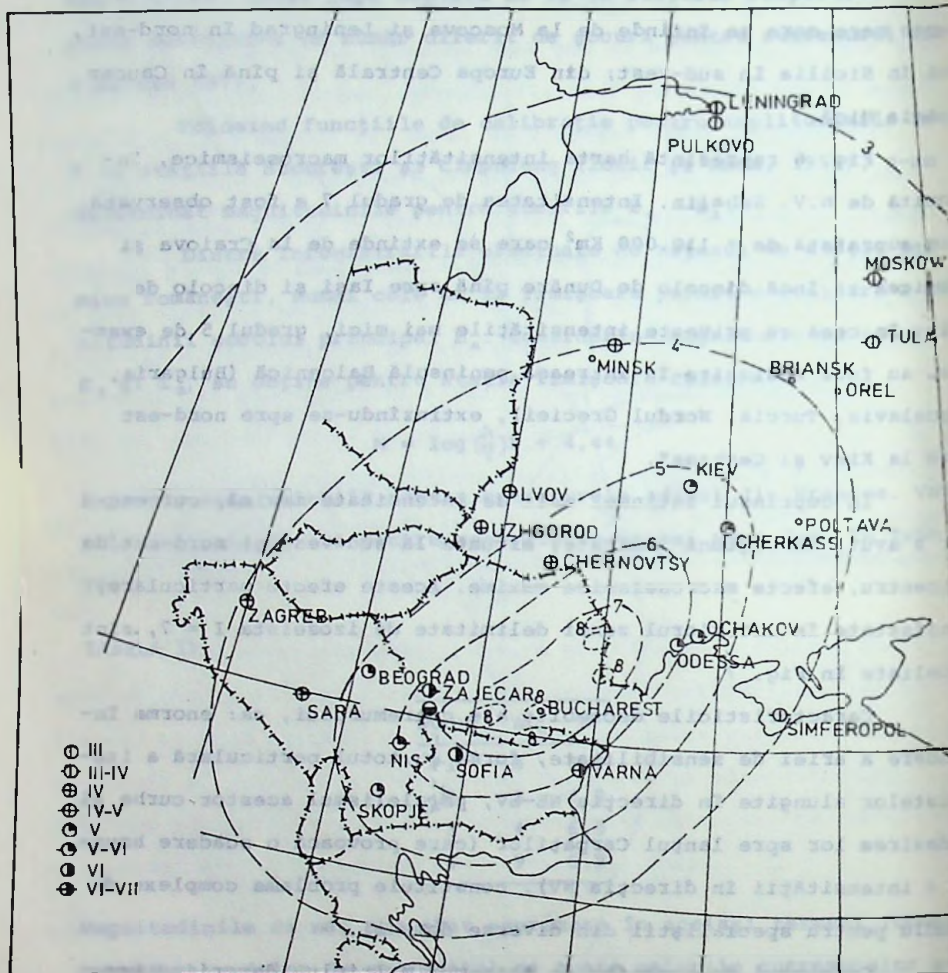


Fig.6. Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977 întocmită de N. V. Sebalin.

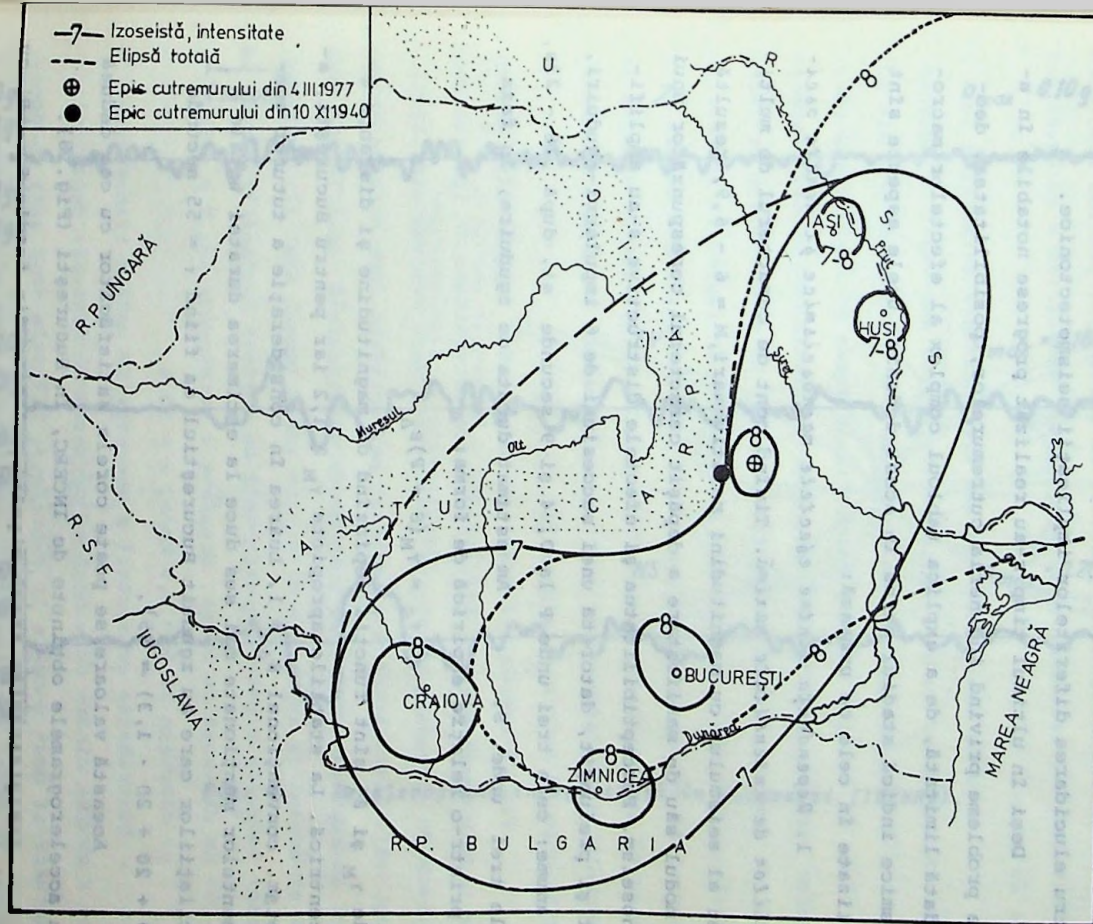


Fig. 7. Cîmpul macroseismic delimitat de izoseista de grad $I=7$.

Acest aspect a fost verificat și analizat, în literatura mondială, în unele detalii, pentru cutremurele puternice, superficiale, și se fac în continuare cercetări teoretice și experimentale pentru elucidarea diferitelor implicații seismotectonice.

Deși în ultimul timp s-au realizat progrese notabile în unele probleme privind ingineria cutremurelor, posibilitatea, deocamdată limitată, de a explica tabloul complex al efectelor macroseismice indică stadiul atins în acest domeniu. Unele aspecte sînt analizate în cele ce urmează:

1. *Dependența dintre efectele macroseismice și durata oscilațiilor de intensitate maximă.* Ținînd cont de caracterul de multiplet al seismului cu magnitudini relativ mari, $M = 6 - 6,9$, rezultă că modul său de manifestare a depășit caracterul corespunzător unui monoseism. Perceptibilitatea și efectele distructive s-au amplificat și prelungit, datorită unei succesiuni de 6 impulsuri-zguduirii și anume: cele trei unde P la 0, 4 și 9 secunde și, după 18 - 23: cele trei unde S. Am estimat durata de zguduire, în faza S, printr-o relație empirică de forma:

$$\tau_S = \gamma_M (S - P) \beta_\Delta$$

unde γ_M și β_Δ sînt funcții depinzînd de magnitudine și distanța epicentrică. La stațiile apropiate $\gamma_M \approx 1,2$ iar pentru București, adoptăm convențional $\beta_\Delta = 1$. Luarea în considerație a tuturor evenimentelor menționate mai sus duce la estimarea duratei totale a oscilațiilor care au zguduit Bucureștiul ca fiind $\tau = 55$ secunde $[(9 + 20 + 20 \cdot 1,3) = 55]$.

Această valoare se poate corela satisfăcător cu cea dedusă din accelerogramele obținute de INCERC, în București (Fig. 8).

Inregistrările arată mișcări moderate din fazele $S_4 - P$, cu o durată de 19 s. Acest interval este urmat de un puls dublu cu pe-

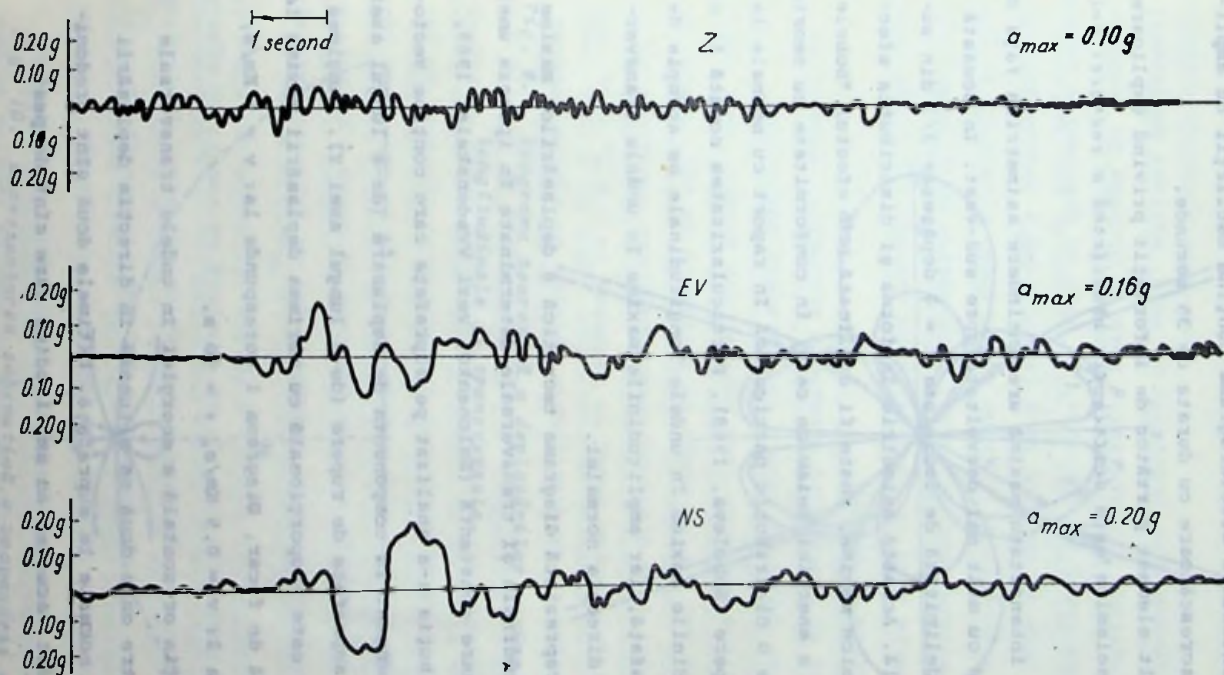


Fig. 8. Accelerograma înregistrată în București (INCERC).

perioadă de 1,5 secunde, care este asociat cu unda S a șocului principal. În continuare accelerograma conține oscilații cu amplitudini rapid descrescătoare cu durata de 35 secunde.

2. Un alt element purtător de informații privind explicația efectelor macroseismice este *distribuția neuniformă a energiei seismice în focar*.

Aria de intensitate maximă are întindere asimetrică față de epicentru, fiind cu mult mai dezvoltată spre sud-vest. În această direcție, zona delimitată de izoseista $I = 7$ depășește $2/3$ din suprafața ei totală. Această asimetrie în forma și distribuția efectelor macroseismice maxime, poate fi explicată prin efectul "Soboleva" de generare a energiei seismice care, în conformitate cu teoria dislocației, are o distribuție particulară în raport cu normala la suprafața de rupere (Soboleva, 1968). Particularitatea constă în aceea că amplitudinile maxime în undele longitudinale se apropie de normala la suprafață, iar amplitudinile maxime în undele transversale coincid cu direcția normalei.

Fig. 9 reprezintă diagrama teoretică a deplasărilor maxime în undele longitudinale și transversale determinate în ipoteza unor viteze de alunecare constantă (Solonenko, vezi Vvedenskaia, 1969, pag. 89). Distribuția s-a analizat pe suprafața care conține vectorul de ruptură tangent la componenta de deplasare (de-a lungul axei Z) și normal la suprafața de rupere (de-a lungul axei Y). Lungimea razei vectoriale r este proporțională cu mărimea deplasării maxime la 1.000 Km distanță de focar. Diagrama 1 corespunde la: $v = 3$ Km/s, $\tau = 5$ s; diagrama 2: $v = 0,5$ Km/s, $\tau = 30$ s.

Distribuția orizontală a energiei în undele transversale are 4 maxime dintre care două se situează în direcția deplasării rupturii și două normale la suprafață. Ultimele două sunt predominante. În cazul dat, acestea au amplitudini care sunt de peste

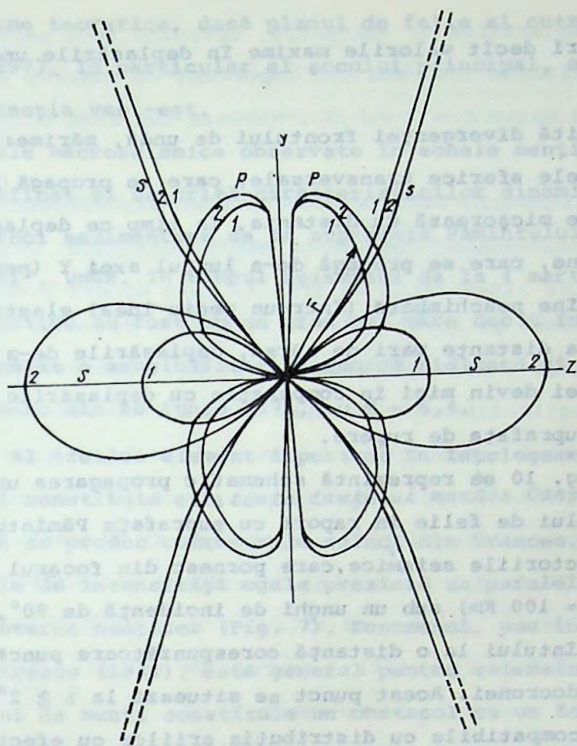


Fig. 9. Diagrama teoretică a deplasărilor maxime în undele longitudinale și transversale.

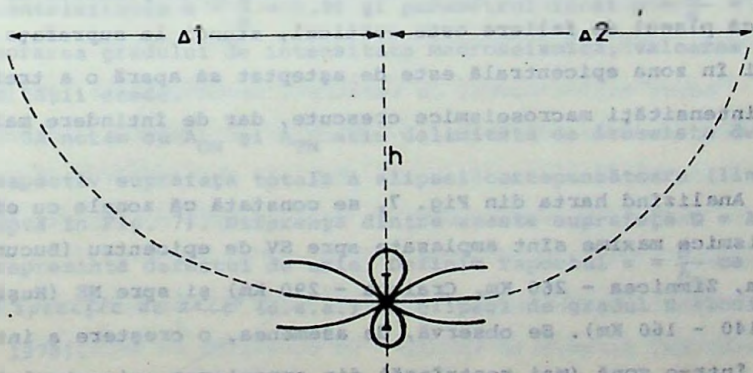


Fig. 10. Reprezentarea schematică a propagării undelor seismice și a poziției planului de falie în raport cu suprafața

25 ori mai mari decât valorile maxime în deplasările undelor longitudinale.

Datorită divergenței frontului de undă, mărimea deplasării maxime în undele sferice transversale, care se propagă în vecinătatea axei Z, se micșorează cu distanța, în timp ce deplasarea maximă în undele plane, care se propagă de-a lungul axei Y (perpendiculară pe falie) rămâne neschimbată (într-un mediu ideal elastic). În felul acesta, la distanțe mari de sursă, deplasările de-a lungul suprafeței sursei devin mici în comparație cu deplasările în direcția normalei la suprafața de rupere.

În Fig. 10 se reprezintă schematic propagarea undelor și poziția planului de falie în raport cu suprafața Pământului.

Traectoriile seismice, care pornesc din focarul unui cutremur adânc ($h \approx 100$ Km) sub un unghi de incidență de 90° , ajung la suprafața Pământului la o distanță corespunzătoare punctului de inflexiune a hodocronei. Acest punct se situează la $\Delta \approx 2^\circ - 3^\circ$, adică la valori compatibile cu distribuția ariilor cu efecte macroseismice maxime. Maximele trebuie să apară de o parte și de alta a epicentrului la distanța care variază direct proporțional cu adâncimea focarului și invers proporțional cu înclinarea planului de falie. Dacă planul de falie este vertical, atunci la suprafața Pământului în zona epicentrală este de așteptat să apară o a treia arie de intensități macroseismice crescute, dar de întindere mai mică.

Analizând harta din Fig. 7, se constată că zonele cu efect macroseismice maxime sînt amplasate spre SV de epicentru (București - 160 Km, Zimnicea - 260 Km, Craiova - 290 Km) și spre NE (Huși și Iași - 140 - 160 Km). Se observă, de asemenea, o creștere a intensității într-o zonă (mai restrînsă) din apropierea epicentrului. Această distribuție concordă foarte bine cu poziția zonelor de de-

deplasări maxime teoretice, dacă planul de falie al cutremurului din 4 martie 1977, în particular al șocului principal, ar avea aproximativ direcția vest-est.

Efectele macroseismice observate în zonele menționate mai sus s-au amplificat și datorită caracteristicilor dinamice ale depozitelor de roci sedimentare de la suprafața Pământului. Astfel "zona București", unde, în timpul seismului de la 4 martie 1977, efectele distructive au fost cu un grad mai mare decât în Cîmpia Română, a manifestat o sensibilitate seismică ridicată și la cutremurul de la Salonic din 20 iunie 1978, cu $M = 6,4$.

3. Un al treilea element important în înțelegerea formei izoseistelor îl constituie existența lanțului muntos Carpatic, la curbura căruia se produc cutremurele adînci din Vrancea.

Curbele de intensități egale prezintă un paralelism remarcabil cu orientarea munților (Fig. 7). Fenomenul, pus în evidență de către Demetrescu (1941), este general pentru seismele adînci din Vrancea. Lanțul de munți constituie un obstacol cu un foarte puternic efect de ecranare spre NV.

Se observă că izoseista $I = 7$ reprezintă o parte dintr-o elipsă, a cărei axă mare este orientată în direcția SV-NE. Elipsa are excentricitatea $e = \frac{c}{a} = 0,89$ și parametrul focal $p = \frac{b^2}{a} = 5,1$. Cu micșorarea gradului de intensitate macroseismică, valoarea excentricității scade.

Să notăm cu A_{ON} și A_{TN} aria delimitată de izoseista de grad N și respectiv suprafața totală a elipsei corespunzătoare (linie întreruptă în Fig. 7). Diferența dintre aceste suprafețe $D = A_{TN} - A_{ON}$ reprezintă defectul de arie. Definim raportul $\alpha = \frac{D}{A_T}$ ca "defect specific de arie" (d.s.a.) al elipsei de gradul N (Iosif și Iosif, 1978).

Harta de intensități macroseismice arată că d.s.a. se mic-

șorează cu depărtarea de epicentru, devenind zero pentru $I = 4$. Efectul specific de arie cel mai important se observă pentru izoseiستا de grad maxim $I = 7 = 0,31$. Mărimea lui este direct proporțională cu h .

Configurația izoseistelor de grad descrescător arată că se micșorează, devenind zero la o anumită distanță. Descreșterea d.s.a., pentru izoseistele de grad N , este direct proporțională cu adâncimea focală și invers proporțională cu distanța dintre poziția epicentrului și lanțul carpatic. Acest fapt arată că razele seismice care ajung la distanța corespunzătoare izoseistei cu $a = 0$ pornesc din focarul cutremurului cu un unghi care le permite să ocolească rădăcinile munților și oricare obstacol structural care poate diminua energia oscilațiilor seismice, în direcția NV.

Un alt factor pe care îl introducem în analiză este *directivitatea elipsei*, definit ca azimutul axei mari a părții mai dezvoltate a ariei de intensitate maximă. De exemplu, zonele de intensități maxime observate la cutremurele din 1940, 22 octombrie și 1 noiembrie sînt, atît în formă cît și ca întindere, diferite de cele ale cutremurului din 4 martie 1977. Asimetria la cele două cutremure se observă nu spre sud-vest, ci spre nord-est (linia punctată Fig. 7). Excentricitatea, d.s.a. și directivitatea elipselor sînt de asemenea diferite.

Acest tablou comun, ca substract fenomenologic, dar particular sub formă de manifestare, indică pe de o parte, complexitatea fenomenelor tectonice de adîncime ($h \approx 100$ Km), pe de altă parte, reflectă influența mecanismului în focar asupra configurației izoseistelor.

Studiul parametrilor elipsei - d.s.a., excentricitatea, directivitatea, parametrilor focali - în conexiune cu mecanismul cutremurului, cu adîncimea focarului și poziția epicentrului față de lanțul muntos, poate aduce elemente importante în cunoașterea și

înțelegerea diferitelor manifestări ale evenimentelor seismice din Vrancea. Problema constituie subiectul unei lucrări în curs de elaborare.

4. Alt element important care trebuie avut în vedere în analiza tabloului cu efecte macroseismice este *adâncimea hypocentrului și poziția epicentrului*.

Focarul din Vrancea este situat la nivelul corespunzător stratului de viteză redusă din mantaua superioară a Pământului. Particularitatea lui constă în aceea că se manifestă în special pentru undele S. De-a lungul acestui strat, undele seismice se propagă cu ușurință până la mari distanțe. Așa se explică faptul că seismele puternice din Vrancea se simt în regiuni foarte depărtate, de exemplu la Moscova și Leningrad ($\Delta \approx 1.400$ Km), cu o intensitate macroseismică I = III.

MECANISMUL ÎN FOCAR

Cutremurul din 4 martie 1977, care a suscitat un interes deosebit pe plan mondial, a fost studiat d.p.d.v. al mecanismului de cercetători din multe țări ale lumii. Soluțiile obținute prezintă azimute și înclinări ale planelor nodale diferite, care, parțial, se pot explica prin diversitatea și neomogenitatea datelor de observație utilizate, precum și prin intervalul diferit de distanțe epicentrice luat în considerație. În prezent noi dispunem numai de trei soluții (Bolt, 1977; Müller et al., 1977, 1978; Padu, Anonei 1977). E posibil ca mecanismul în focarele celor trei șocuri E_1 , E_2 și E_3 să fie diferit. Planele de falie, determinate pe baza impulsurilor undelor de volum P, se referă, în principiu, la primul șoc ($H = 19^h 21^{m} 55^s$), cel mai puțin puternic. Dar, la distanțe epicentrice mari, fazele P corespund șocurilor E_2 și E_3 . De aceea ne-am propus să diferențiem soluțiile pentru cele trei șocuri prin analiza separată a datelor de observație, grupate pe diferite

intervale de distanțe epicentrice și apoi să vedem cum se corelează soluțiile individuale între ele, precum și soluția generală mediu cu tensiunile care acționează în partea superioară a mantalei, în conformitate cu imaginea tectonică a regiunii, dedusă în urma studiilor cutremurelor din Vrancea.

a. O primă tentativă a fost făcută folosind numai datele observații obținute la stațiile românești (12 observații). Soluția care separă foarte bine sectorul de compresii de cel de dilatare este ilustrată în Fig. 11. Reprezentarea s-a efectuat pe emisfera superioară, unde, cu semnul (O), s-au indicat zonele de compresii în undele P, iar cu semnul (Δ) zonele de dilatare. Planul nodal întindere ecuatorială poate să-și schimbe poziția în intervalul azimut 78° - 91° , delimitat de pozițiile stațiilor Timișoara și Suceava. Am selectat planul nodal vertical ca plan de falie, deoarece aceasta indică o mișcare de alunecare în înclinare cu partea sudică coborâtoare, soluție în concordanță cu tectonica regiunii. Planul nodal adoptat indică o falie aproape verticală de azimut 90° . Direcția și înclinarea planelor nodale sînt: 91° , 85° și respectiv 131° , 6° . Axele P și T cu azimutele 184° și 5° cu înclinări de 5° și respectiv 40° .

b. A doua variantă am construit-o pe baza informațiilor pentru $\Delta < 14^{\circ}$, care presupune o filiație sigură la șocul E₁. Soluția este identică cu cea anterioară (Fig. 12). Să observăm că în acest caz planul de întindere VE poate să oscileze în același interval de azimut ca mai sus. Planul auxiliar de azimut NV este însă bine precizat. Soluția prezintă un grad ridicat de certitudine (din 61 observații, 51 sînt concordante (84%)). Datele de observație au fost luate din Buletinul difuzat de CSEM Strasbourg.

O particularitate o reprezintă datele de la stațiile Sofi Vitoș, Kurdzhali, Skopje și Ohrid, stații situate în azimutele Az = 194° - 227° , la distanțe corespunzătoare unghiurilor

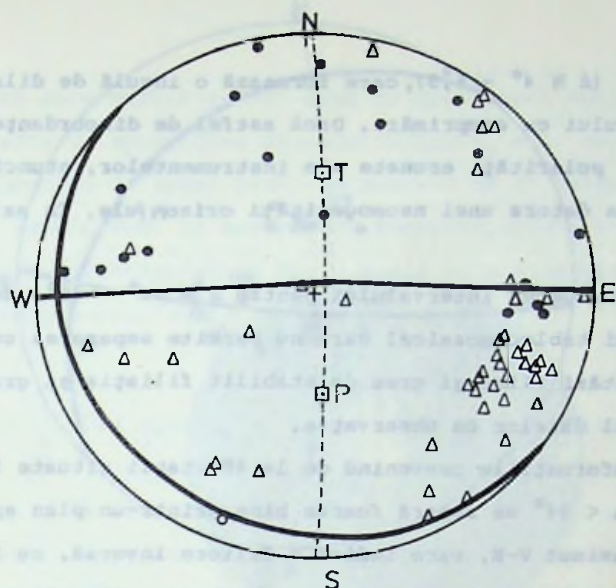


Fig. 11. Diagrama mecanism a șocului E_1 determinată pe baza observațiilor la stațiile seismice românești.

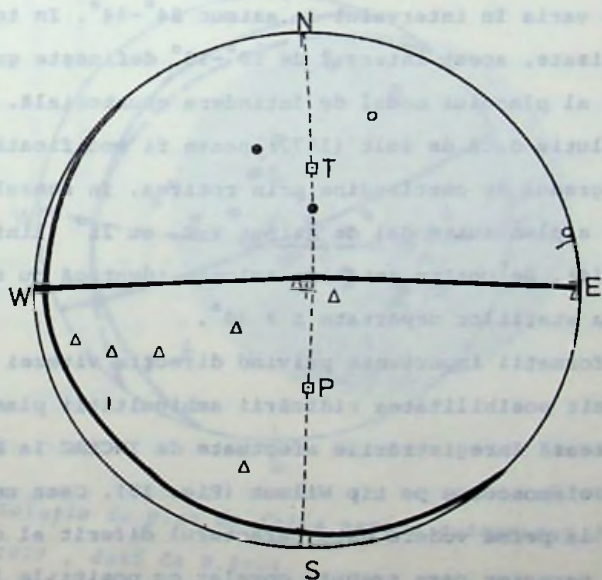


Fig. 12. Diagrama mecanism a șocului E_1 pe baza stațiilor cu $\Delta < 14^\circ$.

$i = 89^\circ - 84^\circ$ ($\Delta \approx 4^\circ - 6^\circ,5$), care formează o insulă de dilatare în cadrul sectorului cu comprimări. Dacă astfel de discordanțe nu datorate unei polarități eronate ale instrumentelor, atunci fenomenul s-ar putea datora unei neomogenități orizontale, în azimut respectiv.

c. Extinderea intervalului pentru $\Delta = 14^\circ - 30^\circ$, duce la obținerea unui tablou mozaical care nu permite separarea comprimărilor de dilatari fiind și greu de stabilit filiația și gradul de certitudine al datelor de observație.

d. Informațiile provenind de la 48 stații situate în intervalul $30^\circ < \Delta < 94^\circ$ se separă foarte bine printr-un plan aproape vertical de azimut V-E, care indică o faliere inversă, cu înclinare spre nord (Fig. 13). Această soluție caracterizează cutremurul de la 1940. Ea coincide, în ceea ce privește direcția de întindere a planului de falie, cu cea obținută pe baza datelor stațiilor apropiate. Dacă restrângem intervalul de distanțe epicentrale între $40^\circ - 94^\circ$, planul nodal poate varia în intervalul de azimut $84^\circ - 94^\circ$. În toate variantele analizate, acest interval de $10^\circ - 13^\circ$ definește gradul de nedeterminare al planului nodal de întindere ecuatorială.

e. Soluția dată de Bolt (1977) poate fi modificată, întinzându-se chiar gradul de certitudine prin rotirea, în sensul aceluși sens, de ceasornic, a planului nodal de azimut V-E, cu 25° (linia întreruptă) (Fig. 14). Se obține astfel o soluție identică cu cea dată de noi pe baza stațiilor depărtate $\Delta > 30^\circ$.

f. Informații importante privind direcția vitezei de deplasare și implicit posibilitatea ridicării ambiguității planului de falie furnizează înregistrările efectuate de INCERC la București și Galați cu seismoscoape pe tip Wilmot (Fig. 15). Ceea ce atrage atenția chiar la prima vedere este caracterul diferit al celor două înregistrări, caracter care trebuie corelat cu pozițiile lor respective față de planul nodal, $U_p = 0$. Cele două puncte de observație

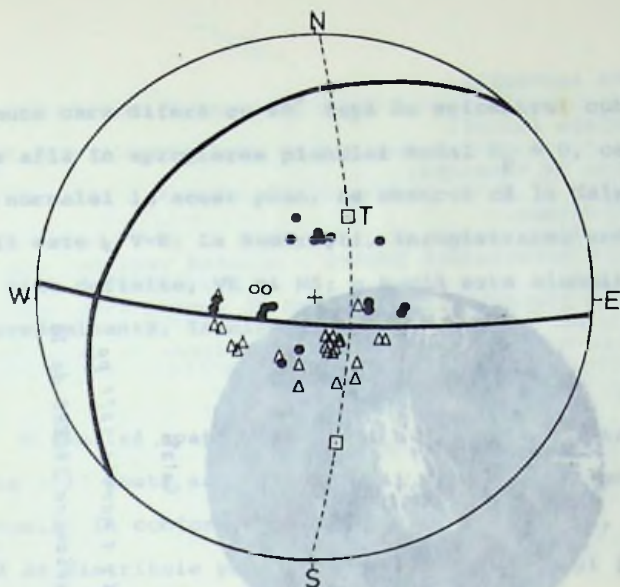


Fig. 13. Soluția de plan de falie pentru șocul E_3 ($30^\circ < \Delta < 94^\circ$)

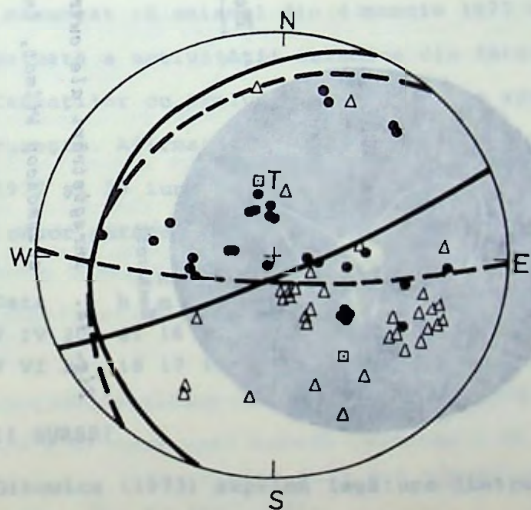


Fig. 14. Soluția de plan de falie pentru cutremurul din 4 martie 1977, dată de B. Bolt.

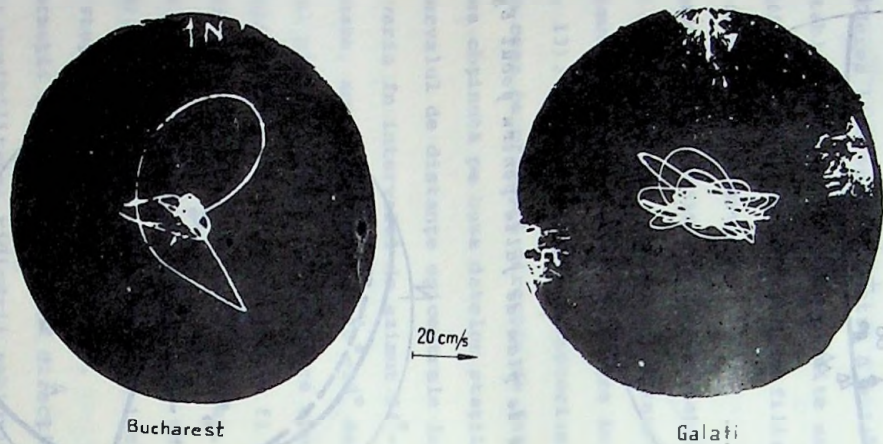


Fig. 15. Înregistrări ale cutremurului din 4 martie 1977 pe seismoscop Wilmot, în stațiile seismice INCERC de la București și Galați.

au azimute care diferă cu 90° față de epicentrul cutremurului; unul se află în apropierea planului nodal $U_P = 0$, celălalt în apropierea normalei la acest plan. Se observă că la Galați direcția mișcării este $\approx$ V-E. La București, înregistrarea prezintă două direcții bine definite, VE și NS; o buclă este alungită spre V iar alta, predominantă, în direcția NS.

O analiză spațio-temporală a replicilor cutremurului din 4 martie 1977 poate aduce informații suplimentare privind tectonica regiunii. În conformitate cu tabloul de mai sus, replicile trebuie să se distribuie pe două direcții de-a lungul liniilor seismice II (NV-SE) și V (NE-SV). Datele preliminare privind epicentrele acestor replici obținute de autori par să confirme această ipoteză.

De remarcat că seismul din 4 martie 1977 a provocat o creștere accentuată a activității seismice din întreaga regiune de la Curbura Carpaților cu prelungiri apreciabile spre sud, pînă dincolo de București. Afirmatia este susținută de cutremurele de la 20 aprilie 1977 și 29 iunie 1977 de la Vărăști și respectiv Căldărușani, ai căror parametri determinați de noi sînt :

Data	H			N	E	Km	Localitatea
	h	m	s				
1977 IV 20	21	16	16,5	44,27	26,29	15	Vărăști
1977 VI 29	18	17	17,5	44,70	26,15	10	Căldărușani

PARAMETRII SURSEI

Gibowicz (1973) exprimă legătura dintre durata unei secvențe, suprafața faliei și căderea de tensiune, prin următoarele formule:

$$M_L = (5,0 \pm 0,4) + (1,5 \pm 0,4) \log \Delta\sigma \quad (6)$$

$$\log t_1 = 1,3 \log A - 2,4 \quad (7)$$

unde:

t_1 - durată secvenței;

A - suprafața faliei;

$\Delta\sigma$ - căderea de tensiune;

M - mărimea.

Relația este determinată pentru o anumită regiune, dar ea poate fi aplicată cu semnificație relativă și pentru alte zone.

Calculând cu ajutorul expresiei (6) căderea de tensiune, pentru șocurile E_1 , E_3 și E_4 , obținem:

$$E_1 = 4,64 \text{ bari}$$

$$E_3 = 10 \text{ bari}$$

$$E_4 = 15,85 \text{ bari}$$

Suma valorilor (8-10) ar corespunde cu o cădere de tensiune de 30,5 bari, mărime echivalentă unui cutremur de mărime $M = 7,2$.

Stiind că replicile seismului din 4 martie 1977 au încetat practic după primele 11 zile, utilizând relația (7) rezultă o suprafață de falie egală cu $\approx 443 \text{ Km}^2$.

OBSERVAȚII FINALE

Studiul întreprins în această lucrare, într-un cadru conceptual largit (cinematic, dinamic și tectonic), privind evenimentul seismic din 4 martie 1977, permite evidențierea următoarelor concluzii:

1. Seismul s-a produs sub forma unui multiplu de patru șocuri, într-un interval de 9 secunde, dintre care trei ($M = 6.0 - 6.9$) sînt componentele majore.

2. Focarele cutremurelor se situează într-un plan perpendicular pe curbura Carpaților de-a lungul zonei seismice II, la adîncimea de 100-140 Km, corespunzătoare stratului de viteză redusă din mantaua superioară.

3. Intensitatea de gradul $I = 7$ a fost simțită pe o arie asimetrică de $\approx 110.000 \text{ Km}^2$, în cuprinsul căreia s-au observat câteva insule cu efecte macroseismice maxime $I = 8$, situate în diferite așezări. Tabloul poate fi explicat prin efectul "Soboleva" de iradiere neuniformă a energiei.

4. S-au introdus noțiunile de "defect specific de arie" și "directivitate" a elipsei în scopul înțelegerii substratului fizic a formei izoseistelor de grad N .

5. Datele privind undele de volum P , analizate pentru diferite intervale de distanțe epicentrice, sînt consistente cu o soluție care indică o faliere aproape verticală, de întindere ecuatorială, pentru șocurile E_1 și E_2 .

6. Căderea de tensiune pentru cele trei șocuri principale ar corespunde unui singur cutremur de magnitudine $M = 7,2$.

7. Cutremurul a provocat o creștere accentuată a activității seismice în întreaga regiune de la Curbura Carpaților cu prelungiri notabile spre sud.

Cunoașterea detaliată a tectonicii de adîncime și studii privind distribuția spațio-temporală a microcutremurelor ar putea clarifica multe din particularitățile și necunoscutele care caracterizează această unică zonă seismică Vrancea.

BIBLIOGRAFIE

- Bolt, B., 1977. The fault plane solutions of March, 4, 1977, earthquakes.
- Gibowicz, S.J., 1973. Stress drop and aftershocks, Bull., Seismol., Soc., Am., 63, 4: 1943-1446.
- Demetrescu, G., 1941. Tremblement de terre de Roumanie de Novembre 1940, Carte macroséismique. Observatoire de Bucharest, Station séismique.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and

- associated phenomena. 2nd ed. Princeton, Princeton University Press.
- Iosif, T., and Iosif, S., 1977. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 - a multiple seismic event and its seismotectonic implications. Preprint, Bucharest.
- Iosif, T. and Iosif, S., 1978. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 a multiple seismic event. Rev., Roum., Phys., 23:307-309.
- Iosif, S., Iosif, T., 1977. Momentul seismic al cutremurelor puternice vranceane, Raport IGG, Tema 11/2a.
- Iosif, T. și Iosif, S., 1978. Defect specific de arie a cutremurului din 4 martie 1977. St. cerc., Fiz., 30:597-599.
- Iosif, T., Radu, C., 1959. Asupra determinării magnitudinii cutremurelor adânci din Vrancea, St. cerc. astron. seismologie, 1, IV: 261-269.
- Müller, G., Bonjer, K.B., Stöckl, P. and Enescu, D., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977, I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. J. Geoph., 44:203-218.
- Radu, C., Apopei, I., 1977. Contribuții la studiul mecanismului și al focar al evenimentului seismic din 4 martie 1977. Raport CSEN, 30.77.1, I, 3:7-32.
- Soboleva, O., 1968. The influence of asymmetrical radiation from the source of the displacement distribution round the deep earthquake epicentre, Izv. A.N. URSS, Fizika Zemli, 10.
- Solonenko, N.V. - din lucrarea Vvedenskaia, A.V. 1969. Issledovanie napriazhenii i razrivov t oclagah zemletriasenii pri pomosci teorii dislocatii, Izdatelstvo Nauka, 87-90, Moskva.

PROCESUL FOCAL AL CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977. PARTEA I

T. IOSIF, S. IOSIF, M.C. ONCESCU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

T. IOSIF, S. IOSIF, M.C. ONCESCU. SOURCE PROCESS OF MARCH 4, 1977 EARTHQUAKE. PART I. A focal process study is made for the Vrancea earthquake on March 4, 1977 within the first 9 seconds. It were recognized five separate shocks of which foci are distributed inside of a volumetric source with radius of about 15 Km.

INTRODUCERE

De la producerea lui, cutremurul din 4 martie 1977 a devenit un subiect controversat, cu multe probleme neelucidate, cel puțin din punctul de vedere al seismologiei.

Studiile efectuate pînă în prezent privind mecanismul în focar, bazate pe primele impulsuri ale undelor P, au dus la rezultate neconcordante, atît în ceea ce privește direcția cît și înclinarea planelor nodale. Sub semnul întrebării este și direcția principală a propagării rupturii. Hartzell (1978), în analiza mișcării solului provocată de cutremurul din 4 martie 1977, găsește că seismogramele sintetice, calculate în ipoteza lui Müller et al (1978), conform căreia ruptura șocului principal s-a dezvoltat spre SV, este în discordanță cu datele de observație. Amplitudinea maximă, în această variantă, se obține nu pe componenta NS, ca în datele de observație, ci pe componenta EV.

Caracterul de multiplicitate al cutremurului din 4 martie este analizat în două lucrări: a) Müller et al (1978) și Iosif și Iosif (1977).

Diferența principală în concluziile la care au ajuns cele două grupe de cercetători constă în momentul atribuit șocului principal al secvenței: în primul caz 19 secunde, în cel de-al doilea, 9 secunde, după primul impuls. Toate considerațiile făcute de Müller et al (1978) cu privire la procesul de propagare și în special localizarea cutremurului principal E_1 la 62 km SV de primul șoc, se bazează tocmai pe această concluzie.

După opinia noastră, problema nu este suficient fundamentată în niciuna din cele două studii. În cel de-al doilea, analiza efectuată numai la stațiile românești nu oferă o bază cuprinzătoare; în prima lucrare, filiația impulsurilor la un anumit șoc este o problemă deschisă.

În studiul de față ne propunem să efectuăm o analiză detaliată a procesului focal în primele 9 secunde, folosind înregistrările stațiilor seismice românești, precum și datele de observație utilizate în lucrarea Müller et al (1978).

DATE DE OBSERVAȚIE

Înregistrările cutremurului de la 4 martie 1977, efectuate cu penduli mecanici de tip Mainka-Demetrescu la stații seismice românești, deși parțiale, conțin informații de o deosebită valoare științifică. Această valoare decurge din condițiile care se pot deduce pe baza analizei acestor înregistrări și care se pot sintetiza în următoarele:

1. Evidențierea caracterului de multișoc
2. Posibilitatea determinării procesului focal în primele 9-10 secunde de la declanșarea cutremurului

3. Determinarea magnitudinii șocurilor secvenței.

În lucrarea anterioară (Iosif și Iosif, 1977) s-a arătat că seismul de la 4 martie s-a produs sub forma unui multi-plet de trei șocuri majore ($M = 5,9 - 6,9$). Această concluzie este confirmată de înregistrările altor stații ca cele de la Kasperske Hory (Cehoslovacia), Echery (Franța), Grafenberg (RF Germană) etc. Pe toate aceste seismograme, șocurile sînt lizibile ca impulsuri foarte clare la 0 (E_1), 4 (E_2) și 9-10 secunde (E_3). Ultimul impuls este cel mai puternic.

Reanalizarea seismogramelor înregistrate la stațiile BUC, CMP, BAC și IAS ne-a permis să evidențiem, pe lângă impulsul secundar E_2 (Iosif și Iosif, 1977), încă un șoc, la aproximativ 1-1,8 secunde după prima fază. În acest fel, în intervalul dintre șocurile majore 1 și 2, s-au produs nu unul, ci două evenimente care conferă procesului focal un caracter și mai complex.

Diferența de timp dintre cele două șocuri secundare și primul impuls P_1 este sintetizată în Tabela 1.

Evenimentele au fost definite prin noi indici - a și b - pentru a fi diferențiate de șocurile $E_1 - E_4$ din lucrarea anterioară. Ultima coloană conține mărimile Δt pentru șocul major E_2 .

TABELA 1

Stația	Socul	$\Delta t_i = P_1 - P_i$		
		E_a	$E_b(E_2)$	E_2
BUC		1,0	3,2	3,5
CMP		1,8	2,8	5,4
BAC		1,2	3,2	4,1
IAS		1,6	-	3,5

În lucrarea lui Müller et al (1978), poziția șocului este stabilită în raport cu preșocul F iar a șocurilor E_2 și E_3 , în raport cu faza E_1 .

În nomenclatura adoptată de noi, corespondența prime două evenimente este:

Müller et al (1978) Iosif și Iosif (1977)

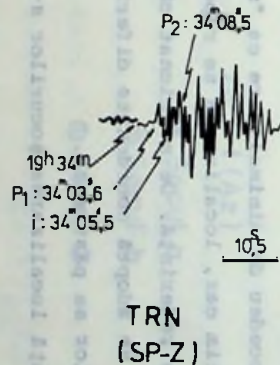
F	E_1
S_1	E_2

Socul E_2 (notația Iosif), care s-a produs cu o întârziere $\Delta t = 4,7$ s (Müller) a fost localizat pe baza a patru stații - BUC, BAC, CMP și IAS - aceleași ca și în lucrarea Iosif și Iosif (1977). La toate celelalte 11 stații, cu excepția ATU ($\Delta = 8^\circ$) și NUR ($\Delta = 14^\circ$), primul impuls a fost atribuit șocului E_2 . În acest caz, evenimentul E_1 (preșocul) trebuie să aibă o intensitate mică, care să nu permită să fie înregistrat decât la stații foarte apropiate. Ori, după seismogramele stațiilor BUC și CMP rezultă că E_1 are magnitudinea $M = 5,9$.

Din analiza noastră rezultă că șocul E_1 , incluzând evenimentul E_a ($\Delta t = 1,5$ s) a fost înregistrat fidel pînă la $\Delta \approx 30^\circ$.

Intrucît șocurile secvenței au magnitudini diferite, valori crescătoare, ele prezintă o precizie diferențiată înregistrări, în funcție de distanța epicentrică. Începînd cu anumită distanță, faza P_1 este înregistrată numai de seismografi de scurtă perioadă cu performanțe ridicate. Pendulii de lungă perioadă detectează numai șocurile E_2 și E_3 .

De exemplu, pendulii de scurtă perioadă de la stațiile Trinidad (TRN) ($\Delta = 81^\circ 2'$; $Az = 300^\circ$, $V = 25.000$) (Fig. 1) și Fiamalu (AFI) ($\Delta = 144^\circ 6'$; $Az = 32^\circ$, $V = 12.000$) au înregistrat impulsuri clare, devansate cu 4,5 și respectiv 2,5 secunde fa



$P_2: 34^{\circ}08'5''$

TRN
 (LP-Z)

60°

Fig. 1. Componenta verticală a seismogramelor WWNSS de lungă și scurtă perioadă la stația TRN.

de primele impulsuri de pe seismogramele de lungă perioadă WWSSN cu $V = 750 - 1500$. În acest caz, impulsurile 1 și 2 devin E_2 și E_3 . În același fel au fost interpretate de noi toate înregistrările prezentate în figurile 3 și 4 din lucrarea lui Müller et al (1978), efectuate la stații cu $\Delta > 40$. De menționat că fazele P de scurtă perioadă sînt asociate cu impulsuri de lungă perioadă; inversul nu este adevărat (Fig. 1).

Datele prezentate în graficele din figurile 10 b și c, dintre care unele reinterpretate la care am adăugat BUC, CMR, COL, ECH, KSH au fost folosite de noi pentru localizarea șocului principal E_3 .

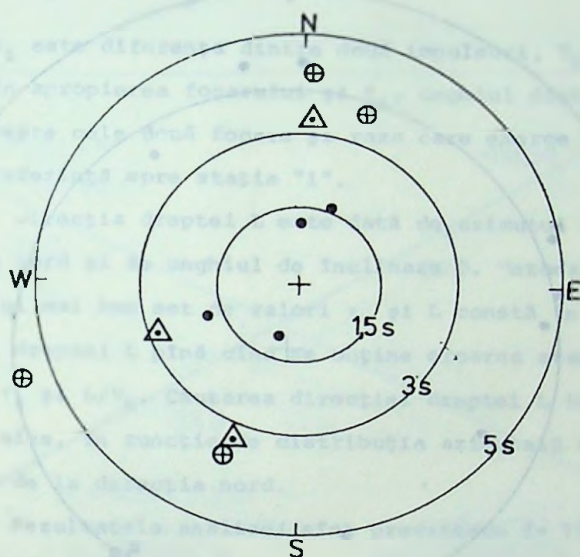
În figurile 2 și 3 sînt prezentate diferențele Δt_i ($i = 1 - 3$) ca funcție de azimut, pentru evenimentele analizate.

INTERPRETAREA REZULTATELOR

Localizarea evenimentelor secvenței se poate face fie prin aplicarea unui program general de determinare a parametrelor șocurilor, folosind hodocronenele Herrin sau Jeffreys, fie prin utilizarea unui procedeu de minimalizare ca "master event technique". În acest ultim caz, localizarea se raportează la un șoc luat ca sistem de referință. De menționat că dacă pentru evenimentul de bază se adoptă coordonate diferite, pozițiile relative ale șocurilor se păstrează.

În studiul de față localizarea șocurilor s-a efectuat prin ambele metode.

Procedeu de minimalizare, aplicat de noi a fost cel propus de Fukao (1972) prin care se determină o separare spațio-temporală a evenimentelor. În esență, acest procedeu constă în următoarele: se presupune că evenimentele sînt



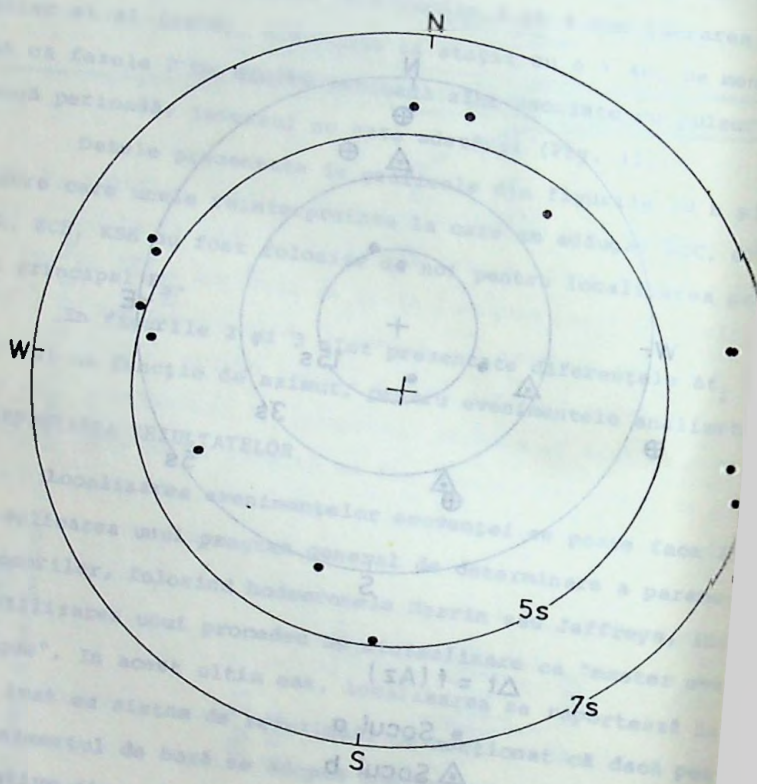
$$\Delta t = f(Az)$$

• Șocul a

Δ Șocul b

⊕ Șocul 2

Fig. 2. Diferențele $P_i - P_1$ ca funcție de azimut pentru șocurile: $E_a(\bullet)$, $E_b(\Delta)$ și $E_2 +$.



$$\Delta t_{23} = f(Az)$$

Fig. 3. Diferențele $P_3 - P_2$ ca funcție de azimut.

separate în timp cu τ_0 secunde și în spațiu cu distanța L km, într-o anumită direcție. Pentru lungimi mici, la o stație avem:

$$\Delta t_1 = \tau_0 - \frac{L}{V_p} \cos \theta_1 \quad (1)$$

unde Δt_1 este diferența dintre două impulsuri, V_p - viteza undei P în apropierea focarului și θ_1 , unghiul dintre dreapta care unește cele două focare și raza care emerge din șocul luat ca referință spre stația "1".

Direcția dreptei L este dată de azimutul ϕ , măsurat față de nord și de unghiul de înclinare D . Metoda pentru găsirea celui mai bun set de valori τ_0 și L constă în varierea direcției dreptei L pînă cînd se obține eroarea standard minimă pentru τ_0 și L/V_p . Căutarea direcției dreptei L începe cu un azimut ales, în funcție de distribuția azimutală a valorilor Δt_1 sau de la direcția nord.

Rezultatele analizei sînt prezentate în Fig. 4, 5, 6, 7 și în Tabela 2.

Valorile τ_0 , L și unghiul de înclinare D sînt determinate față de primul șoc E_1 . Ansamblul valorilor L și D duce la concluzia că în primele 9 secunde sursa s-a dezvoltat bilateral, asimetric, pe o arie foarte restrînsă, circumscrisă volumului determinat pe baza hipocentrelor cutremurelor puternice din Vrancea produse în ultimii 50 de ani.

Adoptînd pentru viteza undelor P valoarea $V_p = 8,3$ km/s, s-au obținut următoarele rezultate:

1. Corelarea dintre șocurile 1 și a:

Direcția $E_1 E_a$: $\phi = 125^\circ$

Diferența dintre orele la origine: 1,51 s

Distanța dintre E_1 și E_a : $L = 12,9$ km

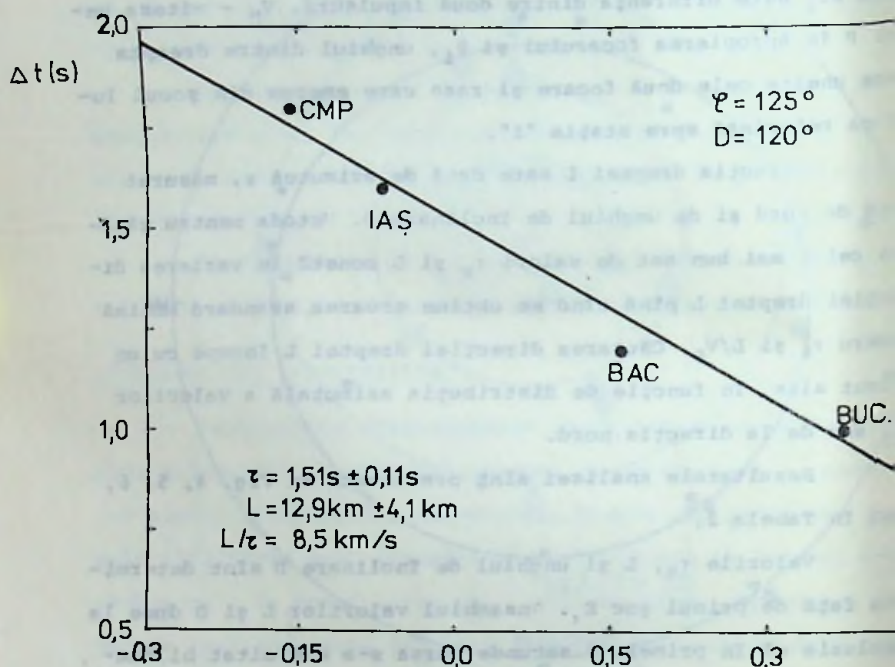


Fig. 4. Relația dintre $\tau_{1,a}$ și $\cos \theta$

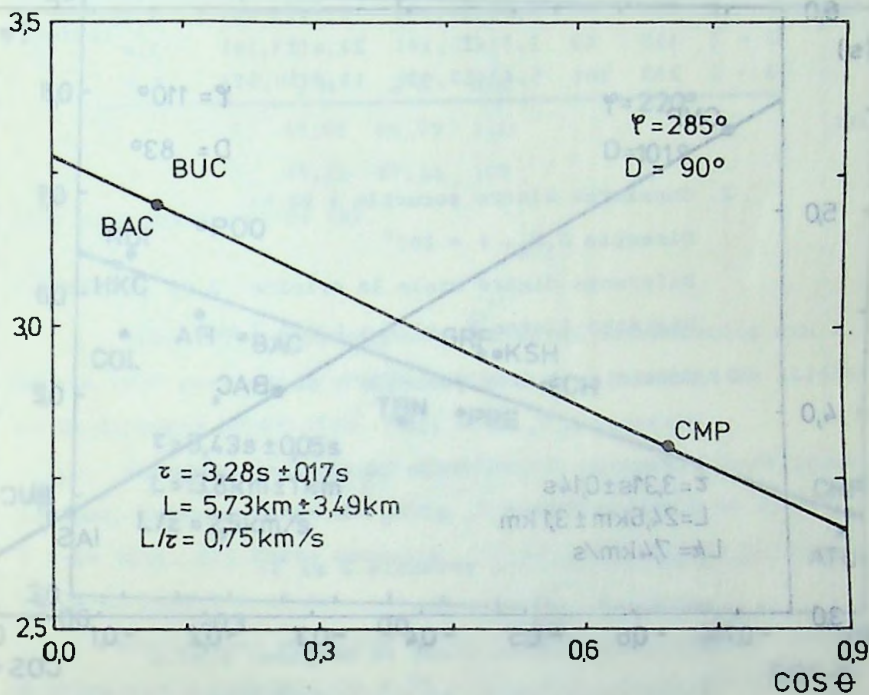


Fig. 5. Relatia dintre $\tau_{1,b}$ si $\cos \theta$

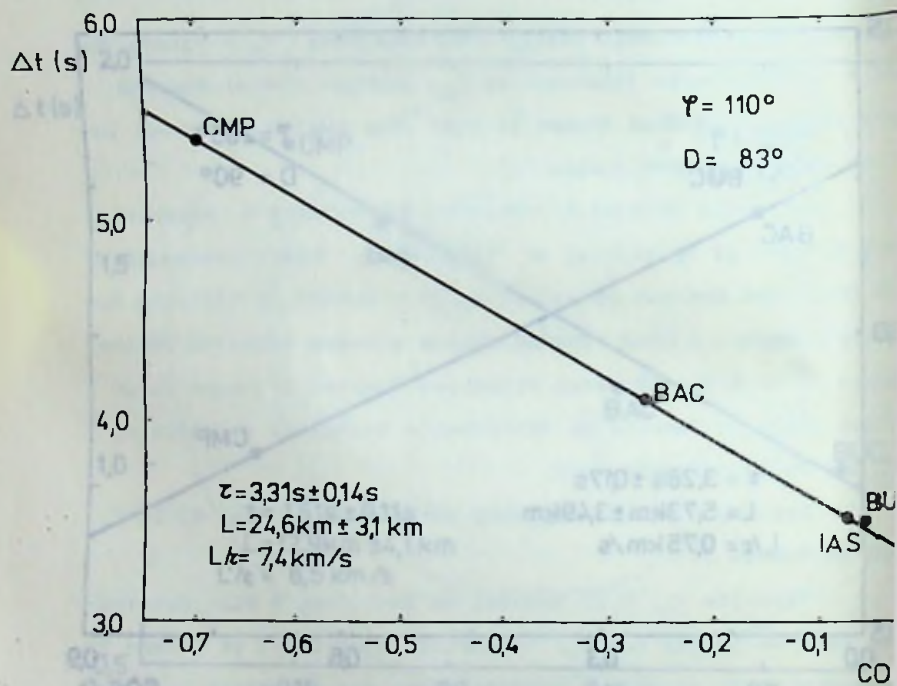


Fig. 6. Relatia dintre $\tau_{1.2}$ si $\cos \theta$

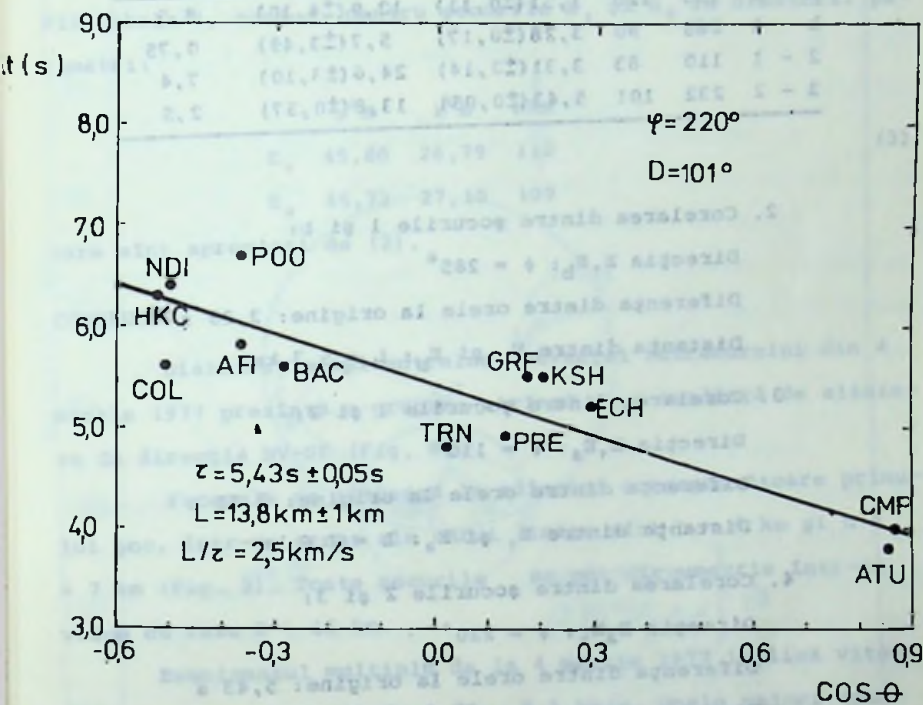


Fig. 7. Relatia dintre $\tau_{2:3}$ si $\cos \theta$

TABELA 2

Socul	ϕ°	D°	τ_0, s	L_{km}	Viteza aparentă km/s
a - 1	125	120	$1,51(\pm 0,11)$	$12,9(\pm 4,10)$	8,5
b - 1	285	90	$3,28(\pm 0,17)$	$5,7(\pm 3,49)$	0,75
2 - 1	110	83	$3,31(\pm 0,14)$	$24,6(\pm 3,10)$	7,4
3 - 2	232	101	$5,43(\pm 0,05)$	$13,8(\pm 0,57)$	2,5

2. Corelarea dintre șocurile 1 și b:

Direcția $E, E_b: \phi = 285^{\circ}$

Diferența dintre orele la origine: 3,28 s

Distanța dintre E_1 și $E_b: L = 5,7$ km

3. Corelarea dintre șocurile 1 și 2:

Direcția $E, E_2: \phi = 110^{\circ}$

Diferența dintre orele la origine: 3,31 s

Distanța dintre E_1 și $E_2: L = 2,6$ km

4. Corelarea dintre șocurile 2 și 3:

Direcția $E_2, E_3: \phi = 220^{\circ}$

Diferența dintre orele la origine: 5,43 s

Distanța dintre E_2 și $E_3: L = 13,8$ km

5. Corelarea dintre șocurile 1 și 3:

Direcția $E, E_3: \phi = 136^{\circ}$

Diferența dintre orele la origine: 8,74 s

Distanța dintre E_1 și $E_3: L = 15$ km

Socurile au fost raportate față de coordonatele date
CSEM pentru șocul E_1

$$\varphi = 45^{\circ}77' N$$

$$E_1, \lambda = 26^{\circ}85' \quad (2)$$

$$h = 100 \text{ km}$$

Determinările proprii, utilizînd datele de observație din Tabela 1, conduc, pentru șocurile E_1 și E_2 , la următorii parametri:

	$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	hkm	
E_1	45,80	26,79	110	(3)
E_2	45,72	27,10	109	

care sînt apropiați de (2).

CONCLUZII

Distribuția epicentrelor secvenței cutremurului din 4 martie 1977 prezintă o grupare strînsă cu o tendință de aliniere în direcția NV-SE (Fig. 8).

Focarele se situează la adîncimi corespunzătoare primului șoc, într-un strat ale cărui limite sînt $h = 4 \text{ km}$ și $h = 7 \text{ km}$ (Fig. 9). Toate șocurile se pot circumscrie într-un volum cu raza $R = 15 \text{ km}$.

Evenimentul multiplu de la 4 martie 1977 implică viteze de propagare a rupturii de $0,75 - 8,5 \text{ km/s}$. Unele valori (pentru șocul a și 2) sînt mai mari decît viteza undelor transversale și chiar depășesc viteza undelor P. Aceasta ne determină să admitem o dislocație concomitentă în două sau mai multe puncte ale mediului supus tensiunii de deformare.

Intr-adevăr, din Tabela 2 și graficele din Fig. 4 și 5 se observă că valorile obținute pentru τ_0 indică o cvasisimultaneitate în producerea șocurilor 1 cu a și b cu 2, adică a acestor evenimente pentru care viteza aparentă de rupere este egală

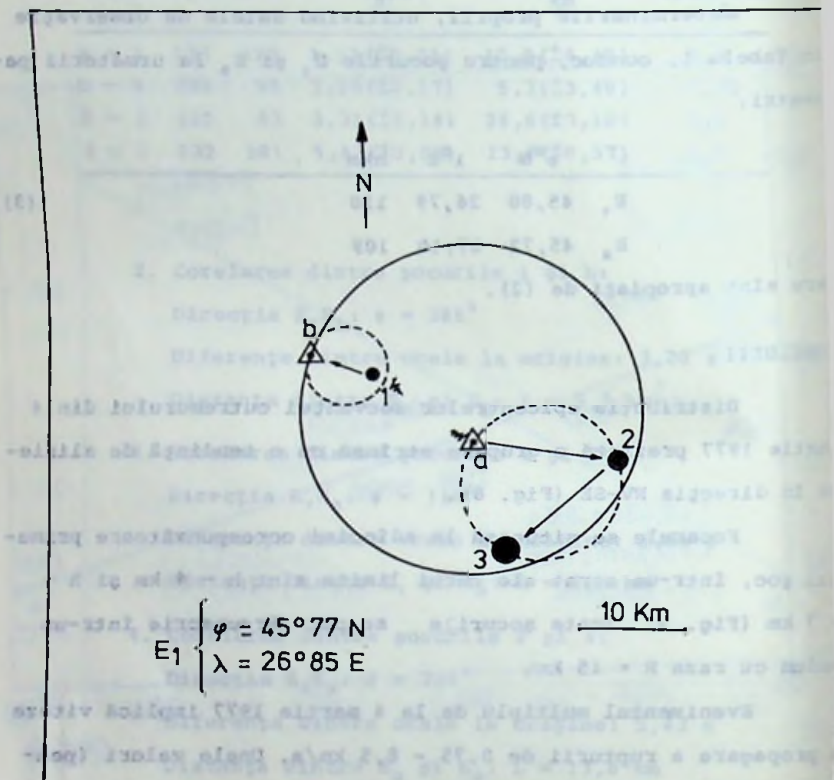


Fig. 8. Distribuția epicentrelor secvenței cutremurului din martie 1977.

Distanța (N 70° W) de la 45° 77' N; 26° 85' E

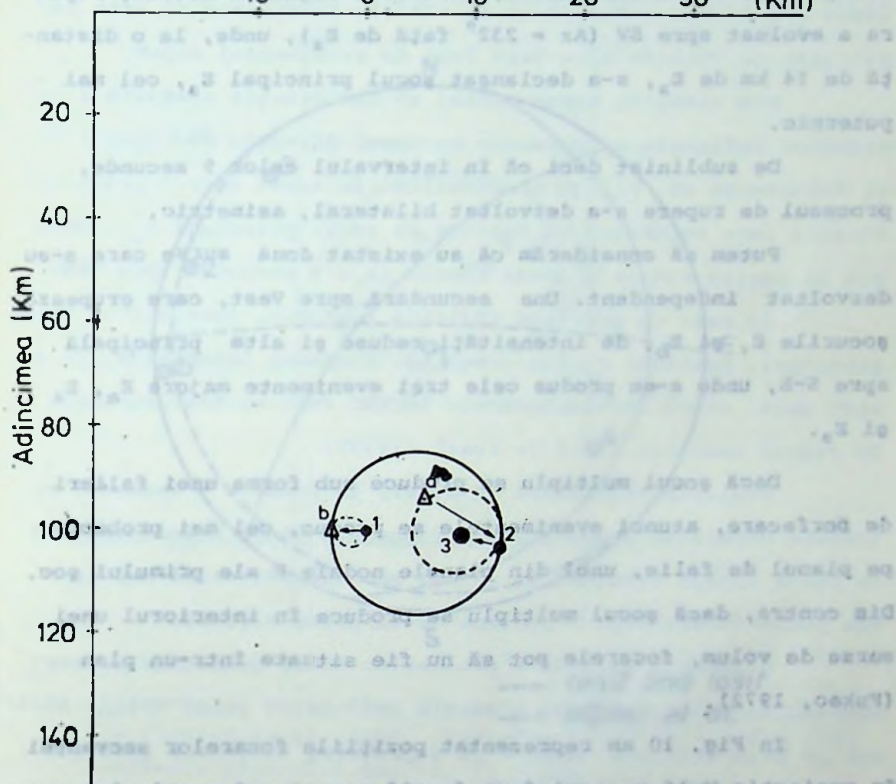


Fig. 9. Secțiune verticală în zona focală.

cu cea a undelor longitudinale.

Rezultă că procesul focal a început în două puncte E_1 și E_2 și s-a dezvoltat simultan cu viteze diferite, atât spre cît și spre E. În continuare, în cadrul regiunii focale, ruptura a evoluat spre SV ($Az = 232^\circ$ față de E_2), unde, la o distanță de 14 km de E_2 , s-a declanșat șocul principal E_3 , cel mai puternic.

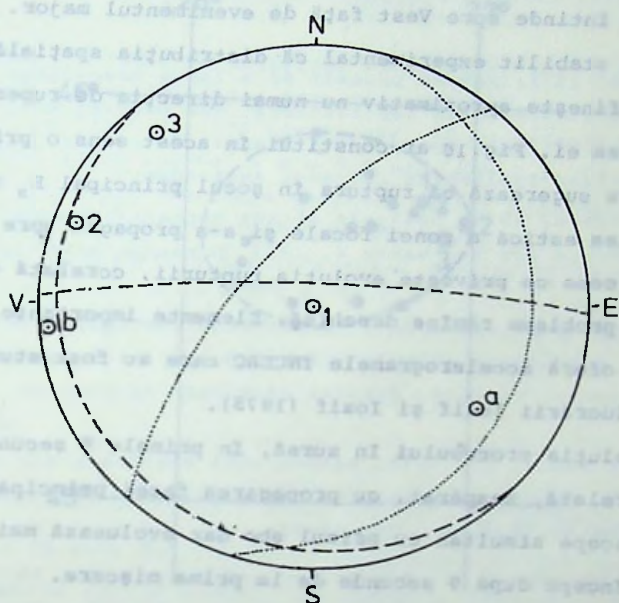
De subliniat deci că în intervalul celor 9 secunde, procesul de rupere s-a dezvoltat bilateral, asimetric.

Putem să considerăm că au existat două surse care s-au dezvoltat independent. Una secundară, spre Vest, care grupează șocurile E_1 și E_2 , de intensități reduse și alta principală spre S-E, unde s-au produs cele trei evenimente majore E_2 , E_3 și E_4 .

Dacă șocul multiplu se produce sub forma unei falii de forfecare, atunci evenimentele se produc, cel mai probabil, pe planul de falie, unul din planele nodale P ale primului șoc. Din contra, dacă șocul multiplu se produce în interiorul unei surse de volum, focarele pot să nu fie situate într-un plan (Fukao, 1972).

În Fig. 10 am reprezentat pozițiile focarelor secvențiale în proiecție Wulf pe semisfera focală superioară a primului șoc în care am trasat planele nodale din lucrările Iosif și Iosif (1977) și Müller et al. (1978) (Fig. 10).

Se observă că ansamblul evenimentelor nu se situează pe nici unul din planele nodale. Acest rezultat ar indica pentru seismul din 4 martie 1977 o distribuție volumetrică. Totuși, șocurile E_1 și E_2 se găsesc pe planul nodal vertical (orientat E iar șocurile E_2 și E_3 pe planul nodal orizontal (înclinare 85° (Iosif, 1977)).



--- Iosif and Iosif

..... Müller et al.

Fig.10. Pozițiile focurilor pe sfera focală superioară a evenimentului E_1 . Soluțiile de plan de falie sînt date după Iosif, 1977 (---) și Müller et al. (.....).

În Fig. 11 am prezentat distribuția geografică a șocurilor majore $E_1 - E_3$, împreună cu replicile care s-au produs în zona focală, în primele 17 zile, după cutremur. Acestea au fost luate din lucrarea Bonjer et al (1979). Se observă că aria replicilor se întinde spre Vest față de evenimentul major.

S-a stabilit experimental că distribuția spațială a replicilor definește aproximativ nu numai direcția de rupere, ci și întinderea ei. Fig. 10 ar constitui în acest sens o primă indicație care sugerează că ruptura în șocul principal E_3 a început în partea estică a zonei focale și s-a propagat spre Vest.

În ceea ce privește evoluția rupturii, corelată cu șocul principal, problema rămâne deschisă. Elemente importante, în acest sens, oferă accelerogramele INCERC care au fost studiate în cadrul lucrării Iosif și Iosif (1978).

Evoluția procesului în sursă, în primele 9 secunde, trebuie corelată, neapărat, cu propagarea fazei principale, care poate începe simultan cu primul șoc dar evoluează mai lent sau poate începe după 9 secunde de la prima mișcare.

O soluție globală a procesului focal generator al evenimentului multiplu de la 4 martie 1977 se va putea obține numai pe baza analizei undelor de suprafață, singurele care pot determina trăsăturile generale ale sursei.

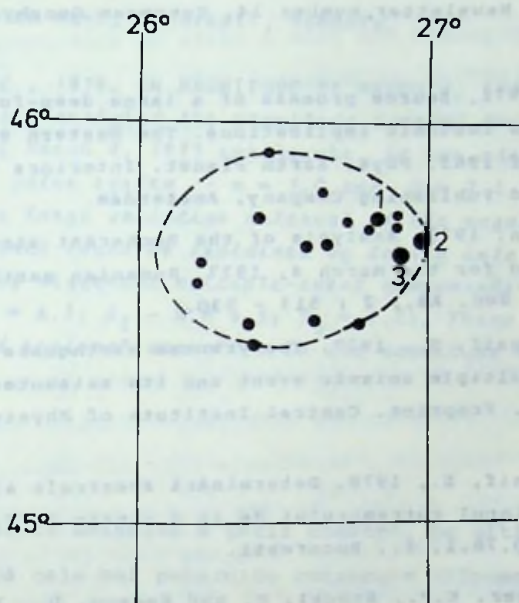


Fig.11. Distribuția replicilor din zona focală în primele 17 zile (Bonjer et al 1979). Cercurile pline (●) indică epicentrele șocurilor majore, E_1 - E_3 .

BIBLIOGRAFIE

- Bonjer, K.P., Bock, G., Fuchs, K., Cornea, I., Enescu, D., Jilănu, D., Radu, C., Merkle, G., Moldoveanu, T., Nourescu, T. 1979. The Romanian earthquake of 4 March, 1977 and its aftershocks. Newsletter, number 14, European Geophysical Society.
- Fukao Yoshio, 1972, Source process of a large deep-focus earthquake and its tectonic implications. The Western Brazil earthquake of 1963, Phys. Earth Planet. Interiors 5, 61-76. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- Hartzell Stephen, 1979, Analysis of the Bucharest strong ground motion record for the March 4, 1977, Romanian earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 2 : 513 - 530.
- Iosif, T. and Iosif, S., 1977, The Vrancea earthquake of March 4, 1977, a multiple seismic event and its seismotectonic implications. Preprint. Central Institute of Physics, București.
- Iosif, T. și Iosif, S., 1978. Determinări spectrale ale mișcării solului în timpul cutremurului de la 4 martie 1977. Raport CFPS, tema 30.78.1, I., București.
- Müller, G., Bonjer, K.P., Stöckl, H. and Enescu, D., 1978, The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. J. Geophys. 44: 203-218.

ASUPRA MAGNITUDINII CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977*

C. RADU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, CP MG-2, București, România.

RADU, C., 1979. ON MAGNITUDE OF MARCH 4, 1977 EARTHQUAKE. There are analysed the magnitude data of the main shock (S_3) of March 4, 1977 earthquake. It was adopted the following value system - $m = 7.0$ and $M = 7.2$. It was noticed a large variation interval of the magnitudes m , which fact could be explained by taking into calculations of different multiple-event components ($F - M = 5.5$; $S_1 - M = 6.5$; $S_2 - M = 6.5$; $S_3 = 7.2$). There were not noticed regional anomalies in the magnitude m distribution.

INTRODUCERE

Istoria seismică a țării noastre, pe ultimele două secole, arată că cele mai puternice cutremure vrâncene s-au produs la 26 octombrie 1802 ($M = 7,5$), 10 noiembrie 1940 ($M = 7,4$) și 4 martie 1977 ($M = 7,2$). Aceste trei cutremure, care diferă puțin în ceea ce privește magnitudinea, au arii macroseismice foarte asemănătoare (singurele cutremure simțite la Moscova!).

Determinarea cu o precizie cât mai mare a magnitudinii "curiosului" seism din 4 martie 1977, va permite stabilirea exactă a contribuției acestuia la balanța seismoenergetică a regiunii vrâncene, element foarte important pentru elaborarea hărților de risc seismic ale teritoriului României.

*) Lucrarea a apărut pentru prima dată - sub același titlu - în Raport SCEN, 11, 5, septembrie 1977, București.

Caracterul de multișoc al evenimentului seismic din 4 martie 1977 necesită determinarea magnitudinii fiecărui șoc și deci a contribuției acestora la teatrul seismic din 4 martie 1977.

În continuare vom face o serie de considerații asupra magnitudinii seismului din 4 martie 1977, o atenție deosebită fiind dată șocului principal (șocul S_3 în clasificarea lui M_0 et al (1977/1978)).

DATE DE OBSERVAȚIE

Informații asupra magnitudinii (m sau M) au fost publicate în Buletinele seismice ale diferitelor stații, Buletinele PDE și EDR (NEIS-Colorado), Buletinele CSEM (Strasbourg) și Buletinele IFZ (Moscova). O serie de date asupra magnitudinii sau amplitudinilor și perioadelor au fost obținute de la delegația seismologi sovietici (condusă de S.V. Medvedev), care ne-a vizitat țara imediat după cutremur.

Tabelele I și II centralizează valorile magnitudinilor furnizate de NEIS (Colorado) și IFZ (Moscova).

Tabela III cuprinde valorile magnitudinii calculate de autor (C.Radu) pe baza amplitudinilor și perioadelor primite de la delegația de seismologi sovietici de la Institutul de fizica Pământului (IFZ) din Moscova. Informațiile din Tabelele I - III se referă la șocul principal al evenimentului seismic din 4 martie 1977.

TABELA I

Magnitudinea m a cutremurului din 4 martie 1977, calculată la NEIS (Colorado)

Nr.	Cod	Δ^0	α^0	λ_μ	T_s	m
0	1	2	3	4	5	6
1	PRU	9,2	301,6	2813,0	1,5	6,9
2	CLL	10,6	306,3	120,0	1,6	5,5
3	MOX	11,2	301,2	1300,0	1,2	6,6
4	HAU	14,1	286,4	652,6	1,5	5,7
5	NUR	14,8	356,0	298,5	0,8	5,6
6	LOR	15,8	283,6	2372,9	1,3	6,2
7	EGL	21,0	309,3	1187,5	1,0	6,2
8	EBL	21,1	309,0	1170,0	1,1	6,1
9	ESK	21,1	307,7	4800,0	1,0	6,8
10	EDI	21,3	309,3	2070,0	1,1	6,4
11	EDU	21,4	311,0	450,0	0,8	5,9
12	EAU	21,4	309,0	1800,0	1,3	6,2
13	EBH	21,5	310,0	2080,0	1,2	6,3
14	ELO	21,7	310,5	1262,5	1,0	6,2
15	EAB	22,0	309,5	560,0	0,7	6,0
16	KTC	34,1	333,1	23,5	0,9	5,0
17	DAC	36,1	343,8	23,5	0,9	5,1
18	NDI	43,0	95,5	549,3	0,5	6,6
19	GDH	44,8	330,1	360,0	1,0	6,2
20	STJ	52,2	302,6	870,0	1,0	6,7
21	FRB	52,3	326,0	465,0	0,7	6,6
22	RES	53,8	343,7	190,0	0,6	6,3
23	SCH	56,1	315,9	385,0	0,6	6,6
24	MBC	56,3	350,8	377,0	0,6	6,6
25	CBM	61,3	308,9	214,0	0,6	6,4
26	BLC	61,4	335,3	216,0	0,6	6,4
27	MIM	62,9	307,8	77,5	0,5	5,9
28	FCC	65,0	330,4	126,0	0,5	6,1

0	1	2	3	4	5	6
29	BUL	65,6	178,0	883,6	0,7	6,7
30	WES	66,0	306,6	71,0	0,4	5,7
31	OTT	66,4	311,3	2871,0	1,8	6,7
32	UCT	66,8	306,6	105,0	0,6	5,7
33	APT	67,1	306,1	182,0	0,5	6,7
34	HDM	67,2	306,5	104,0	0,6	5,7
35	TMT	67,2	306,9	170,0	0,6	6,7
36	YKC	67,7	341,7	14,0	1,0	4,7
37	BCT	67,8	306,9	113,0	0,5	6,7
38	BPT	68,6	306,6	35,0	0,5	5,7
39	WIN	70,8	189,6	391,6	0,9	6,7
40	LHC	71,2	320,6	560,0	1,4	6,7
41	PRE	75,6	178,6	2962,5	1,2	7,7
42	EDM	77,2	336,5	380,0	0,6	6,7
43	FSJ	77,4	343,1	492,0	0,8	6,7
44	SES	80,6	333,8	830,0	1,0	6,7
45	ADK	80,8	14,4	128,0	0,9	5,7
46	PNT	81,5	338,4	410,0	0,7	6,7
47	MSU	82,5	333,9	339,0	1,3	6,7
48	VIC	82,5	340,5	113,0	0,4	6,7
49	CUM	83,2	277,9	216,4	0,7	6,7
50	LON	83,8	338,8	48,5	0,6	5,7
51	GOL	84,7	324,9	173,1	1,7	5,7
52	CAR	85,1	279,9	588,2	2,0	6,7
53	NUR	88,8	332,0	14,4	0,9	5,7
54	SKS	92,2	335,9	90,0	0,7	6,7
55	TUC	93,3	325,0	59,9	0,7	6,7
56	PAS	94,3	331,4	4000,0	1,0	7,7
57	DNP	95,1	97,1	2,8	2,3	4,7
58	MSK	95,6	91,4	7,3	1,2	5,7
59	NNA	107,9	271,2	226,0	0,7	7,7

TABELA II

Magnitudinea cutremurului din 4 martie 1977, calculată la IFZ (Moscova).

Nr	Cod Stație	Δ°	Magnitudinea				
			m_{PV}	m	m_{SH}	M_{LH}	M_{LV}
1	LUV	4,4	7,5				
2	SIM	5,2					6,6
3	PRU	9,2		7,0			
4	MOX	11,2	6,4				
5	LEN	13,4		6,9			
6	TBL	13,6				6,6	
7	ERE	14,1	6,6				
8	BAK	17,7		6,1			
9	APA	22,1	7,0				
10	DSH	31,7	7,3				
11	KUL	32,6				7,2	
12	ANR	33,2	7,5		7,2		
13	FRU	33,9	7,1		7,1		
14	NRN	35,4	7,0		7,7		
15	KHE	36,6	7,1				
16	PRZ	36,7	6,8		6,5		
17	ELT	38,3				7,0	
18	YAK	56,2	6,7				
19	YSS	71,8				7,1	
20	SKR	74,4				8,2	
21	KUR	75,5				7,3	
22	S_1		6,9			7,0	
23	S_2					6,7	
24	S_3		7,1				

Notă: S_1 ($i = 1, 2, 3$) = stație seismică sovietică.

TABELA III

Magnitudinea m a cutremurului din 4 martie 1977, calculată pe baza valorilor A și T primite de la IFZ (Moscova)

Nr.	Cod Stație	Δ^0	A_μ	T_s	A/T	$\log A/T$	m_1	
0	1	2	3	4	5	6	7	
1	SIM	5,2	1155,0	40,0	28,88	1,461	7,2	6
2	PBU	9,3	2813,0	1,5	1875,33	3,273	6,6	5
3	CLL	10,7	120,0	1,6	75,00	1,875	8,2	7
4	OBN	11,2	0,84	1,0	0,84	-0,076	6,2	5
5	MOS	12,1	13.000,0	12,0	1083,33	3,035	6,1	5
6	PUL	14,2	1,63	0,8	2,04	0,309	6,0	6
7	NUR	14,8	20,0	0,8	25,00	1,398	7,1	7
8	GRS	15,6	15,5	4,0	3,88	0,588	6,3	6
9	BAK	17,7	15,0	0,3	50,00	1,699	7,4	7
			105,0	6,0	17,50	1,243	6,9	6
10	APA	22,1	43,0	11,0	3,91	0,592	6,4	5
11	DSH	31,6	33,0	6,0	5,50	0,740	6,9	6
12	GAR	32,5	11,2	1,1	10,18	1,008	7,3	7
13	KUL	32,6	21,0	4,5	4,67	0		
14	ANR	33,2	55,0	6,0	9,17	0,962	7,3	7
15	FRU	33,9	16,0	6,0	2,67	0,426	6,7	6
16	KHO	34,0	7,0	7,0	1,00	0,000	6,3	6
17	NRN	35,4	76,8	1,5	51,20	1,709	8,1	7
18	TAL	35,6	0,04	1,6	0,02	-1,624	4,8	4
			0,85	1,8	0,47	-0,326	6,1	5
			40,5	17,0	2,38	0,377	6,8	6
19	PRZ	36,3	2,4	1,4	1,71	0,234	6,6	6
			33,0	4,0	8,25	0,916	7,3	6
20	KHE	36,6	2,0	1,7	1,18	0,071	6,5	6
			6,3	1,4	4,50	0,653	7,1	6
21	S_4	38,1	0,1	1,5	0,07	-1,185	5,6	4
			0,84	1,6	0,53	-0,280	6,1	5
			36,0	14,0	2,57	0,410	6,8	5
22	ELT	38,3	2,6	1,5	0,17	-0,761	5,6	5

0	1	2	3	4	5	6	7	8
23	IRK	48,9	1,27	2,0	0,64	-0,197	6,2	5,8
24	ZAK	49,2	2160,0	1,9	1138,84	3,056	6,5	6,1
25	YAK	56,2	0,5	0,8	0,63	-0,204	6,3	5,9
26	S ₅	63,3	0,92	1,0	0,92	-0,036	6,4	6,0
27	KUR	75,5	35,1	14,0	2,51	0,399	6,7	6,6
28	BOD		1,8	1,5	1,20	0,079		
29	S ₆		13,2	6,0	2,20	0,342		
			33,0	8,0	4,13	0,615		
30	S ₇		1533,0	1,1	1393,64	3,144		
31	S ₈	116,8	6,5	18,0	0,36	-0,442		

ptă:

$m_1 = \log A/T + Q_1$; Q_1 = funcția lui Gutenberg și Richter (1956)

$m_2 = \log A/T + Q_2$; Q_2 = funcția lui Veith și Clawson (1972)

S_i ($i = 1, 5, 6, 7, 8$) = stație seismică sovietică

Primele informații asupra componentelor multișocului au fost furnizate de CSEM (Peterschmitt, 20 iulie 1977) care admite existența a trei șocuri (A, B, C) cu magnitudinile 5, 6,5 și respectiv 7,2. Au urmat după aceea cercetările făcute de Müller et al (1977/1978), Cornea și Fuchs (1977), Iosif și (1977). În studiile noastre vom reține rezultatele lui Müller et al (1977/1978) care stabilesc existența a patru șocuri (șocul F și șocurile S_1 , S_2 , S_3) cu magnitudinile 5,0 (F), 6,5 (S_1), 6,5 (S_2) și 7,2 (S_3).

ANALIZA OBSERVAȚIILOR

1. Magnitudinile m și M.

Datele de observație furnizate de diferitele centre seismologice internaționale (Tabelele I - III) au fost analizate cu scopul stabilirii magnitudinilor m și M, iar rezultatele sunt prezentate în Tabela IV.

Mărimile m și M reprezintă valorile magnitudinii așezate cum au fost comunicate de diferite agenții (NEIS, CSEM, IFZ, mărimea M_m se referă la magnitudinea M calculată pe baza magnitudinii m, folosind relația (Gutenberg și Richter, 1956):

$$m = 0,63 M + 2,5 \quad (1)$$

Analiza datelor din Tabela IV conduce la următoarele observații:

- valorile medii ale magnitudinii m diferă de la un centru seismologic la altul și chiar pentru un același centru: NE

TABELA IV

magnitudinea cutremurului din 4 martie 1977, calculată la diferențe de centre seismologice internaționale

Nr. Centrul	$m_{\min}$	$m_{\max}$	m	M	M_m	Sursa
1 NEIS			6,7	7,2	6,7	Telex-1977 III 4
			7,2		7,5	PDE 4-1977 VI 2
	4,3/5,9	7,4/7,8	6,3(48)		6,0	IOB 1629 - 1977 VI 30
	4,8/6,1	7,1/-	6,4(39)		6,2	EDR 8 -1977 VII 30
2 CSE "				$7-7\frac{1}{4}$		Telex-1977 III 5
3 IFZ			6,9	7,3	7,0	
			6,6(12)		6,5	Bul.seis/SKM
			7,1(9)		7,3	Bul.seis/SK
4 CFPS/CR	6,1	7,5	6,9(16)	7,1(8)	7,0	Pe baza valorilor M comunicate de IFZ
	-/6,0	7,4/8,2	6,5(15)		6,4	Pe baza valorilor A/T comunicate de IFZ (scurtă perioadă)
	-/6,1	7,3/-	6,7(13)		6,7	Pe baza valorilor A/T comunicate de IFZ (lungă perioadă)

Notă: NEIS = National Earthquake Information Service, Colorado.

CSEM = Centre Séismologique Europeo-Méditerranéen, Strasbourg

IFZ = Institut Fiziki Zemli, Moscova

CFPS = Centrul de Fizica Pământului și Seismologie, București

M_m = magnitudinea M calculată cu ajutorul magnitudinii m, conform relației (1).

4,3/5,9 = $m_{\min}$ observat / $m_{\min}$ considerat

($m = 6,3 - 7,2$), IFZ ($m = 6,6 - 7,1$), CFPS ($m = 6,5 - 6,9$);
 rea medie - $\bar{M} = 6,73(10)$;

- valorile magnitudinii M sînt apropiate între ele:
 ($M = 7,2$); CSEM($M = 7 - 7^{1/4}$), IFZ ($M = 7,3$) și CFPS-CR($M =$
 valoarea medie - $\bar{M} = 7,21(4)$;

- valorile individuale ale magnitudinii m variază
 vate foarte largi: NEIS($m = 4,3^*/5,9 - 7,4/7,8^*$; $m = 4,8^*/$
 $7,1/-$); CFPS ($m = 6,1 - 7,5$; $m = -/6,0 - 7,4/8,2^*$; $m = -/6,$
 $7,3/-$). Mărimile m^* se referă la limitele - intervalului,
 mărimile m la valorile considerate în calcul. Intervalul ma-
 variație al valorilor individuale ale magnitudinii m (NEIS -
 3.5) se explică prin faptul că acestea corespund la diferite
 nente ale multigocului;

- valorile magnitudinii M_m obținute cu ajutorul rel
 (1) variază de asemenea într-un interval larg: NEIS($M_m = 6,0$
 IFZ($M_m = 6,5 - 7,3$); CFPS($M_m = 6,4 - 7,0$); valoarea medie - $\bar{M}$
 (10) sau $\bar{M}_m = 7,21(4)$;

Valoarea magnitudinii $m = 7,2$ dată de NEIS a fost d
 minată la stația Pasadena care a fost considerată, de Gutenberg
 Richter (1954), ca bază în clasificarea magnitudinală a cutre
 puternice produse pe Glob.

Ținînd seama numai de mărimea determinată la F
 ($m = 7,2$; $M_m = 7,5$) rezultă că cutremurul din 4 martie 1977 a
 magnitudine superioară celui din 10 noiembrie 1940, care a fo
 tat cu $M_m = 7,4$. Această observație prezintă un interes deose
 iar analiza sa, folosind și alte mărimi caracteristice sursei
 mice, va conduce la rezultate interesante.

Deoarece magnitudinile M calculate direct ($\bar{M} = 7,2$) și cu relația (1) ($M_m = 7,2$) coincid vom adopta pentru cutremurul din 4 martie 1977, magnitudinea $M = 7,2$, magnitudine echivalentă cu magnitudinea M_{Gr} folosită de Gutenberg și Richter (1954) în studiul seismicității Globului. Menționăm că magnitudinea folosită de autor (C.Radu) la clasificarea cutremurelor românești (Radu 1971 a, 1971 b, 1974, 1976; Radu și Utale, 1979) este echivalenta magnitudinii M_{Gp} .

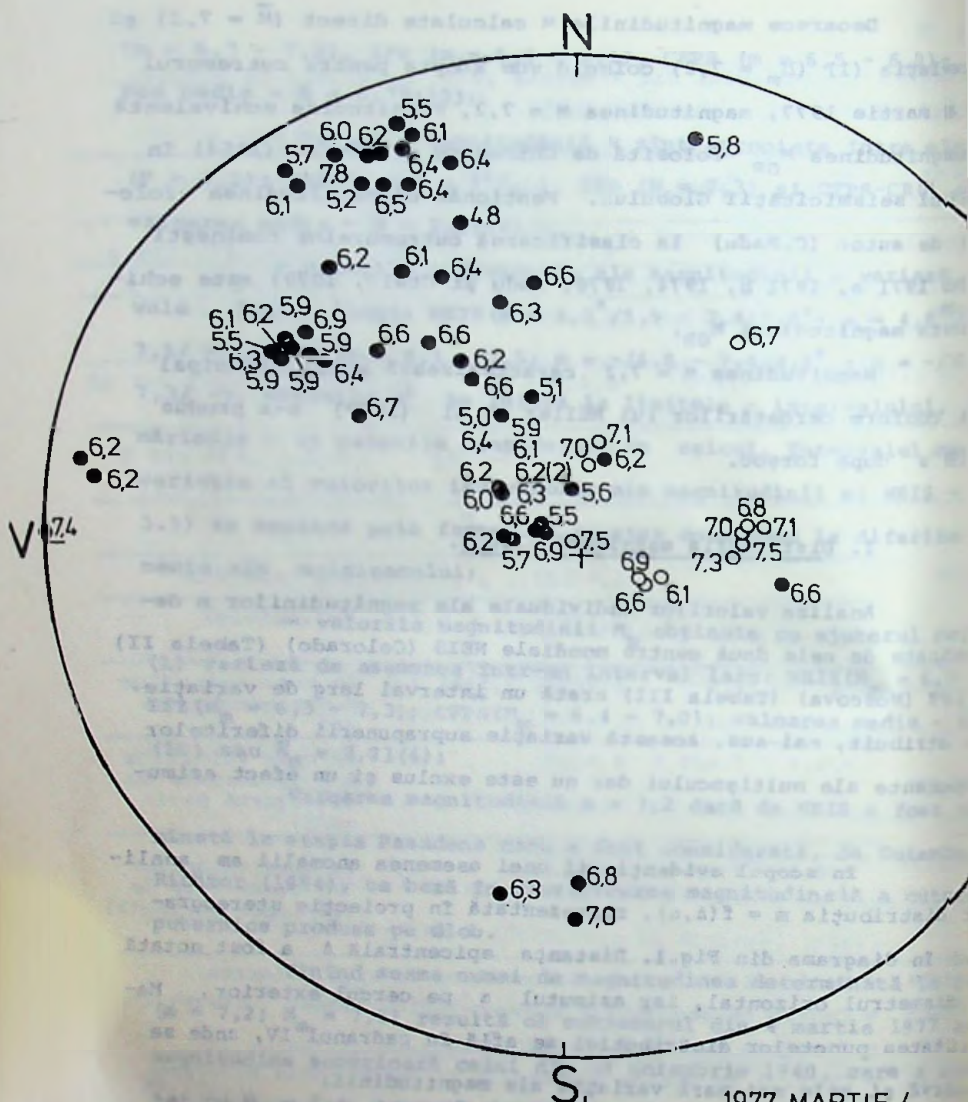
Magnitudinea $M = 7,2$ caracterizează șocul principal care conform cercetărilor lui Müller et al (1977) s-a produs la 19 s după forșoc.

2. Distribuția magnitudinilor m .

Analiza valorilor individuale ale magnitudinilor m determinate de cele două centre mondiale NEIS (Colorado) (Tabela II) și IFZ (Moscova) (Tabela III) arată un interval larg de variație. S-a atribuit, mai sus, această variație suprapunerii diferitelor componente ale multișocului dar nu este exclus și un efect azimuthal.

În scopul evidențierii unei asemenea anomalii am analizat distribuția $m = f(\Delta, \alpha)$, reprezentată în proiecție stereografică în diagrama din Fig.1. Distanța epicentrală Δ a fost notată pe diametrul orizontal, iar azimutul α pe cercul exterior. Majoritatea punctelor distribuției se află în cadranul IV, unde se observă și cele mai mari variații ale magnitudinii.

În Fig. 2 și 3 am reprezentat distribuția reziduurilor $O - C = f(\Delta^0)$, pe baza informațiilor primite de la CSEM (Peter-Schmitt, iulie 1977). Nu se observă o corelație între distribuția



1977 MARTIE 4
DISTRIBUTIA MAGNITUDIN

● NEIS - Colorado
○ SUO - Moscova

Fig.1

CUTREMURUL DIN 1977 MARTIE 4
Distribuția reziduurilor $O-C=f(\Delta^\circ)$

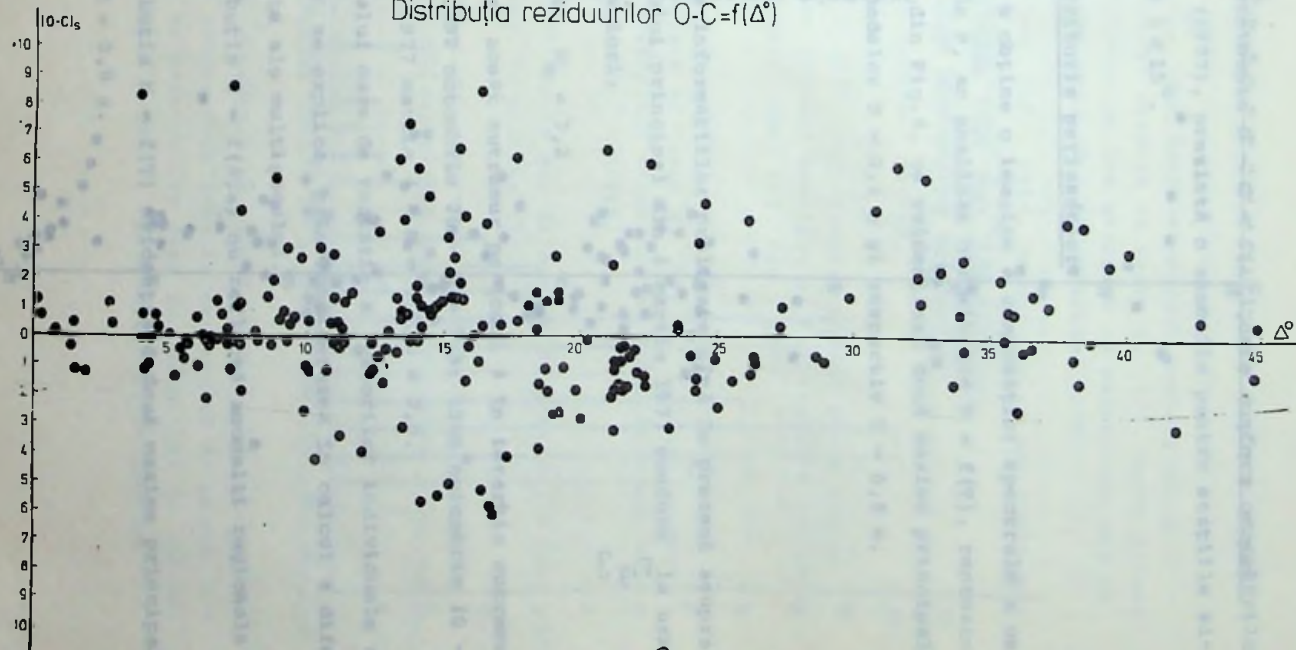


Fig.2

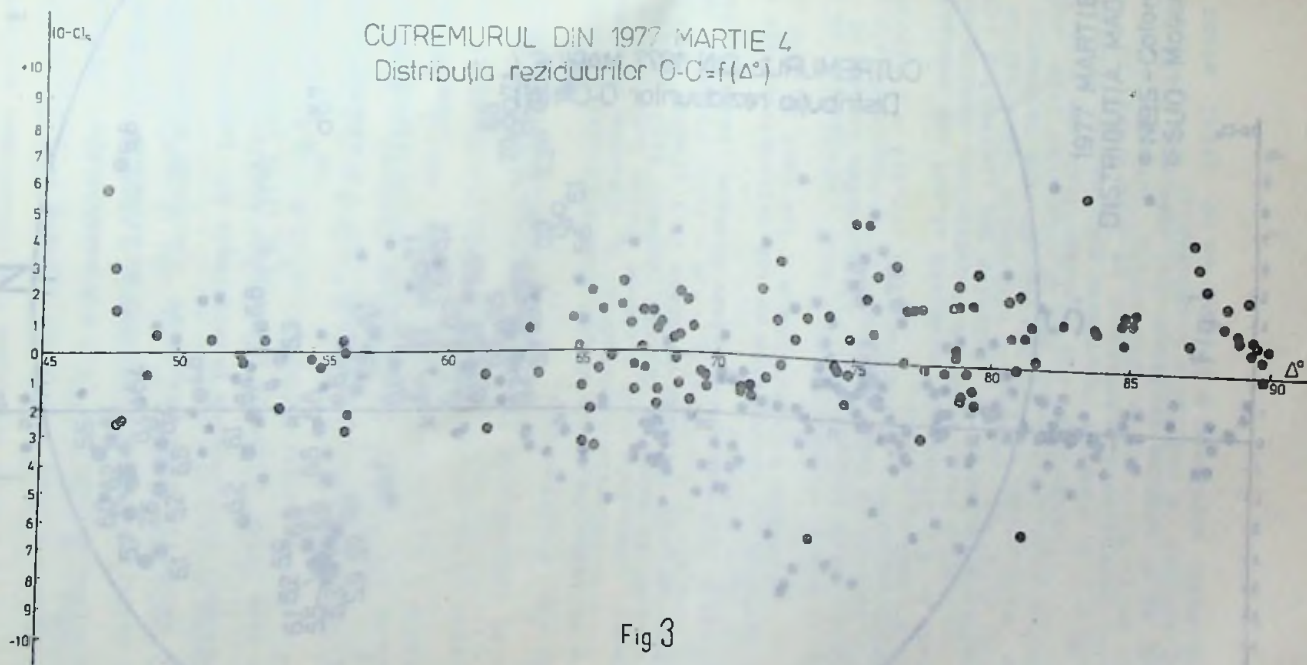


Fig 3

$r = f(\Delta, \alpha)$ și distribuția $O - C = f(\Delta^0)$, care conform cercetărilor lui Peterschmitt (1977), prezintă o anomalie pentru stațiile situate la distanțe $\Delta < 15^0$.

3. Distribuția perioadelor.

Pentru a obține o imagine a compoziției spectrale a oscilațiilor în unda P, am analizat distribuția $N = f(T)$, reprezentată în diagrama din Fig.4. Se evidențiază două maxime principale, corespunzând perioadelor $T = 0,6$ s și respectiv $T = 0,8$ s.

CONCLUZII

Analiza informațiilor publicate pînă în prezent asupra magnitudinii șocului principal din 4 martie 1977 conduce la următorul sistem de valori:

$$m = 7,0; \quad M_m = 7,2$$

sistem ce situează acest cutremur pe locul 3 în ierarhia cutremurilor vrîncene: 1802 octombrie 26 - $M = 7,5$; 1940 noiembrie 10 - $M = 7,4/m = 7,3$; 1977 martie 4 - $M = 7,2/m = 7,0$.

Intervalul mare de variație a valorilor individuale ale magnitudinilor m se explică prin considerarea în calcul a diferitelor componente ale multișocului.

Distribuția $N = f(\Delta, \alpha)$ nu reflectă anomalii regionale ale magnitudinii m .

Distribuția $N = f(T)$ evidențiază două maxime principale - $T = 0,6$ s și $T = 0,8$ s.

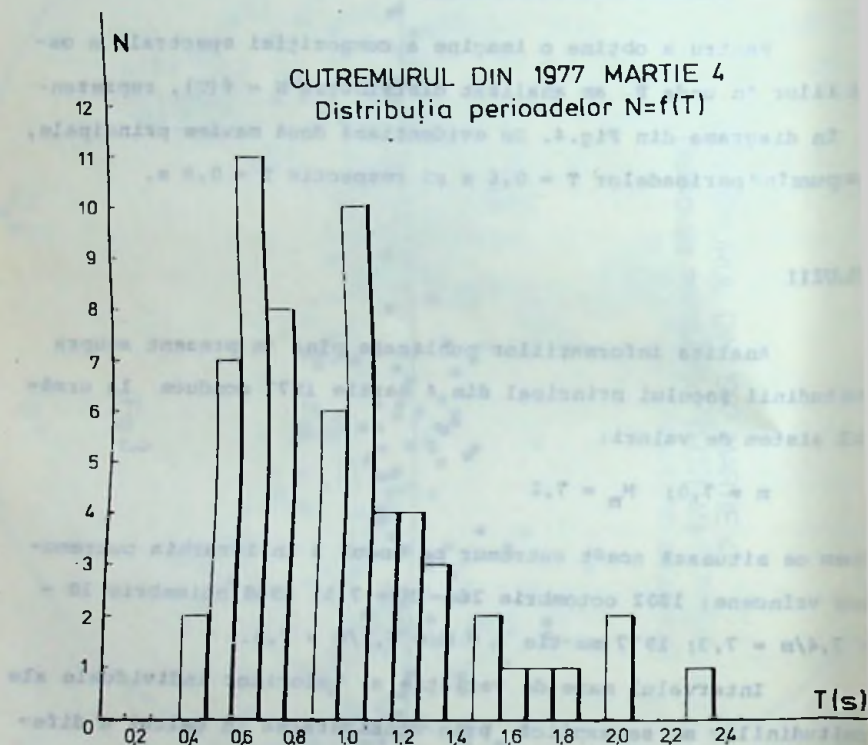


Fig.4

BIBLIOGRAFIE

- Cornea, I., Fuchs, K., (for Romanian-German working group),
1977. Seismological studies of March 4, 1977. Paper presented at the Symposium on the analysis of seismicity and on seismic risk. Liblice, 17 - 22, October, 1977.
- utenberg, B., Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princ. Univ. Press.
- utenberg, B., Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. Ann. di geofis., 9:1-15.
- Iosif, T., Iosif, S., 1977. Cutremurul vrancean din 4 martie 1977 - eveniment seismic multiplu si implicatiile lui seismotectonice. Raport CSEN, III, Dec., 1977.
- Küller, G., Bonjer, K.P., Stöckl, H., Enescu, D., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. J. Geophys., 44, 203-218.
- Meterschmitt, E., 1977. Notes sur le seisme de Vrancea, 4 mars 1977. CSEM, Strasbourg, 20 juillet 1977.
- Padu, C., 1971 a. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul Romaniei in perioada anterioara anului 1901 (CNA). Manuscris, Bucuresti.
- Padu, C., 1971 b. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul Romaniei in perioada 1901 - 1970 (CNA). Manuscris, Bucuresti.
- Padu, C., 1973/1974. Contribution a l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. Thèse Dr.Sci., Université de Strasbourg, France, 472 p.

Rădu, C., 1976. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României în perioada 1971 - 1976 (CNC)

CSEN, tema 12.3, 8: 159 - 173, București.

Rădu, C., Utaie A., 1979. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României în perioada 1971 - 1976. Manuscris, București.

Veith, K.F., Clawson, G.E., 1972. Magnitude from short P-wave data. Bull. Seism. Soc. Amer., 62 : 435 - 445

PARAMETRII GEOMETRICI SI DINAMICI AI FOCARULUI CUTREMURULUI DIN
4 MARTIE 1977 IN COMPARATIE CU PARAMETRII ALTOR CUTREMURE
VRINCENE*

D. ENESCU, E. CRISAN

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România.

R. PLAVITA

Institutul de geologie și geofizica București, România.

ENESCU, D., CRISAN, E., PLAVITA R., 1979. GEOMETRIC AND
DYNAMIC PARAMETERS OF MARCH 4, 1977 EARTHQUAKE FOCUS AS
COMPARED TO THE PARAMETERS OF OTHER VRANCEA EARTHQUAKES.

*In this paper the geometric and dynamic parameters of
some Vrancea intermediate earthquake foci have been de-
termined. In this respect we applied the methods worked
out by Enescu (1976, a) and Enescu, Georgescu (1976). The
results allowed to infer some relationships between
these parameters and magnitude M. The results led to
some conclusions which contribute to a large extent to
the knowledge of the physical processes occurring in
the foci of Vrancea intermediate earthquakes.*

INTRODUCERE

După cum se știe, cutremurele intermediare din Vrancea
au cea mai mare pondere în seismicitatea teritoriului țării noastre.
Necesitatea studierii lor a fost subliniată în multe lucrări
ale specialiștilor români sau străini.

*) Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată
și fizica Pământului, noiembrie 1978 și cuprinsă în Raportul
temel 30.78.1/1978 cu titlul "Determinarea parametrilor geome-
trici și dinamici ai focarelor unor cutremure intermediare din
Vrancea.

Determinarea parametrilor geometrici și dinamici ai foclor acestor cutremure se impune cu atât mai mult cu cât problema determinării seismogramelor sintetice (artificiale) caoătă importantă practică tot mai mare în calculul și proiectarea construcțiilor. Rezultatele unor asemenea determinări vor servi, probabil, viitorul mai puțin apropiat, la predicția cutremurelor puternice viitoare.

METODELE FOLOSITE

Au fost aplicate două metode. Prima, elaborată de Enescu (1976,¹) se bazează pe o relație dedusă de autor încă din anii 1961-1963 (Enescu, 1961, 1963), folosind relația dată de Bullen (1955) pentru volumul focal, precum și pe o ipoteză importantă făcută de autorul metodei privind legătura dintre energia de deforcare și energia totală emisă de focar și raza suprafeței de falie.

Fundamentată în modul arătat, metoda elaborată de Enescu (1976,¹) dă următoarele formule de calcul:

- pentru raza r a suprafeței de falie

$$r = \left[\frac{9r_{\max}}{2DS^2} E_s \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{1/5}; \quad (1)$$

- pentru dislocația medie b în focar

$$b = \left[\frac{DS^2}{9r_{\max}} \right]^{1/5} \left[\frac{E_s \pi}{2Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{3/10}; \quad (2)$$

- pentru aria suprafeței de falie

$$F = \pi^{3/5} \left[\frac{9\pi r_{\max} E_s}{2DS^2} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{2/5}; \quad (3)$$

- pentru volumul cutremurului

$$V = \frac{4}{3} \pi^{2/5} \left[\frac{9 \pi r_{\max} E_s}{2 D S^2 Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{3/5} \quad (4)$$

Momentul seismic M_0 este exprimat de relația:

$$M_0 = \pi \mu \left[\frac{9 r_{\max}}{\pi D S^2} \right]^{1/5} \left[\frac{\pi E_s}{2 Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{7/10} \quad (5)$$

Căderea de stress (diferența dintre stressul inițial și stressul final) poate fi calculată cu ajutorul formulei

$$\Delta \sigma = \frac{2}{\pi \mu D} \left[\frac{\pi D S^2}{9 r_{\max}} \right]^{2/5} \left[\frac{\pi E_s}{2 Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{1/10} \quad (6)$$

iar energia emisă în timpul cutremurului este

$$E = \frac{1}{\mu D} \left[\frac{\pi D S^2}{9 r_{\max}} \right]^{1/5} \left[\frac{\pi E_s}{2 Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{4/5} \quad (7)$$

Energia de deformare acumulată în volumul V este exprimată de relația

$$E_V = \left[\frac{\pi D S^2}{9 r_{\max}} \right]^{2/5} \frac{r_{\max}}{\mu D} \left[\frac{\pi E_s}{2 Q} \cdot \frac{1}{\omega_0} \right]^{3/5} \quad (8)$$

În care E_g este energia emisă de focar sub formă de unde seismice; S reprezintă rezistența MISES; D și Q sînt niște factori exprimați de relațiile:

$$D = \frac{32 \pi^2}{3 \pi^2 \mu^2 (3K^2 - 2)} \quad (9)$$

$$Q = \frac{\mu}{3 \pi V_S} \left[\frac{4 + K^3}{K^3} \right]; \quad K = v_p / v_s \quad (10)$$

în care V_p și V_s sînt vitezele de propagare ale undelor P și S, iar μ este coeficientul de rigiditate.

Mărimea $r_{\max}$ din relațiile de mai sus reprezintă raza feței de falieră corespunzătoare cutremurului cel mai puternic dus în regiunea studiată și ea este exprimată de relația:

$$r_{\max} = \left[\frac{9}{2DS^2Q} E_{s,\max} \cdot \frac{1}{(\omega_0)_{\max}} \right]^{1/4} \quad (11)$$

Parametrul fizic cel mai important din relațiile de mai sus este mărimea ω_0 care reprezintă frecvența predominantă a lațiilor în undele P sau S generate de sursă.

A doua metodă folosită este aceea elaborată de Enescu Georgescu (1976) și care se bazează pe o nouă teorie spectrală sursei seismice, teorie fundamentată de cei doi autori pe ipoteză verificată teoretic și practic, că sursa seismică reprezintă un sistem fizic care din spectrul aplicat la intrare transmite în diul de propagare o anumită bandă de frecvențe, adică ea s-ar comporta ca un filtru trece - bandă. Noua funcție spectrală a sursei a fost dedusă de autori, precum și folosirea teoremei lui Parseval în care, cu alte ecuații au permis autorilor metodei să stabilească următoarele formule de calcul:

- pentru raza suprafeței de falieră

$$r = C \frac{\eta}{\omega_0} \quad (12)$$

în care:

$$\eta = E_s/E \quad (13)$$

$$C = p_R p_k v_s \quad (14)$$

$$p_K = \frac{9\pi^3 K(3K^2 - 2)}{16(K^3 + 4)} \quad (15)$$

$$p_K = 2k(k^2 + 1); \quad k = 1, 4; \quad (16)$$

- pentru dislocația medie în focar

$$L = \frac{C_1}{C} \frac{\sqrt{E_s \omega_0}}{n} \quad (17)$$

unde

$$C_1 = \left[\frac{12\pi K K^3}{\rho V_s (4 + K^3)} \right]^{1/2} \quad (18)$$

Aria suprafeței de falierare este

$$F = \pi C^2 \frac{n^2}{\omega_0^2} \quad (19)$$

iar volumul cutremurului este exprimat de relația

$$V = \frac{4}{3} \pi C^3 \frac{n^3}{\omega_0^3} \quad (20)$$

Momentul seismic poate fi calculat cu ajutorul formulei

$$M_0 = \pi \mu C C_1 \frac{n \sqrt{E_s}}{\omega_0 \sqrt{\omega_0}} \quad (21)$$

iar căderea de stress este

$$\Delta \sigma = \frac{C_1 C_2}{C^2} \cdot \frac{\omega_0 \sqrt{\omega_0 E_s}}{n^2} \quad (22)$$

unde

$$C_2 = \frac{3\pi \rho V_s^2 (3K^2 - 2)}{16K^2} \quad (23)$$

În relațiile de mai sus s-a considerat că suprafața de falieră este circulară; forma eliptică, este totuși mai apropiată de forma reală a acestei suprafețe.

Dacă punem condiția

$$\pi a d = \pi r^2 = F, \quad (24)$$

unde a și d sînt semiaxe elipsei care mărginește suprafața de falieră, rezultă următoarele relații pentru lungimea maximă L și lățimea maximă ℓ a suprafeței de falieră (Enescu, 1976):

$$L = 2a = 2 \sqrt{v r} ; \ell = 2d = \frac{2r}{\sqrt{v}}, \quad (25)$$

unde

$$v = \frac{a}{d} = \left[\frac{2\pi r^3 (\sigma_1 - \sigma_2)^2}{3\mu E} \right]^{2/3} \quad (26)$$

Cu ajutorul relațiilor (25) și (26) pot fi calculați cei doi parametri geometrici L și ℓ prin oricare din cele două relații amintite mai sus.

APLICAREA METODELOR-REZULTATE.

Am aplicat metodele prezentate mai sus la determinarea parametrilor focali pentru cutremurele intermediare vrîncene prezentate în Tabela I, în care ϕ și λ reprezintă coordonatele epicentrice, h este adîncimea focarului, M și E_s reprezintă magnitudinea, respectiv energia emisă de focar sub formă de unde seismice.

TABELA I

Data, ora la origine, coordonatele, magnitudinea și energia seismică pentru cutremurele studiate.

Nr.	Cutremurul	φ_N^O	λ_E^O	h (km)	M	E_S (erg)	E_S^x (erg)
1.	1940 X 22 06.37	45,3	26,4	125	6,5	$3,55 \cdot 10^{21}$	
2.	1940 XI 10 01.39	45,8	26,7	133	7,4	$7,24 \cdot 10^{22}$	
3.	1945 IX 07 15.48	45,9	26,5	80	6,3- 6,5	$1,78 \cdot 10^{21}$ - $3,55 \cdot 10^{21}$	$2,86 \cdot 10^{21}$
4.	1945 XII 09 06.08	45,7	26,8	80	6,0	$6,31 \cdot 10^{20}$	$4,45 \cdot 10^{20}$
5.	1948 V 29 04.48	45,8	26,5	130	5,8	$2,70 \cdot 10^{20}$	$1,28 \cdot 10^{20}$
6.	1960 I 26 20.27	45,8	26,2	140	5,3	$5,62 \cdot 10^{19}$	$6,01 \cdot 10^{19}$
7.	1977 III 04 19.22	45,8	26,8	~100	7,2	$3,98 \cdot 10^{22}$	

E_S - energia seismică calculată cu ajutorul relației

$$\log E = 1,5 M + 11,8$$

E_S^x - energia seismică calculată direct

Am folosit seismograme sau copii de pe seismograme de la seismograme de medie sau lungă perioadă de la o serie de observatoare seismologice străine: Uccle, Copenhaga, Roma, Viena, Kodaikanal, Poona, Trinidad etc.

În ceea ce privește eliminarea influenței mediului și a raturii asupra formei oscilațiilor, mai precis asupra frecvenței predominante ω_0 , am folosit calea urmată de Enescu (1976, b), la careia i-am adus unele îmbunătățiri în ceea ce privește eliminarea influenței mediului de propagare.

În Tabela II sînt prezentate valorile medii ω_{om} ale frecvențelor predominante determinate în modul amintit mai sus.

O altă îmbunătățire adusă determinărilor constă în aceea că pentru patru din cele șapte cutremure studiate au fost folosite în calcule și energiile E_g evaluate direct (nu cu ajutorul relației energie-magnitudine).

Rezultatele obținute cu ajutorul primei metode (Enescu, 1976, a) din cele două amintite mai sus sînt prezentate în Tabelele III și IV. Dacă se compară aceste rezultate cu cele obținute de Enescu (1976, b) prin aceeași metodă, observăm că îmbunătățirile aduse nu întorc mari diferențe între aceste rezultate.

Una din cele mai importante contribuții ale acestei lucrări este aceea care constă în aplicarea metodei elaborate de Enescu și Georgescu (1976) la determinarea parametrilor focali ai celor studiate cutremure (Tabela I), metodă care are un mai bogat substrat fizic. Rezultatele obținute prin această metodă sînt prezentate în Tabelele V și VI. Comparînd aceste rezultate cu cele din Tabelele III și IV observăm că există diferențe care, în unele cazuri, sînt semnificative.

TABELA II

Frecvența medie ω_{om} corespunzătoare cutremurilor studiate

Cutremurul	ω_{om} (cps)	Cutremurul	ω_{om} (cps)
1940 X 22	1,835	1948 V 29	3,879
1940 XI 10	0,962	1960 I 26	3,927
1945 IX 7	2,192	1977 III 4	0,982
1945 XII 9	3,239		

TABELA III

Paza echivalentă, lungimea, lățimea și aria suprafeței de falieră precum și volumul focal pentru cutremurile studiate prin metoda elaborată de Enescu (1976).

Nr	Cutremurul	M	r(km)	L(km)	l(km)	F(cm ²)	V(cm ³)
1	1940 X 22	6,5	8,95	22,10	14,50	2,52.10 ¹²	3,01.10 ¹⁸
2	1940 XI 10	7,4	19,02	47,01	30,78	1,14.10 ¹³	2,89.10 ¹⁹
3	1945 IX 07	6,3	7,42	18,23	12,10	1,73.10 ¹²	2,04.10 ¹⁸
		6,5	8,51	20,90	13,00	2,28.10 ¹²	2,59.10 ¹⁸
			8,18	20,17	13,30	2,10.10 ¹²	2,29.10 ¹⁸
4	1945 XII 09	6,0	5,59	13,76	9,07	9,81.10 ¹¹	7,31.10 ¹⁷
			5,21	12,86	8,50	8,54.10 ¹¹	5,94.10 ¹⁷
5	1948 V 29	5,8	4,58	11,22	7,48	6,62.10 ¹¹	4,07.10 ¹⁷
				3,98	9,84	6,43	4,97.10 ¹¹
6	1960 I 26	5,3	3,38	8,35	5,46	3,58.10 ¹¹	1,61.10 ¹⁷
				3,42	8,46	5,53	3,68.10 ¹¹
7	1977 III 04	7,2	16,40	40,54	26,54	0,85.10 ¹³	1,85.10 ¹⁹

TABELA IV

Dislocația medie, momentul seismic, căderea de stress, energia emisă, energia de deformare și eficiența seismică pentru cutremurele studiate prin metoda elaborată de Enescu (1976).

Nr.	Cutremurul	b (m)	M_0 (dyne.cm)	$\Delta\sigma$ (bar)	E (erg)	E_V (erg)	ξ	η	ζ
1	1940 x 22	1,17	$2,03 \cdot 10^{26}$	127	$1,87 \cdot 10^{22}$	$3,97 \cdot 10^{22}$	0,47	0,19	0,09
2	1940 XI 10	3,58	$2,82 \cdot 10^{27}$	185	$3,78 \cdot 10^{23}$	$3,78 \cdot 10^{23}$	1,00	0,21	0,21
3	1945 IX 07	1,14	$1,71 \cdot 10^{26}$	123	$1,61 \cdot 10^{22}$	$3,59 \cdot 10^{22}$	0,45	0,22	0,10
		0,93	$1,06 \cdot 10^{26}$	115	$0,93 \cdot 10^{22}$	$2,37 \cdot 10^{22}$	0,39	0,19	0,08
		1,07	$1,48 \cdot 10^{26}$	121	$1,36 \cdot 10^{22}$	$3,16 \cdot 10^{22}$	0,43	0,21	0,09
4	1945 XII 09	0,60	$3,90 \cdot 10^{25}$	100	$29,7 \cdot 10^{20}$	$1,01 \cdot 10^{22}$	0,29	0,21	0,06
		0,55	$3,06 \cdot 10^{25}$	96	$22,5 \cdot 10^{20}$	$0,82 \cdot 10^{22}$	0,27	0,20	0,05
5	1948 V 29	0,43	$1,97 \cdot 10^{25}$	91	$13,0 \cdot 10^{20}$	$5,35 \cdot 10^{21}$	0,24	0,21	0,05
		0,34	$1,18 \cdot 10^{25}$	85	$7,2 \cdot 10^{20}$	$3,46 \cdot 10^{21}$	0,21	0,18	0,04
6	1960 I 26	0,27	$6,64 \cdot 10^{24}$	78	$3,7 \cdot 10^{20}$	$2,09 \cdot 10^{21}$	0,18	0,15	0,027
		0,27	$6,96 \cdot 10^{24}$	79	$3,9 \cdot 10^{20}$	$2,18 \cdot 10^{21}$	0,18	0,15	0,028
7	1977 III 04	2,94	$1,68 \cdot 10^{27}$	172	$2,14 \cdot 10^{23}$	$2,48 \cdot 10^{23}$	0,96	0,19	0,16

TABELA V

Raza echivalentă, lungimea, lăţimea şi aria suprafeţei de falier, precum şi volumul focal pentru cutremurele studiate prin metoda elaborată de Enescu şi Georgescu (1976).

Nr.	Cutremurul	M	r (Km)	L (Km)	ℓ (km)	F (cm ²)	V (cm ³)
1	1940 X 22	6,5	10,60	24,82	18,10	3,53.10 ¹²	4,99.10 ¹⁸
2	1940 XI 10	7,4	22,46	52,61	38,35	1,58.10 ¹³	4,74.10 ¹⁹
3	1945 IX 07	6,3	8,84	20,72	15,08	2,45.10 ¹²	2,89.10 ¹⁸
		6,5	10,15	23,80	17,32	3,24.10 ¹²	4,38.10 ¹⁸
			9,69	22,71	16,53	2,95.10 ¹²	3,81.10 ¹⁸
4	1945 XII 09	6,0	6,63	15,55	11,32	1,38.10 ¹²	1,22.10 ¹⁸
			6,24	14,64	10,65	1,22.10 ¹²	1,02.10 ¹⁸
5	1948 V 29	5,8	5,49	12,86	9,38	0,95.10 ¹²	6,93.10 ¹⁸
			4,77	11,18	8,15	0,72.10 ¹²	4,55.10 ¹⁸
6	1960 I 26	5,3	3,97	9,31	6,78	0,50.10 ¹²	2,62.10 ¹⁷
			4,02	9,60	6,75	0,51.10 ¹²	2,73.10 ¹⁷
7	1977 III 04	7,2	19,37	45,39	33,06	1,18.10 ¹³	3,74.10 ¹⁹

TABELA VI

Dislocația medie, momentul seismic și căderea de stress cald prin metoda elaborată de Enescu și Georgescu (1976). Cădere de deformare și căderea de forță totală pentru aceleași cutremuri

Nr.	Cutremurul	b (m)	M_0 (dyne.cm)	$\Delta\sigma$ (bar)	$\Delta\epsilon$ (dyne)	ΔF
1	1940 X 22	1,01	$2,44 \cdot 10^{26}$	91	$3,21 \cdot 10^{20}$	1,3
2	1940 XI 10	3,09	$3,39 \cdot 10^{27}$	133	$2,10 \cdot 10^{21}$	1,9
		0,79	$1,28 \cdot 10^{26}$	82	$2,00 \cdot 10^{20}$	1,2
3	1945 IX 07	0,97	$2,07 \cdot 10^{26}$	88	$2,85 \cdot 10^{20}$	1,3
		0,92	$1,77 \cdot 10^{26}$	87	$2,57 \cdot 10^{20}$	1,2
4	1945 XII 09	0,52	$4,69 \cdot 10^{25}$	72	$9,34 \cdot 10^{19}$	1,0
		0,46	$3,71 \cdot 10^{25}$	68	$8,10 \cdot 10^{19}$	1,0
5	1948 V 29	0,37	$2,41 \cdot 10^{25}$	65	$6,18 \cdot 10^{19}$	0,9
		0,29	$1,44 \cdot 10^{25}$	59	$4,25 \cdot 10^{19}$	0,8
6	1960 I 26	0,23	$7,93 \cdot 10^{24}$	56	$2,80 \cdot 10^{19}$	0,8
		0,23	$8,31 \cdot 10^{24}$	58	$2,96 \cdot 10^{19}$	0,8
7	1977 III 04	2,53	$1,96 \cdot 10^{27}$	124	$1,46 \cdot 10^{21}$	1,5

Deși destul de mic numărul de cutremure studiate, am încercat, totuși, deducerea unor relații între acești parametri și magnitudine. În Fig. 1 - 6 sînt prezentate cîteva din aceste relații; primele patru grafice sînt construite cu ajutorul datelor obținute prin cea de a doua metodă iar celelalte două grafice cu prima metodă.

Menționăm că la calcularea și construirea graficelor din Fig. 1 - 6, determinările cu ajutorul energiilor E_g evaluate direct au fost considerate ca determinări independente, fiecareia din ele corespunzîndu-i un punct pe fiecare grafic. În plus, pentru cutremurul din 7 septembrie 1945 au fost luate în considerare două valori pentru magnitudine: $M = 6,5$ și $M = 6,3$.

La trasarea dreptelor din Fig. 1 - 6 am ținut seama, de asemenea, de numărul de determinări care stau la baza fiecărui punct.

Relațiile stabilite folosind rezultatele obținute prin metoda elaborată de Enescu (1976, a) sînt următoarele:

$$\begin{aligned}
 \log r(\text{cm}) &= 0,38 M + 3,46 \\
 \log L(\text{cm}) &= 0,38 M + 3,83 \\
 \log l(\text{cm}) &= 0,38 M + 3,69 \\
 \log F(\text{cm}^2) &= 0,76 M + 7,42 \\
 \log V(\text{cm}^3) &= 1,14 M + 11,00 \\
 \log b(\text{cm}) &= 0,58 M - 1,71 \\
 \log \Delta\sigma(\text{dyne/cm}^2) &= 0,20 M + 6,79 \\
 \log M_0(\text{dyne.cm}) &= 1,34 M + 17,56 \\
 \log E(\text{erg}) &= 1,50 M + 12,51 \\
 \log E_V(\text{erg}) &= 1,14 M + 15,16
 \end{aligned} \tag{27}$$

Rezultatele obținute cu ajutorul metodei elaborată de Enescu și Georgescu (1976) conduc la următoarele relații:

$$\log r(\text{cm}) = 0,39 M + 3,48$$

$$\log L(\text{cm}) = 0,39 M + 3,85$$

$$\log \ell(\text{cm}) = 0,39 M + 3,71$$

$$\log F(\text{cm}^2) = 0,78 M + 7,46$$

$$\log V(\text{cm}^3) = 1,17 M + 11,06$$

$$\log b(\text{cm}) = 0,54 M - 1,51$$

$$\log \Delta\sigma(\text{dyne/cm}^2) = 0,18 M + 6,94$$

$$\log M_0(\text{dyne.cm}) = 1,30 M + 17,91.$$

Menționăm că rezultatele obținute în această lucrare au constituit, de asemenea, obiectul unei lucrări elaborată de Enescu, Crișan și Plaviță (1978, 1979). Subliniem încă o dată faptul că noi considerăm mai demne de luat în considerare relațiile (28) în comparație cu (27).

În afară de parametri determinați în lucrarea mai sus citată, am mai calculat încă doi parametri dinamici și anume căderea de deformare $\Delta\epsilon$ și căderea de forță totală $\Delta\mathcal{F}$.

Căderea de deformare se calculează cu ajutorul formulei (Abe, 1972):

$$\Delta\epsilon = \frac{\Delta\sigma}{\mu},$$

iar căderea de forță totală se poate obține folosind relația (1978):

$$\Delta\mathcal{F} = F\Delta\sigma,$$

unde $\mathcal{F}$ reprezintă, după notația din această lucrare, aria suprafeței de falie.

La efectuarea calculelor cu ajutorul formulelor (31) și (32) am folosit valorile $\Delta\sigma$ și F obținute cu ajutorul celei de a doua metode din cele prezentate mai sus. De aceea, rezultatele obținute sînt prezentate în Tabela VI.

INTERPRETAREA REZULTATELOR. CONCLUZII

Din datele prezentate mai sus pot fi trase următoarele concluzii mai importante:

- Este confirmată concluzia conform căreia dimensiunile focarelor cutremurelor intermediare și adînci sînt, în general, mai mici decît acelea ale focarelor superficiale de aceeași magnitudine.

- Dacă ne referim la cazul puternicului cutremur din 4 martie 1977 care a fost un multișoc (Müller et al., 1977, 1978), putem face următoarea observație privind acest cutremur. După cum se știe, cutremurul vrînceam din 4 martie 1977 a fost constituit dintr-un preșoc și cel puțin trei șocuri principale. Preșocul a avut o magnitudine în jur de 5: primele două șocuri principale au avut magnitudini comparabile și egale cu aproximativ 6,5, iar al treilea șoc principal a fost cel mai puternic și a avut o magnitudine de aproximativ 7,2. Luînd în considerare dimensiunile suprafeței de faliere pentru șocul 3 de $M = 7,2$, precum și dimensiunile care rezultă prin calculul pentru celelalte două șocuri principale și pentru preșoc și comparînd toate aceste dimensiuni cu distanțele dintre hipocentrele tuturor șocurilor amintite (preșoc și trei șocuri principale) se poate face următoarea ipoteză:

Înainte de cutremurul din 4 martie 1977 au existat în domeniul focal mai multe zone, de dimensiuni diferite, în care tensiunile acumulate au făcut să fie depășită limita de deformare (de rupere?) a materialului existent acolo. Evident, în spațiul dintre aceste zone, stressul nu era nul, ci mai mic. Producerea preșocului a provocat o declanșare "în lanț" a celorlalte șocuri, fiecare din acestea fiind legat de una din zonele în care tensiunile acumulate erau în jurul limitei de deformare (în momentul declanșării cutremurului această limită a fost, evident, depășită a materialului din aceste zone.

Această ipoteză ar veni să susțină părerea conform căreia domeniul focal al cutremurului vrincean din 4 martie 1977 a fost caracterizat de o puternică neomogenitate a stressului tectonic. Această puternică neomogenitate a stressului tectonic explică și faptul că mișcările produse în cazul șocului principal 3 au fost de polaritate opusă celor produse de șocurile principale 1 și 2.

- Se confirmă concluzia conform căreia căderea de stres este, în general, mai mare în cazul cutremurelor adânci și intermediare decât în cazul celor superficiale de aceeași magnitudine.

- Căderea de deformare este, în cazul cutremurelor intermediare vrinceane de circa $0,8 - 1,9 \cdot 10^{-4}$.

- Căderea de forță totală variază, evident, cu magnitudinea, avînd valori de circa $2,1 \cdot 10^{21}$ dyne pentru un cutremur vrincean de $M = 7,4$ și aproximativ $2,8 - 3,0 \cdot 10^{19}$ dyne pentru un cutremur de $M = 5,3$.

- Observăm că eficiența seismică $\eta = E_g/E$ nu variază cu magnitudinea. Dacă, totuși, ea variază în realitate cu magnitudinea, această variație este atât de mică încît intră în dome-

niul erorilor inerente modelării fizico-matematice a focarelor de cutremure. Stressul de frecare pe planul de falie nu depinde de intensitatea cutremurului. Din această cauză, cuantumul de energie cheltuit pentru învingerea stressului de frecare pe planul de falie nu depinde de magnitudinea M a cutremurelor din aceeași zonă seismică. Așa s-ar explica absența variației parametrului η cu magnitudinea M . Variația proprietăților materialului din focar cu cantitatea de energie acumulată, precum și faptul că deformările neelastice din imediata vecinătate a focarului depind de intensitatea cutremurului ar putea să explice variație (însă relativ mică) a eficienței seismice η cu magnitudinea M .

Se constată că numai aproximativ 20% din energia eliberată de focar se transformă în energie seismică. Restul de circa 80% se consumă pentru producerea procesului însuși, adică pentru învingerea stressului de frecare de pe planul de falie și pentru apariția unor deformări neelastice în imediata vecinătate a focarului.

- Din energia de deformare acumulată înainte de cutremur numai aproximativ 20% se transformă în energie seismică în cazul unui cutremur vrincean de magnitudine $M = 7,4$ și extrem de puțină, circa 3% în cazul unui cutremur de magnitudine $M = 5,3$.

Concluziile prezentate mai sus se bazează pe date relativ puține. Ele vor suferi, probabil, unele modificări și vor fi completate pe baza unui material mai bogat.

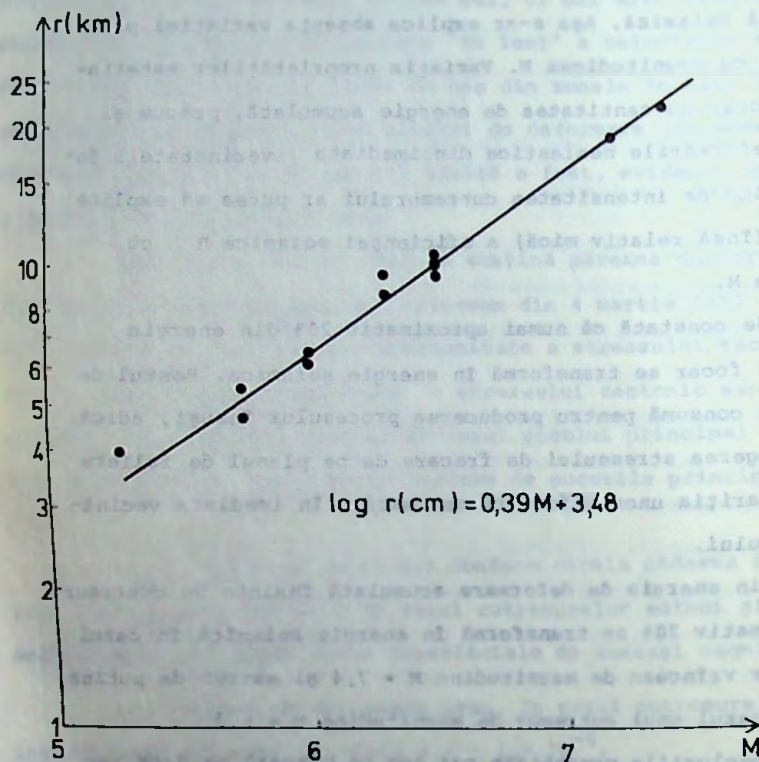


Fig.1. Relatia dintre raza suprafetei de faliere si magnitudinea cutremurului.

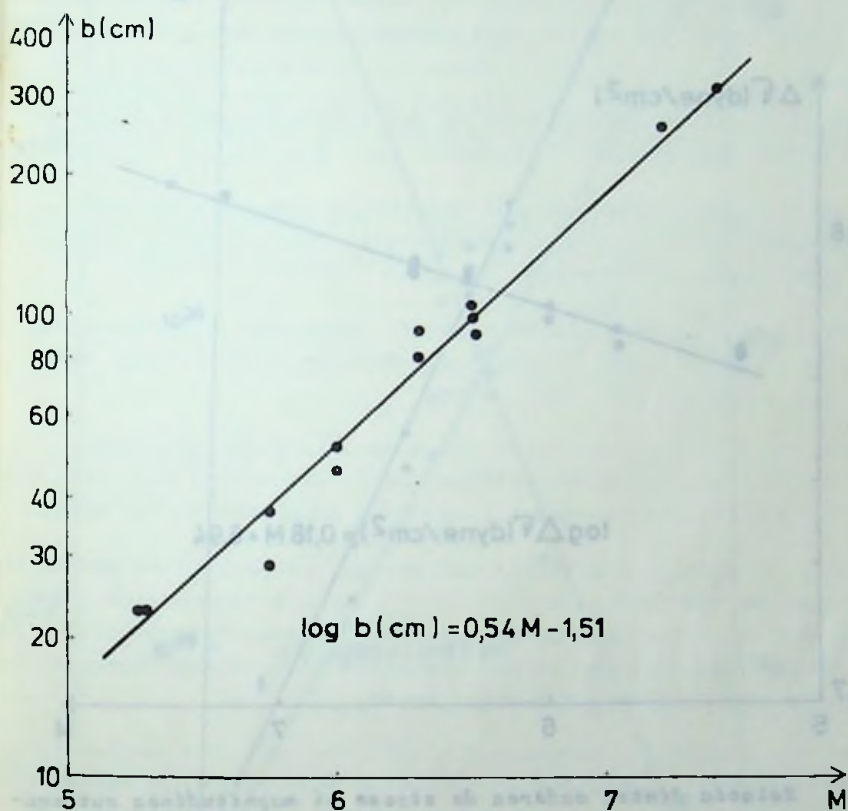


Fig.2. Relatia dintre dislocatia medie in focar si magnitudinea cutremurului.

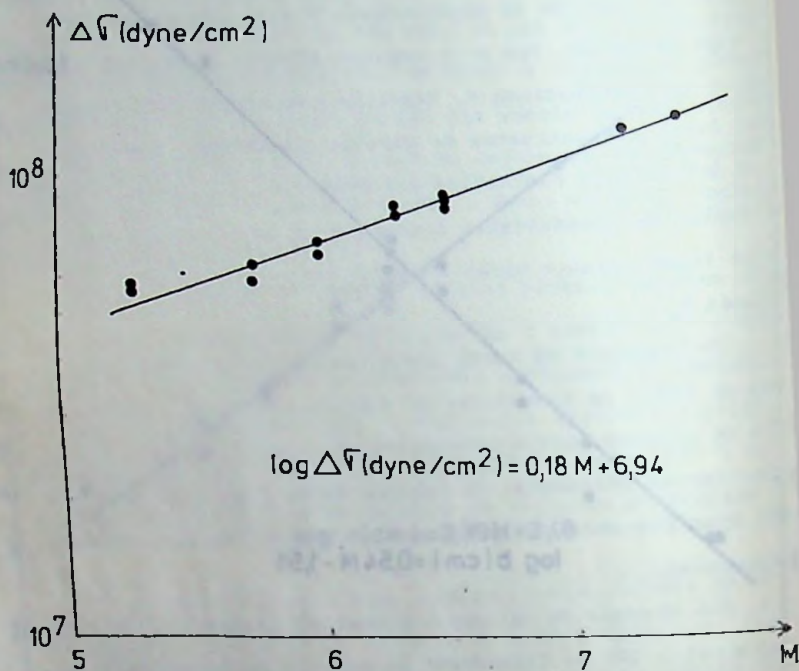


Fig. 3. Relatia dintre caderea de stress si magnitudinea cuturului.

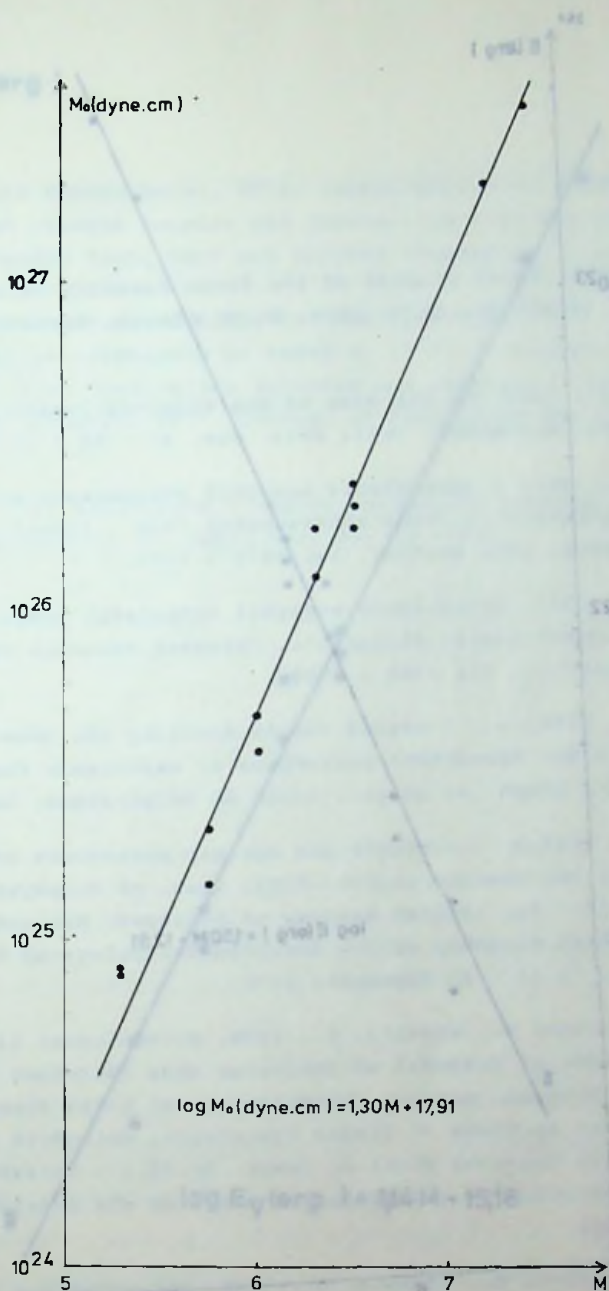


Fig. 4. Relația dintre momentul seismic și magnitudinea cutremurului.

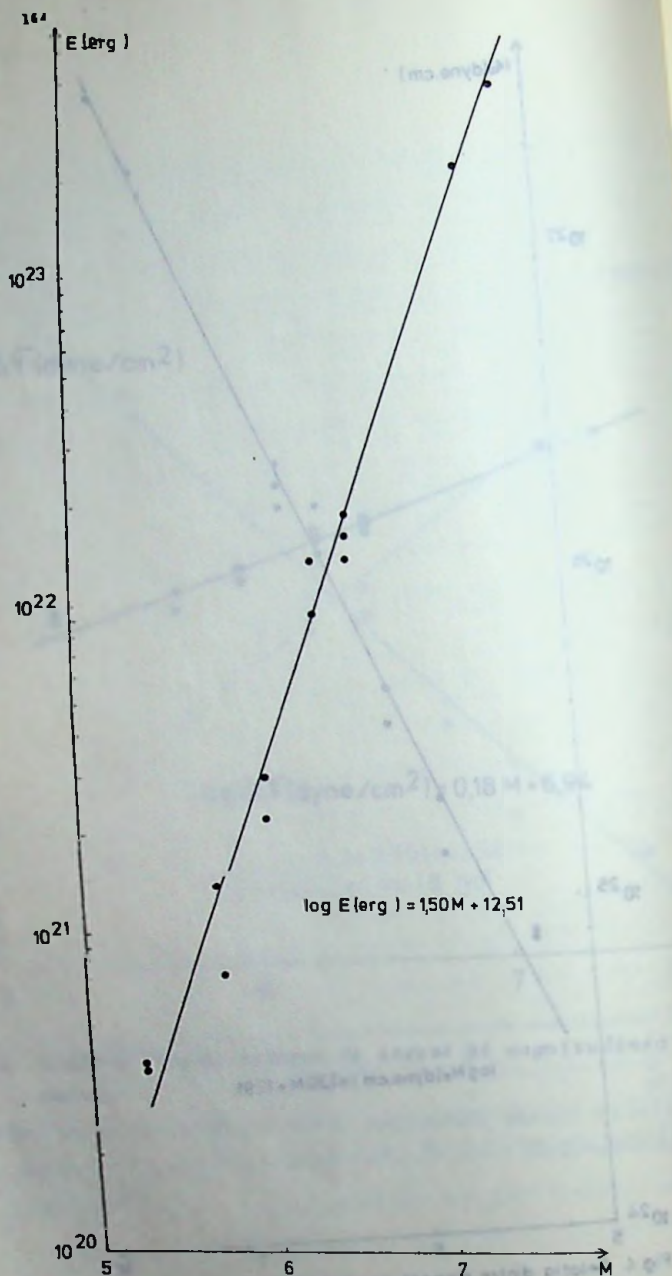


Fig. 5. Relația dintre energia totală eliberată de focar și magnitudinea cutremurului.

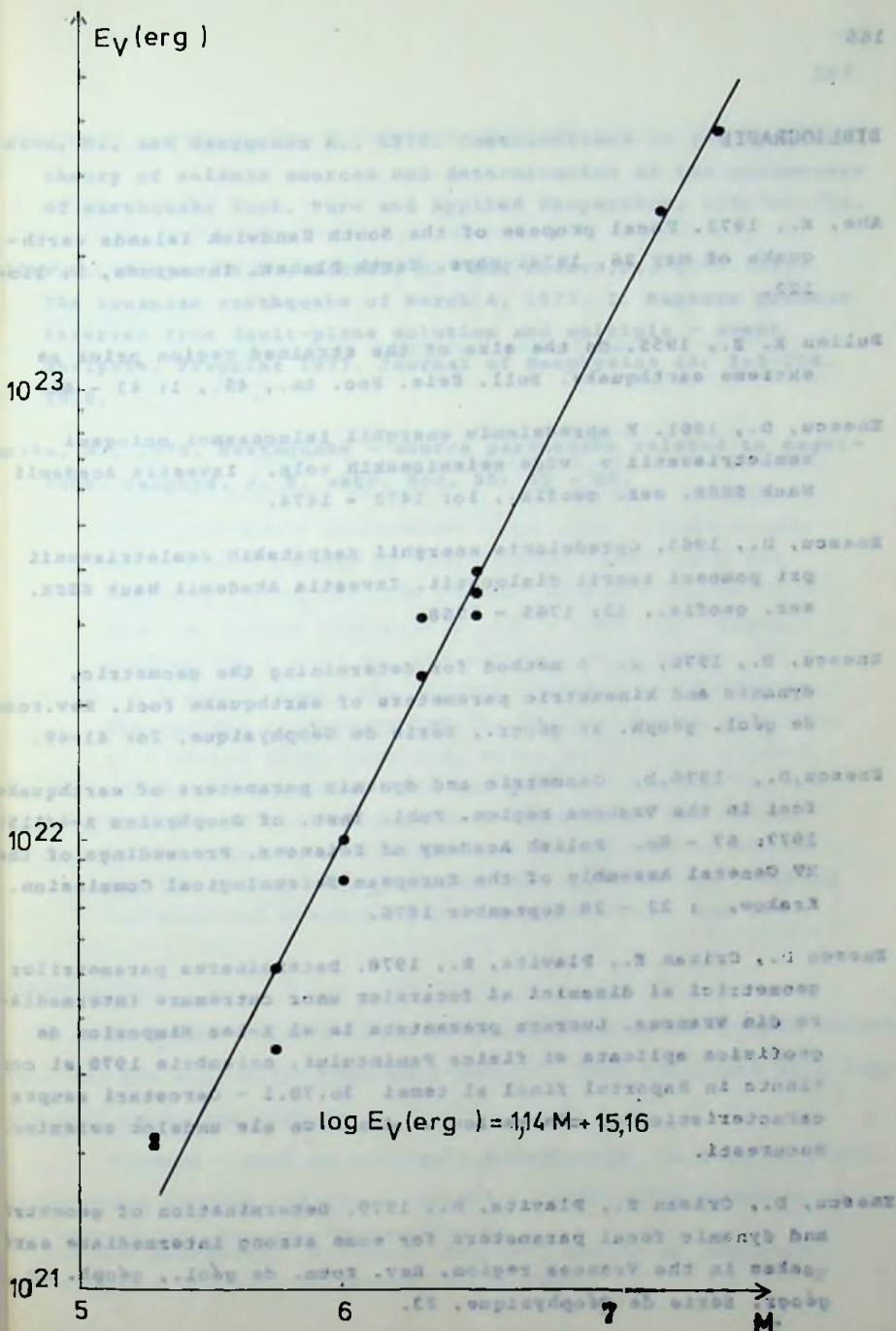


Fig. 8. Relatia dintre energia de deformare acumulată în domeniu focarului și magnitudinea M .

BIBLIOGRAFIE

- Abe, K., 1972. Focal process of the South Sandwich Islands earthquake of May 26, 1974. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5: 122.
- Bullen K. E., 1955. On the size of the strained region prior to extreme earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 45., 1: 43 - 46.
- Enescu, D., 1961. K apredeleniu energhii izluceasemoi oclogami zemletriasenii v vide seismiceskih voln. *Izvestia Akademii Nauk SSSR. ser. geofiz.*, 10: 1472 - 1474.
- Enescu, D., 1963. Opredeleenie energhii Karpatskih zemletriasenii pri pomosci teorii dislocatii. *Izvestia Akademii Nauk SSSR. ser. geofiz.*, 12: 1765 - 1768.
- Enescu, D., 1976, a. A method for determining the geometric, dynamic and kinematic parameters of earthquake foci. *Rev. de géol. géoph. et géogr., Série de Géophysique*, 20: 41-45.
- Enescu, D., 1976, b. Geometric and dynamic parameters of earthquake foci in the Vrancea region. *Publ. Inst. of Geophysics A-4* 1977: 67 - 80. Polish Academy of Sciences. Proceedings of XV General Assembly of the European Seismological Commission, Krakow, : 22 - 28 September 1976.
- Enescu D., Crisan E., Plavita, R., 1978. Determinarea parametrilor geometrici si dinamici ai focarelor unor cutremure intermediare din Vrancea. *Lucrare prezentata la al X-lea Simpozion de geofizica aplicata si fizica Pamintului, noiembrie 1978* tinuta in Raportul final al temei 30.78.1 - Cercetari asupra caracteristicilor cinematice si dinamice ale undelor seismice. Bucuresti.
- Enescu, D., Crisan E., Plavita, R., 1979. Determination of geometric and dynamic focal parameters for some strong intermediate earthquakes in the Vrancea region. *Rev. roum. de géol., géoph. géogr. Série de Géophysique*, 23.

Enescu, D., and Georgescu A., 1976. Contributions to the spectral theory of seismic sources and determination of the parameters of earthquake foci. Pure and Applied Geophysics, 114:701-710.

Guller, G., Bonjer, K.P., Stockl, E. and Enescu, D., 1977. 1978.

The romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple - event analysis. Preprint 1977. Journal of Geophysics 44: 203-218. 1978.

Okada, M., 1978. Earthquake - source parameters related to magnitude. Geophys. J. R. astr. Soc. 55: 45 - 66.

... and ... 1978. Considered in the ...
 ... of ... and ...
 ... 1978. ...
 ... of March 4, 1978. ...
 ... and ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

... 1978. ...
 ... 1978. ...
 ... 1978. ...

PARAMETRI SURSEI PENTRU CUTREMURUL VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977^{a)}

S.IOSIF, T.IOSIF

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

D.PROCHÁZKOVÁ

Institutul de geofizică al Academiei cehoslovace de științe, Praga, Cehoslovacia

IOSIF, S., IOSIF, T. and PROCHÁZKOVÁ, D. 1979. SEISMIC SOURCE PARAMETERS OF MARCH 4, 1977 VRANCEA EARTHQUAKE. Using far-field observation data, some seismic source parameters of March 4, 1977 Vrancea earthquake are inferred. They are: the seismic moment $M_0 = (1.7 \pm 0.66) \cdot 10^{27}$ dyne.cm, source dimension $L = (34 \pm 8)$ km, the average dislocation $D = 68$ cm, the strain energy change $\Delta W = 5.2 \times 10^{22}$ ergs, the seismic energy $E = 4.0 \times 10^{22}$ ergs, the seismic efficiency $\eta = 0.75$. Different kind of stress as: stress drop, apparent, mean, frictional, initial, final, and effective ones are also calculated. The accuracies of determining these quantities are given by the standard deviation. Some considerations regarding the source time function, the dislocations velocity and physical meaning of computed parameters are made.

INTRODUCERE

Pe fondul seismicității Globului focarul din Vrancea constituie una din excepțiile care nu a putut fi încă explicată prin teoria noii tectonici globale.

Vrancea - zonă de cvadruplă convergență, în care o placă litosferică subduce sub arcul carpatic, reprezintă sursa cutre -

^{a)} Lucrare prezentată în cadrul Sesiunii anuale de comunicări "Progrese în fizică", ICEFIZ, Iunie 1979.

murelor puternice care se produc în țara noastră, provocând pierderi majore, umane și materiale.

Evenimentul seismic care a zguduit teritoriul României la 4 martie 1977, a ridicat în fața cercetătorilor probleme și complexe în a căror elucidare, determinarea corectă a parametrilor sursei este de cea mai mare importanță, atât teoretic cât și practică.

Cunoașterea parametrilor sursei va permite un studiu taliat al proceselor fizice în focar.

Înlăturarea confuziilor și ambiguităților privind evaluarea diferiților parametri ai seismelor constituie obiectul unor lucrări științifice. Astfel, unui din parametri sursei cel mai folosit este magnitudinea. În ultimii zece ani, seismologii au stabilit că magnitudinea Gutenberg-Richter (M_{GR}) nu reprezintă o măsură unitară pentru evaluarea energiei seismelor, în special pentru cele puternice, unde își pierde complet semnificația (Magnitudinea M_{GR} este definită pentru perioade de 20 s ori tremurele puternice au conținutul maxim de energie la perioade de 200 - 300 s. Pentru acest motiv, $M_{GR} 8,9$ apare ca o valoare asimptotică, producându-se așa numitul fenomen de "saturație").

Teoria dislocației furnizează un alt parametru, bine definit din punct de vedere fizic, momentul seismic M_0 . Acesta este proporțional cu energia cutremurului și nu prezintă caracterul de "saturație" (indiferent de intensitatea cutremurului).

În lucrarea Iosif et al (1979) s-a calculat momentul seismic pentru câteva cutremure vrâncene puternice. Studiul continuă cu determinarea parametrilor sursei pentru evenimentele

multiplu din 4 martie 1977.

Un astfel de studiu este important nu numai pentru o în-cadrare seismotectonică a şocurilor ci şi pentru cunoaşterea legilor fizice care guvernează seismogeneza cutremurelor vrîncene. O parte din parametrii studiaţi au fost calculaţi şi de Enescu şi Crişan (1978).

DATE DE OBSERVAȚIE

Multipletul vrîncean de la 4 martie 1977 reprezintă unul din cele mai puternice cutremure produse la adîncimi mai mari de 100 km. Cutremurul a fost urmat de replici, fenomen întîlnit mai rar la seismele intermediare şi adînci.

Produs într-o regiune cu structură de arc insular (Bleahu et al., 1973) unde volumul litosferic descendent se găseşte permanent sub acţiunea unor tensiuni, cutremurul s-a declanşat cînd stressul de forfecare a egalat tensiunea efectivă, fractura fiind însoţită de o alunecare pe suprafaţa faliei şi de o cădere de tensiune.

Coordonatele epicentrice, adîncimea focarului şi mecanismul fiecărui şoc - componentă a evenimentului sînt încă susceptibile de îmbunătăţiri şi vor fi optim determinate în condiţiile separării corecte a fazelor, la fiecare staţie seismică, luată în consideraţie.

În lucrarea de faţă am determinat parametri sursei utilizînd 15 înregistrări provenite de la 8 staţii seismice, situate pe teritoriul URSS. În tabela I sînt date: codul staţiei, distanţa epicentrică, azimutul, tipul aparatului, amplificarea maximă, domeniul de perioade şi componenta analizată. (Tabela I).

TABELA I

172

Nr. crt.	Codul Stației	Δ°	Az°	Tipul aparatului	Amplificare	Interval perioade	Comp.
1.	BKR	12,77	102	SKD	970	0,3 - 18	E - V
2.	MAK	14	100	SK	50	0,3 - 11	E $\frac{Z}{V}$
3.	GRS	15,7		SK	202	0,5 - 10	N - S E - V
4.	APA	22,10	7	SKD.	1000	0,2 - 20	Z E - V
5.	FRU	33,97	77	SKM - 3	2600	0,46 - 1,0	N - S E - V
6.	NVS	36,30	54	SKM - 3	$5 \cdot 10^4$	0,2 - 1,3	N - S
7.	YAK	56,24	34	SKD	1040	0,2 - 20	N - S
8.	ILT	65,00		SKM - 3	$5 \cdot 10^4$	0,2 - 1,2	Z
					"		N - S
					"		E - V
				SVK - M 3	5000	0,2 - 1,2	Z

Digitizarea s-a efectuat în intervale de 22 - 48 secunde de la începutul cutremurului, alese astfel ca să cuprindă toate fazele P ale evenimentului multiplu. Pasul de digitizare este de 0,176 sec și 0,087 sec., în funcție de viteza de desfășurare a seismogramei.

Datele de observație s-au corectat prin eliminarea influenței aparatului.

Procedeul de calcul și netezire al spectrelor este cel adoptat și în lucrarea Iosif et al (1979).

În Fig. 1 - 8 sînt reprezentate spectrele obținute, în scară bilogaritmă $\log \Omega_0 = f(\log. f)$. Pe figuri sînt menționate stația și componenta înregistrării.

S-au utilizat în calcul următorii parametri :

$$\alpha = 6,0 \text{ km/s}$$

$$\beta = 3,5 \text{ km/s}$$

$$\mu = 0,7 \cdot 10^{12} \text{ dyn/cm}^2$$

$$\rho = 2,7 \text{ g/cm}^3$$

Pentru cîțiva parametri s-a calculat și deviația standard.

III. PARAMETRI SURSEI

Au fost calculați următorii parametri ai sursei:

1. Frecvența de colț, f_0
2. Momentul seismic, M_0
3. Dimensiunea sursei, r, L, w
4. Suprafața faliei, S
5. Căderea de tensiunea, $\Delta\sigma$
6. Dislocația, D
7. Variația energiei de deformare ΔW

8. Căderea de deformare, $\Delta \epsilon$
9. Eficiența seismică, η
10. Tensiunea aparentă, σ_a
11. Tensiunea inițială, σ_0
12. Tensiunea finală, σ_1
13. Tensiunea medie $\bar{\sigma}$
14. Tensiunea de frecare, σ_f
15. Căderea de tensiune statică, fracționară, ϵ
16. Tensiunea efectivă, $\sigma_{e,0}$
17. Energia seismică, E_s
18. Căderea de forță totală, ΔF
19. Funcția de timp a sursei
20. Viteza de dislocație, $\dot{D}$.

În cele ce urmează se analizează fiecare parametru, dîndu-se valoarea obținută pentru cutremurul din 4 martie 1977.

Frecvența de colț, momentul seismic, raza sursei și căderea de tensiune au fost calculate pentru fiecare punct de observație, iar acolo unde am dispus de mai multe determinări, Ω_0 și f_0 au fost mediate.

Valorile determinate sînt sintetizate în tabela II, în care sînt trecute și valorile medii împreună cu deviația standard (Tabela II).

Toți ceilalți parametri focali sînt evaluați utilizînd estimările medii pentru f_0 , M_0 , r și $\Delta \sigma$.

1. Frecvența de colț, f_0

Cele mai multe teorii privind sursele seismice stabilesc că spectrul oscilațiilor este constant la frecvențe joase și descrește invers proporțional cu puteri ale frecvenței, la

frecvențe înalte.

Frecvența de colț este definită ca intersecția dintre asimptotele frecvențelor joase și înalte și ea reprezintă o constantă importantă a procesului focal, care intervine în calculul altor parametri fizici. Johnson et al (1974) arată că frecvența de colț poate fi interpretată în termenii timpului de dezvoltare (rise time) al sursei, în sensul că inversul frecvenței este o bună aproximare a acestui timp.

Valorile obținute pentru f_0 sînt trecute în Tabela II, parametrul luat ca baza în cele ce urmează fiind :

$$f_0 = (0,069 \pm 0,015) \text{ Hz} \quad (1)$$

2. Momentul seismic, M_0

Procesul de faliere este reprezentat din punct de vedere matematic de o discontinuitate de deplasare, de forfecare (o dislocație), de-alungul unei suprafețe, într-un mediu elastic. Această dislocație este echivalentă cu distribuția unui cuplu, pe suprafața respectivă, avînd momentul :

$$M_0 = \mu S D \quad (2)$$

Dar procesul de dislocație depinde de timp, astfel încît și momentul seismic este funcție de timp și poate fi calculat din înregistrarea oscilațiilor seismice generate de un cutremur.

Uzual, M_0 se determină din spectrele oscilațiilor de lungă perioadă ale undelor de volum, de suprafață și oscilații seismice, pe baza formulei lui Brune (1970) :

$$M_0 = 4 \pi \Delta v^3 \Omega_0 / R_0 \quad (3)$$

în care Ω_0 este amplitudinea spectrală, Δ distanța epicentrică

TABELA II

Nr. crt.	f_0 (Hz)	M_0 (dyne.cm) $\cdot 10^{27}$	r (km)	$\Delta\sigma$ (bar)	
1.	0,063	2,2	35	22	$f_0 = (0,069 \pm 0,015)$ Hz
2.	0,050	1,1	44	(6)	$M_0 = (1,7 \pm 0,66) \cdot 10^{27}$ dyne.cm
3.	0,056	1,2	40	(9)	$r = (34 \pm 8)$ km
4.	0,050	0,7	44	(4)	$\Delta\sigma = (43 \pm 17)$ bar
5.	0,075	1,5	30	24	
6.	0,089	2,9	25	81	
7.	0,078	2,00	28	40	
8.	0,089	1,8	25	50	

și R_{0p} - un factor care definește proprietățile de radiație ale mediului de propagare.

Am obținut pentru momentul seismic al cutremurului din 4 martie 1977 mărimea :

$$M_0 = (1,7 \pm 0,66) \cdot 10^{27} \text{ dyne.cm} \quad (4)$$

Valoarea este mai mică decât cea a cutremurului puternic din 10 noiembrie 1940, pentru care Iosif et al (1979) au determinat $M_0 = 6,8 \cdot 10^{27}$ dyne.cm, indicînd astfel că la ultimul seism major s-a eliberat o cantitate de energie mai mică decât la cel din 1940.

Amintim rezultatele obținute și de alți cercetători :

$$M_0 = (1,0 - 2,0) 10^{27} \text{ dyne.cm} \quad \text{Bonjer et al (1979)}$$

$$M_0 = 2,0 \cdot 10^{27} \text{ dyne.cm} \quad \text{Hartzell (1978)}$$

3. Dimensiunea sursei

În ipoteza unei falii circulare, utilizînd formula lui Brune (1970) :

$$r = 2,34\beta / 2\pi f_0 \quad (4)$$

și frecvența de colț determinată spectral (1) am obținut pentru raza focală valoarea :

$$r = (34 \pm 8) \text{ km} \quad (5)$$

După cum se știe, dimensiunea fizică a sursei poate fi evaluată și pe baza distribuției replicilor.

Analizînd Fig. 2 din lucrarea Bonjer et al (1978) se observă că replicile subcrustale, situate la adîncimi corespunzătoare multiplului de la 4 martie 1977, se distribuie în in-

intervalul $h \approx 65 - 131$ km care definește însăși lungimea faliei :

$$L \approx 66 \text{ km} \quad (6)$$

Dacă considerăm mărimea (5) în ipoteza unei falii dreptunghiulare, obținem :

$$L = 68 \text{ km} \quad (7)$$

Concordanța dintre valorile (6) și (7) este remarcabilă.

În cazul mai apropiat de realitate, al faliei dreptunghiulare, lățimea ei w , dedusă tot din Fig. 2 (Bonjer et al 1973) este:

$$w \approx 40 \text{ km} \quad (8)$$

Hartzell (1979) a estimat raza faliei circulare ca fiind

$$r = 25 \text{ km} \quad (9)$$

4. Suprafața faliei, S

Aria faliei se estimează în funcție de modelul de sursă adoptat.

Considerînd o falie circulară, suprafața ei este:

$$S = \pi r^2 = 3,6 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \quad (10)$$

Cu valorile (6) și (8) se obține pentru aria faliei

$$S = 2,6 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \quad (11)$$

Empiric se acceptă că $L \approx 2w$, dar diferite teorii dau și relații de forma $L = w$, $L = 3w$, $L = 10w$ (falii lungi, subțiri - Savage (1972)). În cazul nostru, considerăm că $L = 2w$ reprezintă cea mai bună aproximație și luînd ca bază valoarea (6) rezultă :

$$S = L \cdot \frac{L}{2} = 2,2 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \quad (12)$$

Observăm că din cele trei estimări, (10) dă valoarea cea mai mare pentru suprafața faliei.

5. Căderea de tensiune, $\Delta\sigma$

Căderea de tensiune (sau de stress) reflectă heterogenitatea proprietăților mediului, în zona focală.

Căderea de stress este determinată cu ajutorul relației lui Keylis-Borok (1959) :

$$\Delta\sigma = 7 M_0 / 16 r^3 \quad (13)$$

utilizând momentul seismic M_0 și raza sursei r . Valorile individuale obținute sînt trecute în Tabela II. Valoarea medie este :

$$\Delta\sigma = (30 \pm 24) \text{ bari} \quad (14)$$

Intrucît deviația standard este foarte mare, am neglijat valorile trecute în paranteză. În acest caz, se obține :

$$\Delta\sigma = (43 \pm 17) \text{ bari} \quad (15)$$

mărime pe care o considerăm mai plauzibilă. Această valoare poate fi analizată în lumina clasificării cutremurelor făcută de Kana-mori și Anderson (1975) din punct de vedere al localizării în raport cu placa descendentă :

1. inter-plăci (inter-plates),
2. intra-placă (intra-plate).

Prima categorie cuprinde șocurile care se produc de-a lungul sau paralel cu limitele majore ale plăcilor, în zonele de subducție, fiind de tipul împingere (thrust). Acestor seisme le este reprezentativă o cădere de tensiune $\Delta\sigma = 30$ bari.

Conform clasificării de mai sus, estimarea (15) încadrează evenimentul de la 4 martie 1977 tipului de cutremure "inter-plăci".

Valoarea obținută de noi este mică în comparație cu cea determinată de Abe (1972) pentru un cutremur intermediar produs în Insulele Sandwich, la o adâncime aproximativ egală cu cea a cutremurului vrincean, într-o zonă cu o structură seismotectonică similară :

$$\Delta\sigma = 120 \text{ bari} \quad (16)$$

Căderea de tensiune mică caracterizează zonele cu rezistență redusă a mediului și diminuează durata și rata de producere a replicilor.

Intr-adevăr, durata secvenței vrinceane a fost de aproximativ 11 zile, interval relativ scurt, în comparație cu cele observate la cutremurele normale.

De căderea de tensiune depinde și diferența dintre magnitudinea șocului principal și a celei mai mari replici.

Replica cea mai puternică a avut $M = 4,3$, deci diferența $\Delta M = 6,9 - 4,3 = 2,7$ este relativ mare, semnificația acestei valori fiind aceea că cea mai mare parte a energiei seismice a fost eliberată în timpul producerii multiplului.

De obicei se consideră că o cădere de tensiune mică indică că o mare parte a stressului a rămas neeliberată - Gibowicz (1973). Nu este indicat să se facă o astfel de deducție numai pe baza parametrului $\Delta\sigma$, ci acesta trebuie corelat și cu alți parametri focali. Astfel Abe (1974) compară $\Delta\sigma$ cu stressul efectiv $\sigma_{e,0}$. Dacă

$$\Delta\sigma \geq \sigma_{e,0} \quad (17)$$

aceasta înseamnă că cea mai mare parte din tensiunea efectivă care a acționat pe falie înainte de cutremur a fost eliberată în timpul seismului.

6. Dislocatia, D

Dislocația, ca și dimensiunea sursei reprezintă parametrul static al focarului.

Cunoscând momentul seismic și suprafața sursei, din formula (2), se calculează dislocația :

$$D = \frac{M_0}{\mu S} = 0,68 \text{ m} \quad (18)$$

Valoarea obținută de noi este mai mică decât cele calculate de Bonjer et al (1979) :

$$D = 1,0 \text{ m} \quad (19)$$

și de Hartzell (1979) :

$$D = 1,5 \text{ m} \quad (20)$$

Cu ajutorul valorilor (11) și (12) se obțin pentru dislocație mărimile :

$$D = 0,93 \text{ m} \quad (21)$$

$$D = 1,10 \text{ m} \quad (22)$$

7. Variația energiei de deformare, ΔW

Kanamori și Anderson (1975) au stabilit relații între căderea de tensiunea $\Delta \sigma$, momentul seismic M_0 și variația energiei de deformare ΔW pentru falieri cu diferite geometrii: falie circulară, falie cu alunecare pe direcție (strike slip) și cu alunecare pe înclinare (dip slip). Pentru ultimele două modele de sursă, relațiile se prezintă sub o formă complicată funcție

de parametrii elastici ai mediului λ și μ .

În lucrarea de față, pentru variația energiei de deformare, am adoptat formula propusă de Abe (1972) :

$$\Delta W = \frac{1}{2} \frac{\Delta \sigma}{\mu} M_0 \quad (23)$$

Pentru cutremurul analizat am obținut :

$$\Delta W = 5,2 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (24)$$

Pe de altă parte, ΔW se poate calcula și pe baza tensiunilor inițială și finală după următoarea expresie :

$$\Delta W = (L/2 C \mu) S (\sigma_0^2 - \sigma_1^2) \quad (25)$$

În care C este o constantă care depinde de geometria faliei.

În general, se aproximează $C \approx 1$.

Atunci când căderea de tensiune este apropiată de valoarea stressului efectiv care a acționat în sursă, se poate utiliza și formula (Abe (1974)) :

$$W = 2\mu (D)^2 \frac{L}{\pi} \quad (26)$$

Cu valorile (7) și (18) obținem pentru variația energiei de deformare :

$$\Delta W = 1,4 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (27)$$

8. Caderea de deformare, $\Delta \epsilon$

Prin căderea de deformare (strain drop) se înțelege schimbarea efectivă a deformării mediului, după producerea cutremurului raportată la starea inițială. $\Delta \epsilon$ se calculează în funcție de căderea de tensiune și rigiditatea mediului (Abe (1972)) :

$$\Delta \varepsilon = \frac{\Delta \sigma}{\mu} \quad (28)$$

Se poate determina și deformarea medie aparentă definită pe baza energiei, eficienței și momentului seismic :

$$\eta \Delta \varepsilon = \frac{E_s}{M_0} = \eta \frac{|\sigma|}{\mu} \quad (29)$$

Pentru evenimentul din 4 martie 1977 căderea de deformare este:

$$\Delta \varepsilon = 0,6 \cdot 10^{-4} \quad (30)$$

mai mică decît cea obținută de Abe (1972).

9. Eficiența seismică, η

Eficiența seismică indică cîtă din energia de deformare inițială s-a convertit în energie seismică și este definită ca:

$$\eta = \frac{E_s}{\Delta W} \quad (31)$$

Luînd ca bază această formulă, valoarea (24) și energia seismică calculată după Gutenberg și Richter (1956) rezultă:

$$\eta = 0,769 \quad (32)$$

Stîind că $\eta < 1$, ar însemna ca cea mai mare parte a energiei de deformare s-a convertit în energie seismică.

Intr-un studiu aprofundat al parametrilor sursei, Kana-mori și Andersson (1975) prezintă un tablou sintetic privind corelarea acestora. Extrapolînd valorile tabelate, pentru căderea de tensiune $\Delta \sigma = 43$ bari, se obține o tensiune inițială $\sigma_0 = 50$ bari, astfel încît pentru cutremurul vrincean putem prezenta următorul Tabel III.

Tabela III

ϵ	$\frac{\sigma_f}{\sigma_0}$	η	σ_0	$\Delta\sigma$
0,6	0,4	0,43	50	43

De observat că prin extrapolarea de mai sus, valoarea $\eta = 0,43$ este cu mult mai mică decît (32) urmînd ca acest aspect să fie analizat și în funcție de alți parametri.

10. Tensiunea aparentă, σ_a

Raportul dintre energia și momentul seismic al unui cutremur definește stressul aparent σ_a . Există diferite teorii în care σ_a este corelat cu căderea de tensiune. Astfel, Savage și Wood (1971), luînd ca bază mecanismul de falieră a lui Orowan (1960) (în care se presupune că tensiunea de frecare este mai mare decît stressul final, $\sigma_f > \sigma_1$) deduc că

$$\sigma_a < \frac{\Delta\sigma}{2} \quad (31)$$

Pe de altă parte, Kanamori și Anderson (1975) presupun că

$$\sigma_a \approx \frac{1}{2} \Delta\sigma \quad (34)$$

relație care implică totuși unele incertitudini introduse de geometria faliei, rigiditatea mediului, modelul de ruptură, relația energie - magnitudine etc.

Dacă calculăm σ_a din relația (34) rezultă

$$\sigma_a \approx 22 \text{ bari} \quad (35)$$

Pentru cutremurele "inter-plăci" Kanamori și Anderson (1975) determină stressul aparent ca fiind de la 20 bari. Valoarea obținută de noi se situează la limita superioară a acestei estimări.

Stressul aparent poate fi definit și ca produsul dintre tensiunea medie și eficiența seismică :

$$\sigma_a = \eta \bar{\sigma} \quad (36)$$

11. Tensiunea inițială, σ_0

Procesul fizic de tensionare asociată cu falierea este un fenomen complex datorită neomogenității în stressul tectonic și a acțiunii de frecare pe suprafața faliei.

Cu cât tensiunea inițială este mai mare cu atât eficiența seismică η și căderea de deformare $\Delta \epsilon$ sînt mai mici. Este posibil ca la cutremurele puternice bugetul energiei seismice să fie micșorat datorită includerii energiei gravitaționale. Într-adevăr, cînd procesul de ruptură este aproape vertical (ca în cazul multiplului vrîncean), aportul energiei gravitaționale poate fi semnificativ. Acest aspect al problemei este stabilit ca fenomen intrinsec, fără a fi analizat, deocamdată, în detaliu.

Folosind valorile date de Kanamori și Anderson (1975) am evaluat tensiunea inițială ca fiind :

$$\sigma_0 \approx 50 \text{ bari} \quad (37)$$

Cunoașterea stressului inițial este importantă, pentru că variația energiei de deformare ΔW și energia seismică E_s pot fi exprimate în funcție de acest parametru :

$$\Delta W = \frac{L}{2Cu} S (\sigma_0^2 - \sigma_1^2) \quad (38)$$

(Kanamori și Anderson 1975).

$$E_s = \frac{1}{2} (\sigma_0 + \sigma_1) Ds \quad (39)$$

(Singh et al 1975).

12. Tensiunea finală, σ_1

Există diferite ipoteze cu privire la mărirea stressului final raportată la cea a tensiunii de frecare :

$$a) \quad \sigma_1 < \sigma'_f \quad (\text{Brune, 1970})$$

$$b) \quad \sigma_1 = \sigma_f \quad (\text{Orowan, 1960})$$

(în acest caz căderea de tensiune $\Delta\sigma$ este egală cu rezistența mediului la forțele de coeziune).

$$c) \quad \sigma_1 > \sigma_f \quad (\text{Aki, 1972})$$

Actualmente încă nu există o fundamentare fizică corespunzătoare pentru a opta în favoarea uneia din cele trei ipoteze.

Tensiunea finală σ_1 poate fi determinată simplu din diferența dintre stressul inițial σ_0 (37) și căderea de tensiune $\Delta\sigma$ (15) :

$$\sigma_1 = \sigma_0 - \Delta\sigma = 7 \text{ bari} \quad (40)$$

Această valoare ne conduce la concluzia că după producerea cutremurului din 4 martie 1977, în zonă a rămas o cantitate mică de tensiune, concluzie confirmată și de durată scurtă, rată de producere și magnitudinea mică a replicilor.

13. Tensiunea medie, $\bar{\sigma}$

Tensiunea medie este definită, simplu, ca media aritmetică a stressului inițial și final :

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2} \quad (41)$$

Din această relație rezultă

$$\bar{\sigma} \approx 29 \text{ bari} \quad (42)$$

Pe de altă parte, din definiția tensiunii aparente (36) se obține o valoare

$$\bar{\sigma} = 51 \text{ bari} \quad (43)$$

dacă se ia mărimea lui η din Tabela III. Dacă utilizăm valoarea (32), tensiunea medie este $\bar{\sigma} \approx 29$ bari. Concordanța valorilor calculate cu relația (41) și (36) cu $\eta = 0,75$ ne indică că mărimea cea mai probabilă a eficienței seismice este $\eta = 0,75$.

14. Tensiunea de frecare, σ_f

Tensiunea de frecare are un rol important în procesul de producere al cutremurelor, în sensul că forța de frecare diminuează mai mult sau mai puțin bugetul energiei seismice.

Kanamori și Anderson (1975) consideră că stressul de frecare este aproximativ egal cu tensiunea finală :

$$\sigma_f \approx \sigma_1 \quad (44)$$

și-l definesc astfel:

$$\frac{\sigma_f}{\sigma_0} = (1 - \epsilon) \quad (45)$$

În funcție de tensiunea inițială și căderea de tensiune statică fracționară ϵ . Cu formula (45) (și $\Delta\epsilon = 0,86$) obținem :

$$\sigma_f = 7 \text{ bari} \quad (46)$$

Compararea valorilor (40) și (46) indică că pentru cutremurul din 4 martie 1977, tensiunea finală este egală cu tensiunea de frecare.

O altă definiție a stressului de frecare, pe baza tensiunii medii $\bar{\sigma}$ și aparente σ_a este dată de (Kanamori și Anderson, 1975) :

$$\sigma_f = \bar{\sigma} - \sigma_a = 29 \text{ bari} \quad (47)$$

din care rezultă o valoare mult mai mare decît (46) și care contrazice evident ipoteza (44).

O mărime mică a lui σ_f presupune o suprafață netedă a faliei.

15. Caderea de tensiune statica, fractionara, ϵ

Cunoscînd căderea de tensiune $\Delta\sigma$ și stressul inițial σ_0 se poate determina căderea de tensiune statică fracționară ϵ definită ca raportul lor (Kanamori și Anderson, 1975) :

$$\epsilon = \frac{\Delta\sigma}{\sigma_0} \quad (48)$$

decî

$$\epsilon = 0,86 \quad (49)$$

Acest parametru a intervenit în determinarea tensiunii de frecare (45) și cu ajutorul său se poate calcula și eficiența seismică :

$$\eta = \frac{\epsilon}{2-\epsilon} = 0,75 \quad (50)$$

Valoarea (50) este foarte apropiată de (32).

16. Tensiunea efectivă, $\sigma_{e,o}$

Din punct de vedere fizic, proprietățile elastice ale mediului, sînt mai adecvat exprimate prin intermediul tensiunii efective $\sigma_{e,o}$ decît prin căderea de stress, acest parametru servind ca informare cantitativă privind tensiunea care a acționat efectiv în zonă. Se definește ca diferența dintre stressul inițial σ_o și cel de frecare σ_f

$$\sigma_{e,o} = \sigma_o - \sigma_f \quad (51)$$

În cazul seismului studiat :

$$\sigma_{e,o} = 43 \text{ bari} \quad (52)$$

Cînd $\sigma_{e,o}$ are o valoare apropiată de cea a căderii de tensiune $\Delta\sigma$ înseamnă că cea mai mare parte din tensiunea care a acționat pe falie a fost eliberată în timpul cutremurului.

Kanamori (1972) a ajuns la concluzia că pentru diferite cutremure

$$\sigma_{e,o} \approx \Delta\sigma \quad (53)$$

ori pentru seismul analizat $\sigma_{e,o} = \Delta\sigma = 43 \text{ bari}$

Abe (1974) corelează eliberarea completă a stressului efectiv cu o destindere pur elastică în care o fracturare casantă este urmată de o eliberare instantanee a energiei înmagazinate.

17. Energia seismică E_s

Producerea cutremurelor se datorează eliberării unei energii de deformare acumulată în timp. Numai o parte a acestei energii se transformă în energie seismică, restul convertindu-se în energie calorică, de frecare etc.

Pentru calculul energiei seismice, se utilizează de obicei formula lui Gutenberg și Richter (1956) :

$$\log E_s = 1,5 M_s + 11,8 \quad (54)$$

Exactitatea evaluării lui E_s depinde astfel de estimarea magnitudinii M_s - valoarea subiectivă și fără o semnificație fizică precisă așa cum s-a menționat anterior.

Pentru cutremurul din 4 martie 1977 magnitudinea M_b determinată la diferite stații a avut valori cuprinse în intervalul 5,8 - 8,3. S-a adoptat, în general, magnitudinea

$$M_b = 7,2 \quad (55)$$

determinată de Pasadena și care, evident se referă la șocul principal (cel mai puternic).

Introducând valoarea (55) în formula (54) se obține :

$$E_s = 4 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (56)$$

Un alt mod de calcul al energiei seismice este acela al utilizării parametrilor sursei : momentul seismic M_0 , stressul mediu $\bar{\sigma}$, dislocația și constanta elastică a mediului μ .

Kanamori și Anderson (1975) au stabilit următoarele formule:

$$E_s = \eta S D \bar{\sigma} \quad (57)$$

$$E_s = \frac{\eta}{\mu} M_0 \bar{\sigma} \quad (58)$$

Cu ajutorul relațiilor precedente, folosind valorile calculate pentru eficiența seismică și tensiunea medie, se obține

$$E'_S = 5,4 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (59)$$

și respectiv

$$E'_S = 5,3 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (60)$$

mărimi apropiate cu cea determinată pe baza magnitudinii.

Cunoașterea variației energiei de deformare ΔW și eficienței seismice permite de asemenea evaluarea energiei seismice

$$E''_S = \eta \Delta W = 2,2 \cdot 10^{22} \text{ ergi} \quad (61)$$

Valorile (59), (60) și (61) sînt obținute, considerînd $\eta = 0,43$.

18. Căderea de forță totală, ΔF

Acest parametru al sursei a fost introdus recent în studiile seismologice de către Ohnaka (1978) și este definit în funcție de suprafața sursei și căderea de tensiune :

$$\Delta F = \Delta \sigma S \quad (62)$$

Pentru cutremurul analizat variația forței care a acționat în focar este

$$\Delta F = 15,5 \cdot 10^{20} \text{ dyne} \quad (63)$$

19. Funcția de timp a sursei

Kanamori (1974) clasifică cutremurele, din punct de vedere al duratei procesului de faliere, în trei tipuri principale:

A. Cutremure datorate unei dislocații care are loc într-un timp relativ scurt (< 10 sec.) în care predomină undele seismice de scurtă perioadă.

B. Cutremure datorate dislocației care se produce într-un timp lung ($10^2 - 10^3$ sec) și în care predomină undele seismice de lungă perioadă.

C. Cutremure caracterizate printr-o deformare de falie-re de curgere (fault creep deformation) de perioadă extrem de lungă ($> 10^3$ sec.) și cu o eliberare mică de energie seismică.

La tipurile B și C deformarea este anormal de mică, ceea ce sugerează că frecarea viscoasă pe suprafața faliei este un factor dominant care controlează mișcarea de dislocație.

Experiența seismologică arată că eliberarea energiei de deformare se efectuează printr-o rupere, cu propagare indusă de o destindere elastică pe un plan de falie finită. Durata de dezvoltare a acestei rupturi are un rol deosebit de important și definește funcția de timp a sursei. Există numeroase teorii în acest sens.

În modelul lui Brune (1970, 1971) se presupune că alunecarea pe falie apare instantaneu pe întreaga suprafață, cu o viteză de rupere infinită, într-o durată finită de timp.

Modelul lui Savage (1972) este mai real: se consideră că ruptura pornește dintr-un punct și se propagă pe toată suprafața faliei, cu o viteză subsonică.

În condițiile în care stressul efectiv $\sigma_{e,0}$ și căderea de tensiune sînt egale, (ca în cazul cutremurului din 4 martie 1977) Geller (1976) dă următoarea formulă de calcul a timpului de dezvoltare (rise time):

$$\tau = 16 S^{1/2} / 7 \pi^{3/2} \beta \quad (64)$$

care, aplicată seismului din 4 martie 1977, dă :

$$\tau = 18,3 \text{ secunde} \quad (65)$$

Cum s-a menționat la începutul lucrării, inversul frecvenței de colț f_0 reprezintă o bună aproximare a timpului de dezvoltare τ . În această ipoteză timpul de dezvoltare este :

$$T_0 = \frac{1}{f_0} = 14,5 \text{ secunde} \quad (66)$$

Din (65) și (66) rezultă

$$\tau > T_0 \quad (67)$$

Kanamori și Anderson (1975) presupun că termenul $\frac{L}{V}$ este echivalent, în general cu durata totală de falie. Pentru cutremure cu $M_s > 6,5$ și $L > 18 \text{ km}$ și pentru viteze de propagare rezonabile, este valabilă inegalitatea :

$$\frac{L}{V} > \frac{T_0}{\pi} \quad (68)$$

Pentru evenimentul vrincean :

$$\frac{T_0}{\pi} = 4,62 \text{ secunde} \quad (69)$$

de unde rezultă că valoarea timpului de propagare a rupturii trebuie să fie :

$$t = \frac{L}{V} > 4,62 \text{ secunde} \quad (70)$$

20. Viteza de dislocație , $\dot{D}$

Există mai multe modele privind procesul de rupere

în focar:

- model de rupere unidimensională (Ben-Menahem (1961),

Haskell (1964),

- model de rupere bidimensională rectangulară,
- model de rupere bidimensională circulară,
- model de rupere bilaterală asimetrică (Berkhemer (1962), Savage (1966)).

Viteza de dislocație (ca și timpul de dezvoltare) depinde de modelul ales, de tensiunea efectivă $\sigma_{e,0}$ de coeficientul de rigiditate a mediului μ și de viteza de propagare a undelor transversale β .

Brune (1970), în ipoteza unei viteze de rupere infinite, definește viteza de dislocație ca fiind :

$$D = \frac{2 \sigma_{e,0}}{\mu} \beta \quad (71)$$

Presupunând o viteză de rupere finită, $v \sim \beta$ (ceea ce este mai rezonabil din punct de vedere fizic), Kanamori (1972) deduce următoarea expresie :

$$D \approx \sigma_{e,0} \frac{\beta}{\mu} \quad (72)$$

Pentru o falie circulară, același autor impune o condiție de similaritate dinamică :

$$\frac{L}{D} \approx \frac{T_0}{\pi} \quad (73)$$

Aplicând relațiile (72) și (73) pentru cutremurul vrincean din 4 martie 1977, obținem :

$$D = 2,15 \text{ km/s} \quad (74)$$

$$\frac{L}{D} = 15,8 \approx \frac{T_0}{\pi} = 14,5 \quad (75)$$

aproximare pe care o considerăm bună. Pe de altă parte, din mărirea dislocației D (18) și a timpului de dezvoltare τ (64) rezultă :

$$\dot{D} = \frac{D}{T} \approx 3,5 \text{ km/s} \quad (76)$$

Considerăm că media valorilor (74) și (76) reprezintă adecvat viteza de dislocație :

$$\dot{D} = 2,8 \text{ km/s} \quad (77)$$

($\dot{D} \approx 0,8 \beta$). În literatura de specialitate această mărime este dată, uzual, ca fiind 2 - 3 km/s.

IV. OBSERVAȚII FINALE

Incertitudinea care există încă în cunoașterea proceselor care au loc în timpul producerii cutremurelor de pământ poate fi eliminată numai pe baza determinării precise a parametrilor fizici ai sursei.

Considerăm că studiul întreprins de noi, constând din estimarea a 20 de parametri focali, pentru multipletul vrincean din 4 martie 1977, își aduce contribuția la cunoașterea particularităților acestui șeism, în special și a zonei Vrancea, în general.

Pentru a avea un tablou de ansamblu, rezumăm valorile obținute :

1. Frecvența de colț $f_0 = (0,069 \pm 0,015) \text{ Hz}$
2. Momentul seismic $M_0 = (1,7 \pm 0,66) \cdot 10^{27} \text{ dyne.cm}$
3. Dimensiunea sursei
 - $r = (34 \pm 8) \text{ km}$
 - $L = 68 \text{ km}$
 - $w = 40 \text{ km}$
4. Suprafața faliei $S = 3,6 \cdot 10^3 \text{ km}^2$

5. Căderea de tensiune	$\Delta\sigma = (43 + 17) \text{ bari}$
6. Dislocația	$D = 0,68 \text{ m}$
7. Variația energiei de deformare	$\Delta W = 5,2 \cdot 10^{22} \text{ ergi}$
8. Căderea de deformare	$\Delta\epsilon = 0,6 \cdot 10^{-4}$
9. Eficiența seismică	$\eta = 0,75$
10. Tensiunea aparentă	$\sigma_a \approx 22 \text{ bari}$
11. Tensiunea inițială	$\sigma_o \approx 50 \text{ bari}$
12. Tensiunea finală	$\sigma_l = 7 \text{ bari}$
13. Tensiunea medie	$\bar{\sigma} = 51 \text{ bari}$
14. Tensiunea de frecare	$\sigma_f = 7 \text{ bari}$
15. Căderea de tensiune statică, fracționară	$\epsilon = 0,86$
16. Tensiunea efectivă	$\sigma_{e,o} = 43 \text{ bari}$
17. Energia seismică	$E_s = 4,0 \cdot 10^{22} \text{ ergi}$
18. Căderea de forță totală	$\Delta F = 15,5 \cdot 10^{20} \text{ dyne}$
19. Funcția de timp a sursei	$\tau = 18,3 \text{ secunde}$
20. Viteza de dislocație	$D = 2,8 \text{ km/s}$

În găsirea unei soluții complete și reale a mecanismului seismogenezei este necesară și cunoașterea proprietăților neelastice ale mediului, ca urmare, în viitor, rezolvarea problemei impune o integrare a studiilor seismologice cu cele de tectonofizică și mecanica rocilor.

MULTUMIRI

Autorii mulțumesc Dr. Kondorskaia pentru amabilitatea de a ne pune la dispoziție copii de pe înregistrările cutremurului de la 4 martie 1977, efectuate la stațiile seismice de pe teritoriul U.R.S.S.

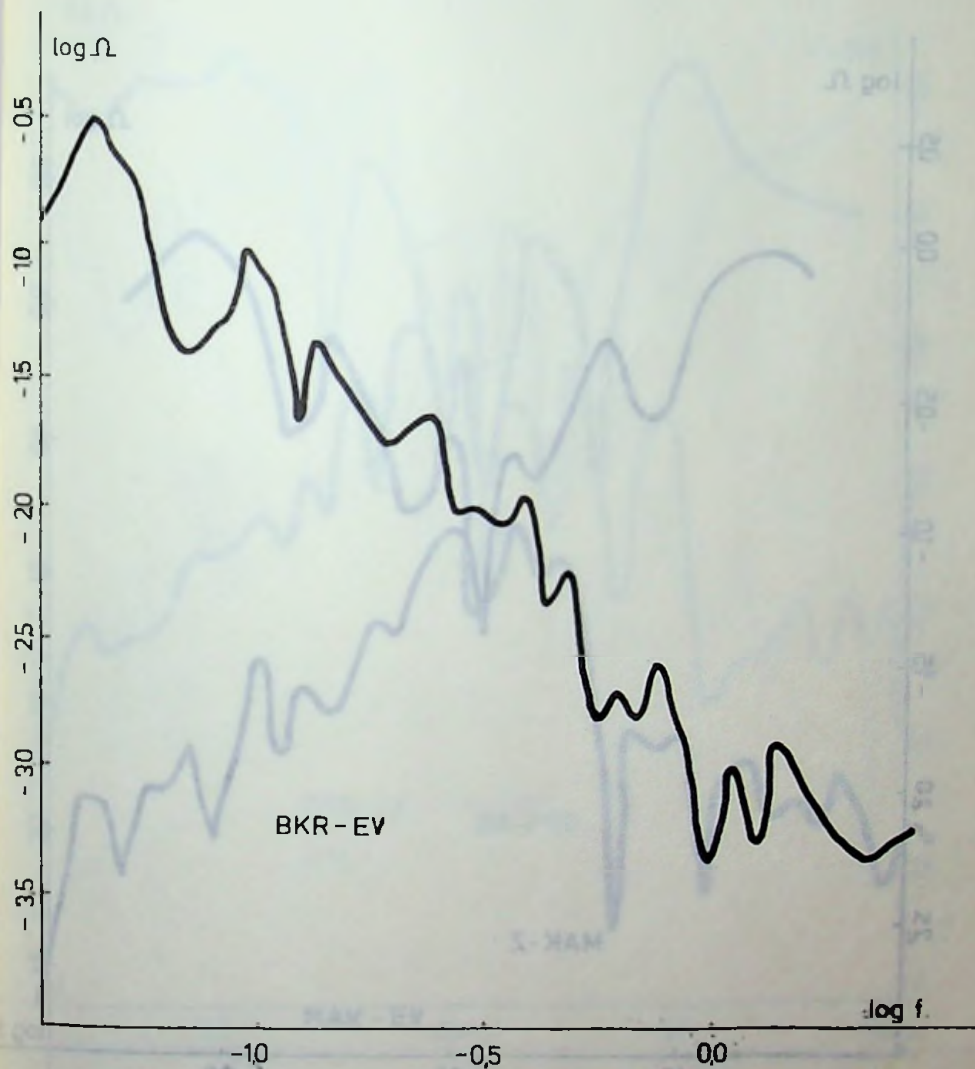


Fig. 1. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația BKR.

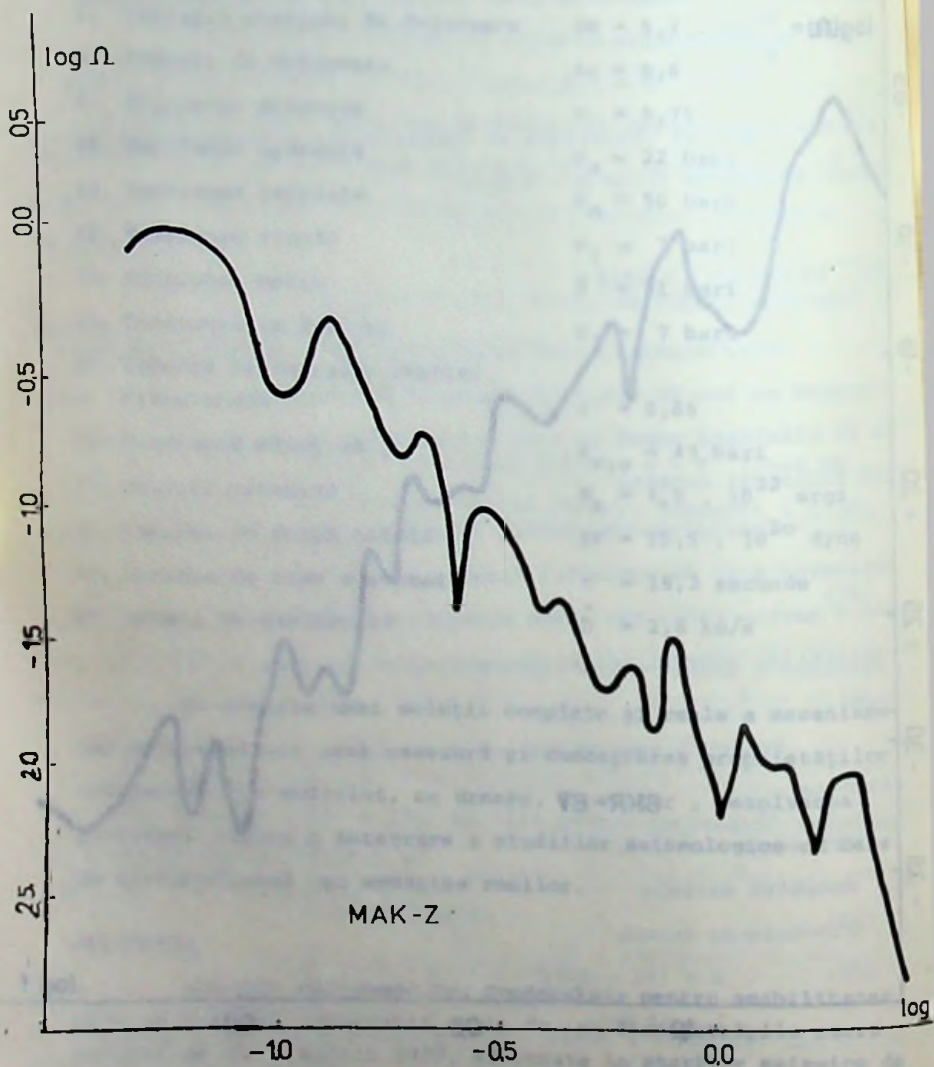


Fig. 2a. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația MAK, componenta Z

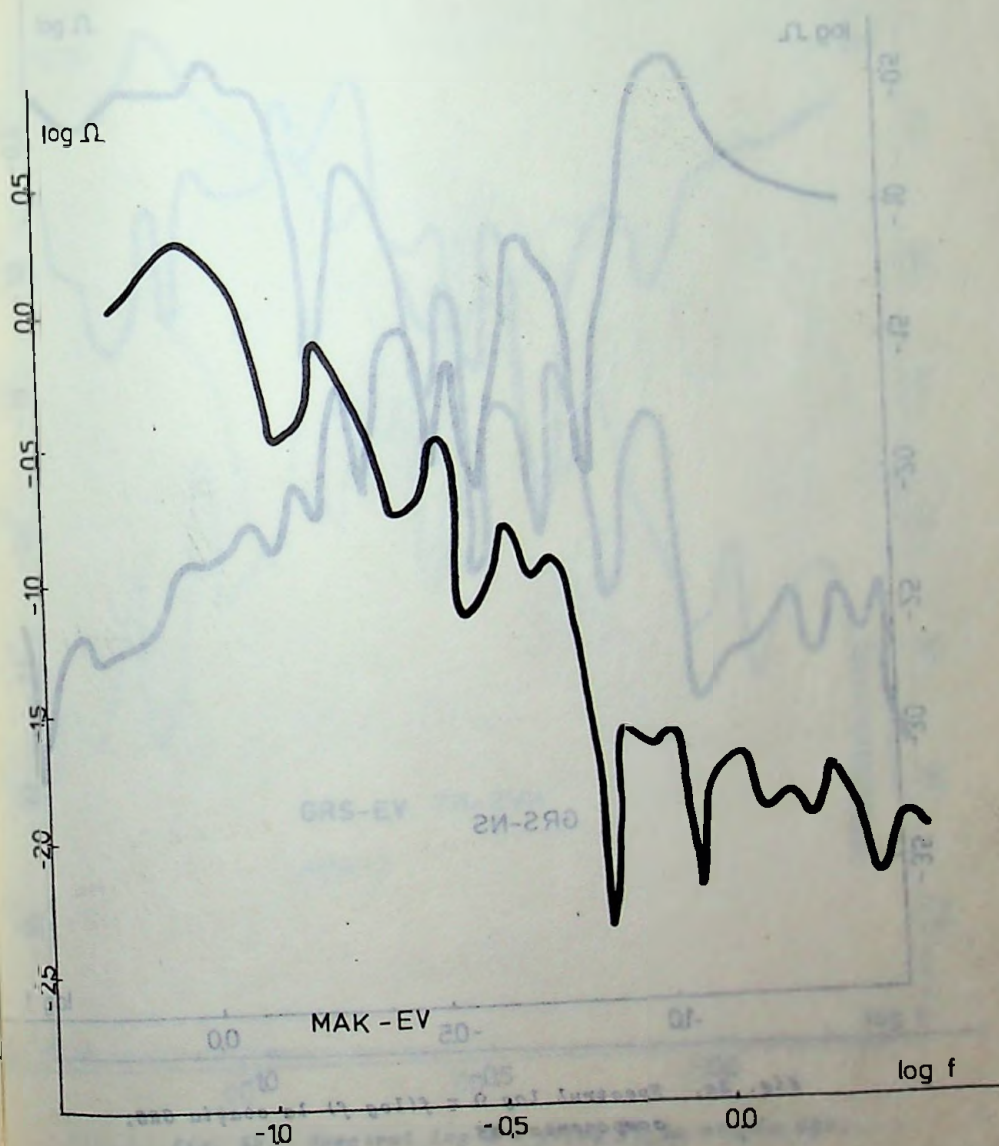


Fig. 2b. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația MAX, componenta EV

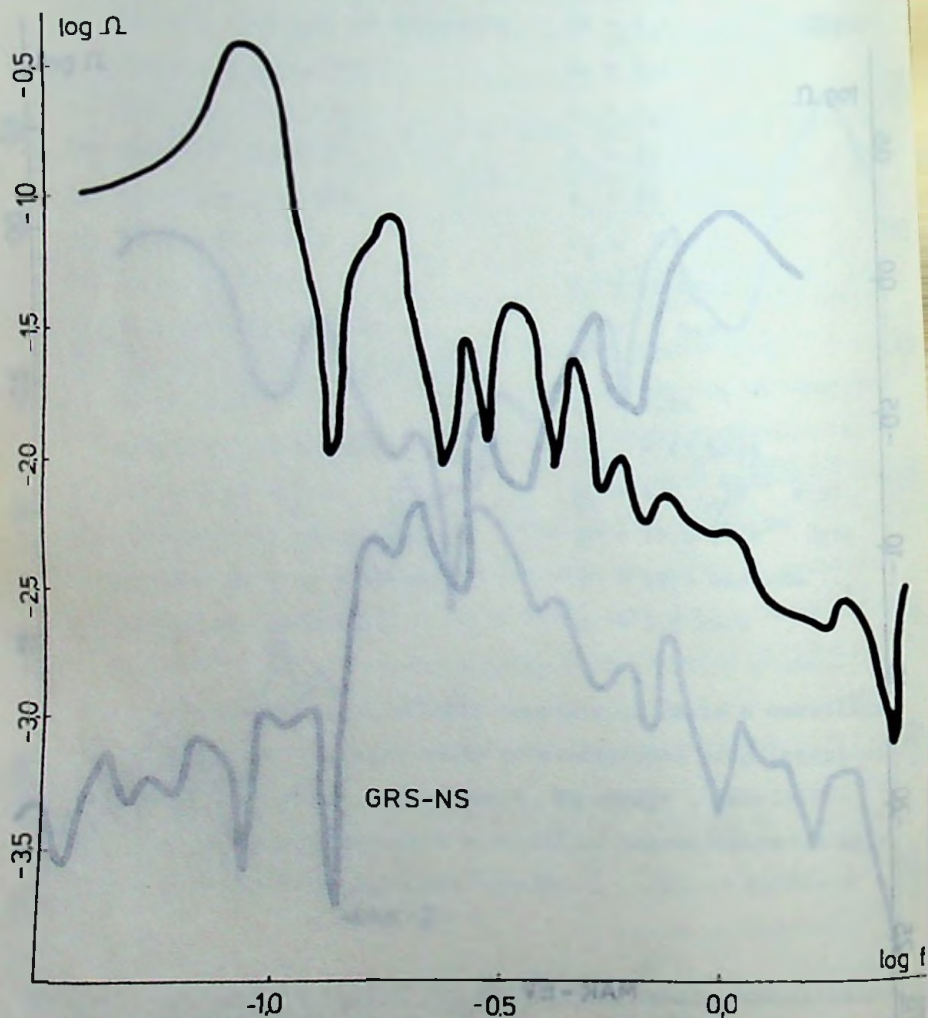


Fig. 3a. Spectral $\log \Omega = f(\log f)$ la stația GRS, componenta NS

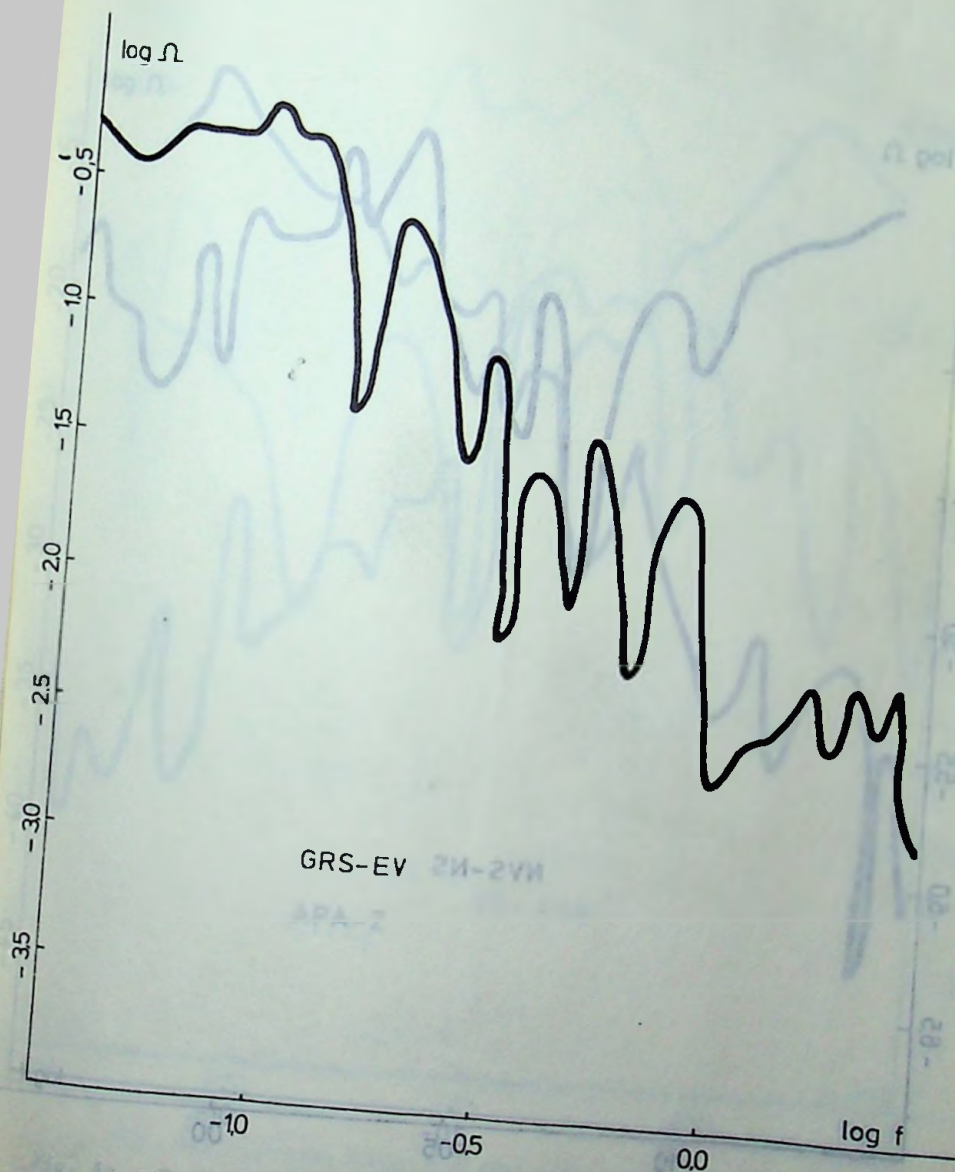


Fig. 3b. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația GRS,
componenta EV

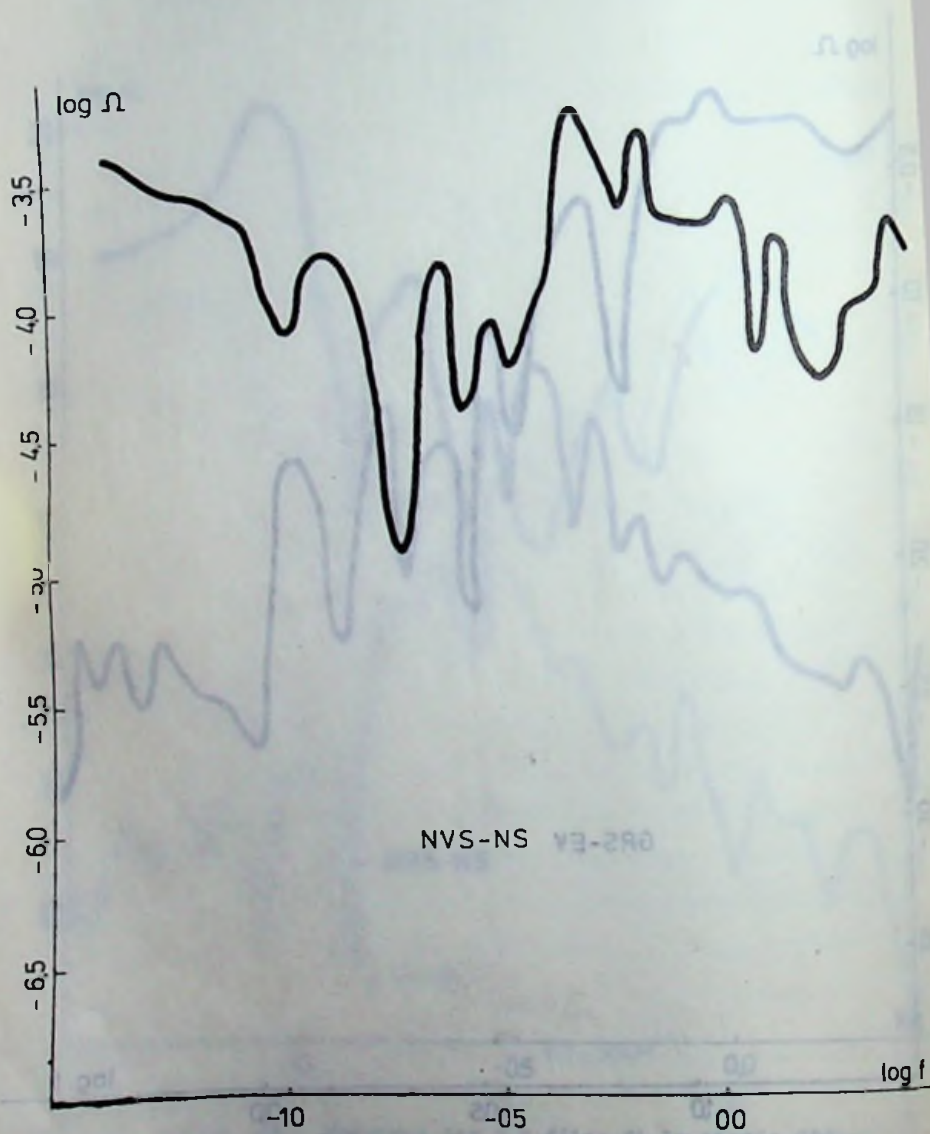


Fig. 4. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația NVS'

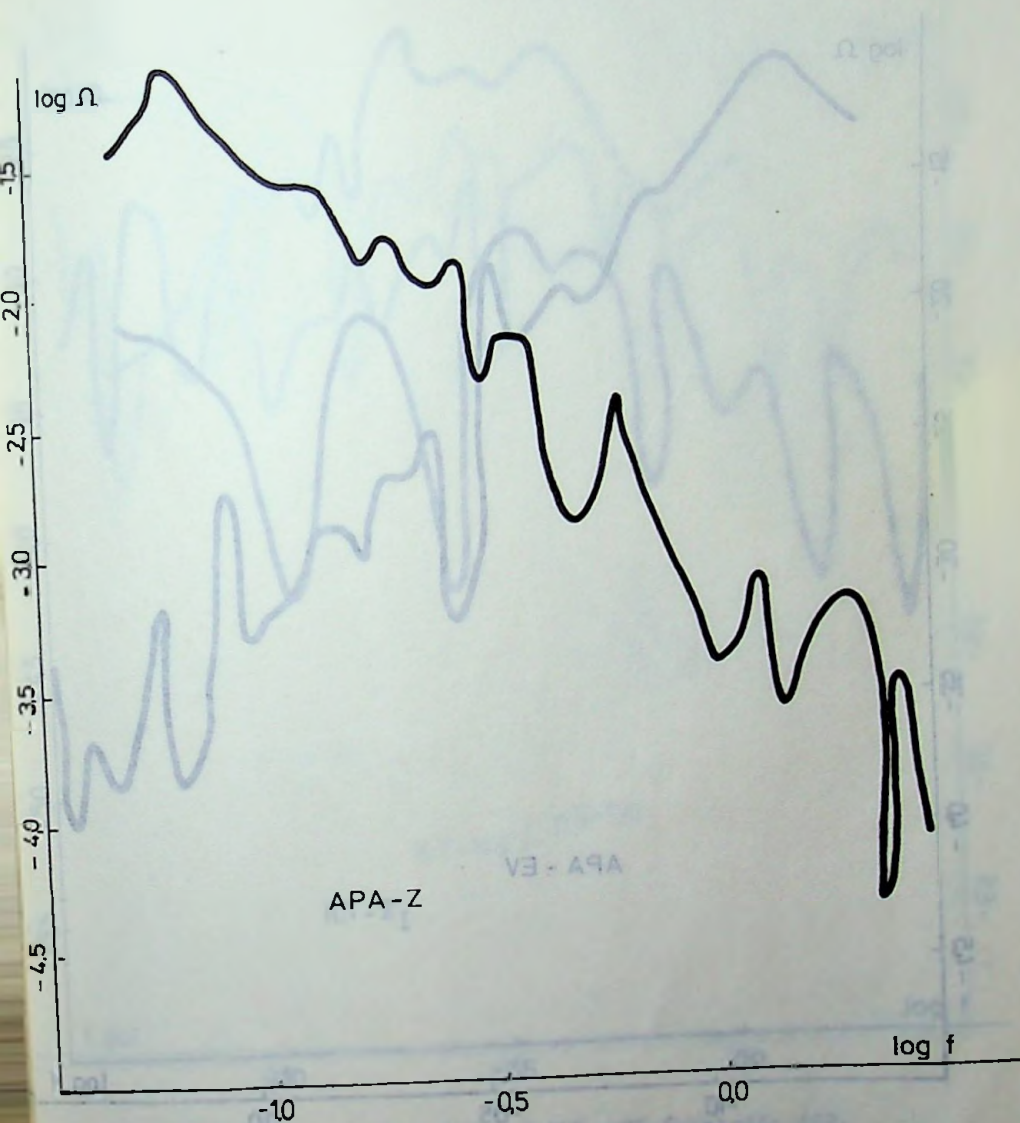


Fig. 5a. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația APA, componenta Z

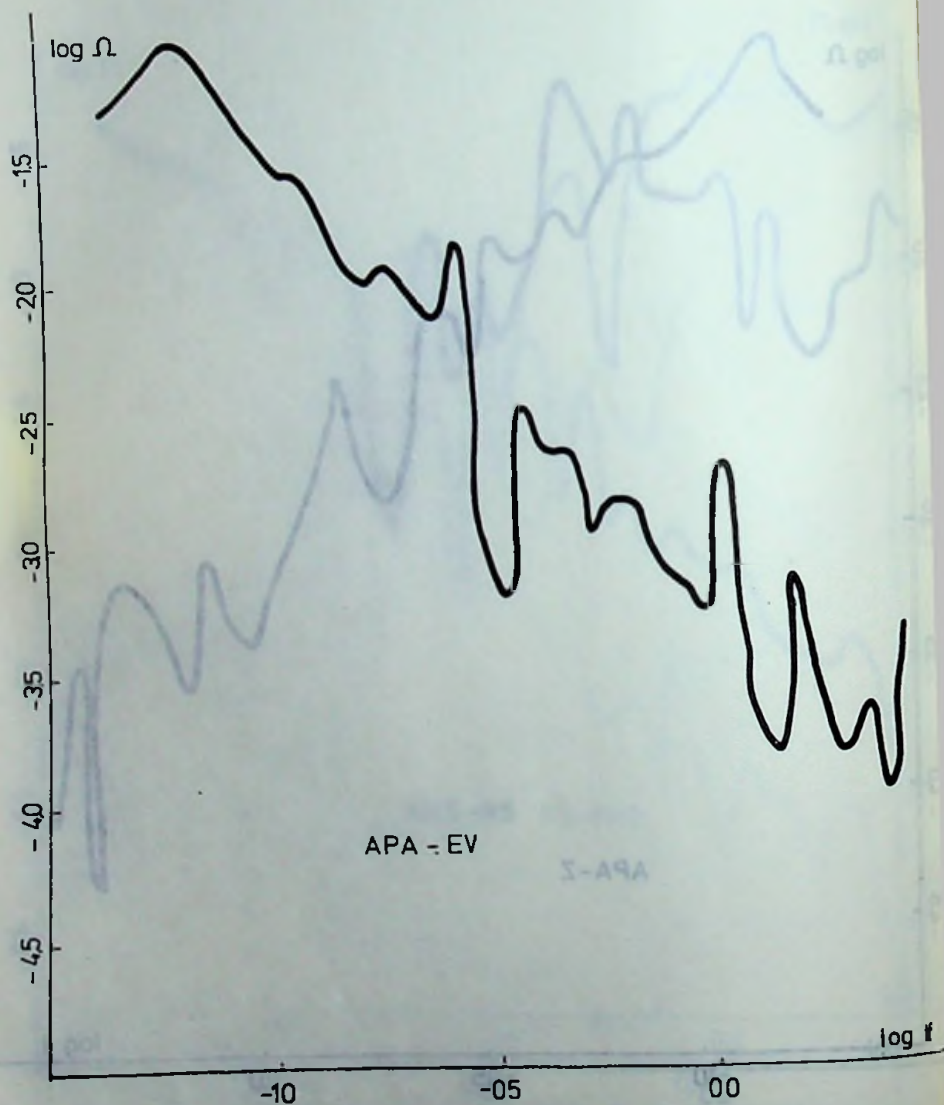


Fig. 5b. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația APA, componenta EV

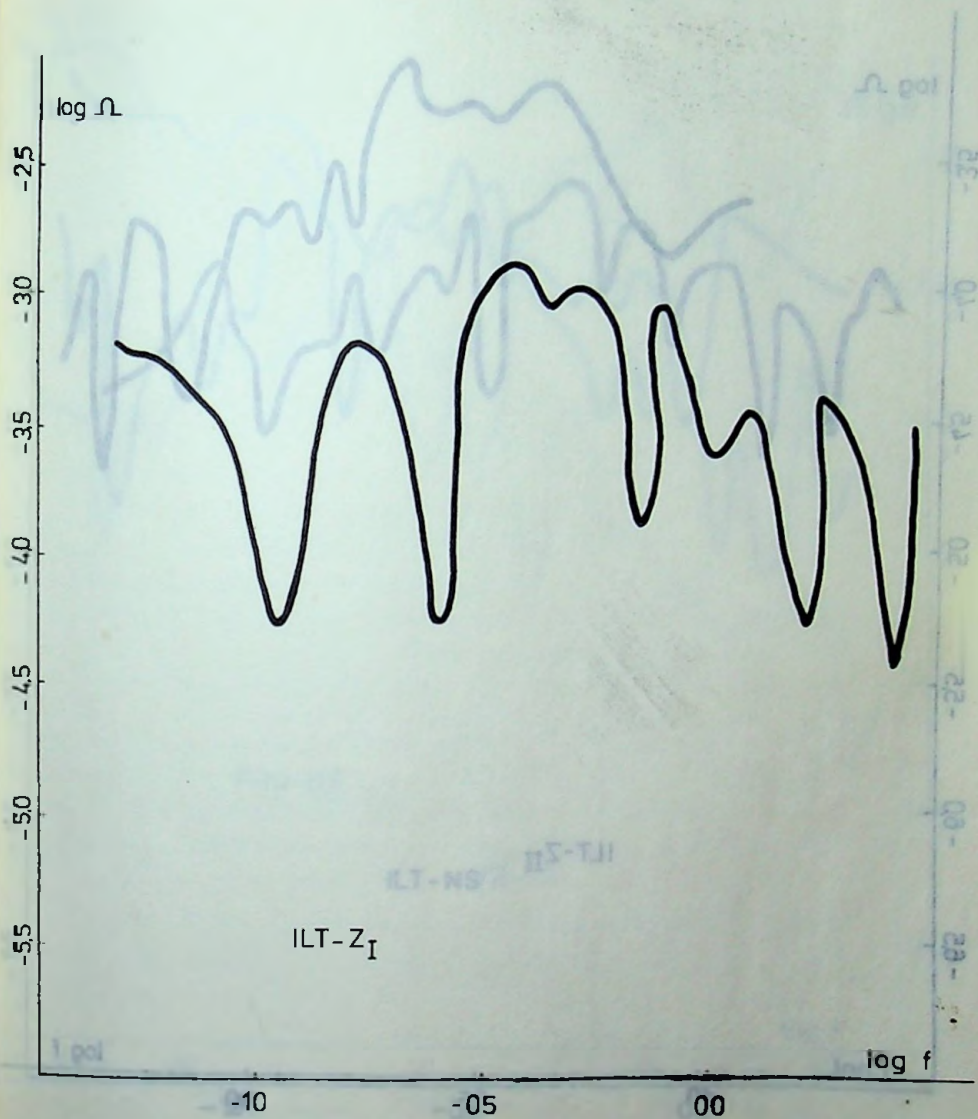


Fig. 6a. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația ILT, componenta Z, seismograf BGK- M3

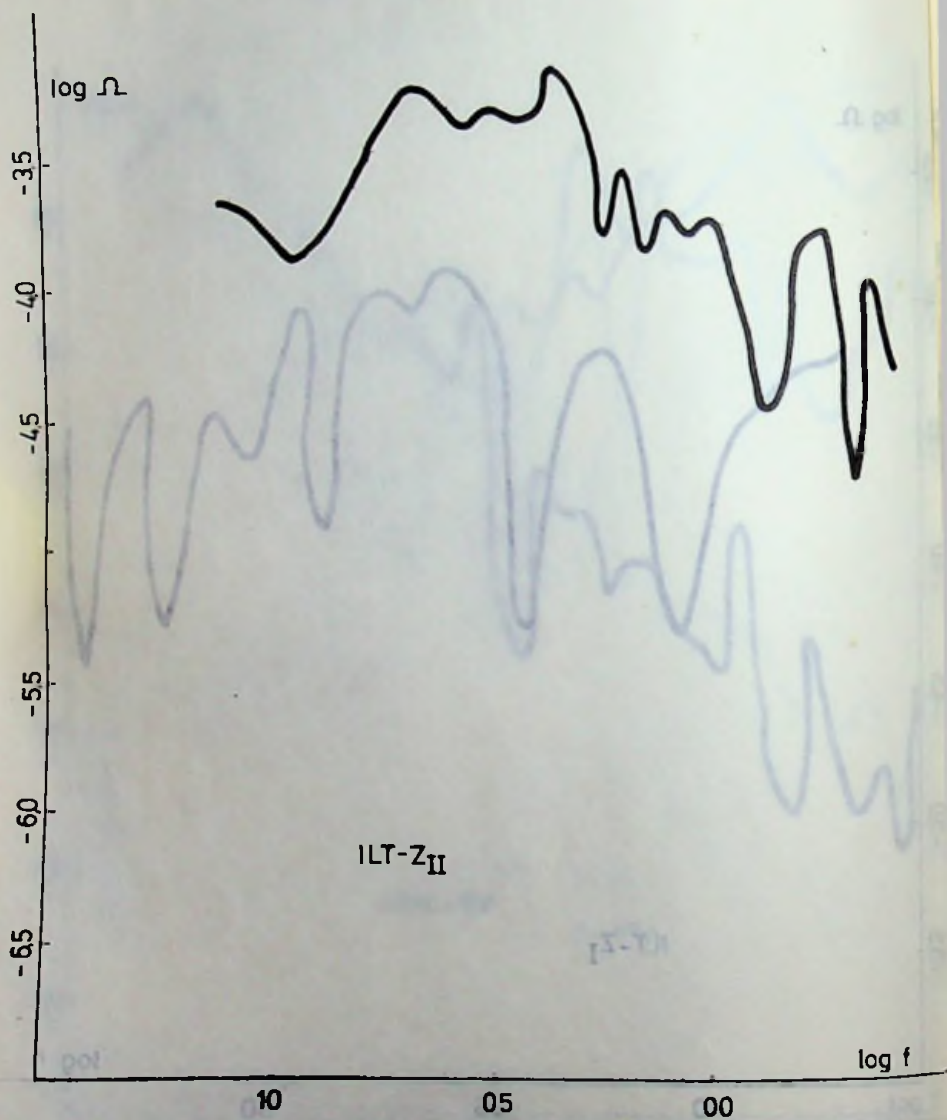


Fig. 6b. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația ILT, componenta Z, seismograf SVK - M3

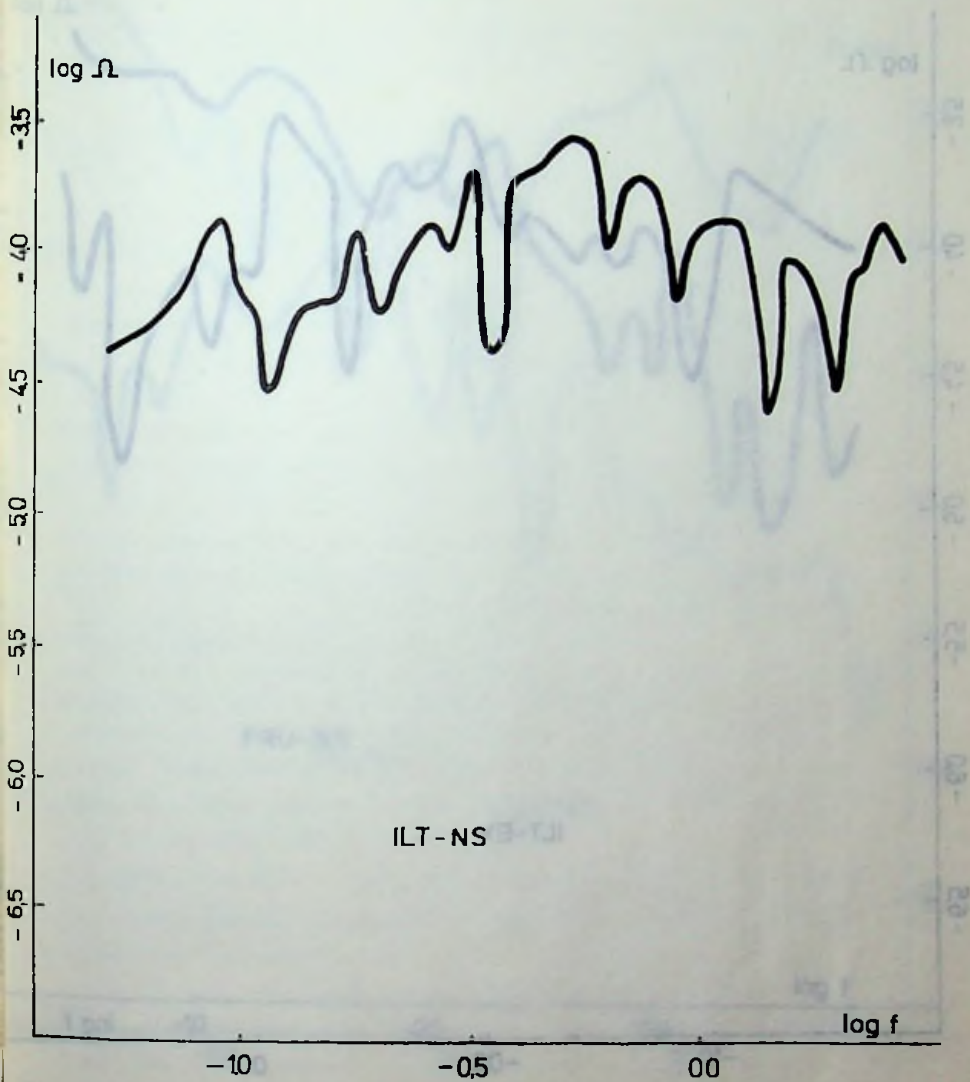


Fig. 6c. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația ILT, componenta NS

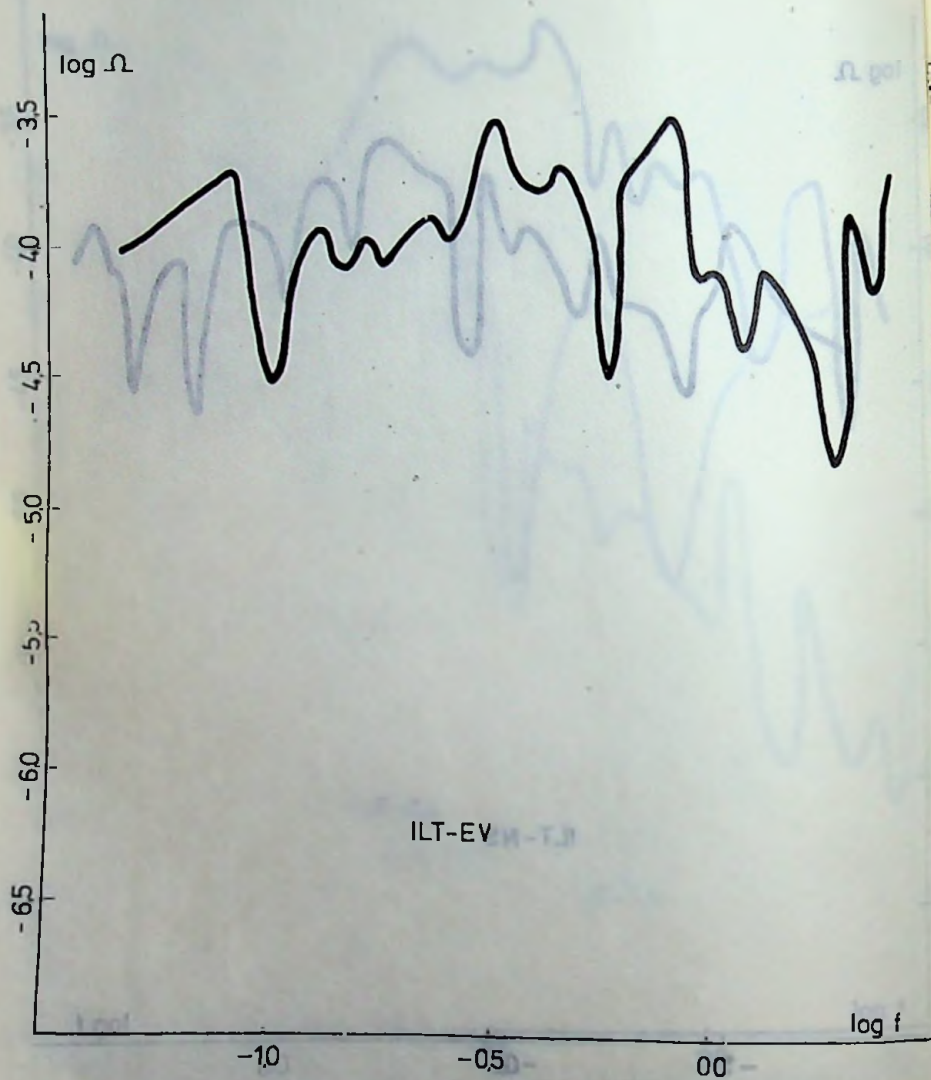


Fig. 6d Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația ILT, componenta EV

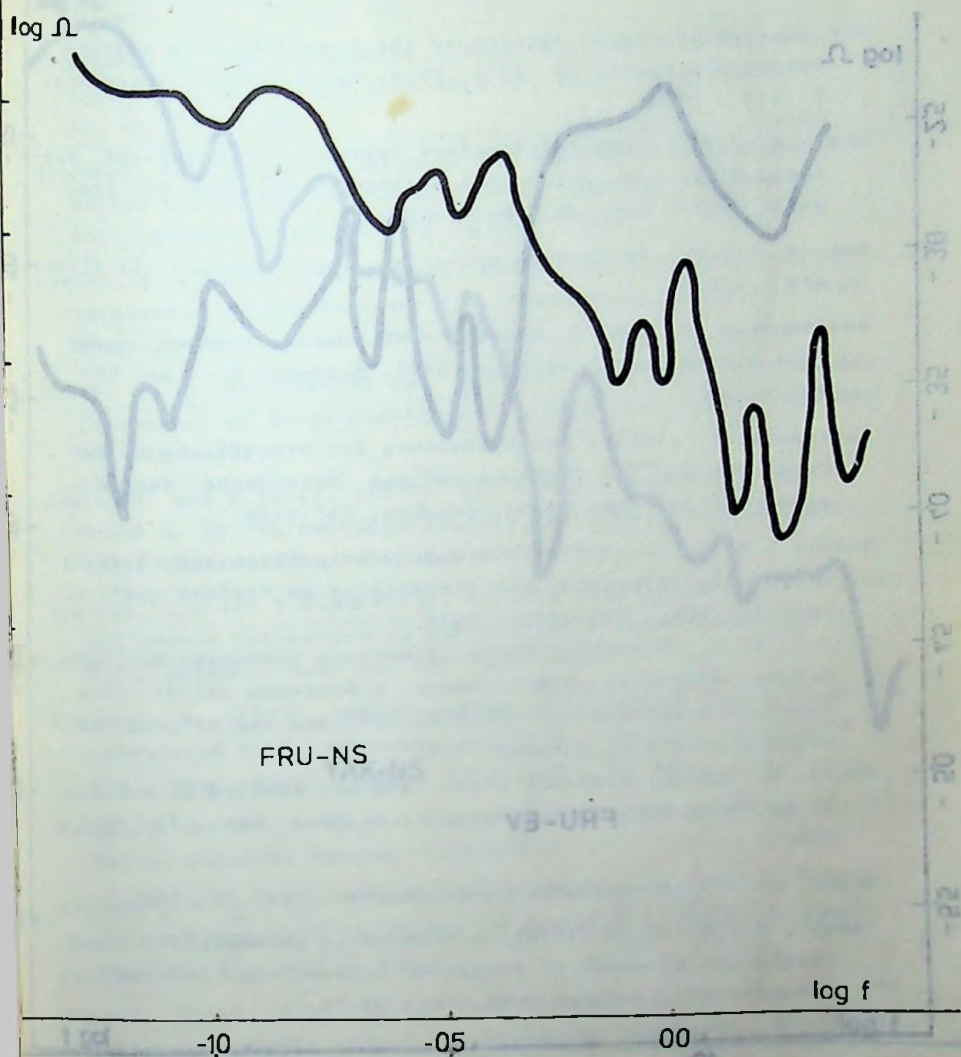


Fig. 7a. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația FRV, componenta NS

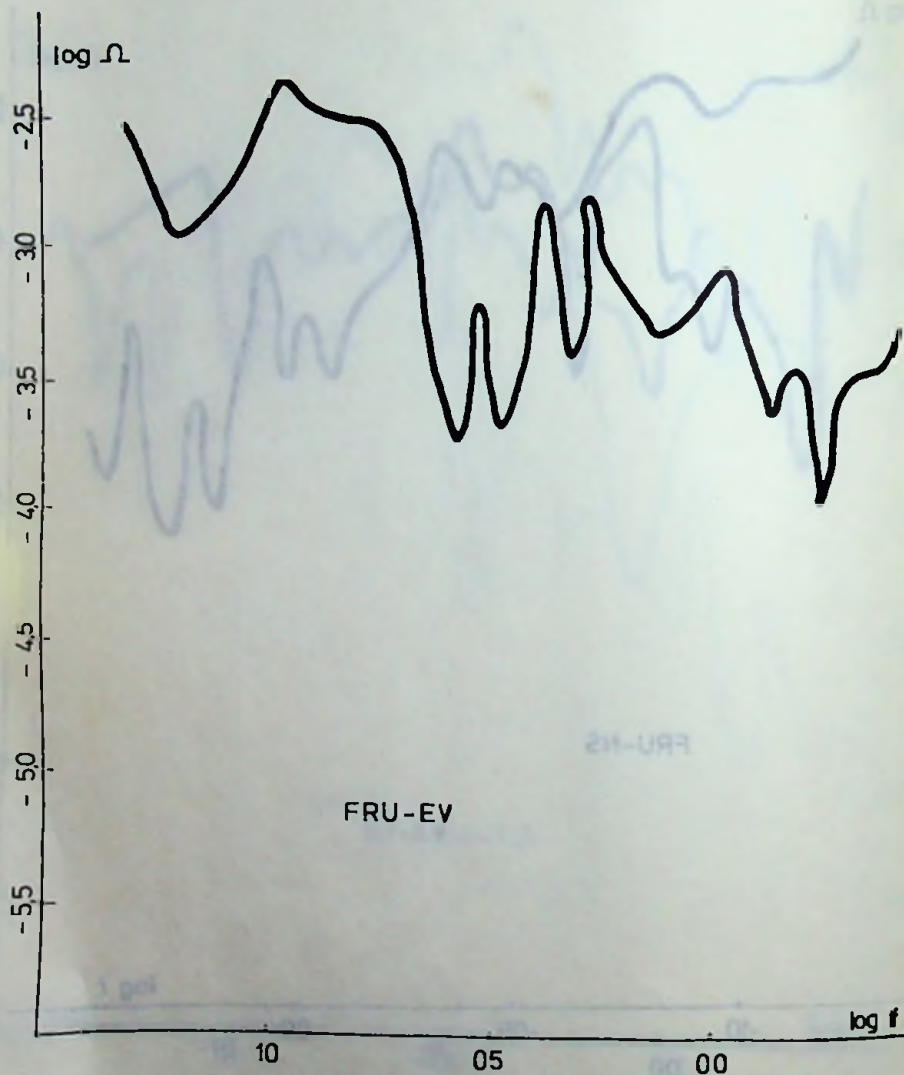


Fig. 7b. Spectrul $\log \Omega \approx f(\log f)$ la stația FRU, componenta EV

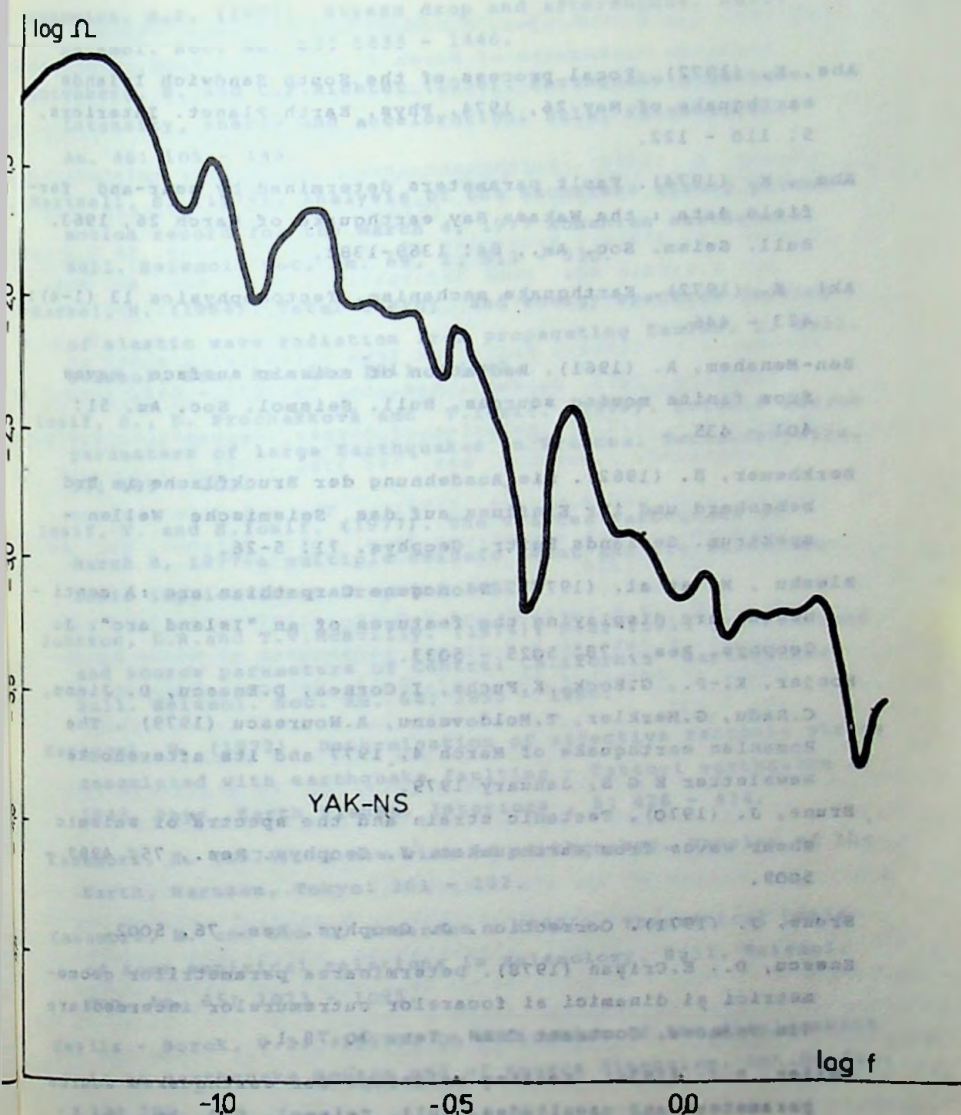


Fig. 8. Spectrul $\log \Omega = f(\log f)$ la stația YAK, componenta NS

BIBLIOGRAFIE

- Abe, K. (1972). Focal process of the South Sandwich Islands earthquake of May 26, 1974. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5: 110 - 122.
- Abe, K. (1974). Fault parameters determined by near-and far-field data : the Wakasa Bay earthquake of March 26, 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64: 1369-1382.
- Aki, K. (1972). Earthquake mechanism. *Tectonophysics* 13 (1-4): 423 - 446.
- Ben-Menahem, A. (1961). Radiation of seismic surface waves from finite moving sources. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 51: 401 - 435.
- Berkhmer, B. (1962). Die Ausdehnung der Bruchfläche im Erdbebenherd und ihr Einfluss auf das Seismische Wellenspektrum. *Gerlands Beitr. Geophys.* 71: 5-26.
- Bleahu, M. et al. (1973). Neomogene Carpathian arc : A continental arc displaying the features of an "Island arc". *J. Geophys. Res.*, 78: 5025 - 5033.
- Bonjer, K.-P., G.Bock, K.Fuchs, I.Cornea, D.Enescu, D. Jianu, C.Radu, G.Merkler, T.Moldoveanu, A.Nourescu (1979) . The Romanian earthquake of March 4, 1977 and its aftershocks *Newsletter E G S*, January 1979.
- Brune, J. (1970). Tectonic strain and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75: 4997 - 5009.
- Brune, J. (1971). Correction. *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- Enescu, D., E.Crișan (1978). Determinarea parametrilor geometrici și dinamici ai focarelor cutremurelor intermediare din Vrancea. *Contract CSEN, Tema 30.78.1.*
- Geller, R.J. (1976). Scaling relations for earthquakes source parameters and magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 5: 1501 - 1523.

- Gibowicz, S.J. (1973). Stress drop and aftershocks. Bull. Seismol. Soc. Am. 63: 1433 - 1446.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter (1956). Earthquake magnitude intensity, energy and acceleration. Bull. Seismol. Soc. Am. 46: 105 - 145.
- Hartzell, S. (1979). Analysis of the Bucharest strong ground motion record for the March 4, 1977 Romanian earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am. 69, 2: 513 - 530.
- Haskell, N. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. I. Bull. Seismol. Soc. Am. 54: 1811 - 1842.
- Iosif, S., D. Prochažková and T. Iosif. (1979). Seismic source parameters of large Earthquakes in Vrancea. Tectonophysics, 53: 195 - 201.
- Iosif, T. and S. Iosif. (1977). The Vrancea earthquake of March 4, 1977-a multiple seismic event and its seismotectonic implications. Preprint ICEFIZ.
- Johnson, L.R. and T.V. McEvilly. (1974). Near-field observations and source parameters of Central California earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 64: 1855 - 1886.
- Kanamori, H. (1972). Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting - Tattori earthquake of 1943. Phys. Earth Planet. Interiors, 5: 426 - 434.
- Kanamori, H. (1974). A new view of earthquakes. Physics of the Earth, Maruzen, Tokyo: 261 - 282.
- Kanamori, H. and Don L. Anderson. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seismol. Soc. Am. 65: 1073 - 1095.
- Keylis - Borok, V.I. (1959). On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimension. Ann. Geofis. 12: 205.

Müller, G., K.-P. Bonjer, H. Stöckl and D. Enescu. (1978). The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. *J. Geophys.* 44: 203 - 218.

Ohnaka, M. (1978). Earthquake-source parameters related to magnitude. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 55: 45-66.

Orowan, E. (1960). Mechanism of seismic faulting. In D. Griggs and J. Handin eds. *Rock deformation*. Geol. Soc. Am. Mem. 79: 323 - 345.

Savage, J.C. (1966). Radiation from a realistic model of faulting. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 56: 577 - 592.

Savage, J.C. (1972). Relation of corner frequency to fault dimensions. *J. Geophys. Res.* 77: 3788 - 3795.

Savage, J.C. and M.D. Wood. (1971). The relation between apparent stress and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61: 1381 - 1388.

Singh, D.D., B.K. Rastogi and H. Gupta. (1975). Surface wave radiation pattern and source parameters of Koyna earthquake of December 10, 1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65: 711 - 731.

CUTREMURUL ROMANESC DIN 4 MARTIE 1977. II. REPLICILE SI MIGRATIA ACTIVITATII SEISMICE*)

K. FUCHS, K.P. BONJER, G. BOCK

Institutul de geofizică, Universitatea din Karlsruhe, Hertz str.16,
D-7500, Karlsruhe, (R.F. Germanla)

I. CORNEA, C. RADU, D. ENESCU, D. JIANU,

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismo-
logie, București, România.

A. NOURESCU, G. MERKLER, T. MOLDOVEANU and G. TUDORACHE

Institutul de studii și proiectări hidroenergetice, Bd. Republicii
10, București (Romania).

FUCHS, K., BONJER, K-P., BOCK, G., CORNEA, I., RADU, C., ENESCU, D., JIANU, D., NOURESCU, A., MERKLER, G., MOLDOVEANU, T. and TUDORACHE, G., 1978. II. THE ROMANIAN EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. AFTERSHOKS AND MIGRATION OF SEISMIC ACTIVITY. The seismic activity following the March 4, 1977 earthquake in Romania was observed by fixed and supplementary mobile seismic stations. Epicenter and hypocenter determinations in March and April provided new information on the structure of the seismic zone of Vrancea with intermediate foci at depths between 70 and 130 Km, a seismic gap between 40 and 70 Km, and shallow crustal foci. Seismic activity migrated into the southwestern foredeep, into the Carpathian mountains and towards Bucharest at different velocities of Km/minute, Km/hour, and Km/day, respectively. The viscosity of the asthenosphere under the Carpathian arc is estimated from this migration to be 10^{17} to 10^{18} Poise, a value encountered only at island arcs. A new model for the mechanism of continent - continent collision at the Eastern Carpathians is proposed which tries to explain the isolated occurrence of the intermediate seismic zone in Vrancea, at the edge of a paleoseismic zone beneath the Eastern Carpathian mountains.

*) Lucrare a grupului de lucru româno-vest-german constituit în urma cutremurului din 4 martie 1977 de către institutele mai sus menționate.

INTRODUCERE

Cutremurul catastrofal din România de la 4 martie 1977, s-a produs în apropierea marginii de sud-est a munților Carpați. Regiunea Vrancea este cunoscută de secole pentru cutremurele sale catastrofale (Constantinescu et.al., 1973; Radu, 1974) care se produc la adâncimi intermediare, într-un volum bine conturat relativ mic. Cutremurul din 1977 a avut aproximativ aceeași magnitudine ($M_S = 7,2$ - USGS și CSEM) cu al ultimului cutremur puternic din Vrancea, produs în 1940 ($M_S = 7,4$) dar distrugerile provocate în București, în partea sudică a României și în Bulgaria au fost mult mai mari în 1977 decât în 1940.

În prima lucrare a acestei serii (Müller et al., 1978; mai departe este menționată ca Lucrarea I), procesul de rupere al cutremurului de la 4 martie a fost dedus din soluția de mecanism și din analiza evenimentului multiplu, obținute pe baza observațiilor de lungă perioadă, furnizate de stații de pe întreg globul. Socul principal a fost considerat ca fiind un șoc multiplu constituit din cel puțin 4 evenimente seismice care s-au produs pe un plan de falie de aproximativ 2000 km². Axa P a soluției planului de falie este de 303°, iar axa T înclină la 65° indicând o stare de compresie aproape orizontală și de tensiune verticală. Acest fapt concordă cu soluțiile obținute de Ritsema (1974) pe baza unui studiu complex al mecanismelor focale din regiunea Vrancea. Multiplicitatea seismului de la 4 martie a fost de asemenea studiată de Iosif și Iosif (1978).

Această lucrare prezintă o analiză a observațiilor seismologice instrumentale obținute într-o perioadă de 3 luni după producerea cutremurului din 4 martie. În afara stațiilor seismice românești permanente care funcționează în cadrul Centrului de fizică Pământului

și seismologie (CFPS) și a celor 3 stații instalate la barajele mari din munții Carpați, care sînt urmărite în comun de către Institutul de studii și proiectări hidroenergetice (ISPH) și Institutul de geofizică din Karlsruhe (IGW), un număr de 10 stații mobile au fost instalate pe teritoriul României. Stațiile mobile au funcționat timp de 3 luni după producerea cutremurului. Toate aceste stații sînt listate în Tabela I.

În plus au mai fost utilizate înregistrările de la trei stații din R.P.Chineză instalate la Vrfncioaia, Cheia și Măgurele. Pentru unele evenimente seismice mai puternice au fost utilizate observații din Albania, Algeria, Bulgaria, Cehoslovacia, Grecia, Iugoslavia, Turcia și Uniunea Sovietică. Distribuția tuturor stațiilor din România este prezentată în harta din Fig.1. Stațiile mobile au fost instalate în amplasamente special selectate care au permis o amplificare de pînă la 10^6 la o frecvență de 10 Hz și care au furnizat o localizare sigură a activității seismice superficiale și intermediare din regiunea Vrancea și partea de SE a avantfosei.

Trei stații seismice au fost telemetrate prin radio la CFPS din Măgurele / București, asigurîndu-se în acest fel o supraveghere continuă a activității seismice din regiunea Vrancea, precum și din alte regiuni ale României.

Studiul replicilor cutremurului din 4 martie a îmbogățit substanțial cercetările anterioare privitoare la structura zonei seismice Vrancea. În plus a fost pus în evidență fenomenul de migrație a activității seismice, care s-a produs cu viteze diferite în diferite secvențe ale scoarței terestre. În sfîrșit este propus un nou mecanism pentru regimul seismic din regiunea Vrancea.

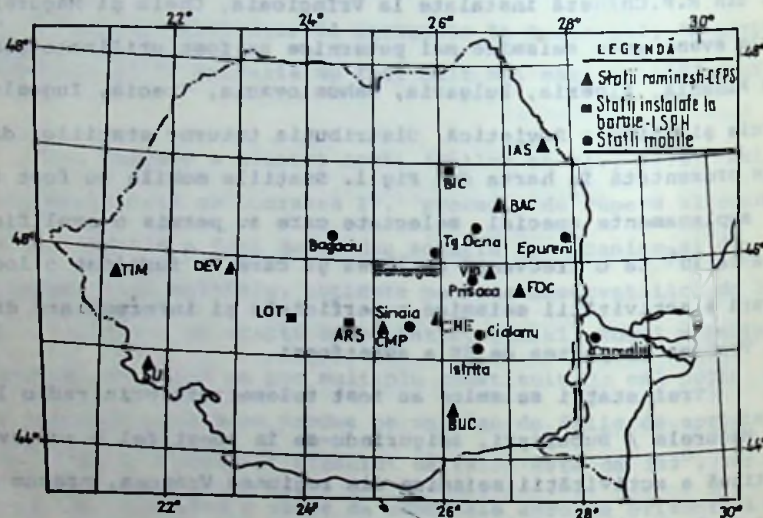


Fig.1. Harta cu locațiile stațiilor fixe și mobile de pe teritoriul României, în perioada martie-mai 1977.

TABELA I

Coordonatele stațiilor

Nr.	Stația	Cod	Lat.N	Long.E	F/R/M
0	1	2	3	4	5
Romania					
1	BACAU	BAC	46°34.00'	26°54.00'	F
2	BUCHAREST	BUC	44°24.82'	26° 5.80'	F
3	MUNTELE ROSU	CHE	45°29.50'	25°56.62'	F
4	CIMPULUNG	CMP	45°16.02'	25° 2.05'	F
5	DEVA	DEV	45°53.00'	22°54.03'	F
6	FOCSANI	FOC	45°41.12'	27°11.00'	F
7	IASI	IAS	47°11.10'	27°33.11'	F
8	TIMISOARA	TIM	45°44.20'	21°13.30'	F
9	VRINCIOAIA	VRI	45°52.20'	26°43.50'	F
10	ARGES	ARS	45°22.05'	24°38.01'	R
11	BICAZ	BIC	46°56.35'	26° 6.25'	R
12	LOTRU	LOT	45°26.88'	23°46.17'	R
13	BALVANOS	BAL	46° 6.70'	25°57.89'	M
14	BAGAGIU	BCC	46°15.81'	24°20.77'	M
15	CARCALIU	CAR	45°11.11'	28° 9.31'	M
16	CIOLANU	CIO	45°14.10'	26°33.10'	M
17	EPURENI	EPU	46°14.49'	27°51.00'	M
18	ISTRITA	IST	45° 8.27'	26°32.69'	M
19	PRISACA	NP1	45°51.53'	26°46.92'	M
20	TG.OCNA	NP6	46°18.42'	26°36.73'	M
21	PRISACA	PRI	45°51.53'	26°46.92'	M
22	SINAIA	SIN	45°21.24'	25°30.77'	M
23	ARGES (TELE 1)	TE1	45°26.32'	24°37.07'	M
24	ARGES (TELE 2)	TE2	45°24.53'	24°35.59'	M
25	ARGES (TELE 3)	TE3	45°23.43'	24°38.66'	M
26	TG.OCNA	TIR	46°18.42'	26°36.73'	M
Albania					
27	SHKODRA	SKD	42°01.59'	19°49.86'	F
28	TIRANA	TNA	41°20.80'	19°52.00'	F
29	VLORA	VLO	4°46.86'	19°49.55'	F

0	1	2	3	4	5
Algeria					
30	L'OUED FODDA	OFD	36°04'	1°36'	F
31	SETIF	SET	36°12.00'	5°24.00'	F
32	TLEMCEN	TLL	34°51'	1°17'	F
Bulgaria					
33	KURDZHALI	KDZ	41°38.46'	25°21.00'	F
34	PAVLIKENY	PVL	43° 8.80'	25°10.30'	F
35	SOFIA	SOF	42°41.11'	23°20.05'	F
36	VITOSA	VIS	42°31.00'	23°12.00'	F
Cehoslovacia					
37	BRATISLAVA	BRA	48°10.10'	17° 6.30'	F
38	SKAINATE-PLESO	SPC	49°11.33'	20°14.70'	F
39	BRATISLAVA	ZST	48°11.77'	17° 6.15'	F
Grecia					
40	ATENA	ATH	37°58.33'	23°43.00'	F
Turcia					
41	BUCAK	BCK	37°27.62'	30°35.33'	F
42	DEMIRKÖY	DMK	41°49.00'	27°45.00'	F
43	ELMALI	ELL	36°44.92'	29°54.50'	F
44	EZINE	EZN	39°46.00'	26°20.00'	F
45	GÖLPAZARI	GPA	40°17.00'	30°19.00'	F
46	IZMIR	IZM	38°23.87'	27°15.75'	F
47	YERKESIK	YER	37° 8.08'	28°16.96'	F
U.R.S.S.					
48	CHISINAU	KIS	47° 1.00'	28°52.00'	F
49	KOSOV	KOS	48°19.00'	25° 4.00'	F

0	1	2	3	4	5
50	L'OV	LVO	49°49.10'	24° 2.00'	F
51	MEJGORE	MEJ	48°30.70'	23°30.70'	F
52	UZGOROD	UJG	48°39.60'	22°20.10'	F

Iugoslavia

53	LJUBLJANA	LJU	46° 2.60'	14°32.00'	F
----	-----------	-----	-----------	-----------	---

F = stație fixă R = Stație la baraje M = Stație mobilă

DISTRIBUTIA CUTREMURELOR PRODUSE IN PERIOADA MARTIE-APRILIE DUPA CUTREMURUL VRINCEAN DE LA 4 MARTIE 1977

Utilizând timpii de sosire în undele P și S au fost determinate epicentrele pentru aproximativ 140 de cutremure care s-au produs în intervalul de două luni după cutremurul de la 4 martie. Timpii de sosire în unda P au fost determinați cu aprecieri de 1/10 sec. În vederea îmbunătățirii acurateței în determinarea parametrilor focali, au fost utilizate și citiri clare ale timpilor de sosire în unda S. Localizarea epicentrelor s-a realizat cu programul HYPO 71 (Lee și Lahr, 1972). Următorul model de viteze în unda P a fost folosit în aplicarea programului (vezi Tabela II).

Raportul V_P/V_S a fost considerat ca fiind $\sqrt{3}$. S-a observat că modelul omogen pe laterală reprezintă numai o aproximare pentru structura complexă a scoarței și mantalei superioare din România (Constantinescu et.al., 1972; Rădulescu et.al., 1976). În cadrul modelului reprezentat în Tabela II eroarea de determinare a coordonatelor hipocentrelor intermediare este estimată a fi în intervalul $\pm 10-20\text{km}$,

pentru evenimentele crustale precizia de determinare a coordonatelor este mai bună de ± 10 Km, iar precizia în determinarea adâncimii este de ± 15 Km. Totuși se observă că modelul caracteristic regimului seismic din regiunea Vrancea va fi ușor de recunoscut în cele ce urmează cu toate aceste erori de estimare.

TABELA II

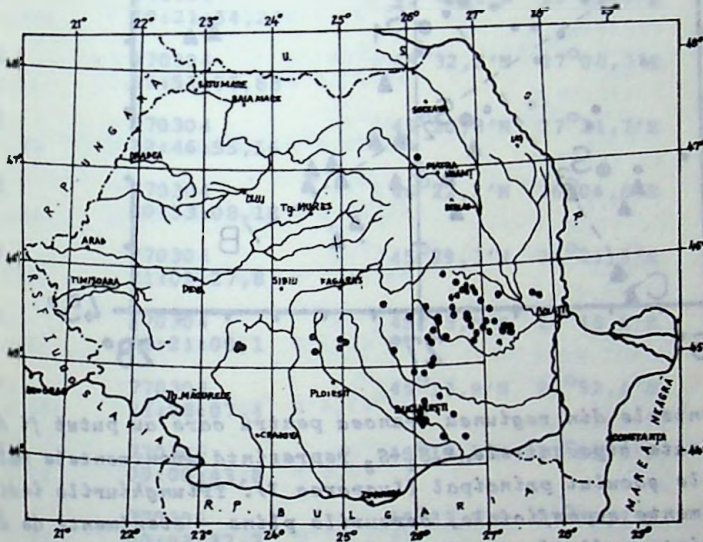
Modelul vitezelor

Adâncimea (Km)	Grosimea (Km)	Viteza în unda P (Km/sec.)
4,0	4,0	4,5
20,0	16,0	6,0
40,0	20,0	6,8
160,0	120,0	8,2

Fig. 2 reprezintă harta epicentrelor din partea sud-estică a României pentru perioada martie-aprilie 1977. Declanșarea activității seismice s-a produs la adâncimea de aproximativ 100 Km a șocului principal și a migrat în direcții diferite în crusta părții de SE a avântfosei, în Carpații Meridionali și Orientali și înspre București.

Cele 54 de cutremure reprezentate în Fig. 2, în regiunea Vrancea, pentru care a putut fi determinată adâncimea hipocentrală sunt listate în Tabela III.

Harta epicentrelor este dată în Fig. 3. Pozițiile F, S₁, S₂, S₃ (cercurile mai pline) reprezintă epicentrele evenimentelor multiple ale șocului principal, așa cum au fost determinate în Lucrarea I.



2. Pozițiile epicentrelor localizate pe teritoriul României în perioada martie-aprilie 1977. Pentru detalii privitoare la regiunea Vrancea vezi Fig. 3.

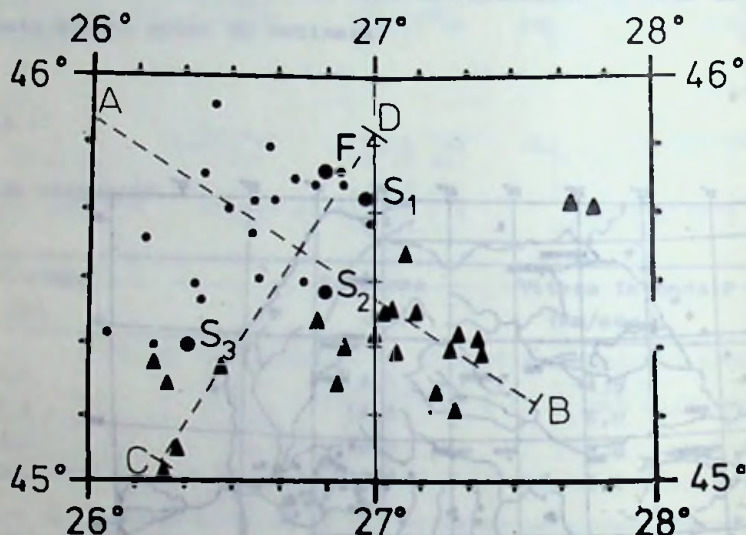


Fig. 3. Epicentrele din regiunea Vrancea pentru care au putut fi determinate hipocentrele. F, S_1-S_3 reprezintă evenimentele multiple ale șocului principal (Lucrarea I). Triunghiurile indică evenimente superficiale, cerourile pline - evenimente de adâncime intermediară. Evenimentele marcate prin simboluri pline sînt proiectate în secțiuni transversale verticale de-a lungul profilelor AB și CD (Fig. 5 și respectiv 4).

TABELA II

Lista cutremurelor vrâncene pentru care s-au determinat coordonatele focale

Evenimentul	Data și Timpul	Coordonatele focale		
	la origine GMT	Epicentrul		Adâncimea (Km)
F	770304 19:21:54,24	45°47,6'N	26°52,9'E	117,1
1	770304 19:51:08,88	45°32,8'N	27°08,3'E	15,6
2	770304 22:46:55,56	45°20,8'N	27°21,7'E	17,2
3	770304 20:53:08,18	46°22,2'N	26°04,8'E	76,6
4	770304 21:09:27,8	45°29,3'N	26°21,5'E	109,1
5	770304 21:21:00,1	45°23,8'N	26°48,8'E	27,9
6	770304 21:28:07,4	45°13,9'N	26°52,4'E	22,0
7	770305 00:00:43,8	45°19,1'N	27°05,3'E	9,8
8	770305 00:08:37,7	45°23,8'N	27°09,7'E	22,2
9	770305 00:13:01,7	45°19,3'N	27°16,9'E	21,3
10	770305 00:47:55,1	45°22,0'N	27°18,7'E	20,7
11	770305 02:35:22,0	45°37,6'N	26°11,3'E	121,3
12	770306 13:27:06,3	45°49,8'N	26°37,9'E	112,3
13	770308 18:44:56,5	45°57,3'N	26°26,6'E	80,4
14	770309 03:25:27,4	45°01,0'N	26°16,1'E	25,7

1	2	3	4
15	770309 03:52:50,0	45°04,3'N 26°18,3'E	35,6
16	770309 10:37:22,9	45°10,4'N 27°17,2'E	4,5
17	770309 11:21:01,6	45°18,9'N 27°22,6'E	26,9
18	770309 20:01:37,3	45°42,1'N 26°39,5'E	66,9
19	770309 20:41:56,7	45°30,3'N 26°36,0'E	105,6
20	770311 21:12:10,8	45°22,6'N 27°00,3'E	14,8
21	770311 21:19:07,3	45°29,6'N 26°45,4'E	87,1
22	770311 21:47:30,0	45°25,6'N 26°10,2'E	16,2
23	770312 08:18:29,8	44°56,7'N 26°10,2'E	36,2
24	770312 13:27:13,3	45°44,7'N 26°54,1'E	99,9
25	770312 18:02:15,2	45°47,4'N 26°53,5'E	100,0
26	770312 22:03:44,4	45°43,9'N 26°48,1'E	97,9
27	770313 05:46:02,0	45°17,1'N 26°27,5'E	19,9
28	770313 13:50:59,0	45°41,9'N 26°35,6'E	87,5
29	770313 18:47:55,2	45°13,3'N 27°13,2'E	9,8
30	770313 22:06:49,4	44°58,7'N 26°18,7'E	23,8
31	770314 12:49:11,6	45°29,3'N 26°54,0'E	23,1
32	770321 00:35:54,6	45°45,1'N 26°43,4'E	69,7

1	2	3	4
33	770321 20:34:34,6	44°38,3'N	26°09,0'E 4,8
34	770322 03:24:01,4	45°40,0'N	27°47,1'E 25,8
35	770322 03:55:27,1	45°42,1'N	27°41,8'E 5,9
36	770322 08:26:42,5	45°26,9'N	26°23,8'E 132,8
37	770325 03:50:40,5	44°54,3'N	26°39,0'E 54,7
38	770325 23:43:45,6	45°16,9'N	26°12,9'E 36,1
39	770326 06:54:16,7	45°46,4'N	26°23,8'E 123,6
40	770326 21:50:55,1	44°17,3'N	26°41,1'E 37,3
41	770326 22:21:26,0	44°30,9'N	26°32,4'E 29,8
42	770328 03:18:50,6	45°14,3'N	26°16,2'E 37,9
43	770328 22:20:04,4	44°33,3'N	26°24,7'E 24,5
44	770329 17:16:28,5	44°25,9'N	26°19,6'E 57,6
45	770330 03:20:32,2	45°38,6'N	26°59,9'E 73,4
46	770331 20:57:46,8	45°26,2'N	27°03,8'E 22,6
47	770401 07:26:51,6	44°41,5'N	26°21,0'E 2,4
48	770401 17:04:58,4	44°32,8'N	26°03,9'E 8,8
49	770404 02:15:50,7	45°36,6'N	26°34,3'E 98,2
50	770412 03:59:16,4	45°40,6'N	26°29,8'E 108,9

1	2	3	4
51	770413 01:06:08,1	44°42,0'N	26°19,5'E 70,6
52	770413 21:07:22,5	45°20,4'N	26°14,4'E 91,2
53	770420 21:16:13,03	44°15,9'N	26°16,0'E 8,2
54	770430 01:37:09,2	44°29,3'N	26°13,4'E 10,0

Pentru a obține o imagine a distribuției tri-dimensionale, toate hipocentrele din cadrul unei fșii lată de 90 Km paralele cu linia AB (simboluri pline) au fost proiectate în secțiuni verticale executate de-a lungul liniilor AB și CD. Linia AB este după în direcția stress-ului de compresie maximă al soluției planului de falie pentru șocul S_1 (Lucrarea I) și intersectează arcul munților Carpați; linia CD este perpendiculară pe AB.

Secțiunea SV-NE de-a lungul profilului CD este reprezentată în Fig.4.

Trei zone distincte ale regimului seismic pot fi clar identificate: (1) zona de activitate seismică superficială din crustă, între 5 și 40 Km; (2) o "lacună seismică" între 40 și 70 Km; (3) o zonă cu activitate seismică la adâncimi intermediare între 70 și 140 km. Cele 4 evenimente multiple F, S_1 - S_3 , cuprind aproximativ, întreg volumul ocupat de activitate seismică intermediară (vezi de asemenea Fig.3). Planul de rupere al șocurilor principale marcate prin F, S_1 - S_3 are aproximativ aceleași dimensiuni cu secțiunea prin zona cu activitate seismică intermediară.

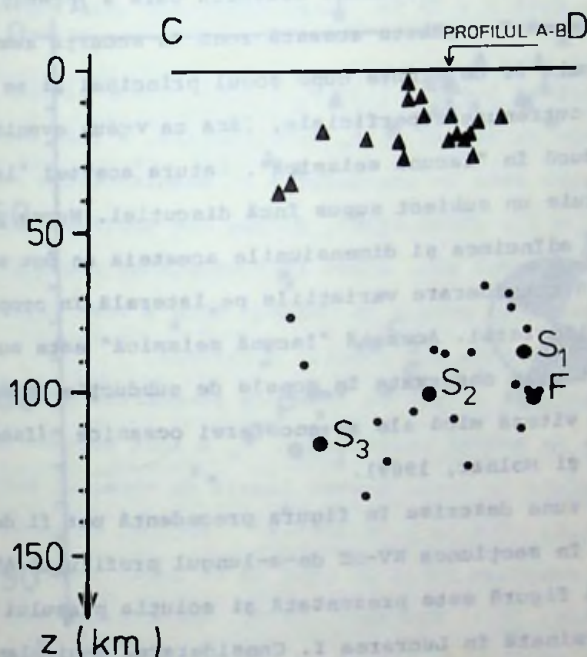


Fig. 4. Hipocentrele proiectate în secțiuni transversale de-a lungul profilului CD. Scările orizontală și verticală sînt egale (pentru simboluri vezi Fig. 3).

"Lacuna seismică" din intervalul de adâncime 40-70 km coincide cu o zonă de activitate seismică minimă observată anterior de Radu (1974, p.302). Datorită creșterii numărului de stații în perioada ce a urmat cutremurului din 4 martie 1977 "lacuna seismică" a putut fi evidențiată mult mai clar în cadrul acestei lucrări.

Este de notat că activitatea seismică care a început în domeniul de sub "lacună" străbate această zonă în scoarta avantfosei către SE la cel mult 20 de minute după șocul principal și se manifestă ca o serie de cutremure superficiale, fără ca vreun eveniment seismic să se producă în "lacuna seismică". Natura acestei "lacune seismice" constituie un subiect supus încă discuției. Nu se poate exclude faptul că adâncimea și dimensiunile acesteia se pot modifica dacă sînt luate în considerare variațiile pe laterală în proprietățile fizice ale litosferei. Această "lacună seismică" este mult mai superficială decît cele observate în zonele de subducție oceanică din zona canalului de viteză mică ale astenosferei oceanice (Isacks et al., 1968; Isacks și Molnar, 1969).

Cele trei zone descrise în figura precedentă pot fi de asemenea recunoscute în secțiunea NV-SE de-a-lungul profilului AB (Fig.

În această figură este prezentată și soluția planului de fală a șocului S_1 determinată în Lucrarea I. Considerarea unui plan de rupere de tipul încălecare bruscă s-a bazat pe locațiile celor patru fenomene multiple F , S_1-S_3 ; planul trasat prin aceste șocuri multiple este aproape paralel cu planul de rupere bruscă al soluției de mecanism a șocului S_1 .

Activitatea seismică intermediară produsă în urma cutremurului din 4 martie este cuprinsă într-un volum de aproximativ 120.000 km^3 . Suprafața totală de rupere acoperă o zonă de aproximativ $S=2000 \text{ km}^2$. Estimarea suprafeței S este de asemenea coroborată prin considera-

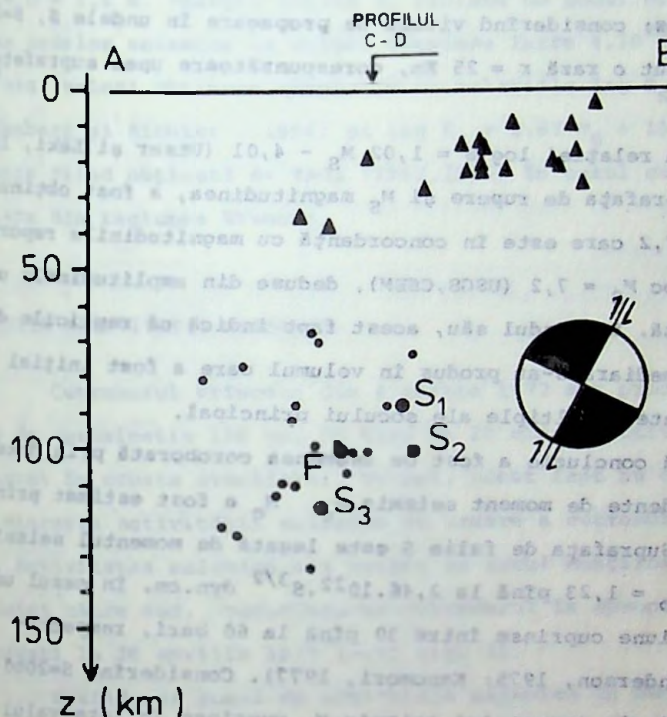


Fig. 5

Fig. 5. Hipocentrele proiectate în secțiuni transversale de-a lungul profilului AB (pentru simboluri vezi Fig. 3).

rarea unei raze r a suprafeței de rupere, pentru o falie circulară, pe baza frecvenței de colț f_0 cu ajutorul formulei $\gamma = 2,348/2\pi f_0$ (Hanks și Thatcher, 1972). Din spectrele obținute pe baza înregistrărilor cu bandă largă de la stațiile GRF și KHC, f_0 s-a determinat ca fiind 0,07 Hz; considerând viteza de propagare în undele S, $\beta = 8,3/\sqrt{3}$, s-a obținut o rază $r = 25$ Km, corespunzătoare unei suprafețe $S = 2000 \text{ Km}^2$.

Pe baza relației $\log S = 1,02 M_S - 4,01$ (Utser și Lekı, 1954) unde S este suprafața de rupere și M_S magnitudinea, a fost obținută valoarea $M_S = 7,2$ care este în concordanță cu magnitudinile raporate pentru acest șoc $M_S = 7,2$ (USGS, CSEM), deduse din amplitudinile undelor de suprafață. La rîndul său, acest fapt indică că replicile de adîncime intermediară s-au produs în volumul care a fost inițial ocupat de evenimentele multiple ale șocului principal.

Această concluzie a fost de asemenea coroborată prin determinările independente de moment seismic M_0 . M_0 a fost estimat prin multe metode. Suprafața de falie S este legată de momentul seismic prin relația $M_0 = 1,23$ pînă la $2,46 \cdot 10^{22} \cdot S^{3/2}$ dyn.cm. în cazul unor căderi de tensiune cuprinse între 30 pînă la 60 bari, respectiv (Kanomori și Anderson, 1975; Kanomori, 1977). Considerînd $S = 2000 \text{ km}^2$ se obțin valori ale momentului seismic M_0 cuprinse în intervalul $0,7 - 2,0 \cdot 10^{27}$ dyn.cm. G.Müller (comunicare personală) a obținut estimări independente de $0,7 - 2,0 \cdot 10^{27}$ dyn.cm. pe baza integrării în domeniu timp a înregistrărilor de bandă largă a deplasării la stațiile GRF și KHC. Hartzell (1978) utilizînd informații diferite (spectrul accelerației la București, unde de suprafață la distanțe telesismice modelul generalizat al traiectoriei pentru accelerograma de la București) a estimat M_0 ca fiind $2,0 \cdot 10^{27}$ dyn.cm.

Utilizând expresia momentului seismic $M_0 = \mu SD$, s-a estimat dislocația medie $D = 1,0$ m, considerând rigiditatea $\mu = 10^{12}$ dyn/cm². Hartzell (1978) obține o valoare apropiată pentru dislocația medie $D = 1,5$ m. Energia totală E_S radiată de șocul principal sub forma undelor seismice ia valori cuprinse între $4 \cdot 10^{22}$ erg și $9,6 \cdot 10^{22}$ erg, valori obținute respectiv cu relațiile $\log E_S = 1,5 M_S + 11,8$ (Gutenberg și Richter, 1956) și $\log E_S = 1,67 M_S + 10,96$, ultima relație fiind obținută de Radu (1962, 1974) în cazul cutremurele intermediare din regiunea Vrancea.

MIGRAȚIA ACTIVITĂȚII SEISMICE

Cutremurul vrâncean din 4 martie 1977 s-a produs la o adâncime de aproximativ 100 km. În timp de 20 minute activitatea seismică a migrat în crusta avantfosei. Totuși, acest fapt nu constituie numai migrația activității seismice ca urmare a cutremurului din 4 martie. Activitatea seismică s-a extins în arcul munților Carpați și a înaintat către sud, producându-se cutremurul în apropierea orașului București la 20 aprilie 1977 (vezi Fig. 2).

Extinderea zonei cu activitate seismică în munții Carpați este analizată în mod special și discutată în detaliu. La puțin timp după șocul principal a reieșit că întreg arcul Carpatic a fost reactivat seismic ca urmare a șocului principal produs în regiunea Vrancea. Trei stații cu aparatură de mare amplificare instalate la barajele mari de la Bicaz (BIC), Lotru (LOT) și Argeș (ARS) începând cu anii 1974, 1974 și respectiv 1975 au înregistrat o creștere evidentă a activității seismice locale, cu $S - P \leq 5,0$ sec. Histogramele corespunzătoare celor trei stații, pentru perioada decembrie

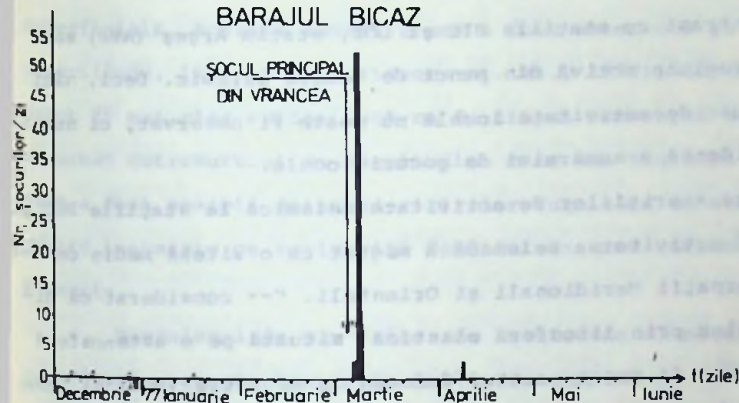
1976 - iunie 1977 sînt reprezentate în Fig.6. O astfel de creștere a activității seismice locale nu a mai fost observată la aceste baraje în perioada de doi ani de funcționare continuă. De asemenea în timpul perioadei de trei luni care a precedat cutremurul vrincean, activitatea seismică din vecinătatea barajelor a fost slabă: într-o zonă de 40 km^2 numai 4,13 și 56 de cutremure au fost înregistrate respectiv la stațiile BIC, LOT și ARS. Dimpotrivă, în perioada de trei luni care a urmat șocului principal 68, 402 și 124 cutremure locale au fost înregistrate respectiv la cele trei stații mai sus menționate.

În vecinătatea stației BIC începutul activității seismice poate fi cunoscut foarte clar. Activitatea seismică s-a declanșat pe 6 martie 1977, la aproximativ 50 de ore după șocul principal din regiunea Vrancea. Activitatea s-a produs pe o suprafață de 20 km^2 la NE de lacul barajului, într-o zonă calmă din punct de vedere al seismicității locale înregistrate în ultimii ani.

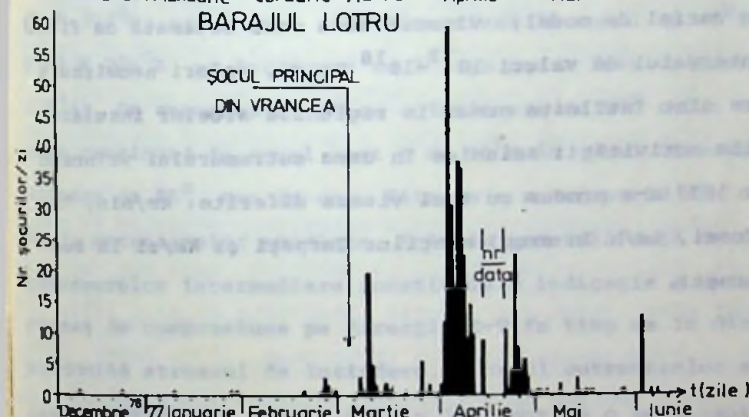
În vecinătatea stației LOT începutul activității anormale este mai puțin clar. În 7 martie 1977, la 60-70 ore după șocul principal, 4 cutremure slabe cu $M_L \leq 1,4$ au fost înregistrate. O serie de cutremure mai mari ($M_L \leq 1,9$) s-a declanșat pe 10 martie și a durat aproximativ 46 ore.

Cea mai lungă serie a durat mai mult de două săptămîni, începînd din 1 aprilie 1977, cu un cutremur de magnitudine $M_L = 3,5$, produs pe 7 aprilie 1977 la orele 10:20 GMT. Activitatea seismică s-a produs într-o zonă situată la aproximativ 20 km față de stația LOT. În această zonă a mai fost raportată o activitate seismică în timpul anului 1962 (Radu, 1974). Totuși în timpul celor 28 de luni care au precedat cutremurul de la 4 martie, perioadă în care s-au

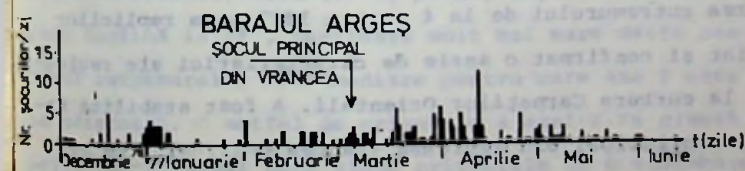
BARAJUL BICAZ



BARAJUL LOTRU



BARAJUL ARGEȘ



Histogramele (nr. de șocuri/zi) ale activității seismice observate la stațiile cu înaltă amplificare instalate la barajele Bicăz (BIC), Lotru (LOT) și Argeș (ARS), cu $S-P \leq 5s$, în perioada decembrie 1976 - iunie 1977. (Distanțele hipocentrale de la șocul S_3 sînt: BIC - 190 km, LOT - 240 km, ARS - 180 km).

efectuat înregistrări continue, nici o activitate seismică nu a fost observată în această zonă la stația LOT.

În contrast cu stațiile BIC și LOT, stația Argeș (ARS) este amplasată în regiune activă din punct de vedere seismic. Deci, nici un început brusc de activitate locală nu poate fi observat, ci numai o creștere evidentă a numărului de șocuri locale.

Pe baza aparițiilor de activitate seismică la stațiile BIC și LOT, reiese că activitatea seismică a migrat cu o viteză medie de 3-4 km/h însore Carpații Meridionali și Orientali. Este considerat că difuzia tensiunilor prin litosfera elastică situată pe o astenosferă viscoasă ar putea fi cauza acestui fenomen de migrație (Bolt și Egan 1973). Într-un astfel de model, vîscozitatea este estimată ca fiind cuprinsă în intervalul de valori 10^{17} - 10^{18} Poise, valori neobișnuit de mici și care sînt întîlnite numai în regiunile arcelor insulare.

Migrația activității seismice în urma cutremurului vrîncean de la 4 martie 1977 s-a produs cu trei viteze diferite: km/min, în scoarța avantfosei, km/h în arcu munților Carpați și km/zi la sud de orașul București.

DISCUȚIE

Studierea cutremurului de la 4 martie 1977 și a replicilor sale a evidențiat și confirmat o serie de caracteristici ale regimului seismic de la curbura Carpaților Orientali. A fost stabilită natura cutremurului principal din regiunea Vrancea, considerat ca eveniment multiplu constituit din cel puțin 4 șocuri distincte care au definit planul de rupere (Lucrarea I). Distribuția replicilor permite evidențierea a trei zone: un volum destul de restrîns cu activitate seismică la adîncime intermediară între 70 și 130 km, o

"lacună seismică" între 40 și 70 km și o zonă cu activitate seismică superficială. Această subdiviziune a fost observată și de alți cercetători (Radu, 1974; Constantinescu et. al., 1973), dar niciodată nu a putut fi mai clar evidențiată ca în timpul secvenței de replici care a urmat cutremurului de magnitudine mare din regiunea Vrancea. Acest fapt a fost posibil datorită citirilor furnizate de stațiile seismice mobile instalate pe teritoriul României în urma cutremurului la 4 martie.

Mecanismul de tip falie de încălecare al socului S_1 (Lucrarea I) este caracterizat prin înclinarea axei P la 23° cu un azimut de $N 303^\circ E$; axa P este astfel cuprinsă în conul de 45° în jurul direcției $N 270^\circ E$ și înclinare de 5° așa cum a fost determinat de Ritsema (1974). De asemenea axa T cu o înclinare de 65° cu un azimut de $N 144^\circ E$ este conținută în conul axei T de $45^\circ E$ în jurul direcției $N 90^\circ E$ și înclinare de 85° , con în care Ritsema a remarcat 23 din cele 31 de axe T ale mecanismelor studiate. Soluția generală dată de Ritsema în cazul cutremurelor intermediare constituie o indicație a existenței unui stress de compresiune pe direcția E-V, în timp ce în direcția verticală predomină stressul de întindere. În cazul cutremurelor superficiale din regiunea Vrancea, Radu (1974, p. 327) obține o rezultantă a axelor P care înclină la 49° , înclinare mult mai mare decât cea remarcată în cazul cutremurelor intermediare pentru care axa P este orientată aproape orizontal. O astfel de orientare a axei P în crustă favorizează ruperea de-a lungul unor plane orizontale cu o schimbare minimă în energia gravifică potențială (Bird et al., 1975).

Altă observație importantă a prezentului studiu este relevarea fenomenului de migrație a activității seismice în munții Carpați cu o viteză de km/h care ar putea fi compatibilă cu viscozitatea necesară de mică de $10^{17} - 10^{18}$ Poise. S-a considerat, în mod ipotetic,

că "lacuna seismică" ar putea fi legată de existența unei zone de viscozitate mică, care la rândul ei, corespunde unei zone superficiale de viteză redusă remarcată pe continente sub limita crustă-manta, între 30-50 km (Hirn et.al., 1973). Această legătură între "lacuna seismică", viteză redusă și viscozitatea mică trebuie considerată cu precauție, întrucât structura litosferei subcrustale nu este cunoscută cu o suficientă acuratețe din cauza dificultăților de observație considerabile într-o zonă cu heterogenitate ridicată.

Nu numai pentru raționamente de ordin tectonic este necesar să se obțină o mai bună înțelegere a originii cutremurelor puternice din regiunea Vrancea. Acest fapt este de asemenea necesar în vederea estimării riscului seismic (modelul de radiație, cutremurul maxim posibil, etc.) și în final, în scopul predicției. Cu ce contribuie prezentul studiu la o mai bună înțelegere a mecanismului cutremurelor vrâncene?

Există regiuni caracterizate prin activitate seismică la adâncime intermediară, într-un volum destul de restrâns. Cele mai cunoscute astfel de regiuni sînt Hindu Kuș - Pamir (Khalturin et.al., 1977; Nowroozi, 1971) și Bucaramanga/Columbia (Trygvason, 1970; Dewey, 1972; Jordan, 1975). O altă regiune cu activitate seismică intermediară este sudul Italiei (Ritsema, 1971; Schick, 1972; Morelli et.al., 1975). În cazul celor mai multe regiuni de acest fel subducția plăcilor oceanice în legătură cu coliziunea continentală este responsabilă de activitatea dintr-un volum restrâns la adâncime intermediară.

Cea mai remarcabilă trăsătură a zonei seismice Vrancea este coincidența sa cu arcul sud-estic al munților Carpați. Deci, acumulările de stress, într-o placă puternic arcuită ar putea fi anticipate ca fiind cauza primară a activității seismice grupate. Totuși azimutul axei de compresiune P este la 90° față de direcția dintr-o placă

care e supusă falierii articulate (Cardwell și Isacks, 1978) unde axa P ar fi paralelă cu direcția locală.

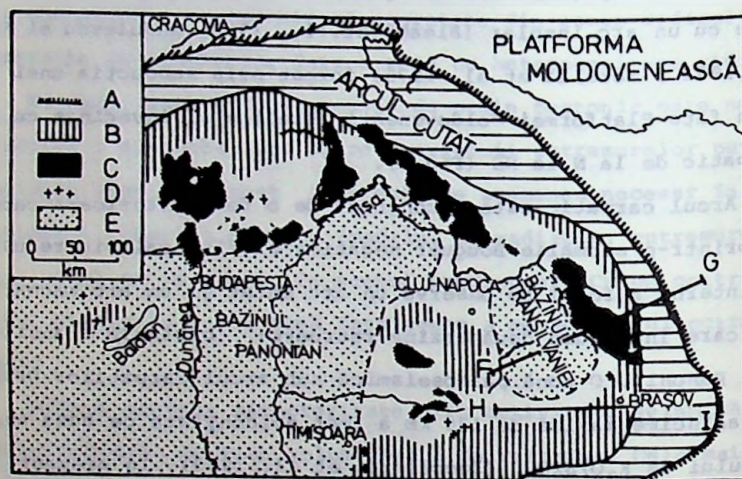
Luând în considerație și alte dovezi, în afara celor seismologice, zonă seismică Vrancea a fost încadrată în sistemul tectonicii plăcilor (McKenzie, 1972; Constantinescu et.al., 1973; Roman, 1973.) Carpații Orientali prezintă multe caracteristici compatibile cu un arc insular (Bleahu et.al., 1973, Rădulescu și Săndulescu, 1973; Morelli et al, 1975) format prin subducția unei litosfere în fața Platformei Moldovenești sialice și învecinat cu arcul carpatic de la N la NE (Fig.7).

Arcul carpatic este înconjurat de o fosă exterioară caracterizată printr-o anomalie Bouguer negativă și flux caloric redus. În partea internă a fosei se observă un arc cutat și un arc magmatic terțiar care înconjură două bazine retroarc: bazinele Transilvanian și Panonic. O zonă paleoseismică sub arcul Carpaților Orientali cu o adâncime maximă de 135 km a fost evidențiată pe baza analizei conținutului de K_2O/SiO_2 (Boccaletti et al., 1972). În prezent, această zonă paleoseismică este slab sau deloc activă. Numai în colțul sud-estic activitatea seismică intermediară este atât de intensă și frecventă, încât zona de subducție este subliniată prin poziția hipocentrelor. Trebuie totuși remarcat că zona Vrancea nu este însoțită de o activitate vulcanică corespunzătoare la suprafață (Fig. 8a).

În concluziile ce urmează se prezintă o propunere pentru un nou model tectonic al arcului Carpaților Orientali, model care înglobează și observații paleo și neotectonice.

UN NOU MODEL TECTONIC AL REGIUNII VRANCEA

Această lucrare prezintă un nou model calitativ care ia în considerație elementele paleo și neotectonice, atât ale unei



(După Bleahu și alții, 1973)

Fig.7. Vulcanismul neogen cu elementele structurale ale arcului carpatic continental. Secțiunile transversale inotetice de-a lungul profilelor EG prin zona vulcanică și HI prin zona seismică Vrancea sînt date în Fig.8. A = limita exterioara a arcului cutat; B = cristalinul mezo-zeic la zi; C = aro magmatic calco-alkalin; D = basalte alcaline cuaternare; E = bazine marginale transcarpatice.

seismice Vrancea cît și ale Carpaților Orientali. Un astfel de model nu este în mod sigur unic. El intenționează să stimuleze atît cercetările teoretice cît și cele experimentale în vederea aprecierii, modificării sau excluderii modelului propus.

În Fig.8a două secțiuni ipotetice sînt prezentate: prin zona paleoseismică Vrancea din Carpații Orientali (EG) și prin zona seismică Vrancea (HI). Adîncimea zonei paleoseismice este stabilită pe baza analizelor de K_2O/SiO_2 efectuate în arcul magmatic (Rădulescu și Săndulescu, 1973).

Coliziunea de tip continent-continent a platformei Moldo-vești cu Carpații Orientali a adus subducția activă într-o fază staționară. Forța ascensională a crustei continentale echilibrează forțele favorabile subducției. Într-o astfel de situație placa subdusă își pierde gradat din identitatea sa prin încălzire. Subducția se va declanșa din nou dacă placa grea subdusă se va separa de litosfera continentală mai ușoară. Acest fapt se poate produce dacă arcul continental permite în timpul coliziunii, apariția unei subimpingeri de crustă continentală (Bird et.al., 1975) furnizînd astfel spațiu pentru deplasarea conținutului apropiat. Regiunea Vrancea poate fi considerată ca liberă la extremitatea sud-estică a lanțului Carpaților Orientali. În această zonă este mai ușor pentru Carpați să permită apariția unei mișcări verticale decît de-a lungul frontului de coliziune al Carpaților Orientali. Dezvoltarea de falii de încălecare aproape orizontale ar facilita înaintarea coliziunii cu mai puțin efort decît de-a lungul planelor de falieri puternic înclinate (Bird et.al., 1975). Pe baza dovezilor de ordin geologo-morfologice în principal (Constantinescu 1966; Ciocîrdel et al., 1970) au fost observate puternice mișcări crustale verticale recente în arcul sud-estic al munților Carpați.

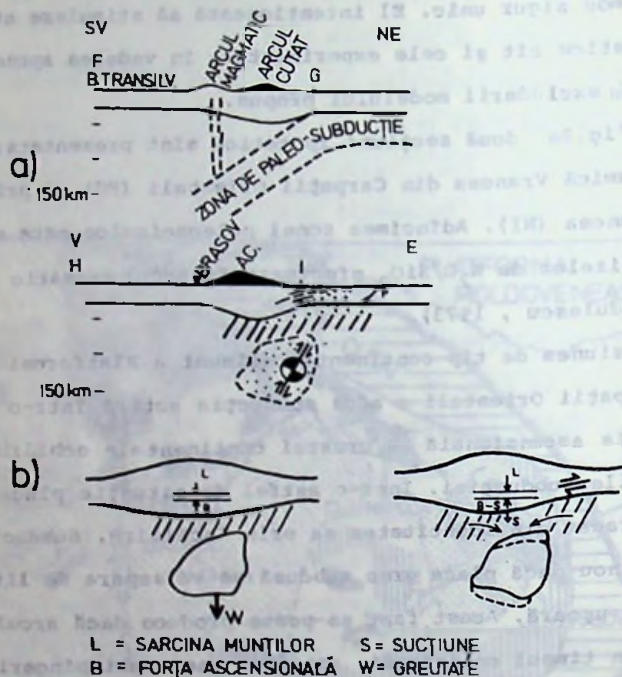


Fig. 8. a) Secțiuni transversale ipotetice prin zona paleoseismică din Carpații Orientali (FG) și zona seismică Vrancea (PI). Pozițiile hipocentrelor (puncte) sunt marcate schematic prin puncte. "lacuna seismică" și zona de viscozitate redusă sunt indicate prin hașuri.

Fig. 8. b) Diagrama schematică care explică transmiterea energiei seismice de la adâncimi intermediare prin "lacuna seismică" și zona de viscozitate redusă în crusta superficială. Mișcarea în jos a blocului din adâncime dă naștere la alunecarea în jos din zona de viscozitate redusă, fapt care provoacă suțiuinea verticală asupra crustei inferioare. Acest fapt reduce presiunea verticală din crusta inferioară; presiune rezultată din sarcina munților și forța ascensională. Presiunea verticală redusă favorizează deplasările pe plane de falie aproape orizontale din crustă.

Este destul de probabil că "lacuna seismică" din intervalul de adâncimi 40-70 km corespunde zonei de viscozitate redusă, dedusă pe baza fenomenului de migrație a activității seismice, observat în munții Carpați. În acest scop, o astfel de zonă ar servi ca element de decuplare între crustă și placa din mantaua superioară și ar facilita mișcarea orizontală independentă a crustei.

În regiunea Vrancea, se presupune că placa subdusă s-a separat de litosferă. Fig. 8b explică schematic modul în care a putut avea loc transmiterea activității seismice de la adâncime intermediară prin "lacuna seismică" din zona de viscozitate redusă. Mișcarea evidentă în jos a blocului adânc provoacă alunecarea în jos în zona de viscozitate redusă care exercită o acțiune verticală asupra crustei inferioare. Acest fapt reduce presiunea verticală în cursta inferioară rezultată din greutatea munților și ascensiunea rădăcinii muntoase. Presiunea verticală redusă favorizează mișcări pe plane de falie aproape orizontale în crustă, activând astfel activitatea seismică superficială și permițând înaintarea coliziunii continent-continent.

Modelul propus nu explică de ce volumul activ al activității seismice de la adâncime intermediară are dimensiuni atât de mici pe laterală. Este de asemenea surprinzător că nici un fel de activitate vulcanică nu se observă în regiunea Vrancea deasupra plăcii subduse.

Modelul propus trebuie testat și verificat în lucrările viitoare prin studii unificate geofizice și geodetice, ținând seama de observațiile revelatoare și din alte domenii ale geostiintelor. Cel mai urgent este necesară definirea îmbunătățită a structurii și proprietăților fizice ale mantalei superioare din regiunea Vrancea și stabilirea unei rețele geodetice în scopul măsurării precise a mișcărilor crustale recente, atât verticale cât și orizontale.

MULTUMIRI

Guvernele român și german, respectivele lor ambasade din București și Cologne, au sprijinit acest studiu în condițiile dificile de după cutremurul vrancean catastrofal din 1977.

Ministerul Federal pentru Știință și Tehnologie (BMFT) prin Biroul Internațional al centrului de cercetări nucleare din Karlsruhe, Ministerul de Externe și Ministerul de Interne al R.F.G., Comitetul Național pentru Știință și Tehnologie (CNST), Comitetul de Stat pentru Energia Nucleară (CSEN) și Ministerul Energiei Electrice (MEE) din R.S. România au asigurat sprijinul financiar, tehnic și material. Prietenii și miliția locală din România au oferit ajutorul lor în timpul instalării și funcționării stațiilor mobile.

Următorii participanți au contribuit la succesul misiunii pentru obținerea și prelucrarea seismogramelor: Apopei, I. (CFPS), Arzoiu, M. (CFPS), Pălteanu, G. (CFPS), Barbuș, .. (CFPS), Barca, V. (CFPS), Pock, G. (Karlsruhe), Bomboș, F. (CFPS), Bonjer, K.-p. (Karlsruhe), Borlea, G. (CFPS), Broetz, R. (Frankfurt), Cassel, B. (Karlsruhe), Cornea, I. (CFPS), Crișan, E. (CFPS), Ciomei, V. (CFPS), Dalanu, L. (CFPS), Dumitrescu, G. (ISPH), Dumitrescu, R. (CFPS), Dumitrescu, V. (ISPH), Enescu, D. (CFPS), Fintină, C. (CFPS), Fertig, J. (Karlsruhe), Fuchs, K. (Karlsruhe), Georgescu, E. (CFPS), Goe, T. (CFPS), Golcea, S. (CFPS), Iosif, S. (CFPS), Iosif, T. (CFPS), Iuga, S. (CFPS), Jentsch, M. (Karlsruhe), Jianu, D. (CFPS), Knecht, M. (Karlsruhe), Lascu, St. (CFPS), Lăzăroiu, I. (CFPS), Lalescu, M. (CFPS), Macarie, C. (CFPS), Marza, V. (CFPS), Merkler, G. (ISPH), Moldoveanu, T. (ISPH), Nediu, D. (CFPS), Nicolescu, C. (CFPS), Pântea, A. (CFPS), Padu, C. (CFPS), Raducanu, C. (ISPH), Rittershofer M. (Karlsruhe), Saniellievici, A. (CFPS),

Sanielivici, C. (CFPS), Sattel, C. (Karlsruhe), Sclavone, C. (CFPS), Schott, W. (Karlsruhe), Schroth, C. (Karlsruhe), Slicaru, B. (CFPS), Simion, I. (ISPH), Stefan, T. (CFPS), Stoian, M. (CFPS), Stöckl, H. (Karlsruhe), Tzărlungă, A. (CFPS), Toro, E. (CFPS), Vişoiu, C. (CFPS), Voiculescu, D. (CFPS), Wagner, E. (Karlsruhe), Wenderoth, P. (Karlsruhe), Zeil, P. (München).

Institutele de geofizică din Frankfurt/Main, München și Zürich au trimis și alte stații seismice, crescând mult eficiența activității.

Centrul de calcul al Universității din Karlsruhe a dat prioritate localizării rapide a evenimentelor seismice produse pe teritoriul României. Aceste calcule au fost făcute de G. Rock, J. Fertig, H. Käge, M. Grünwald și G. Müller, în primele zile după producerea șocului principal, aceștia efectuând și 24 de ore de lucru.

Ingrid Hörnchen și Sieglinde Lohrengel au lucrat în schimburi noapte și zi la serviciul telex și comunicații telefonice.

Autorii mulțumesc pentru toată această antrenare spontană, efort și sprijin.

J. Fertig, G. Müller și H. Stöckl au dat sfaturi utile și discuții eficiente în timpul acestei cercetări. D. Bamford, J. Fertig, C. Müller și H. Stöckl au citit manuscrisul. Autorii mulțumesc cu căldură pentru acest ajutor.

BIBLIOGRAFIE

- Bird, P., Toksöz, M.N., Sleep, W.H., 1975. Thermal and mechanical models of continent - continent convergence zones. *J. Geophys. R.*, 80: 4405-4416.
- Bléahu, M.D., Boccaletti, M., Manetti, P., Peltz, S., 1973. Neogene Carpathian Arc: a continental arc displaying the features of an "Island Arc". *J. Geophys. R.*, 78: 5025-5032.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., Peltz, S., 1973. Young volcanism in the Calimani-Marghita mountains (east Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 19:299-313.
- Bott, M.H.P., Dean, D.S., 1973. Stress diffusion from plate boundaries. *Nature*, 243: 339-341.
- Cardwell, R.W., Isacks, B., 1978. Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in Eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions. *J. Geophys. R.*, 83: 2825-2838.
- Ciocardel, R., Socolescu, M., Cristescu, T., 1970. Sur l'origine des mouvements néotectoniques en Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géoqr. - Série Géophys.*, 14: 155-166.
- Constantinescu, L., 1966. Evidence of recent crustal movements in Roumania and problems facing their research. *Ann. Acad. Sci. Pennicee*, XIII 90:111-118.
- Constantinescu, L., Cornea, I., Enescu, D., 1972. Structure de la croûte terrestre en Roumanie d'après les données géophysiques. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géoqr. - Série Géophys.* 16:3-20.
- Constantinescu, D., Cornea, I., 1972. Roumania. IN: "The crustal structure of central and southeastern Europe based on the results of explosion seismology" (ed. P. Müller), *Geophys. Transact. Hungarian Geophys. Institute "Roland Eotvos"*, Budapest, 113-117.

- Constantinescu, I., Cornea, I., Lazarescu, V., 1973. An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. Rev. Roum. Géol., Géogr. et Géophys. - Sér. Géophys., 17: 133-143.
- Dewey, J.W., 1972. Seismicity and Tectonics of Western Venezuela. Bull. Seism. Soc. Am., 62:1711-1751.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull. Seism. Soc. Am., 46: 105-145.
- Hanks, Th.C., Thatcher, W., 1972. A graphical representation of seismic source parameters. J. Geophys. P., 77: 4393-4405.
- Hartzell, S., 1978. Analysis of the Bucharest strong ground motion record for the March 4, 1977 Romanian earthquake (in press).
- Hirn, A., Steinmetz, L., Kind, R., Fuchs, K., 1973. Long range profiles in Western Europe: II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne). Z.f. Geophys., 39: 363-384.
- Iosif, T., Iosif, S., 1978. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 - a multiple seismic event and its tectonic implications. Central Institute of Physics, Centre for Earth Physics and Seismology, 26 p.
- Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L.P., 1968. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. R., 73: 5855-5899.
- Isacks, B., Molnar, P., 1969. Mantle earthquake mechanisms of the sinking of the lithosphere. Nature, 223:1121-1124.
- Jordan, T., 1975. The present-day notions of the Caribbean plate. J. Geophys. R., 80:4433-4439

- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. R.*, 82:2981-2987.
- Kanamori, H., Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65:1073-1095.
- Khalturin, V.I., RaUtian, T.G., Molnar, P., 1977. The spectral content of Pamir-Hindu-Kush intermediate depth earthquakes: evidence for a high - Q zone in the upper mantle. *J. Geophys. R.*, 82: 2931-2943.
- Lee, W.H.K., Lahr, J.C. 1972. HYPO 71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey, Open File Report.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R.A.S.*, 36:109-185.
- Morelli, C., Cornea, I., Lazarescu, V., 1975. A seismotectonic comparison between the Eastern Carpathians and Calabrian-Sicilian arc bends. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 18(66): 169-178.
- Müller, G., Bonjer, K.-P., Stöckl, H., Enescu, D., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from faultplane solution and multiple-event analysis. *J. Geophys.* 44:203-218.
- Nowroozi, A.A., 1971. Seismo-tectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu Kush regions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61:317-341.
- Padu, C., 1962. Relatia energie - magnitudine pentru cutremurele din Vrancea. *An. stiin. Univ. "Al. I. Cuza" din Iasi, Sec. IIB*, 8:167-170.
- Padu, C., 1974. Contribution a l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. PhD thesis, University Strasbourg, 404 p.

- Rădulescu, D.P., Săndulescu, M., 1973, The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16: 155-161.
- Rădulescu, D.P., Cornea, J., Săndulescu, M., Constantinescu, P., Radulescu, F., Pompilian, A., 1976. Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica, Vol. special editat cu ocazia celui de al 25-lea Congres International de Geologie, Sydney, 1976. Vol.1: 5-36, Bucuresti.
- Ritsma, A.R., 1971. Notes on plate tectonics and arc movements in the mediterranean region. *Proceed. XII CSE General Assembly, Luxembourg* 21-29 September 1970, 22-26.
- Ritsma, A.R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balkan region. UNESCO-Survey of the Seismicity of the Balkan Region. UNDP. Project REM/70/172. De Bilt, 36 p.
- Roman, C., 1973. Travel-time residuals in the Carpathians and plate tectonics. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. - Serie de Géophys.*, 17:77-83.
- Schick, R., 1972. Erdbeben als Ausdruck spontaner Tektonik. *Geol. Pdsch.*, 61:896-914.
- Smith, A.T., Toksöz, M.N., 1972. Stress distribution beneath island arcs. *Geophys. J.R.A.S.*, 29:289-318.
- Trygvason, E., Lawson, J.E., 1970. The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60:269-276.
- Utsu, T., Seki, A., 1954. A relation between the area of aftershock region and the energy of main shock. *J. Seism. Soc. Japan*, 7:233-240.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

1973. The plate-tectonic concept
and the geotectonics of the Caribbean. *Tectonophysics*
15: 1-15.

ASUPRA REPLICILOR CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977 INREGISTRATE LA STATIA CHEIA^{*)}

C. RADU si I. APOPEI

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, CP MG-2, București, România

RADU, C. and APOPEI, I., 1978. AFTERSHOCKS OF THE EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977, RECORDED AT CHEIA STATION. The seismic activity having followed the large Vrancea earthquake of March 4, 1977 is analysed by using the instrumental data available at Cheia station. Some problems specific to aftershock sequences are studied: space and time distribution, magnitude and energy distributions, frequency law, nature of the tectonic process, strain release, etc.

INTRODUCERE

Cutremurul catastrofal din 4 martie 1977 ($H = 19h21m56s$; $\phi = 45^{\circ}8N$; $\lambda = 26^{\circ}8 E$; $h = 95 \text{ Km}$; $M = 7,2$) a fost urmat de o importantă activitate seismică, localizată atât în mantaua superioară cât și în scoarța terestră.

Această activitate seismică, cunoscută sub numele de replici, a fost urmărită până la finele lunii aprilie 1977, folosind pe lângă stațiile seismice fixe și o serie de stații mobile cu înaltă sensibilitate. Stațiile seismice mobile, aparținând Institutului de geofizică din Karlsruhe (RFG), au fost instalate în cadrul cooperării științifice româno-vest-germane.

În studiul nostru asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977 am folosit numai seismogramele stațiilor fixe de pe teritoriul țării noastre, deoarece seismogramele stațiilor mobile

^{*)} Lucrarea a apărut pentru prima dată - sub același titlu - în Raport CSEN, 1, 7, Iunie, 1977.

au fost luate temporar în R.F.G., la Institutul de geofizică din Karlsruhe, pentru a fi prelucrate în comun de către un grup de lucru româno-vest-german.

Dintre stațiile fixe românești, un rol important în urmărirea activității seismice l-au avut stațiile cu înaltă sensibilitate situate în regiunea epicentrală sau în apropierea acesteia - Vrâncioaia (VRI), Cheia (MLR) și Cîmpulung (CMP).

Studiul detaliat al replicilor marilor cutremure prezintă un interes științific deosebit, deoarece se obțin informații prețioase asupra proceselor fizice în focar. În acest scop se analizează o serie de probleme specifice statisticii cutremurelor : distribuția în spațiu și timp, distribuția magnitudinală și energetică, distribuția primelor deplasări, forma și compoziția spectrală a oscilațiilor, anomalia amplitudinilor, caracterul deformației, etc.

Pentru studierea acestor probleme, în cazul cutremurului din 4 martie 1977, s-au folosit înregistrările stațiilor seismice Cheia, Vrâncioaia și Cîmpulung, obținute în perioada 4 martie - 30 aprilie 1977.

Rezultatele acestui studiu vor fi prezentate separat pentru fiecare stație : Cheia (Radu și Apopei), Vrâncioaia și Cîmpulung (Iosif și Iosif, 1977a , 1977b).

ANALIZA DATELOR DE OBSERVAȚIE

La stația seismică Cheia au funcționat, în perioada 4 martie - 30 aprilie 1977, o serie de seismografe cu înaltă și joasă sensibilitate, dar în acest studiu au fost analizate numai înregistrările seismografelor tip SKM-3. Constantele și curbele de amplificare $V(T)$ ale acestor aparate sînt prezentate în Fig. 1.

Comp	Ts	Ds	Tg	Dg	δ	Vmax
Z	1,04	0,5	0,317	1,7	0,2	70.212
N-S	1,04	0,5	0,317	1,7	0,2	79.259
E-V	1,04	0,5	0,317	1,7	0,2	79.259

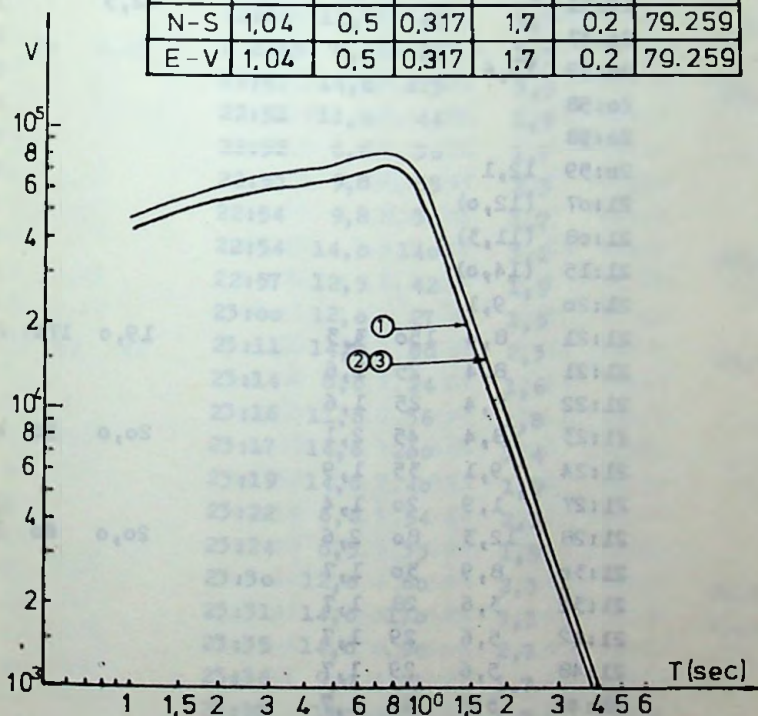


Fig. 1. Curbela de răspuns ale seismografelor SKM-3, instalate la stația Cheia (MLR).

TABELA I

Catalogul cutremurelor românești înregistrate la stațiile Cheia (MLR), Vrâncioaia (VRI) și Cîmpulung (CMP) în perioada 4 III - 30 IV 1977

Nr.	D A T A	O R A	MLR		VRI			CMP			
			S-P	τ	M	S-P	τ	M	S-P	τ	M
o	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1977 III 4	19:42							18,0		
2		19:51							22,5		
3		20:47									
4		20:52	10,6								
5		20:58									
6		20:58									
7		20:59	12,1								
8		21:07	(12,0)								
9		21:08	(11,3)								
10		21:15	(14,0)								
11		21:20	9,1								
12		21:21	8,4	150	3,3				19,0	170	2,8
13		21:21	8,4	25	1,6						
14		21:22	8,4	25	1,6						
15		21:23	8,4	45	2,1				20,0	50	1,6
16		21:24	9,1	35	1,9						
17		21:27	1,9	20	1,4						
18		21:28	12,3	80	2,6				20,0	80	2,1
19		21:30	8,9	30	1,7						
20		21:32	3,6	28	1,7						
21		21:42	5,6	29	1,7						
22		21:48	5,6	29	1,7						
23		21:48	5,6	29	1,7						
24		21:50	5,6	29	1,7						
25		21:54	1,5	24	1,5						
26		21:56	5,9	25	1,5						
27		21:57	7,8	29	1,7						
28		22:01	1,4	20	1,4						
29		22:16	6,6	28	1,7						
30		22:17	6,6	28	1,7						
31		22:19	10,3	27	1,7						
32		22:20	3,9	20	1,4						
33		22:20	5,7	(30	1,7)						

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4	1977 III 4	22:22	13,6		(2,5)				19,0	115	2,3
5		22:25	12,0	38	1,8						
5		22:25	12,0	125	3,0						
7		22:26	5,2	28	1,7						
3		22:28	5,5	24	1,5						
9		22:29	5,6	22	1,5						
0		22:35	3,0	14	1,0						
1		22:40	12,7	45	1,9						
2		2 2:43	8,0	25	1,5						
3		22:47	14,0	225	3,5				20,0	155	2,7
4		22:51	11,0	44	1,9						
5		22:52	6,6	30	1,7						
6		22:53	9,8	55	2,3						
7		22:54	9,8	30	1,7						
8		22:54	14,0	140	3,1				20,0	82	2,1
9		22:57	12,5	42	1,9						
0		23:00	12,0	27	1,5						
1		23:11	14,0	60	2,3				20,0	80	2,0
2		23:14	8,0	24	1,6						
3		23:16	11,0	36	1,8						
4		23:17	14,0	200	3,4						
5		23:19	14,0	40	1,9						
6		23:22	6,0	54	2,3						
7		23:24	6,5	35	1,9						
8		23:30	12,0	60	2,3				20,0	65	1,7
9		23:31	14,0	170	3,3				19,0	80	1,3
0		23:35	14,0	90	2,7						
1		23:36	9,0	27	1,7						
2		23:38	11,6	27	1,5						
3		23:52	9,0	24	1,5						
4		23:57	14,0	160	3,2						
5	1977 III 5	00:00	15,0	66	2,4						
6		00:000	14,0	-	4,3				19,0	300	4,1
7		00:06	14,0	130	3,0						
8		00:08	14,0	300	3,8				19,5	280	3,6
9		00:12	14,0	70	2,4						
0		00:13	14,0	220	3,5				19,0	230	3,
1		00:16	13,0	90	2,7						

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
72	1977 III 5	00:18	13,0	50	2,1						
73		00:19	15,0	60	2,3						
74		00:23	11,5	85	2,6						
75		00:24	13,0	36	1,8						
76		00:26	9,0	24	1,6						
77		00:32	5,0	25	1,6						
78		00:38	14,0	60	2,3						
79		00:44	15,0	28	1,5				19,0	75	1,
80		00:48	14,0	155	3,2				20,0	85	2,
81		00:50	5,0	20	1,4						
82		00:53	15,0	28	1,5						
83		00:58	3,5	16	1,2						
84		00:59	7,0	30	1,8						
85		01:00	5,0	20	1,4						
86		01:00	15,0	30	1,6						
87		01:00	2,0	20	1,4						
88		01:01	3,0	20	1,4						
89		01:04	16,0	85	2,6				20	70	1,8,
90		01:07	14,0	32	1,7						
91		01:13	12,5	50	2,1						
92		01:14	6,0	23	1,5						
93		01:14	6,0	23	1,5						
94		01:15	15,0	65	2,4						
95		01:17	14,0	25	1,4						
96		01:17	14,0	24	1,4						
97		01:18	14,0	25	1,4						
98		01:19	6,0	20	1,4						
99		01:37	11,0	55	2,2						
100		01:49	6,0	20	1,4						
101		01:49	11,5	30	1,6						
102		02:01	11,5	28	1,5						
103		02:06	15,0	37	1,8						
104		02:12	13,0	28	1,5						
105		02:13	6,5	25	1,5						
106		02:17	8,2	40	2,0						
107		02:25	4,0	20	1,4						
108		02:35	12,5	170	3,3						

c	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
109	1977 III 5	03:02	13,0	230	3,6				18,0	120	2,4
110		03:08	12,5	160	3,2				18,0	75	1,9
111		03:44	12,0	60	2,4						
112		03:48	5,0	30	1,7						
113		03:51	6,5	70	2,5						
114		03:57	8,0	120	3,0				20,0	60	1,7
115		04:03	12,0	85	2,6						
116		04:06	12,0	85	2,6				20,0	60	1,7
117		04:10	7,5	28	1,7						
118		04:11	10,0	28	1,7						
119		04:12	7,5	28	1,7						
120		04:13	8,0	28	1,7				20,0	75	1,7
121		04:15	11,0	32	1,7						
122		04:16	12,5	35	1,7						
123		04:18	8,0	60	2,4				20,0	70	1,7
124		04:21	14,0	100	2,8				20,0	75	1,8
125		04:22	12,0	65	2,4						
126		04:25	12,5	35	1,7						
127		04:48	11,5	25	1,4						
128		04:48	12,0	140	3,1				20,0	90	2,1
129		04:49	12,5	60	2,3				20,0	70	1,7
130		04:52	11,5	55	2,2				20,0	70	1,7
131		04:58	6,5	70	2,6						
132		05:00	13,5	50	2,1						
133		05:00	13,0	50	2,1						
134		05:05	12,0	50	2,1						
135		05:06	12,0	50	2,1				20,0	70	1,7
136		05:31	12,5	70	2,4						
137		05:34	11,0	50	2,1						
138		05:46	12,0	70	2,4						
139		05:47	11,5	60	2,3						
140		05:50	14,0	220	3,5				19,0	160	2,8
141		06:14	16,5	50	2,1						
142		06:36	35,5	43	2,0						
143		07:20	2,0	40	1,8						
144		07:29	13,5	40	1,8						
145		07:30	2,5	22	1,4						
146		08:01	7,5	45	2,1						

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
147	1977 III 5	08:22	8,0	110	3,0				14,0	70
148		08:25	5,5	11	0,8					
149		08:29	10,0	55	2,3					
150		08:29	6,0	50	2,2				15,0	35
151		09:01	2,0	60	2,4					
152		09:26	11,6	80	2,6					
153		09:38	10,0	40	2,0					
154		09:43	2,5	30	1,7					
155		09:44	5,0	40	2,0					
156		09:57	6,5	20	1,4					
157		09:59	5,0	41	2,0					
158		10:18	9,0	25	1,5					
159		10:37	6,5	220	3,6				14,5	90
160		10:42	8,5	100	2,9				15,0	40
161		10:55	11,0	80	2,6					
162		12:01	14,0	80	2,6				15,0	40
163		12:08	14,0	260	3,7				10,5	160
164		13:31	12,0	50	2,1					
165		14:53	7,0	25	1,5					
166		15:13	2,0	30	1,7					
167		18:12	12,0	100	2,8				20,0	50
168		18:14							1,5	18
169		18:22	11,0	70	2,4					
170		19:27	14,0	40	1,8					
171		19:38	7,0	150	3,3				18,0	80
172		19:55							1,5	30
173		19:58							1,5	20
174		20:01							1,5	20
175		20:18							2,0	23
176		20:42	17,0	50	2,1				2,0	35
177		21:41	7,0	40	2,0					
178		21:44	2,0	60	2,4					
179		23:00							1,5	16
180		23:45							1,5	20
181	1977 III 6	00:15	15,0	55	2,2					
182		00:32							20,0	50
183		01:01	12,0	45	2,0					
184		01:03	15,0	125	3,0					

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
185	1977 III '6	01:52	17,0	90	2,7				3,0	30	2,2
186		02:12							20,0		
187		02:14							20,0	30	1,3
188		02:27	11,5	30	1,6						
189		02:29	8,0	40	2,0						
190		02:47							1,5	15	1,5
191		02:52							15,0	90	3,4
192		03:32	12,0	70	2,0				4,0	60	2,8
193		03:35	14,0	90	2,7				20,0	35	1,4
194		03:46	2,0	70	2,6				13,0	36	2,3
195		04:07	14,0	180	3,3				20,0		
196		04:39	14,0	120	3,0				20,0		
197		04:47							15,0	60	3,1
198		04:50							20,0	30	1,3
199		05:25	2,0	20	1,4						
200		06:19	14,5	40	1,8						
201		06:23	2,5	25	1,5						
202		06:53	5,0	25	1,5						
203		07:46	14,6	30	1,6						
204		08:07	9,5	25	1,5						
205		08:17	2,0	20	1,4						
206		08:52	9,0	25	1,5						
207		09:22	5,0	25	1,5						
208		09:22	5,0	30	1,7						
209		09:26	2,5	15	1,1						
210		09:28	5,0	40	2,0						
211		10:07	10,0	14	1,1						
212		10:22	(14,0)		(1,2)						
213		10:32	2,0	20	1,4						
214		10:52	9,5	30	1,8						
215		10:57							1,5	25	2,0
216		11:01	14,0	85	2,6				20,0	75	1,9
217		11:51	10,0	100	2,9						
218		12:48	2,5	40	2,0						
219		13:05	2,5	40	2,0						
220		13:27	13,0	110	2,9				1,5	38	2,3
221		13:49	8,0	40	2,0						
222		15:17	7,0	20	1,4						

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
223	1977 III 6	16:02	12,2	60	2,3					
224		16:24	2,5	25	1,5					
225		16:30	9,5	30	1,7					
226		17:30	15,0	40	1,8					
227		19:30	12,0	80	2,6	9,2	65		2,4	
228		19:59	1,5	13	1,0					
229		19:59	1,5	13	1,0					
230		22:17			(2,5)	19,0	90		2,8	
231		22:14				6,5	35		1,9	
232		22:40				5,0	70		2,6	
233		22:44				7,0	35		1,9	
234		22:51	11,0	40	1,8	14,0	60		2,3	
235		23:31				5,0	18		1,3	
236		23:56				4,7	23		1,5	
237	1977 III 7	00:24	4,0	30	1,7					
238		00:30	2,5	50	2,2	8,5	33		1,7	
239		00:36	8,0	50	2,2	15,0	40		1,9	
240		00:57					15		1,1	
241		02:17				4,5	40		2,0	
242		02:20				8,5	24		1,4	
243		02:37	9,5	35	1,9					
244		02:38	9,5	30	1,8	5,0	80		2,7	
245		02:40				4,5	40		2,0	
246		02:45				4,5	30		1,8	
247		03:17				3,5	30		1,8	
248		03:51	2,5	45	2,1	3,0	45		2,1	
249		04:39				16,0	100		2,8	
250		04:50	8,0	50	2,2	8,5	60		2,3	
251		04:59				10,5	40		1,9	
252		05:44	7,5	40	2,0					
253		06:15	3,0	25	1,5					
254		06:21				4,0	20		1,4	
255		06:35				5,0	35		1,5	
256		06:51	2,5	40	2,0					
257		07:38	6,0	25	1,5					
258		07:42	2,0	20	1,4					
259		08:35				15,0	70		2,4	
260		08:53				8,0	65		2,4	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
261	1977 III 7	08:59	14,0	35	1,7	7,5	50	2,1			
262		09:04				7,5	30	1,6			
263		09:05				2,0	30	1,6			
264		09:51	2,0	13	1,0	8,0	20	2,7			
265		09:55	2,0	13	1,0						
266		10:11	9,0	60	2,4						
267		10:34				6,0	16	1,2			
268		11:40				4,5	30	1,8			
269		12:11	4,5	45	2,1						
270		12:57				4,5	30	1,8			
271		13:00	8,0	25	1,5	5,0	50	2,2			
272		13:06	16,5	45	2,0						
273		14:10				12,0	50	2,1			
274		14:45	3,0	20	1,4						
275		14:48	2,0	20	1,4						
276		15:19	3,0	25	1,5						
277		16:05	11,5	40	2,0						
278		17:09									
279		21:21				4,0	130	2,8			
280		21:33	14,0	150	3,2	17,5	200	3,4	20,0	100	2,2
281		22:22				5,5	82	2,7	20,0		
282		22:24	2,0	34	1,9						
283		23:27				2,6	20	1,4			
284	1977 III 8	02:24	2,0	20	1,4						
285		03:44				20,0	40	1,5	20,0	40	1,5
286		08:46	2,5	60	2,4	4,3	40	2,5			
287		08:47				6,0	50	2,2			
288		09:16	14,5	120	3,0	5,5	150	3,3	19,0	45	1,5
289		11:14	5,0	40	2,0						
290		11:28				11,0	40	1,9			
291		11:50	7,0	50	2,2	16,0	45	2,0			
292		12:24				5,3	210	1,9			
293		13:15	3,0	25	1,5						
294		16:30	5,5	60	2,4	4,0	28	1,7			
295		16:35				5,0	33	1,9			
296		16:42				4,5	20	1,4			
297		16:44				4,0	30	1,8			
298		17:21	7,0	80	2,7	4,7	150	3,1			

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1977 III 9	12:23					9,5	48	2,1			
	12:37					9,5	50	2,1			
	12:52					2,3	15	1,1			
	12:54					9,5	48	2,1			
	12:55					8,5					
	12:55										
	13:01	10,5	50	2,2		8,5	60	2,3			
	13:19					1,5	20	1,4			
	13:25					2,5	18	1,3			
	13:45					9,5	40	1,9			
	13:46					6,5	90	2,8			
	13:55					2,5	20	1,4			
	13:57					18,0	55	2,3			
	14:10					9,0	50	2,1			
	14:10										
	14:23							2,2			
	15:53										
	17:17	2,0	20	1,4							
	18:30			(2,0)		8,3	50	2,1			
	20:01			(1,9)		8,5	38	1,8			
	20:21	11,0	36	1,8							
	20:32										
	20:42	12:0	130	3,0		11,0	120	3,0	15,0	43	2,8
	20:59										
	21:35					9,7	33	1,7			
	22:52					6,0	15	1,1			
	23:00	16,5	45	2,0		14,2	43	2,0			
	23:07					2,5	20	1,4			
1977 III 10	02:14										
	03:29										
	03:29										
	04:11					3,0	18	1,3			
	10:44								15,0	40	3,6
	19:31								15,0	40	3,6
	20:46			1,3					20,0		(1,1)
	21:31			1,3					20,0		(1,1)
1977 III 11	00:50			2,0					20,0	60	1,7
	04:42			1,3					20,0		(1,1)
	04:44								1,5	40	2,4

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
377	1977 III 11	09:05	13,0							
378		17:50	1,0		2,0	12,5	45	2,0		
379		18:26	7,5		(2,4)	6,0	50	2,2		
380		18:59	4,5							
381		20:53	5,0							
382		21:06				9,0	70	2,4		
383		21:06								
384		21:12	13,0		(3,0)	9,0	130	3,0	20,0	50
385		21:19	13,0		(2,6)	9,0	80	2,6	20,0	40
386		21:47	13,6		(2,9)	9,0	110	2,9	20,0	40
387		21:51			2,0	9,0	40	1,9		
388		22:06	5,0							
389		22:20	3,0							
390		22:25	2,5		(2,0)	6,5	35	1,9		
391		22:25	18,0		(2,7)	10,0	75	2,5		
392		22:27	3,0							
393	1977 III 12	00:09	2,5							
394		03:54				7,0	58	2,4		
395		06:21	(13,6)						20,0	
396		08:09	14,0		(2,6)	1,5	67	2,5		
397		08:11	13,0		(2,5)					
398		08:18	8,5							
399		08:41	3,0							
400		09:03				16,5	50	2,1		
401		08:54				6,0	45	2,1		
402		10:30				6,0	28	1,7		
403		10:51	13,0		(2,4)	5,0	50	2,2		
404		12:44				6,0	35	1,9		
405		13:52				6,0	40	2,0		
406		13:27	13,0		4,0	9,0	200	3,5	20,0	80
407		18:02	12,0		3,7	9,0	200	3,5	20,0	105
408		22:05	14,0	36	(2,9)	9,2	100	2,8		
409	1977 III 13	02:21	(14,0)						20,0	30
410		05:11				2,0	25	1,6		
411		05:21	7,0						13,0	50
412		05:46	9,0		(3,2)	10,5	150	3,2	15,0	180
413		13:51			2,5	8,5	90	2,7	20,0	50
414		18:48	18,1	270	3,7	14,0	250	3,7	20,5	380
415		20:02	6	55	2,3	9,0	600	2,3		

	1	U	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1977 III 13	21:58	5,0	50	2,2								
	22:06	15,0	(125)	3,0						11,0	180	3,7
	22:07	12,0	27	1,5								
	22:21						2,0	14	1,0			
	23:10						2,2	25	1,6			
	23:11											
	23:11											
	23:11											
1977 III 14	05:54	2,0	30	1,8								
	12:01	3,0	25	1,5								
	12:09	3,0	20	1,4								
	12:49	13,0	185	3,5	(12,0)					18,0	210	3,1
	15:53	4,0	50	2,2								
	16:27	2,0	22	1,5								
	16:28	2,0	22	1,5								
	16:28	1,5	22	1,5								
	16:32	3,0	22	1,5								
	17:14	3,0	40	2,0								
	17:15	2,0	22	1,5								
	19:21										180	
	21:16	3,5	55	2,3	9,0	46	2,0					
	21:31	3,5	40	2,0								
	22:00					3,0	12	1,0				
	23:50	2,5	40	2,0								
1977 III 15	04:50	5,0	35	1,9	8,0	40	1,9					
	07:45				6,0	30	1,8					
	10:53	13,0		(3,0)	14,0	85	3,0					
	10:54			(2,7)	13,0	60	2,7					
	11:36				14,5	45	2,0					
	12:51									5,0	34	2,3
	18:48	2,0		1,4								
	19:04	5,0		1,8								
	19:05	11,5		(2,1)	9,0	50	2,1					
	21:24				5,7	28	1,7					
	22:05	13,0	85	2,6	9,0	100	2,8					
1977 III 16	00:40											
	02:54	2,0	20	1,4								
	06:58	7,0	40	2,0								
	08:25				3,2	28	1,7					

0	1	U	2	3	4	5	6	7	8	9	10
455	1977 III 16	09:41					8,0	30	1,6		
456		14:09					6,0	35	1,9		
457		19:03	16,0	110		2,9	5,0	120	3,1		
458		21:40								10,0	23
459	1977 III 17	00:41	4,0	21		1,4					
460		01:12					6,5	40	2,0		
461		01:40	9,0	33		1,8	5,0	50	2,2		
462		01:51					6,0	50	2,2		
463		04:05	3,0	35		1,9					
464		07:16	7,0	35		1,9	6,0	50	2,2		
465		08:44	11,0	40		1,8	2,0	30	1,8		
466		08:54	11,0	40		1,8					
467		09:56	5,0	15		1,2					
468		11:14								5,0	40
469		11:30	3,0	25		1,5					
470		12:59	7,0	26		1,6					
471		13:26	15,0	37		1,8					
472		13:33	8,0	31		1,8					
473		20:53	6,0	27		1,7	14,0	30	1,6		
474		21:30	3,0	20		1,4					
475		21:33	3,0	20		1,4					
476	1977 III 18	01:49	9,0	56		2,3	16,0	55	2,5		
478		02:19	19,0	49		2,1					
479		04:15	2,5	25		1,5					
480		08:28	9,0	40		2,0					
481		12:25	4,5	30		2,3					
482		12:31	5,0	55		1,8	9,0	65	2,3		
483		12:50	4,0	25		1,5					
484	1977 III 19	01:39					3,0	30	1,8		
485		02:11	6,5			(2,3)				9,0	30
486		11:08	8,7								
487		12:25	9,0				5,5	50	2,2		
488		18:43									
489	1977 III 20	03:57	12,0								
490		04:11					15,5	50	2,1		
491		04:25	12,0				11,5	52	2,1		
492		06:13					8,0	40	1,9		
493		09:42					5,0	30	1,8		
494		12:38					9,0	45	2,0		
495		19:54	8,0								

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
96	1977 III 20	20:10				7,0	30	1,8			
97		22:09				6,0	30	1,8			
98	1977 III 21	00:36	11,0		(3,0)	8,0	120	3,0			
99		01:10	17,0		(2,9)	14,0	70	2,9			
100		15:57									
101		20:34	12,0		(2,9)	(18,0)	70	2,9			
102	1977 III 22	02:21	18,0		(3,7)	8,0	160	3,7			
103		03:24	18,7		(3,5)	9,0	210	3,5	19,0		3,3
104		03:55	18,0		(3,4)	6,5	175	3,4	20,0		3,1
105		04:31	6,0								
106		08:27	12,7	258	3,7		230	3,7	2,0		3,8
107		09:44	9,0	89	2,8	5,5	80	3,1			
108		15:16	7,0								
109		23:57	17,0								
110	1977 III 23	10:06	14,0						20,0	70	1,9
111	1977 III 24	01:15	9,0		(3,0)	15,5	120	3,0	13,5		2,7
112		01:28	9,0								
113		12:26	7,6		(1,1)				15,0	40	2,8
114		17:44	4,8		(1,7)	8,5	30	1,6			
115		19:03				8,0	45	2,0			
116		20:50	2,2								
117		22:02				6,5	45	2,1			
118	1977 III 25	02:31	2,0								
119		03:50	8,0		(2,7)	12,5	85	2,6	20,0	50	2,7
120		05:33	2,4								
121		07:25	12,0								
122		13:51							13,0	50	3,3
123		19:03	7,0								
124		20:15	2,0								
125		20:17	2,0								
126		23:44				10,5	55	2,2	20,0		(2,9)
127	1977 III 26	01:14					150	1,1			
128		04:48	11,5		(2,1)	8,5	50	2,1			
129		06:39	13,0								
130		06:54	13,0		(2,4)	13,0	70	2,4			
131		08:29	13,0								
132		12:31									
133		21:51	8,6		3,5	20,0	200	3,5	15,0	160	3,9

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
534	1977 III 26	22:21	13,1		3,4	(4,0)	16o	3,4	15,0	15o	3,8
535		22:55									
536	1977 III 27	11:38	8,0						6,5	45	2,6
537		13:34	6,0								
538		18:18	8,0								
539	1977III 28	03:18	7,5		(2,0				9,0	3o	2,4
540		03:49				11,0	7o	2,4			
541		06:44	13,0								
542		06:59				8,8	7o	2,4			
543		15:17	14,0		3,4						
544		15:38	10,0								
545		22:20			3,7	12,0	16o	3,7	13,0	10o	2,8
546	1977 III 29	08:33			3,2	10,0	10o	3,2	2,3	10o	2,7
547		08:48							15,0	4o	2,6
548		08:19			3,1	20,0	12o	3,1			
549		08:28			3,1	22,0	12o	3,1			
550		11:58				11,0					
551		12:51	8,0								
552		16:48	12,5								
553		17:16	13,0		3,4				9,0	41	3,1
554		17:31			(3,5)	11,5	13o	3,5			
555		19:19	2,0	25	1,5						
556		19:19	2,0	25	1,5						
557		20:15	2,0	25	1,5						
558		20:17	2,0	25	1,5						
559		22:25				3,2	3o	1,8			
560		23:50	2,5	25	1,6						
561	1977 III 30	02:46									
562		03:20	5,0	27	1,6	9,0	8o				
563		04:24									
564		04:31	13,0								
565		10:08	(13,0)								
566		13:15									
567		16:15									
568		16:21	5,0								
569		19:14									
570		20:57	13,0								
571		21:47	13,0								
572		22:52	2,0								

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1977 III 31	20:58	13,0		(3,1)					20,5	70	3,1
	22:15					8,0		2,6			
1977 I 1	00:20	15,0		(2,8)					10,0	35	2,8
	00:51	2,0	30	1,8							
	04:56	2,0	30	1,8							
	07:06	2,0	30	1,8							
	07:27	12,5	135	3,1	17,5				10,0		2,9
	08:17	5,0	35	1,9							
	12:03	18,5	45	2,0							
1977 IV 1	13:51	3,5	20	1,4							
	14:52	11,0	30	1,6							
	17:05	14,0	140	3,1	18,0				16,0		
	12:00	1,5	95	2,8	11,0						
	22:02	2,5	37	1,9							
	22:04	2,0	16	1,2							
	22:38	1,5	57	2,4	9,0						
	22:57	1,0	11	0,8							
	23:08	1,5	32	1,8							
	23:09	0,5	10	0,7							
1977 IV 2	00:55	2,0	33	1,8							
	01:23	2,0	25	1,5							
	01:25	2,0	23	1,5							
	02:19				12,5						
	08:54	2,0	31	1,8							
	09:16	2,0	30	1,8							
	10:59	1,5	20	1,4							
	10:59	2,5	15	1,1							
	18:34	2,0	28	1,7							
	18:34	3,5	21	1,4							
	20:05	1,5	24	1,5							
	20:21								22,0		
	23:18	12,0	25	3,5	18,5				12,5	110	34
	23:58	(24,0)									
1977 IV 3	04:24	2,0	35	1,9							
	05:08	6,0	20	1,4							
	07:47	(24,5)	70	2,6							
	09:09	5,0	23	1,5							
	09:18	2,5	15	1,1							

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
611	1977 IV 3	10:44	7,5	15	1,1						
612		12:01	(24,5)	(50)							
613		12:46	1,0	15	1,1						
614		16:03	2,5	15	1,1						
615	1977 IV 4	02:16	8,5	295	3,9	9,0			15,0	130	3,7
616		03:10	2,0		1,5						
617		03:26	4,0		1,5						
618		03:39	2,0	40	2,0						
619		03:41	1,5	20	1,4						
620		11:25	24,5	145	3,2	21,0			12,5	60	3,0
621		13:47	1,5	17	1,3						
622		14:12	1,5	15	1,1						
623		15:53	1,5	16	1,3						
624		19:02							2,0	10	1,2
625	1977 IV 5	10:00	10,5			13,0					
626		10:58				3,0	14				
627		11:59				2,0	30				
628		14:17	10,5			12,5					
629		14:31	15,5			6,5	33				
630		22:11	2,0	55	2,3	10,0					
631		22:40	11,5	58	2,3	5,0					
632		23:30				6,5	46				
633	1977 IV 6	02:44							1,5	50	
634		03:10	4,0	42	1,8						
635		05:11	2,0	18	1,3						
636		08:06	11,5	60	2,3	12,0					
637		09:06	3,5	65	2,5						
638		12:10							6,0	20	1,9
639		12:13							6,5	50	2,7
640		12:15							6,0	13	1,5
641		14:38	24,5	85	2,7						
642		15:10	23,5								
643		15:36	19,5								
644		21:16	24,5	70	2,6						
645	1977 IV 7	00:42	1,5	21	1,4						
646		01:35	2,7	50	2,2	14,5					
647		02:35	10,5	35	1,9						
648		08:26	1,5	16	1,2						
649		08:51	1,0	16	1,2						

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0	1977 IV 7	10:21	24,5						18,5	90	3,6
1		10:22	13,5	90	2,7						
2		12:20	13,0	24	1,4				2,5	210	2,4
3		12:44	8,0	20	1,4						
4		13:17	10,5	35	1,9	11,0					
5		13:46							5,0	15	1,6
6		13:50	15,5	36	1,7	4,0	17				
7		16:21	25,0	60	2,4						
8	1977 IV 8	12:02	11,0	50	2,1						
9		12:13	5,5	45	2,1						
10		14:15	1,0	18	1,4						
11		21:05							2,0	8	1,2
12		21:31	8,5	48	2,2				1,5	45	2,5
13		21:35							2,0	28	2,1
14		21:36							1,5	13	1,4
15		21:41							2,0	15	1,6
16									1,5	20	1,8
17	1977 IV 9	01:02									
18		03:38	16,0	100	2,8	18,5					
19		04:33	12,0	70	2,4	9,5					
20		08:28	3,0	28	1,6						
21		12:41	31,0	85	2,7	23,0					
22		13:35	4,0	48	2,1						
23		14:03	2,5	22	1,5						
24		20:10							1,5	15	1,5
25		23:56	6,5	42	2,1	5,0					
26	1977 IV 10	00:26	18,0	190	3,5	11,5			14,5	100	3,5
27		02:38	1,5	25	1,2						
28		02:48	2,0	22	1,5						
29		02:16	14,0	30	1,6						
30		07:31	11,0	50	2,1	12,0					
31		08:33	0,5	24	1,5						
32		10:36	2,0	31	1,8						
33		10:38	8,5	26	1,5						
34		10:39	4,0	15	1,1						
35		13:45	8,0	35	1,9						
36		14:47	14,0	33	1,7						
37		14:57	5,5	36	1,9						
38		15:33	6,0	44	2,1	10,0					
39		15:52	6,0	25	1,5						

[illegible]

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28	1977 IV 13	07:04	1,5	23	1,5						
29		07:40	1,5	23	1,5						
30		07:55									
31		14:29	2,0	14	1,1						
32		20:11	8,0	35	1,9	6,0					
33		21:07	11,5	50	2,1	13,0					
34		22:02	0,5	7	0,4						
35	1977 IV-14	00:30	4,0	36	1,9	(6,0)					
36		02:01				5,0	34				
37		02:24	4,5	27	1,7						
38		02:30	2,0	13	1,0						
39		04:42	1,5	10	1,7						
40		05:09	1,5	8	0,5						
41		05:13	1,5	14	1,1						
42		08:37	10,5	76	2,6	10,5					
43		08:55	1,5	42	2,0						
44		11:02	8,0	57	2,4	5,0					
45		12:58	6,0	110	3,0	12,5					
46		13:32	4,5	14	1,1						
47		16:54	1,0	60	0,3						
48		17:19	5,5	46	2,1	6,0					
49		17:22	24,0	115	3,0						
50		18:14	24,0	140	3,2	31,0			15,0	60	
51		19:29	12,0	22	1,3						
52		19:42	3,5	20	1,4						
53	1977 IV 15	03:35	5,0	22	1,4						
54		07:00	7,0	50	2,6	6,5					
55		07:54	2,0	15	1,1						
56		08:13	1,5	6	0,3						
57		09:16	8,5	76	2,6	21,5					
58		10:06	10,5	83	2,7	10,0					
59		10:32	10,5	37	1,9	14,0					
60		10:42	5,5	27	1,6						
61		10:52	28,0	52	2,2						
62		10:53	9,0	58	2,4	9,0					
63		12:10	2,0	22	1,5						
64		12:11	5,0	30	1,8						
65		23:54				4,0	48				
66	1977 IV 16	00:13	6,0	36	1,9	5,0	50				

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
767	1977 IV 16	00:26				10,5					
768		04:55	3,0	3	1,5						
769		06:03	3,8	10	0,7						
770		07:05				0,4					
771		09:01	24,5	21							
772		10:17	8,0	15	1,11						
773		12:19				5,0	27				
774		13:17	4,0	13	1,0	6,0					
775		17:25				5,0	25				
776		21:35				3,2	75				
777		221:46	5,0	43	2,1	6,8	50				
778		22:43				3,0	21				
779	1977 IV 17	00:45	6,2	33	1,8						
780		03:40	2,4	12	0,9						
781		03:53				2,0	38				
782		09:10				3,0					
783		10:19	13,7	104	2,8	13,8	62				
784	1977 IV 18	09:50	8,8	18	1,3						
785		12:41	10,5						5,5	25	2,0
786		14:01	5,0	11	0,7						
787		15:16	2,5	14	1,1						
788		22:14	14,5								
789		22:18				13,0	34				
790		22:32	12,8	26	1,4						
791	1977 IV 19	00:38	7,5	70	2,6						
792		02:32	1,8	13	1,0						
793		04:44	1,1	13	1,0						
794		06:20	5,8	21	1,4	6,0	30				
795		06:22	7,7	49	2,2	6,0					
796		12:52	11,7	150	3,2	17,4	72		(16,0)		
797		17:17	2,0	17	1,2						
798		17:56	(13,0)			(22,0)					
799		17:59	1,5	11	0,8						
800		19:21	2,2	9	0,6						
801		19:24	1,7	25	1,5						
802		21:31	1,8	30	1,8						
803		21:48	1,7	8	0,5						
804		22:31	2,0	23	1,5						

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
05	1977 IV 20	05:17	3,9	40	2,0						
06		06:49	2,0	14	1,1						
07		08:16	1,0	13	1,0						
08		09:47	4,0	13	1,0						
09		11:42	2,0	20	1,4						
10		11:49	0,7	12	0,9						
11		12:20	6,7	41	2,0						
12		13:27				2,3	16				
13		21:16						2,0		3,8	
14		23:17							140	3,0	
15	1977 IV 21	04:03									
16		07:12	7,0	16	1,1						
17		07:14	4,0	15	1,1						
18		11:15	4,8	29							
19		11:47	4,0	13	1,0						
20		12:05	7,0	30	1,8						
21		12:11	5,0	15	1,1						
22		15:09									
23		16:43	2,7	13	1,0						
24		21:32	2,5	28	1,6						
25		22:16	12,5	19	1,3						
26	1977 IV 22	01:44	4,0	23	1,5						
27		02:10	5,5	17	1,2						
28		02:21									
29		03:00	3,0	15	1,1						
30		04:25	2,7	24	1,5						
31		04:32	4,4	19	1,4						
32		08:59	13,5	92	2,7	11,2	(45)				
33		15:11	11,6	24	1,4						
34		17:07	3,9	52	2,2	13,5					
35		18:21				(3,0)					
36		19:51	4,0	16	1,1						
37		22:59	2,0	10	0,7						
38	1977 IV 23	02:48	(1,0)	9	0,6						
39		13:49	2,5	54	2,3						
40		14:19	3,0	22	1,4						
41		18:19	4,3	56	2,3						
42		21:40	4,0	41	1,9						
43		22:36	3,5	1,6	1,1						

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
844	1977 IV 24	06:25				5,5	5,5	44				
845		10:09	5,0	29	1,8	9,6						
846		12:34	5,0	36	1,9	6,0	39					
847		12:55	2,3	30	1,8							
848		15:14	2,0	21	1,4							
849		15:27					6,0	21				
850		19:12					14,0	60				
851		22:09	24,5	(3,8)	30,0					19,0	165	4,1
852	1977 IV 25	00:32	5,0	36	1,9	10,4	42					
853		03:06	5,6	25	1,5	8,0						
854		10:49	1,8	65	2,5	7,0						
855		11:42	3,0	19	1,4							
856		12:09	1,8	13	1,0							
857		12:24	2,5	19	1,4							
858		12:31										
859		12:58	2,1	36	1,9							
860		13:59	2,5	33	1,8							
61		14:00	3,1	15	1,1							
62		14:05	2,0	30	1,8							
863		14:08	1,5	38	2,0 (15,0)							
864		14:12	2,1	20	1,4							
865		14:15	2,0	23	1,5							
866		14:44	2,5	23	1,5							
867		15:21	2,5	20	1,4							
868		15:22	4,0	20	1,4							
869		15:31	2,5	30	1,8							
870		19:57	2,8	32	1,8							
871		20:21	13,8	80	2,6 (18,3)					2,5	80	3,0
872		22:33	2,0	22	1,5							
873		22:40	2,5	20	1,4							
874	1977 IV 26	01:57	4,9	22	1,5	7,3						
875		05:49	14,5	85	2,6	15,5						
876		07:49	6,2	70	2,6	4,5	48					
877		11:19			1,4	5,3	46					
878		11:35	10,5	20	1,4							
879		11:14	9,5	60	2,4	11,0	38					
880		13:27	3,2	45	2,1	11,5				4,0	35	2,3
881		16:05	2,5	16	1,1							
882		19:50					6,0	22				

1	U	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
19777IV	26	21:02	3,5	14	1,1	6					
		21:03	1,4	14	1,1						
1977 IV	27	00:02	7,5								
		00:03	10,8	29	1,8						
		00:10	2,0	105	0,7						
		01:35				3,5					
		02:07									
		02:08									
		03:52	11,0	55	2,2	13,0	68				
		06:02	1,8	20	1,4						
		07:16	5,0	70	2,6	5,6	60				
		10:04	13,0	30	1,6						
		10:41	14,0	40	1,8						
		10:44	7,0	10	0,7						
		11:25	(5,5)	(30)	1,8						
		12:33	7,5	35	1,9						
		12:36				4,7	20				
		12:40				5,8	23				
		14:41	5,2	40	2,0						
		16:05	4,5	20	1,4						
		16:45	9,0	44	2,1						
		21:02	2,3	32	1,8						
		21:24	6,0	62	2,4						
1977 IV	28	00:42	1,5	26	1,5						
		04:10	(1,0)	15	1,1						
		05:30	(1,0)	14	1,1						
		07:19	2,3	12	0,9						
		07:32	1,7	20	1,4						
		08:39	2,6	22	1,5						
		08:39	2,9	22	1,5						
		18:41	13,5	28	1,5						
		02:45	6,0	40	2,0	5,0	36				
		02:48	2,0	12	1,1						
		09:56	2,3	24							
		11:02	8,5	80	2,7	10,5	75	1,7			
1977 IV	29	11:40	6,5	30	1,8	6,0	22	1,5			
		14:37	12,5	76	2,5	10,5	85	2,2			
		20:23	4,2	16	1,1						
		22:29				6,5	20	1,4			
		23:06	6,5	24	1,5	7,0	20	1,4			

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
923	1977 IV 29	23:13	3,1	14	1,1					
924	1977 IV 30	00:26	5,2	21	1,4					
925		01:37				(20,0)	(110)			
926		03:56	3,3	120	3,1	11,8	88	2,8	7,0	76 3
927		04:12	4,5	25	1,5					
928		04:29	4,5	17	1,2					
929		06:42	4,6	29	1,8					
930		06:43	4,0	40	2,0					
931		07:07	2,0	21	1,4					
932		07:57	4,3	22	1,4					
933		10:50	4,2	40	2,0					
934		11:57	(15,5)	40	2,0				6,7	50 2
935		12:18	4,0		(3,4)				7,0	60 2
936		13:03	4,8	29	1,8					
937		14:14	13,5	45	2,0					
938		15:01	4,5	16	1,1					
939		19:53	11,5	30	1,6					

Datele de observație (Tabela I) folosite în acest studiu se referă la caracteristicile cinematice (momentul de sosire, diferența S-P, durata de oscilație τ) și dinamice (magnitudinea M) pentru 735 cutremure românești cu diferențe $0,5 \leq S-P \leq 19$ s înregis - trate la stația Cheia, cifră ce reprezintă 78% din numărul total de cutremure înregistrate. Măsurătorile au fost făcute de C.Radu și I.Apopei pentru stația Cheia și de S.Iosif și T.Iosif pentru stațiile Vrfincioaia și Cîmpulung.

Distributia în timp

Evoluția în timp $N = f_1(t)$ a activității seismice, exprimată prin numărul zilnic de cutremure a fost analizată în trei cazuri:

1. Mulțimea tuturor cutremurelor înregistrate la stația Cheia (735 șocuri cu $0,5 \leq S-P \leq 19,0$ s) (Fig. 2);
2. Mulțimile cutremurelor vrfincene (intermediare și normale- 365 șocuri cu $5,0 < S-P \leq 16,0$ s) și din vecinătatea stației Cheia (293 șocuri cu $S-P \leq 5,0$ s) (Fig. 3);
3. Mulțimile cutremurelor vrfincene intermediare (202 șocuri cu $11,0 \leq S-P \leq 16,0$ s) și normale (163 șocuri cu $5,0 < S-P < 11,0$ s) (Fig. 4).

Analiza diagramelor din Fig. 2-4 conduce la următoarele observații :

- activitatea seismică scade treptat în cursul lunii martie, avînd un pronunțat caracter oscilatoriu în primele 13 zile (4- 16 martie) ;
- activitatea seismică din prima zi, caracterizată prin 167 șocuri, reprezintă 40% din cea corespunzătoare lunii martie (419 cutremure)
- activitatea seismică crește în cursul lunii aprilie, avînd un caracter mai agitat în prima jumătate a acestei luni.

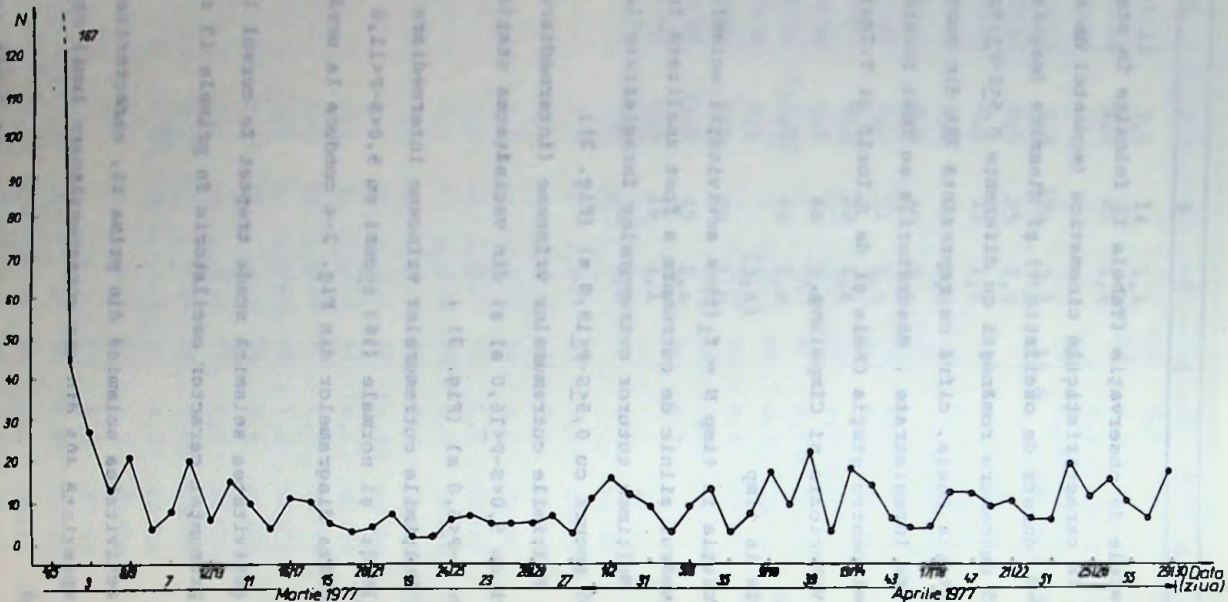
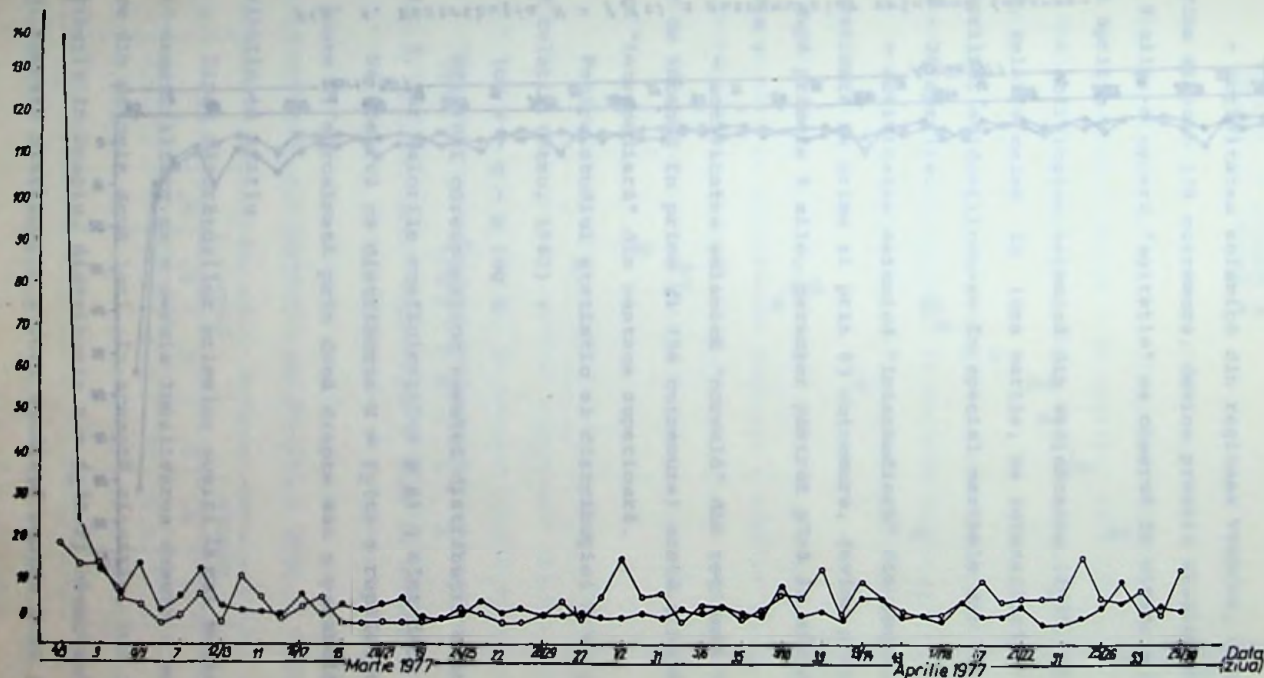


Fig. 2. Distribuția $N = f_1(t)$ a outhremurelor românești înragistrate la stația Ghisă (736 păsări cu $0,5 \leq S - P \leq 19,0s$).



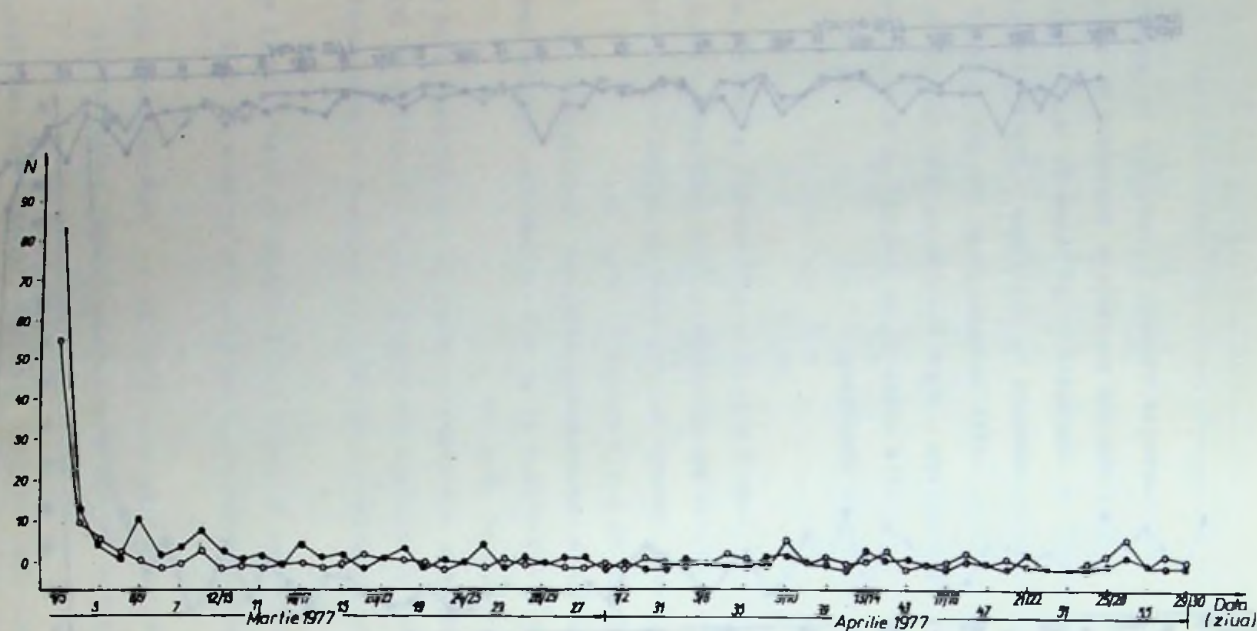


Fig. 4. Distribuția $N = f_1(t)$ a cutremurelor urâncene intermadiare (202 șocuri cu $11,0 \leq S - P \leq 16,0$ s) și normale (163 șocuri cu $5,0 < S - P < 11,0$ s).

- activitatea seismică din regiunea Vrancea, caracterizată în prima zi prin 139 cutremure, devine practic staționară după primele 9 zile; o ușoară "agitație" se observă în ultimele 20 zile ale lunii aprilie ;

- activitatea seismică din vecinătatea ($\Delta \leq 30$ Km) stației Cheia, relativ calmă în luna martie, se intensifică în cursul lunii aprilie, evidențiindu-se în special maximele din 1 - 4, 10 - 13, și 24 - 26 aprilie.

- activitatea seismică "intermediară" din regiunea Vrancea, caracterizată în prima zi prin 83 cutremure, devine practic staționară după primele 9 zile, caracter păstrat până la sfârșitul lunii aprilie ;

- activitatea seismică "normală" din regiunea Vrancea, deosebit de intensă în prima zi (56 cutremure) arată o bună corelație cu cea "intermediară" din mantaua superioară.

Pentru studiul statistic al distribuției $N = f_1(t)$ s-a folosit relația (Utsu, 1961) :

$$\log N = q - p \log t \quad (1)$$

Graficul corespunzător acestei distribuții este prezentat în Fig. 5, iar valorile coeficienților p și q sînt date în Tabela II.

Se observă că distribuția $N = f_1(t)$ a replicilor "intermediare" poate fi aproximată prin două drepte sau o parabolă.

Distribuția în spațiu

Lipsa măsurătorilor primelor sosiri la mai multe stații cu înaltă sensibilitate nu a permis localizarea exactă a activității seismice din primele două luni. În această situație, vom înțelege prin distribuția în spațiu, distribuția $N = f_2(S-P)$ observată la stația Cheia. Această distribuție a fost studiată pentru trei perioade de

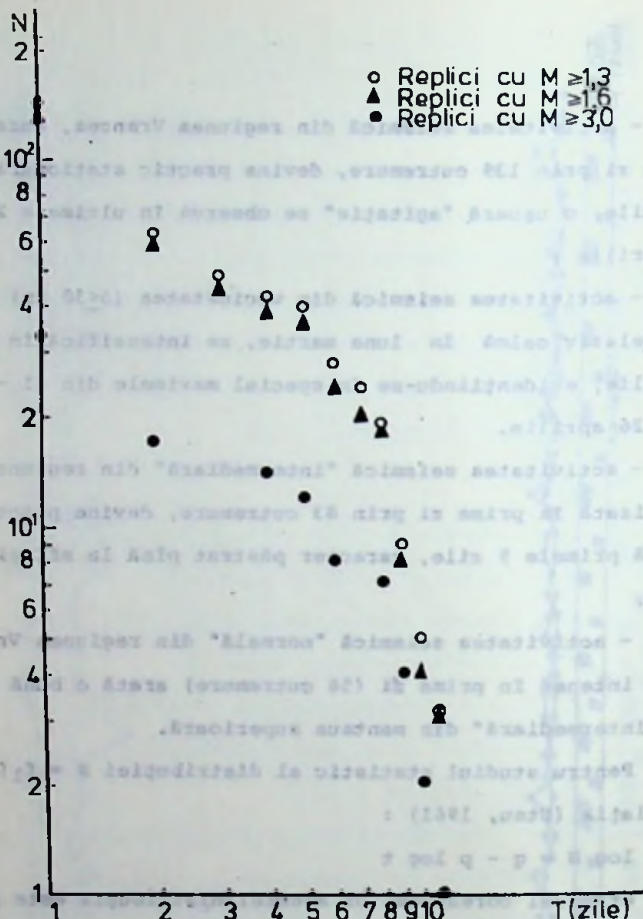


Fig. 5. Frecvența în timp a replicilor "intermediare" pentru diferite intervale de magnitudine.

TABELA II

Distribuția în timp a replicilor intermediare ($\log N = q - p \log t$)

Ramura 1			Ramura 2			ΔM	N_C
q_1	p_1	N_1	q_2	p_2	N_2		
2,13	0,85	127	6,49	5,78	19	1,3-4,3	146
2,09	0,89	113	6,42	5,76	18	1,6-4,3	131
1,50	0,68	26	6,41	6,13	7	3,0-4,3	33

Observații: Ramura 1: $t_1 = 1 - 7$ zile; Ramura 2: $t_2 = 8 - 11$ zile; $N_C = N_1 + N_2$

tiimp:

- 1 - Perioada 4 martie - 31 martie, 1977 (Fig. 6)
- 2 - Perioada 1 aprilie - 30 aprilie, 1977 (Fig. 7)
- 3 - Perioada 4 martie - 30 aprilie, 1977 (Fig. 8)

Analiza diagramelor din Fig. 6-8, conduce la următoarele

observații :

- în cursul lunii martie a avut loc o importantă activitate seismică în regiunea Vrancea, în mantaua superioară ($11,0 < S-P \leq 14,0$ s) și în vecinătatea imediată a stației seismice Cheia, în scoarță ($1,0 < S-P \leq 3,0$ s) ;

- în cursul lunii aprilie se observă o activitate seismică foarte importantă în vecinătatea imediată a stației Cheia, în scoarță ($1,0 < S-P \leq 2,0$ s) și o foarte slabă activitate în regiunea Vrancea în mantaua superioară; activitatea scade exponențial în intervalul $S-P < 9,0$ s ;

- în perioada martie-aprilie se observă o foarte importantă activitate în Vrancea, în mantaua superioară ($11,0 < S-P \leq 14,0$ s) și în vecinătatea stației Cheia, în scoarță ($1,0 < S-P \leq 2,0$ s); distribuția $N = f_2(S-P)$ are un caracter exponențial în cazul cutremurelor produse în scoarță ($S-P < 9,0$ s) și normal pentru cutremurele produse în mantaua superioară ($9,0 < S-P \leq 16,0$ s).

Corelația dintre distribuția $N = f_2(S-P)$ și distribuția reală a șocurilor vrâncene trebuie făcută cu mare atenție, deoarece există numeroase date (Radu, 1974; Radu și Apopei, 1977b) care arată că multe cutremure considerate intermediare din regiunea Vrancea, s-au produs în scoarță în afara acestei zone.

Distribuția exactă în spațiu a activității seismice ulterioare șocului din 4 martie 1977, poate fi obținută numai prin localizarea matematică a focarelor diferitelor evenimente seismice.

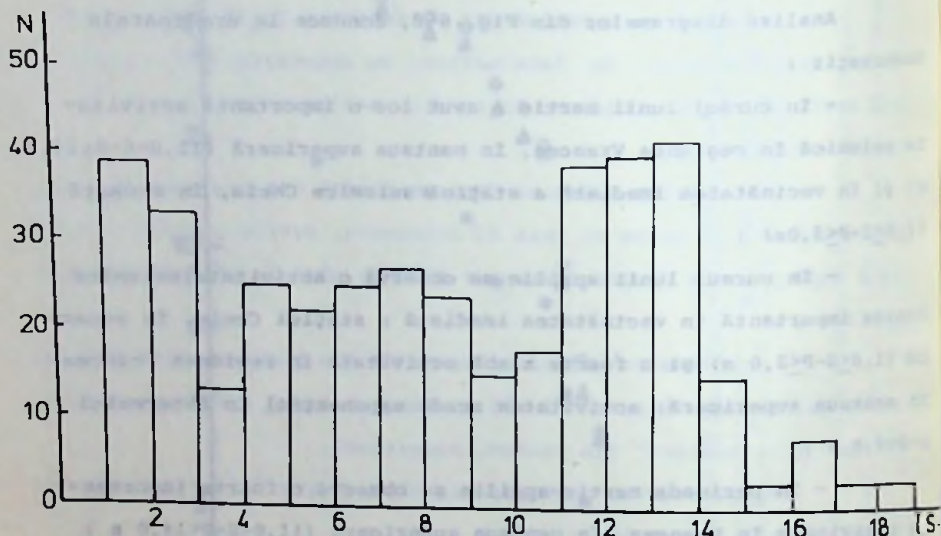


Fig. 6. Distribuția $N = f_2(S - P)$ a cutremurelor românești înregistrate la stația Cheia, în perioada 4 martie - 31 martie, 1977.

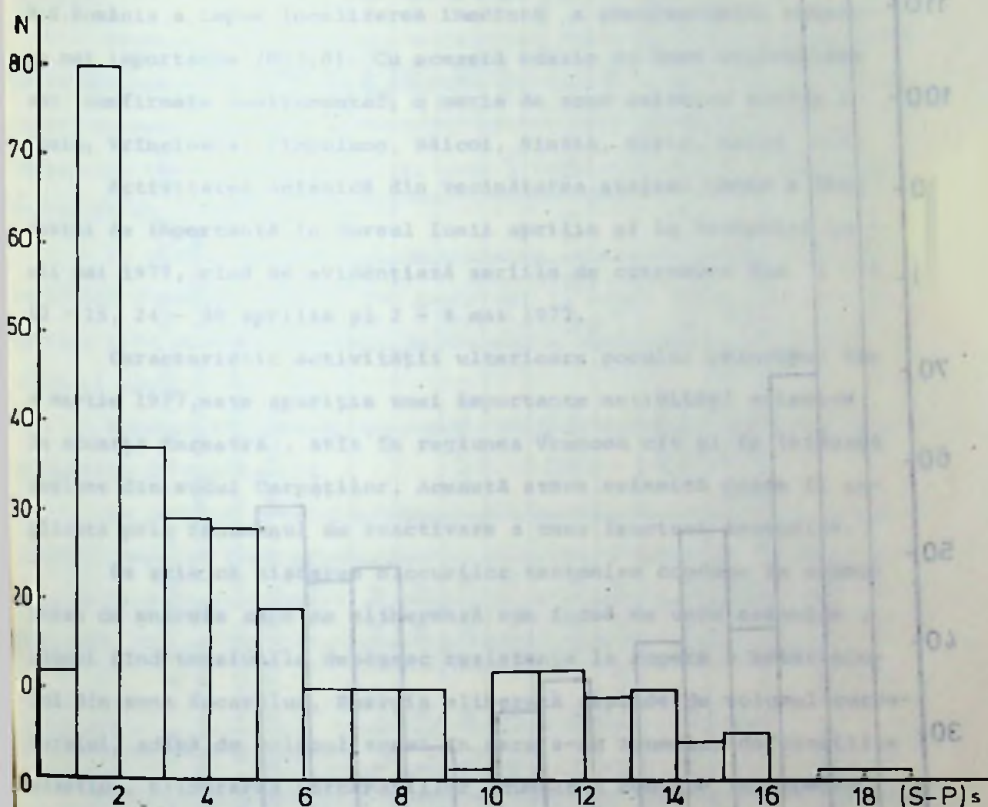


Fig. 7. Distribuția $N = f_2(S - P)$ a cutremurelor românești înregistrate la stația Cheia în perioada 1 - 30 aprilie, 1977.

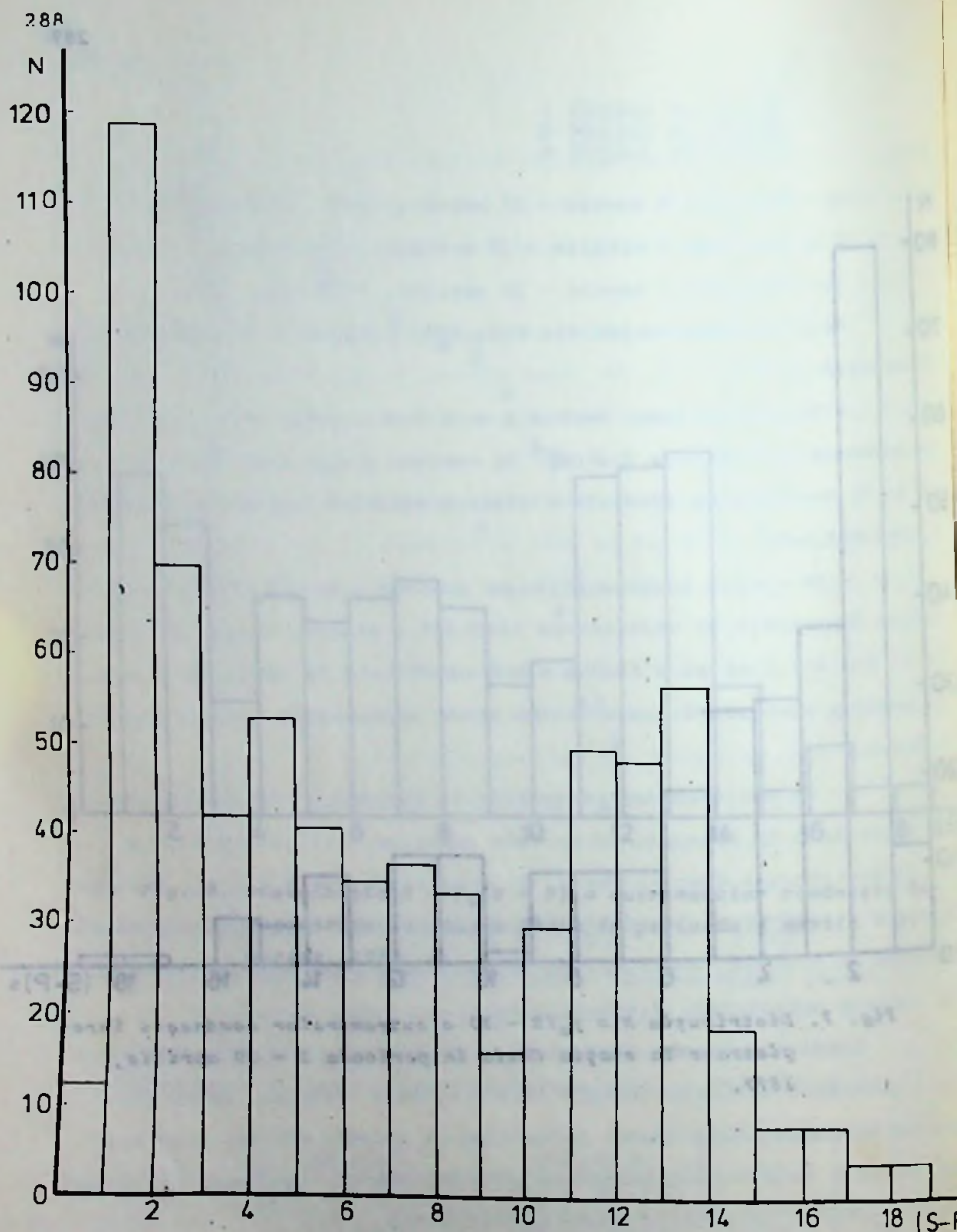


Fig. 8. Distribuția $N = f_2(S - P)$ a cutremurelor românești înregistrate la stația Cheia în perioada 4 martie - 30 aprilie, 1977.

Asigurarea serviciului de veghe seismică a teritoriului R.S.România a impus localizarea imediată a evenimentelor seismice mai importante ($M \geq 3,0$). Cu această ocazie au fost evidențiate sau confirmate instrumental, o serie de zone seismice active : Cheia, Vrîncioaia, Cîmpulung, Băicoi, Sinaia, Siriu, Lotru etc.

Activitatea seismică din vecinătatea stației Cheia a fost destul de importantă în cursul lunii aprilie și la începutul lunii mai 1977, cînd se evidențiază seriile de cutremure din 1 - 4, 12 - 15, 24 - 30 aprilie și 2 - 4 mai 1977.

Caracteristic activității ulterioare șocului principal din 4 martie 1977, este apariția unei importante activități seismice în scoarța terestră, atât în regiunea Vrancea cît și în întreaga regiune din sudul Carpaților. Această stare seismică poate fi explicată prin fenomenul de reactivare a unor fracturi tectonice.

Se știe că mișcarea blocurilor tectonice conduce la acumularea de energie care se eliberează sub formă de unde seismice, atunci cînd tensiunile depășesc rezistența la rupere a materialului din zona focarului. Energia eliberată depinde de volumul cutremurului, adică de volumul zonei în care s-au acumulat deformațiile elastice. Eliberarea deformațiilor acumulate conduce la ruperea echilibrului tectonic în zonă, rupere care se caracterizează și prin apariția de noi fracturi care uneori pot deveni active și deci generatoare de cutremure.

În cazul cutremurelor foarte puternice, ruperea echilibrului tectonic poate avea loc pe suprafețe mari, fapt care face ca o serie de fracturi, situate relativ departe de zona epicentrală, să devină active, adică să genereze cutremure care sînt mult mai slabe decît șocul "excitator". Această "trezire" a fracturilor, a faliiilor din scoarța terestră, ca urmare a impulsului primit de

TABELA III

Parametrii cutremurului din 20 aprilie 1977

Data	Ora	φ°_N	λ°_E	Zona epicentrală	h km	M	I_0	Sursa
1977 IV 20	21 16 17	44°,23	26°,47	Budești-Rădovanu	20-25	3,8	IV	RA - 21 IV 1977 (1 stație)
IV 20	21 16 16,6	44°11',61	26°26',65		20			IGK - 22 IV 1977
IV 20	21 16 17	44°,26	26°,39	Budești-Vărăști	20-25	3,8	IV-V	RA - 22 IV 1977 (5 stații)
IV 20	21 16 17	44°,28	26°,30		10			CSEM - 15 VI 1977
IV 20	21 16 17,2	44°,30	26°,30	Frumușani	11			CSEM - 21 XI 1977
IV 20	21 16 18,4	44°,28	26°,31		90			NEIS - 28 VII 1977
IV 20	21 16 15,03	44°15',9	26°16'		8,2			Bonjer et al., 1979

Observații: RA - Radu C., Apopei, I., 1977c

IGK - Institutul de geofizică din Karlsruhe

CSEM - Centrul seismologic european-mediteranean

NEIS - Serviciul național de informare seismică, Colorado

Magnitudinea - MLV = 3,4 (SKO), MLG = 3,9 (SKO), MLH = 3,6 (SKO)

la un cutremur foarte puternic, am numit-o proces de reactivare a faliilor.

Procesul de reactivare a faliilor poate avea loc din aproape în aproape și atunci este vorba de fenomenul de migrație a focarelor, fenomen observat și în cazul activității seismice ulterioare șocului din 4 martie 1977, și care a fost analizat în detaliu de Bonjer et al (1979).

În cadrul fenomenului de migrație seismică asociat cutremurului din 4 martie 1977 un rol important îl ocupă cutremurul din 20 aprilie 1977 produs în partea de sud-est a municipiului București (Radu și Apopei, 1977 c).

Parametrii acestui cutremur, conform diferitelor surse sînt prezentați în Tabela III.

Se remarcă precizia determinărilor făcute de Radu și Apopei (1977c), imediat după producerea cutremurului, folosind înregistrările de la 1 stație (BUC.) și respectiv 5 stații seismice (BUC, CFR, ISR, MLR și VRI), în raport cu determinările ulterioare.

Determinarea magnitudinii

Problema clasificării magnitudinale a cutremurelor produse pe teritoriul R.S.România, și în special în regiunea Vrancea, a fost analizată amănunțit într-o serie de lucrări anterioare (Radu, 1972, 1974; Radu și Zămărcă, 1972, 1974; Radu și Apopei, 1977 a, 1977 b).

Pentru determinarea magnitudinii cutremurelor slabe, s-au folosit următoarele metode (Radu, 1974) :

1. Determinarea magnitudinii M , folosind formula (Iida, 1967):

$$M_t = \log A + 1,50 \log \tau + 1,20 ; \quad \tau = S - P < 100 \text{ s} \quad (2)$$

2. Determinarea magnitudinii M , folosind clasa de energie

$K = \log E_j$ pe baza diagramei $K = K_2(A/T, \tau)$ propusă de Fedotov (1963,

1968) și extrapolată pentru $K < 7$:

$$M_K = f_K(K, A/T, \tau) \quad (3)$$

Clasa de energie K este legată de magnitudinea M prin formula (Gutenberg și Richter, 1956) :

$$\log E = 4,8 + 1,5 M \quad (4)$$

Limitele aplicării celor două metode au fost analizate amănunțit de Radu (1974).

3. Determinarea magnitudinii M , folosind o relație de forma (Bisztricsány, 1958; Solovev, 1965; Tsumura, 1967) :

$$M_t = a + b \log t + c \Delta^0 \quad (5)$$

unde $t = F - P$, reprezintă durata de oscilație pentru diferite valori ale raportului semnal/zgomot.

Determinarea magnitudinii cutremurelor vrâncene prin cele trei metode prezentate mai sus conduce în general la valori apropiate între ele, dar pentru clasificare vom prefera sistemele M_t și M_c care sînt mai puțin "criticabile" (Radu, 1974; Radu și Apopei, 1977 b).

Pentru clasificarea magnitudinală a cutremurelor românești înregistrate la stația seismică Cheia în perioada 4 martie-30 aprilie 1977, am folosit, în primă etapă, relații de forma (5). În urma analizei diferitelor formule de calcul am adoptat formula (Radu și Apopei, 1977 a) :

$$M = 2,25 \log t - 1,73 \quad (6)$$

pentru cutremurele apreciate ca intermediare ($11,0 < S - P \leq 16,0$ s) și formula (Iosif și Iosif, 1976) :

$$M = 2,15 \log t - 1,42 \quad (7)$$

pentru cutremurele normale ($S - P < 11,0$ s)

Remarcăm că folosirea relației (Lee et al., 1972) :

$$M = -0,87 + 2,0 \log t + 0,0035 \Delta_{km} \quad (8)$$

pentru clasificarea magnitudinală a cutremurelor românești, și în particular a celor intermediare din regiunea Vrancea, nu este adecvată deoarece aceasta are un pronunțat caracter regional și corespunde sistemului M_L (magnitudinea locală).

Analiza magnitudinilor M calculate cu formulele (6) și (7) arată că magnitudinea minimă identificată este $M_{\min} = 0,3$ (3 observații), iar magnitudinea maximă este $M_{\max} = 4,3$ și corespunde cutremurului din 5 martie 1977, $H = 00h00m$.

Distribuția în timp a magnitudinilor $M = f_3(t)$ este dată în Fig. 9. Se observă că cutremurele cu magnitudinea maximă ($M = 4,3$; $M = 4,0$) s-au produs în prima și respectiv a opta zi după producerea șocului principal.

Relația frecvență - magnitudine

Clasificarea magnitudinală a șocurilor care au urmat cutremurului catastrofal din 4 martie 1977, a permis studiul legii de frecvență, folosind relația (Gutenberg și Richter, 1954) :

$$\log N = a - bM \quad (9)$$

Coeficienții a și b au fost calculați prin metoda probabilității maxime, cu ajutorul formulelor (Utsu, 1961) :

$$b = \frac{0,4343}{\bar{M} - M^*} \quad (10)$$

$$a = \log N (M > M^*) + M^* b \quad (11)$$

Graficele corespunzătoare ecuației (9) studiate în diferite ipoteze, sînt prezentate în Fig. 10 - 13, iar valorile coeficienților a și b în Tabela IV.

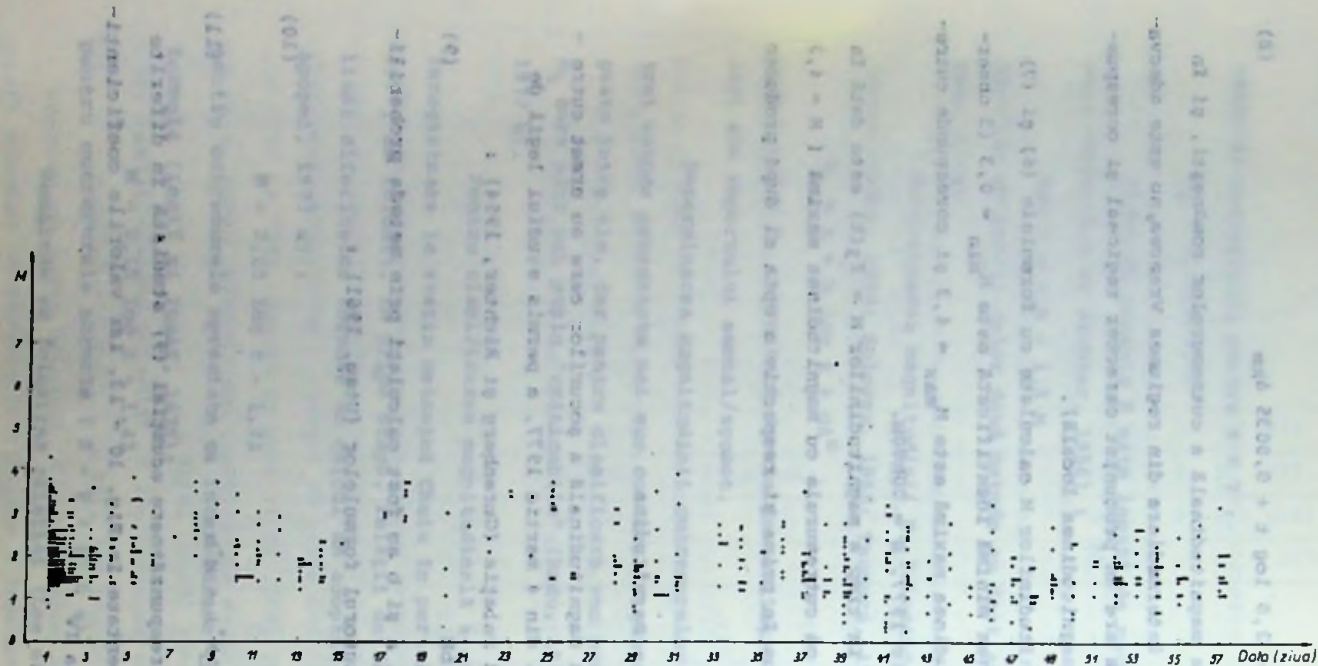


Fig. 9. Distribuția $M = f_2(t)$ a magnitudinilor cutremurelor românești înregistrate la stația Cheia în perioada 4 martie - 30 aprilie, 1977.

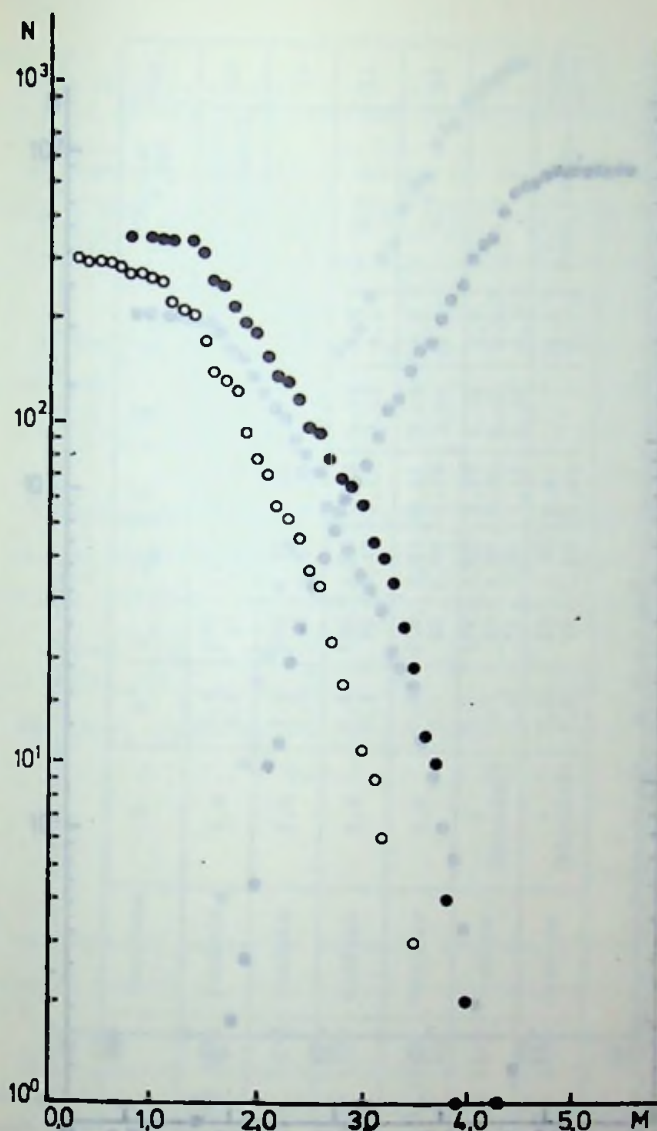


Fig. 10. Relația frecvență-magnitudine pentru cutremurele românești înregistrate la stația Cheia (• - perioada 4 - 31 martie, 1977; o - perioada 1 - 30 aprilie, 1977).

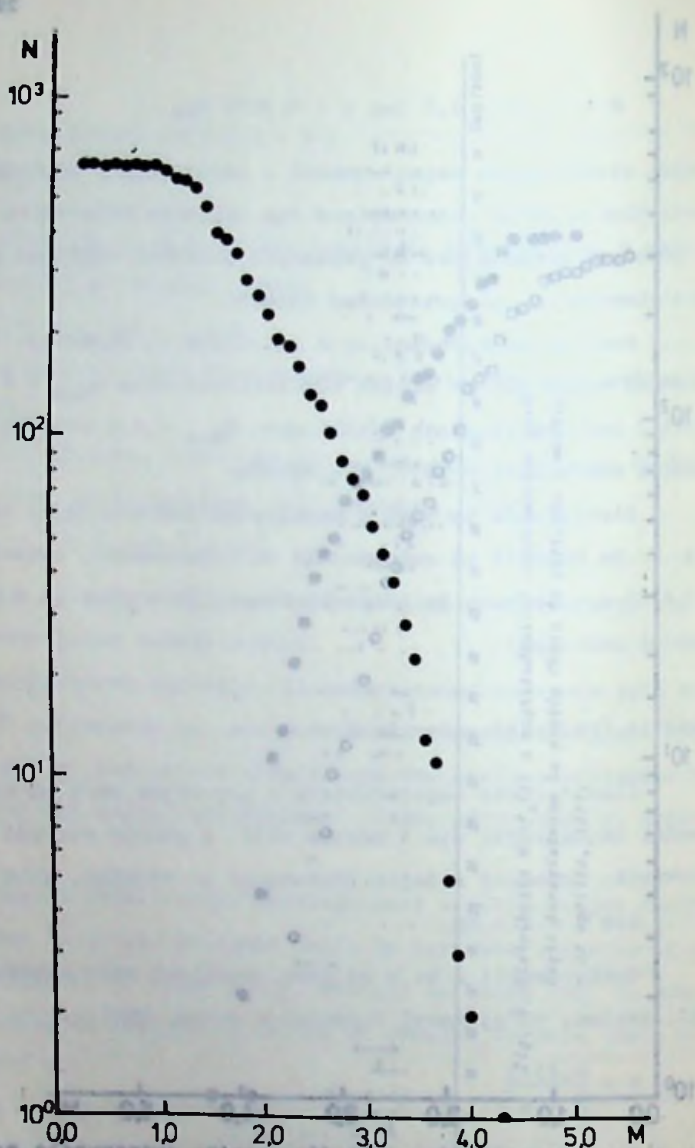


Fig. 11. Relația frecvență-magnitudine pentru cutremurele răsărești înregistrate la stația Cheia în perioada 4 martie - 30 aprilie, 1977.

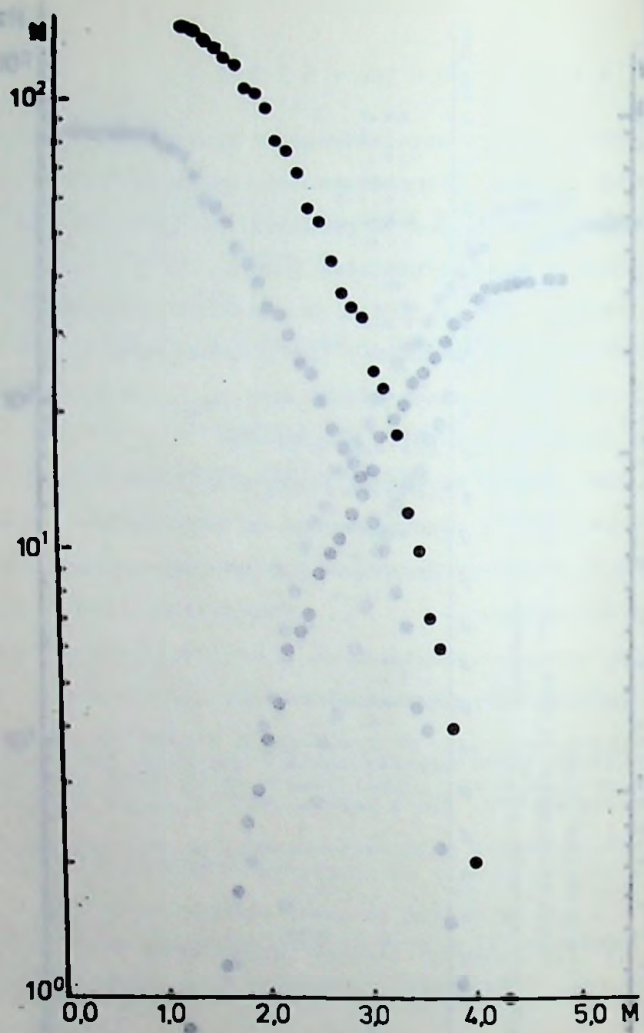


Fig. 13. Relația frecvență-magnitudine pentru replicile "intermediare" ale cutremurului din 4 martie, 1977, înregistrate la stația Cheia în perioada 4-15 martie, 1977.

Relația frecvență-magnitudine pentru cutremururile înregistrate la stația Cheia în perioada 4-15 martie, 1977. - 10 aprilie, 1977.

TABELA IV

Coeficienții relației frecvență-magnitudine (stația Cheia - componenta I; 4 martie - 30 apr.1977)

Perioada	Regiunea	h	M^*	N_c	a_c	b_c	$\bar{M}$	$M_{sup.}$	Funcția $N = f_u(M)$	Fig.
4 III - 31 III 1977	România	1,n	1,4 3,1	296 45	3,44 5,56	0,69 1,26	1,98 3,44	3,0 4,3	Două ramuri sau parabolă	10
1 IV - 30 IV 1977	România	1,n	1,0 2,5	231 37	3,04 4,42	0,68 1,14	1,59 2,83	2,4 3,9	- " -	10
4 III - 30 IV 1977	România	1,n	1,4 3,1	496 54	3,73 5,42	0,74 1,19	1,94 3,41	3,0 4,3	- " -	11
4 III - 30 IV 1977	Vrancea	1,n	1,5 3,1	256 33	3,43 4,80	0,68 1,06	2,09 3,46	3,0 4,3	- " -	12
4 III - 15 III 1977	Vrancea	1 (Replici)	1,6 1,7 3,0	198 93 33	3,08 3,26 3,86	0,68 0,76 1,12	2,19 2,22 3,34	2,9 2,9 4,3	- " -	13
10 XI - 31 XI 1940	Vrancea	1 (Replici)	3,2 4,5	23 11	3,35 5,95	0,62 1,09		4,4 5,5	Două ramuri	Padu 1974

Observații: N_c - numărul total al cutremurelor; M^* - magnitudinea minimă; $\bar{M}$ - magnitudinea medie; M_{sup} - magnitudinea superioară; a_c, b_c - coeficienții relației (9) calculați cu formulele (10) și (11)

Analiza diagramelor din Fig. 10-13 conduce la următoarele observații :

- graficele ecuației (9) pentru totalitatea cutremurelor produse în perioadele 4 III-31.III 1977 și 1.IV-30.IV 1977 (Fig.10) prezintă două ramuri ($b = 0,69/M = 1,4-3,0$; $b = 1,26/M = 3,1-4,3$; și respectiv $b = 0,68/M = 1,0-2,4$; $b = 1,14/M = 2,5-3,9$);

- graficul ecuației (9) pentru totalitatea cutremurelor produse în perioada 4.III-30.IV 1977 (Fig. 11) poate fi aproximat prin două drepte ($b = 0,74/M = 1,4 - 3,0$; $b = 1,19/M = 3,1-4,3$) sau printr-o parabolă ;

- graficul ecuației (9) pentru cutremurele normale și intermediare din regiunea Vrancea (Fig. 12) are de asemenea două ramuri , dar de înclinare mai mică ($b = 0,68/M = 1,5-3,0$; $b = 1,06/M = 3,1-4,3$);

- graficul ecuației (9) pentru replicile intermediare ale șocului principal (Fig. 13) este de asemenea aproximat prin două drepte ($b = 0,68/M = 1,6 - 2,9$; $b = 1,12/M = 3,0 - 4,3$) ;

Determinarea energiei

Pentru calculul energiei seismice eliberate în timpul activității ulterioare șocului din 4 martie 1977 s-a folosit relația (4).

Distribuția în timp a energiei replicilor "intermediare" este prezentată în Tabelele V și VI și în Fig. 14 și 15.

Analiza diagramelor din Fig. 14B și 15 și a datelor din Tabelele V și VI conduce la următoarele observații :

- cea mai mare cantitate de energie s-a eliberat în zilele 1, 5 și 8 ;

TABELA V

Distribuția în timp a energiei replicilor intermediare
 ($t = 11$ zile; $\Delta t = 1$ zi; $M \geq 1,3$)

Ziua	N	$E \times 10^{15} \text{ erg}$	$E^{\frac{1}{2}} \times 10^7 \text{ erg}^{\frac{1}{2}}$	M_{max}
1	83	3125,05	769,05	4,3
2	14	113,40	86,90	3,3
3	6	11,00	22,46	2,6
4	3	62,42	39,22	3,2
5	12	506,94	164,34	3,8
6	4	21,40	20,61	3,0
7	5	1,94	7,29	2,0(2)
8	10	903,60	181,56	4,0
9	4	281,65	86,03	3,7
10	2	79,61	29,26	3,4
11	3	27,98	25,91	3,0
Total	146	$5,11 \times 10^{18}$	$1,41 \times 10^{10}$	4,3



Fig. 14. Distribuția în timp a energiei replicilor intermediare
 pe zile de dezvoltare a celulelor intermediare din celule
 la 10 zile (10 zile de la 10 zile 1978-79).

TABELA VI

Distribuția în timp a energiei replicilor intermediare
($t = 1$ zi; $\Delta t = 1$ oră; $M \geq 1,3$)

Ora	N	$M_{\max}$	$E \times 10^{15}$ erg	$E^{\frac{1}{2}} \times 10^7$ erg $^{\frac{1}{2}}$
1	-	-	-	-
2	4	(1,8)	1,27	7,12
3	2	2,6	8,57	13,11
4	12	3,5	245,02	110,58
5	14	4,3	2350,00	322,97
6	14	3,2	56,30	55,73
7	5	2,2	1,96	8,71
8	3	3,6	255,20	92,61
9	7	2,8	25,53	37,20
10	9	3,1	35,13	39,12
11	6	3,5	121,61	54,14
12	1	2,0	0,63	2,52
13	1	1,8	0,32	1,78
14	-	-	-	-
15	1	2,6	5,02	7,08
16	1	2,6	5,02	7,08
17	-	-	-	-
18	-	-	-	-
19	1	2,1	0,90	2,99
20	-	-	-	-
21	-	-	-	-
22	-	-	-	-
23	2	2,8	12,52	15,02
24	-	-	-	-
Total	83	4,3	$31,25 \times 10^{17}$	$7,69 \times 10^9$

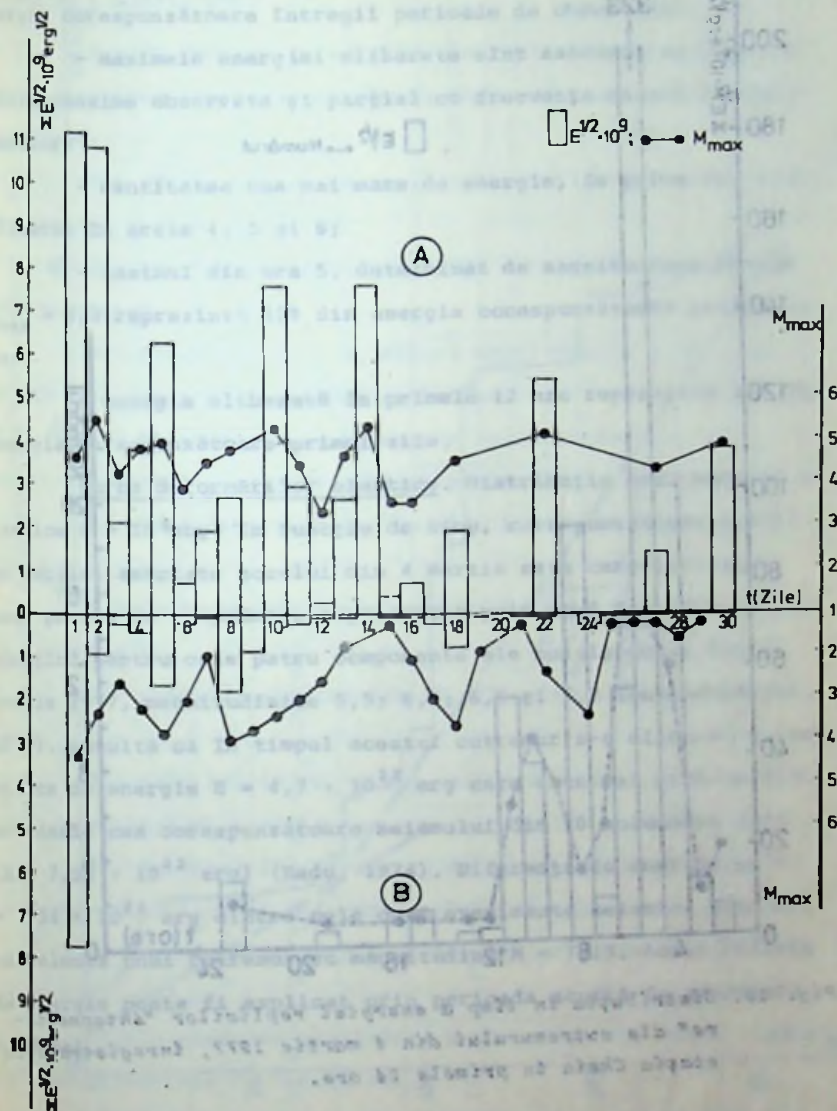


Fig. 14. Distribuția în timp a energiei replicilor "intermedie-re" ale cutremurelor oatastrofale vrâncene din 10 noiembrie 1940 (A) și 4 martie 1977 (B).

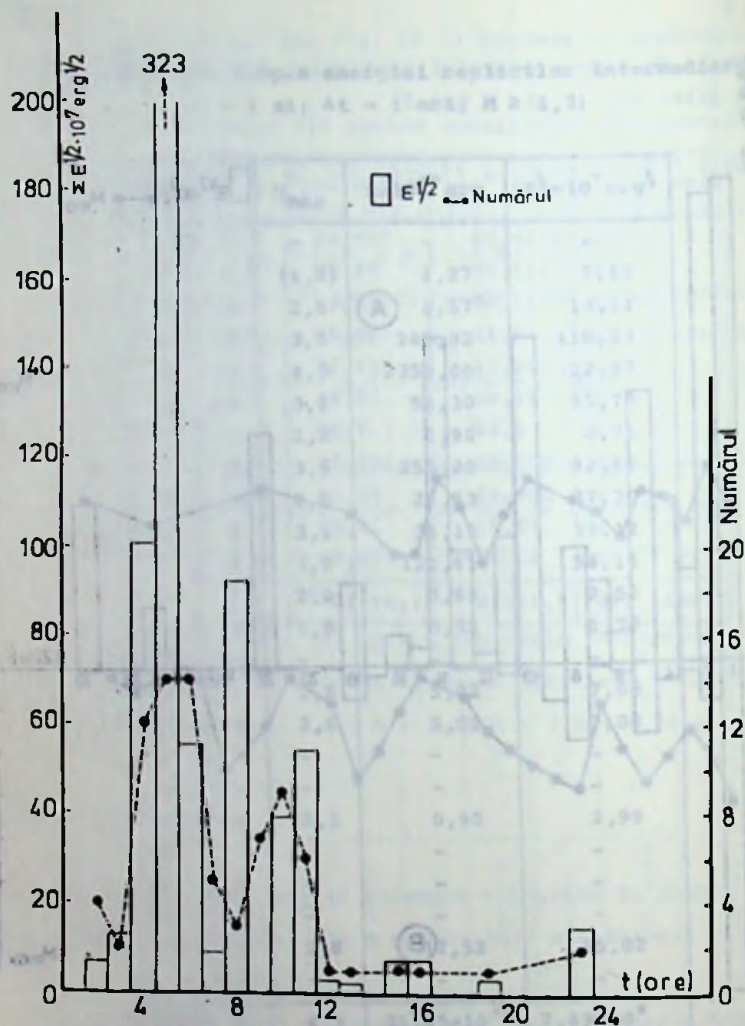


Fig. 15. Distribuția în timp a energiei replicilor "intermediare" ale cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Cheia în primele 24 ore.

- energia eliberată în prima zi reprezintă 53,8% din energia corespunzătoare întregii perioade de observație;
- maximele energiei eliberate sînt asociate cu magnitudinile maxime observate și parțial cu frecvența maximă a cutremurilor;
- cantitatea cea mai mare de energie, în prima zi, s-a eliberat în orele 4, 5 și 8;
- maximumul din ora 5, determinat de magnitudinea maximă $M_{\max} = 4,3$ reprezintă 42% din energia corespunzătoare primei zile;
- energia eliberată în primele 12 ore reprezintă 97% din energia corespunzătoare primei zile.

Curba deformărilor elastice. Distribuția deformărilor elastice $S = E E_{\text{erg}}^{\frac{1}{2}}$ în funcție de timp, corespunzătoare seriei de replici asociate șocului din 4 martie este caracteristică unui proces de comprimare reprezentat prin două faze (Fig. 16). Admitînd, pentru cele patru componente ale multișocului din 4 martie 1977, magnitudinile 5,5; 6,5; 6,5 și 7,2 (Petterschmitt, 1977), rezultă că în timpul acestui cutremur s-a eliberat o cantitate de energie $E = 4,7 \cdot 10^{22}$ erg care este mai mică de 1,5 ori decît cea corespunzătoare seismului din 10 noiembrie 1940 ($E = 7,95 \cdot 10^{22}$ erg) (Radu, 1974). Diferența de energie $\Delta E = 3,24 \cdot 10^{22}$ erg dintre cele două evenimente seismice este echivalentă unui cutremur cu magnitudine $M = 7,15$. Acest deficit de energie poate fi explicat prin perioada scurtă de acumulare - 37 ani.

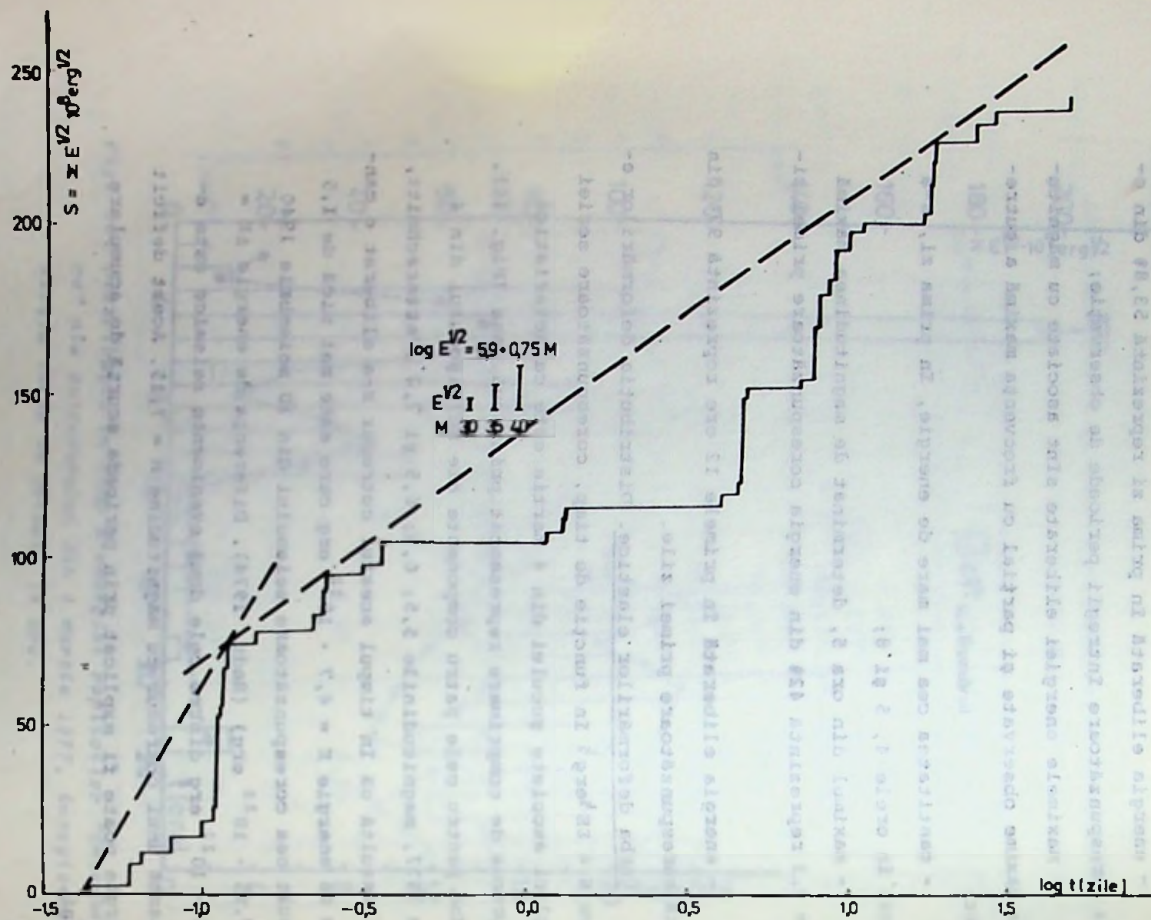


Fig. 16. Curba de eliberare a tensiunilor pentru seria de rep-
plici "intermediara" ale autocomurului din a martie

STUDIU COMPARATIV AL REPLICILOR CUTREMURELOR DIN 10 NOIEMBRIE 1940 SI 4 MARTIE 1977

Pentru comparația seriilor de replici asociate celor două cutremure amintite mai sus au fost analizate următoarele probleme:

- 1 - Durata seriei de replici - t (zile) și numărul total de replici înregistrate - N ;
- 2 - Lungimea intervalului după care apare replica cea mai puternică - t_1 (ore);
- 3 - Diferența $M_0 - M_1$ dintre magnitudinea șocului principal și a replicii celei mai puternice;
- 4 - Diferența $M_0 - M_2$ dintre magnitudinea șocului principal și a celei de-a doua replici puternice;
- 5 - Coeficientul b din relația frecvență-magnitudine:
 $\log N = a - bM_1$;
- 6 - Coeficientul p din relația frecvență-timp: $\log N = q - p \log t$;
- 7 - Energia seismică totală eliberată de seria de replici - ΣE_1 , erg;
- 8 - Raportul $\Sigma E_1 / E_0$ dintre energia seismică totală a seriei de replici și energia șocului principal;
- 9 - Raportul $\Sigma E_1^{1/2} / E_0^{1/2}$ dintre deformația totală eliberată de seria de replici și deformația eliberată de șocul principal;
- 10 - Variația în timp a deformațiilor eliberate de seria de replici - $\Sigma E_1^{1/2}$.

Datele necesare analizării problemelor mai sus menționate sînt prezentate în Tabela VII.

Analiza datelor de observație și calcul prezentate în tabelele I-VII conduce la următoarele observații:

TABELA VII

Caracteristicile seriilor de replici ale ultimelor două cutremure catastrofale din regiunea Vrancea

Nr.	Data	Ora	φ_N°	λ_E°	h km	N	t zile	t_1 ore	M_0	M_1	M_2	$M_0 - M_1$	$M_{\min}$	t	p
1	1940 XI 10	01:39:07	45,8	26,7	133	34	18	29	7,4	5,5	5,25	1,9	3,2	$\frac{0,62}{1,09}$	$\frac{0,55}{4,61}$
2	1977 III 4	19:21:56	45,8	26,8	95	146	11	4,6	7,2	4,3	4,0	2,9	1,3	$\frac{0,68}{1,12}$	
						33							3,0	1,12	$\frac{0,68}{6,13}$

E_0, erg	E_1, erg	IE_1, erg	$E_0^{\frac{1}{2}}, \text{erg}^{\frac{1}{2}}$	$IE_1^{\frac{1}{2}}, \text{erg}^{\frac{1}{2}}$	E_1/E_0	$\log \frac{E_0}{E_1}$	$\frac{IE_1}{E_0}$	$\frac{IE_1^{\frac{1}{2}}}{E_0^{\frac{1}{2}}}$	ΔM	Sursa
$7,95 \cdot 10^{22}$	$1,13 \cdot 10^{20}$	$2,94 \cdot 10^{20}$	$2,82 \cdot 10^{11}$	$6,32 \cdot 10^{10}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	2,85	$3,70 \cdot 10^{-3}$	$2,24 \cdot 10^{-1}$	$3,28 \pm 5,5$	Radu, 1974
$3,99 \cdot 10^{23}$	$1,78 \cdot 10^{18}$	$5,11 \cdot 10^{18}$	$2,00 \cdot 10^{11}$	$1,41 \cdot 10^{10}$	$4,46 \cdot 10^{-3}$	4,35	$1,28 \cdot 10^{-3}$	$7,03 \cdot 10^{-2}$	$1,31 \pm 4,3$	
		$4,90 \cdot 10^{18}$		$8,91 \cdot 10^9$			$1,23 \cdot 10^{-3}$	$2,26 \cdot 10^{-2}$	$3,08 \pm 4,3$	

Observații: N - numărul total de replici
 t - durata seriei de replici
 M_0 - mărimea deosebită principală
 M_1 - mărimea deosebită celei mai puternice
 $M_{\min}$ - mărimea deosebită celei mai slabe înregistrată

- Durata seriei de replici a fost apreciată la 18 zile, în cazul cutremurului din 10 noiembrie 1940, și numai la 11 zile în cazul cutremurului din 4 martie 1977;

- Replica cea mai puternică ($M = 5,5$) apare la 29 ore după șocul principal din 1940 și numai la 4,6 ore după șocul principal din 1977;

- Diferența $M_0 - M_1 = 1,9$ în cazul cutremurului din 1940, crește considerabil pentru seismul din martie 1977: $M_0 - M_1 = 2,9$;

- Diferența $M_1 - M_2 = 0,25$, în cazul seismului din 1940, practic coincide cu cea corespunzătoare seismului din martie 1977: $M_1 - M_2 = 0,3$;

- Graficul relației frecvență-magnitudine prezintă două ramuri cu pantele $-b = 0,62/1,09$ pentru seismul din 1940 și respectiv $b = 0,68/1,12$ pentru seismul din 4 martie 1977;

- Graficul relației frecvență-timp prezintă de asemenea două ramuri caracterizate prin pantele $p_1 = 0,55$ și $p_2 = 4,61$ pentru seismul din noiembrie 1940, și $p_1 = 0,68$ și $p_2 = 6,13$ pentru seismul din martie 1977;

- Energia totală eliberată de seria de replici a cutremurului din noiembrie 1940 ($E_1 = 2,94 \cdot 10^{20}$ erg) este de circa 60 ori mai mare decât cea corespunzătoare seriei de replici a cutremurului din martie 1977 ($E_1 = 4,90 \cdot 10^{18}$ erg);

- Deformația elastică eliberată de seria de replici reprezintă 22% din deformația eliberată de șocul principal în cazul cutremurului din 1940 și numai 7% în cazul cutremurului din 1977;

- Variația în timp a deformațiilor pentru cele două serii de replici evidențiază un caracter mai "agitat" în cazul

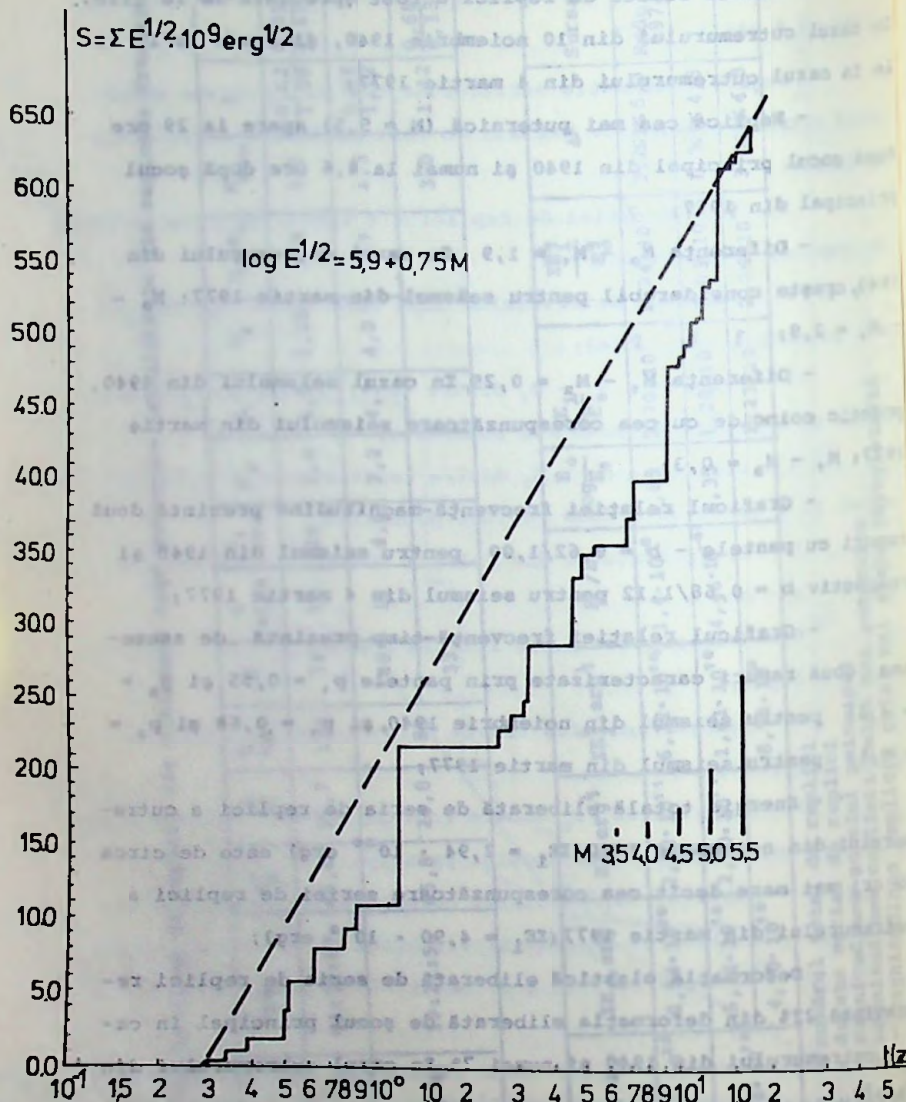


Fig. 17. Curba de eliberare a tensiunilor pentru seria de replici "intermediare" ale cutremurului din 10 noiembrie 1940.

cutremurului din 1940 (Fig. 14-A). Aceasta se explică prin prezența în seria de replici a cutremurului din 1940 a patru replici cu $M \geq 5 \frac{1}{4}$, deci foarte apropiate de $M_0 = 5,5$,

- Curbele deformărilor elastice (graficele Denioff), corespunzătoare celor două serii de replici analizate, sînt caracteristice unui proces de comprimare, cu specificația că, spre deosebire de cutremurul din 10 noiembrie 1940 (Fig. 17), cel din 4 martie 1977 (Fig. 16) este reprezentat prin două faze.

CONCLUZII

Studiul detaliat al replicilor marilor cutremure prezintă un interes deosebit, deoarece permite obținerea de informații prețioase asupra proceselor fizice în focar. Interesul pentru asemenea studii crește și mai mult atunci cînd este vorba de cutremure intermediare $60 \leq h \leq 300$ km sau adînci, căci, în general, acestea nu sînt urmate de replici. Analiza secvenței de replici ce a urmat cutremurul din 4 martie 1977 a condus la o serie de rezultate importante privind procesul de producere al cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea:

- activitatea seismică din regiunea Vrancea, caracterizată în prima zi după cutremurul din 4 martie prin 139 de șocuri, devine practic staționară după 9 zile;

- activitatea seismică "normală" din regiunea Vrancea, deosebit de intensă în prima zi (56 cutremure), arată o bună corelație cu cea "intermediară" din mantaua superioară;

- apariția unei importante activități seismice, ulterioare șocului principal, localizată în scoarța terestră, atît în regiunea Vrancea, cît și în întreaga regiune din sudul

- Carpaților (reactivarea unor fracturi tectonice);
- replicile de magnitudine maximă $M = 4,3$ și $M = 4,0$ s-au produs în prima zi, respectiv a opta zi după șocul principal;
- cea mai mare cantitate de energie seismică a replicilor "intermediare" s-a eliberat în prima zi și reprezintă 53,8% din energia corespunzătoare întregii perioade de observație;
- maximele energiei eliberate sînt asociate cu magnitudinile maxime observate și parțial cu frecvența maximă a cutremurelor;
- distribuția deformărilor elastice în funcție de timp este caracteristică unui proces de comprimare reprezentat prin două faze;
- studiul comparativ al replicilor cutremurelor din 4 martie 1977 și 10 noiembrie 1940, cele mai puternice cutremure vrîncene din ultimii 100 ani, arată o serie de diferențe între parametrii caracteristici, specifici secvențelor de replici: durată, magnitudinea celei mai puternice replici, relația frecvență-magnitudine, relația frecvență-timp, variația în timp a deformațiilor elastice, tipul procesului tectonic de compresiune.

BIBLIOGRAFIE

- Bisatricsány, E., 1958. A new method for the determination of the earthquake magnitudes. *Geofiz. Közl.*, 7, 2.
- Bonjer, K.-P., Bock, G., Fuchs, K., Cornea, I., Enescu, D., Jianu, D., Radu, C., Merckler, G., Moldoveanu, T., Nourescu, A., 1979. The Romanian earthquake of March 4, 1977 and its aftershocks. Newsletter EGS, January.

- Fedotov, S.A., 1963. Attenuation of the seismic S waves into the upper mantle and the energetical classification of the near intermediate earthquakes (in Russian). *Izv. ANSSSR, S. geofiz.*, 6 : 829-849.
- Fedotov, S.A., 1968. Earthquakes of the Kamchatka and Komandorski islands after the detailed observations during 1968 (in Russian). *Zemletr. v. SSSR v 1968*, 189-211, Nauka, Moscow.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princetown Univ. Press, New Jersey.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *An. di Geofis.*, 9 : 1-15.
- Iida, K., 1967. Determination of magnitude of microearthquakes. *Abstract of Papers*, 2, IASPEI.
- Iosif, S., Iosif, T., 1976. Types of earthquake sequences in the Vrancea region. *Proc. of the XVth ESC Gen. Assembly*, II, 359-372, Krakow.
- Iosif, S., Iosif, T., 1977a. Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Vrâncioaia. *Raport CSEN*, I, 8, București.
- Iosif, S., Iosif, T., 1977b. Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Cimpulung. *Raport CSEN*, I, 9, București.
- Lee, W.H.K., Senett, R.E., Meaghev, K.L., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *USCS, Open File Report*.
- Petterschmitt, E., 1977. Notes sur le séisme de Vrancea, 4 mars 1977. *CSEM, Strasbourg*.
- Radu, C., 1972. Asupra magnitudinii cutremurelor carpatice intermediare, produse în perioada 1901-1960. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., s. Geofizică*, 10, 2 : 237-247.
- Radu, C., 1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France. *These Dr. Sci.*, Strasbourg.

- Radu, C., Zámărcă, I., 1972. Activitatea seismică pe teritoriul României în anul 1971. Raport IGA, Tema 40, 6, Bucureşti.
- Radu, C., Zámărcă, I., 1974. About M_{py} -magnitude of Romanian earthquakes. Stud. tehn., econ., D., 10, 1 : 295-314, Bucureşti.
- Radu, C., Apopei, I., 1977c. Cutremurul românesc din 20 aprilie 1977. Informare, Serviciul de veghe seismică, 21 apr., 1977, Bucureşti.
- Radu, C., Apopei, I., 1977a. Magnitude m_b of the Vrancea intermediate earthquakes. Proc. of the XVth ESC Gen. Assembly, II, 73-84, Krakow.
- Radu, C., Apopei, I., 1977b. Statistical analysis of the microearthquakes near Vrîncioaia station. Proc. of the XVth ESC Gen. Assembly, II, 291-304, Krakow.
- Solovev, S.L., 1965. Seismicity of Sakhalin. Bull. Earth. Res. Inst., 43 : 95-102.
- Tsumura, K., 1967. Determination of earthquake magnitude from duration of oscillation. Bull. Earth. Res. Inst., 15 : 7-18.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. Geophys. Mag., 30, 4 : 521-605.

ASUPRA REPLICILOR CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977 INREGISTRATE LA STAȚIA VRINCIOAIA *)

S. IOSIF și T. IOSIF

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
Seismologie, C.P. MG-2, București, România

IOSIF, S. and IOSIF, T., ON THE AFTERSHOCKS OF MARCH 4, 1977
EARTHQUAKE, RECORDED AT VRINCIOAIA STATION. An analysis of
observational data at Vrincioaia station is performed. A space-
temporal distribution indicates scattered (S-P) values and
that the high seismic intermediary activity stopped after
about 11 days. The shocks magnitudes vary in 1.0 - 4.1 inter-
val. The frequency-magnitude relation is represented by a
three branches curve which is explained by different studies
in the earthquakes generating process. An increase tendency
of T period with magnitude M is revealed. The strain energy
release is characterized by two phases.

INTRODUCERE

Stația seismică Vrincioaia, amplasată în zona epicentrală,
situată la curbura munților Carpați, dotată cu aparatură de înaltă
sensibilitate, furnizează un bogat material de observație, în domeniul
micro și ultramicrocutremurelor, cu magnitudini $M \approx 0,5 - 2,0$. De aici
rezidă ponderea mare deținută de înregistrările obținute la această
stație, după cutremurul din 4 martie 1977, în analiza activității
seismice generale și în special în discriminarea replicilor interme-
diare ($75 \text{ km} < h < 140 \text{ km}$) de celelalte șocuri.

Analiza efectuată în acest capitol trebuie completată cu
datele obținute la alte stații, deoarece în intervalul 5 martie, ora
02^h30^m - 6 martie ora 19^h30^m rețeaua electrică a fost deteriorată de
cutremur, fapt care a dus la întreruperea temporară a înregistrărilor.

*) Lucrare apărută pentru prima dată sub același titlu în Raport
CSEM. Nr. 30, I, I, Iunie, 1977, București

Stația Vrîncioaia este dotată cu un complet de trei seismografe VEGIK, cu următoarele amplificări $Z - V \approx 24.700$; $NS - V \approx 15.45$; $EV - V \approx 21.350$.

Obiectul principal al acestei analize preliminare efectuate în perioada de intensă activitate seismică (martie-aprilie 1977) și constă în determinarea calitativă a caracteristicilor spațio-temporale ale replicilor, înregistrate la această stație și evaluarea magnitudinilor lor. În acest scop, au fost măsurăți următorii parametri: momentul de sosire al undei longitudinale P, diferența S-P, durata totală D, amplitudinea maximă în faza S și perioada corespunzătoare, pentru 336 șocuri (Vezi acest volum, pagina 254, Tabela 1).

În primele 7 ore după cutremur au fost identificate 106 șocuri cu $S-P \approx 4.0 - 20.0$ s. Dacă raportăm acest număr la cel înregistrat la stația Cheia (Radu și Apocai 1977), se poate estima că în primele 24 ore s-ar fi înregistrat aproximativ 160 evenimente. În graficul din Fig. 1, această valoare este reprezentată punctat.

DISTRIBUTIA ÎN TIMP

Istoria temporală a numărului total de cutremure înregistrate la stația seismică Vrîncioaia, în perioada menționată, pune în evidență o diminuare accentuată a seismelor după primele 6 zile, care sînt urmate apoi de un nivel aproximativ constant de 5-10 șocuri pe zi (Fig. 1).

DISTRIBUTIA SPATIALA

Intrucît pe baza materialului de observație, avut la dispoziție, imediat după cutremur, nu s-au putut determina coordonatele geografice și adîncimea focarelor, singurul parametru pe baza căruia se pot trage unele concluzii privind distribuția spațială a șocurilor este diferența S-P.

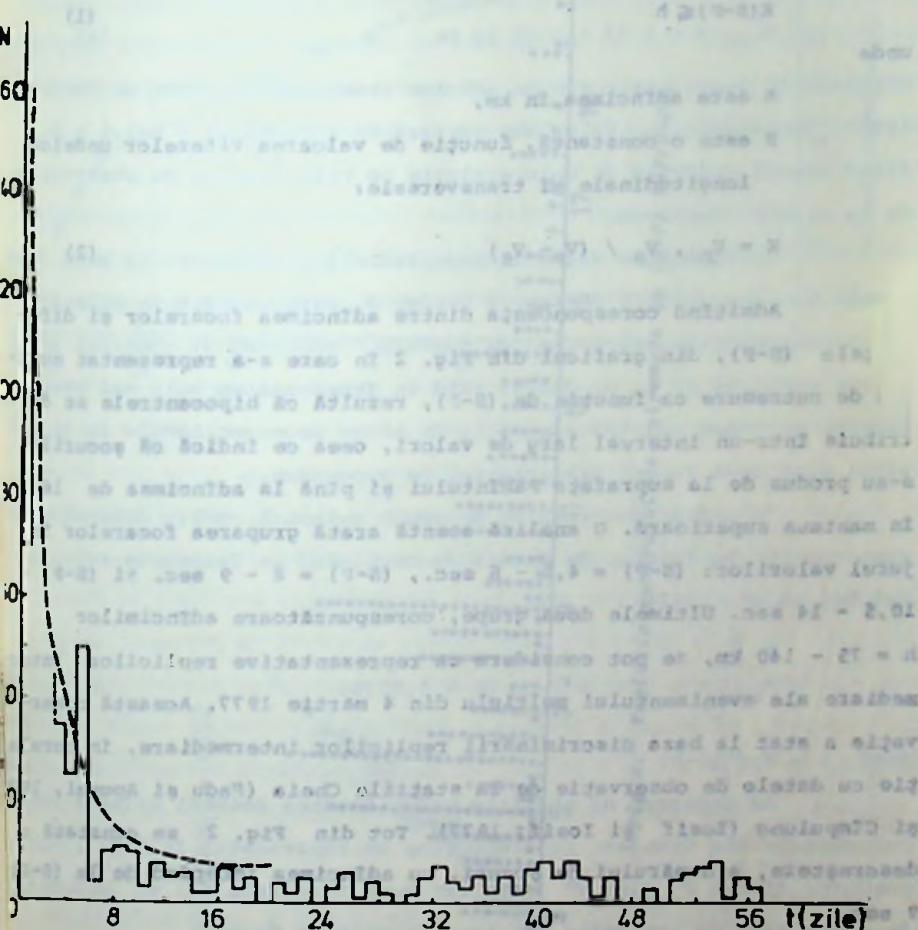


Fig.1. Distribuția temporală a numărului de curențuri înregistrate la stația Vrincioaia $N=f(t)$.

Existența stației Vrfncioaia în regiunea epicentrală, permite să se facă următoarea aproximație, pentru cutremurele intermediare:

$$K(S-P) \leq h \quad (1)$$

unde

h este adâncimea, în km,

K este o constantă, funcție de valoarea vitezelor undelor longitudinale și transversale:

$$K = v_p \cdot v_s / (v_p - v_s) \quad (2)$$

Admițând corespondența dintre adâncimea focarelor și diferențele $(S-P)$, din graficul din Fig. 2 în care s-a reprezentat numărul de cutremure ca funcție de $(S-P)$, rezultă că hipocentrele se distribuie într-un interval larg de valori, ceea ce indică că șocurile s-au produs de la suprafața Pământului și pînă la adâncimea de 160 km în mantaua superioară. O analiză atentă arată gruparea focarelor în jurul valorilor: $(S-P) = 4,5 - 6$ sec., $(S-P) = 8 - 9$ sec. și $(S-P) = 10,5 - 14$ sec. Ultimele două grupe, corespunzătoare adâncimilor $h = 75 - 140$ km, se pot considera ca reprezentative replicilor intermediare ale evenimentului multiplu din 4 martie 1977. Această observație a stat la baza discriminării replicilor intermediare, în corelație cu datele de observație de la stațiile Cheia (Padu și Anopei, 1977) și Cîmpulung (Iosif și Iosif, 1977). Tot din Fig. 2 se constată o descreștere, a numărului de șocuri, cu adâncimea începînd de la $(S-P) = 9$ sec.

DETERMINAREA MAGNITUDINII

Magnitudinea cutremurelor înregistrate la stația Vrfncioaia s-a determinat pe baza următoarelor relații:

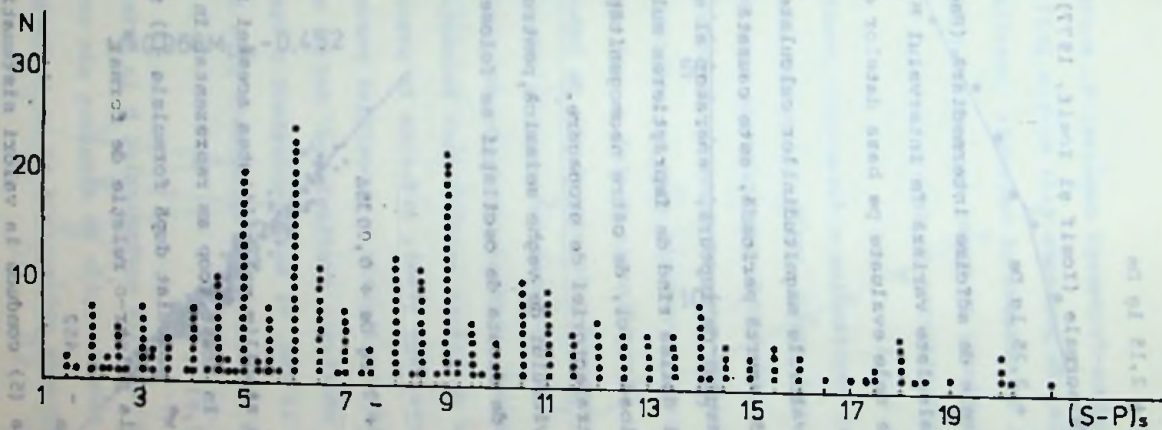


Fig. 2. Variatia numarului de cutremure cu $(S-P)$ $\eta = f(S-P)$.

$$M_{VRI}^Z = -1,42 + 2,15 \lg Ds \quad (3)$$

valabilă pentru socurile normale (Iosif și Iosif, 1977) și:

$$M_{VRI}^Z = -1,73 + 2,25 \lg Ds \quad (4)$$

utilizabilă pentru seismele de adâncime intermediară (Padu și Zărnărcă, 1975). Magnitudinile calculate variază în intervalul $M = 1,0 - 4,1$, fiind uneori diferite de cele evaluate pe baza datelor de observație de la stația Cîmpulung.

Diferența în valorile magnitudinilor calculate la cele două stații, din înregistrări de scurtă perioadă, este cauzată în principal de neomogenitățile procesului de ruptură, generator al energiei de scurtă perioadă și în al doilea rând de împrăștierea mult mai mare, a undelor seismice cu perioade mici, de către neomogenitățile de direcțiuni mici de-a lungul traiectoriei de propagare.

În cadrul serviciului de veghe seismică, pentru determinarea magnitudinii în funcție de durata de oscilații se folosește relația lui Lee et al (1972):

$$M_{Lee} = -0,87 + 2 \lg Ds + 0,0035\Delta \quad (5)$$

unde $\Delta = 8,4 (S-P)$.

Am încercat să stabilim valabilitatea acestei relații pentru cutremurele din Vrancea. În acest scop am reprezentat în Fig.3, corelația dintre M_{Lee} și M^* (calculat după formulele (3) și (4)). Datele de observație se pot media printr-o relație de forma:

$$M^* = 0,968 M_{Lee} - 3,452 \quad (6)$$

Pentru $(S-P) \geq 5s$, formula (5) conduce la valori sistematic mai mari $\approx 0,5$ unități de magnitudine.

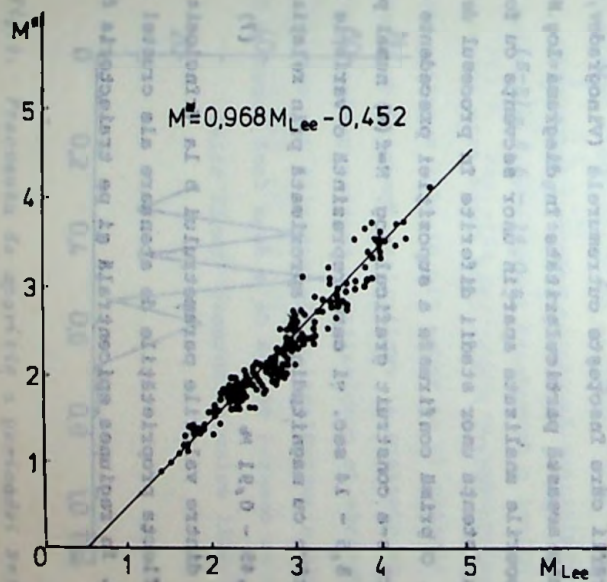


Fig. 3. Relatin $M^h = f(M_{Lee})$.

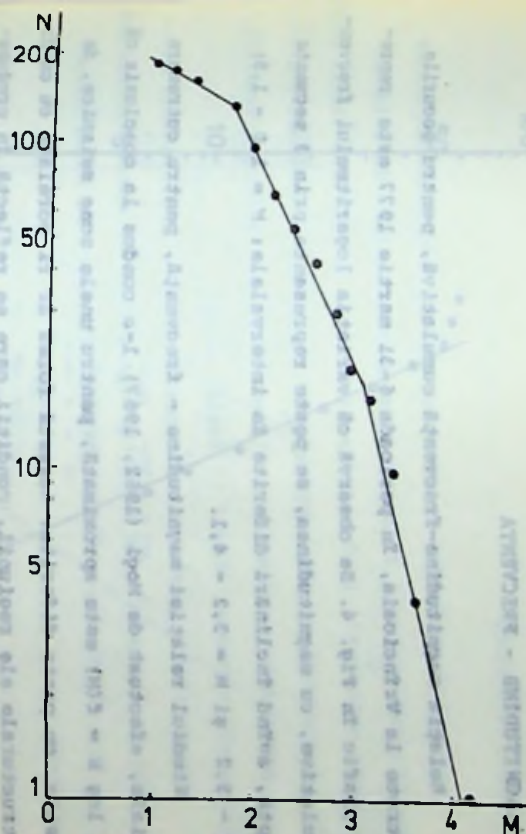


Fig. 4. Relatia magnitudine - frecventa

RELATIA MAGNITUDINE - FRECVENTA

Relația magnitudine-frecvență cumulativă, pentru șocurile înregistrate la Vrâncioaia, în perioada 6-31 martie 1977 este reprezentată grafic în Fig. 4. Se observă că variația logaritmului frecvenței cumulative, cu mărimea, se poate reprezenta prin 3 segmente de dreaptă, având înclinări diferite în intervalele: $M = 1,0 - 1,8$; $M = 1,8 - 3,2$ și $M = 3,2 - 4,1$.

Studiul relației magnitudine - frecvență, pentru cutremure superficiale, efectuat de Mogi (1962, 1967) l-a condus la concluzia că relația $\log N = f(M)$ este aproximată, pentru unele zone seismice, de două drepte, cu pante diferite. Această formă ar fi corelată cu condițiile structurale ale regiunii, condiții care se reflectă în producerea secvenței de cutremure. Semnificația fizică a unei astfel de relații, neliniare, a fost sugerată prin experiențe de laborator bazate pe fenomenul fracturării care însoțește cutremurele (Vinogradov, 1962).

Noi explicăm această particularitate în diagrama $\log N=f(M)$ fie prin aceea că șocurile analizate aparțin unor secvențe cu focare diferite, fie prin existența unor stadii diferite în procesul de generare a cutremurelor. O primă confirmare a supoziției precedente o găsim în Fig.5, în care s-a construit graficul $\log N=f(M)$ numai pentru șocurile cu $(S-P) = 8,5 - 14$ sec. și care reprezintă o variație liniară a frecvenței cumulative cu mărimea, aproximată prin relația:

$$\log N = 3,45 - 0,91 M \quad (7)$$

Diferența dintre valorile parametrului b la Vrâncioaia și Cimpulung, poate reflecta proprietățile de atenuare ale crustei și mantalei superioare, în regiunea epicentrală și pe traiectoria focar-Cimpulung.

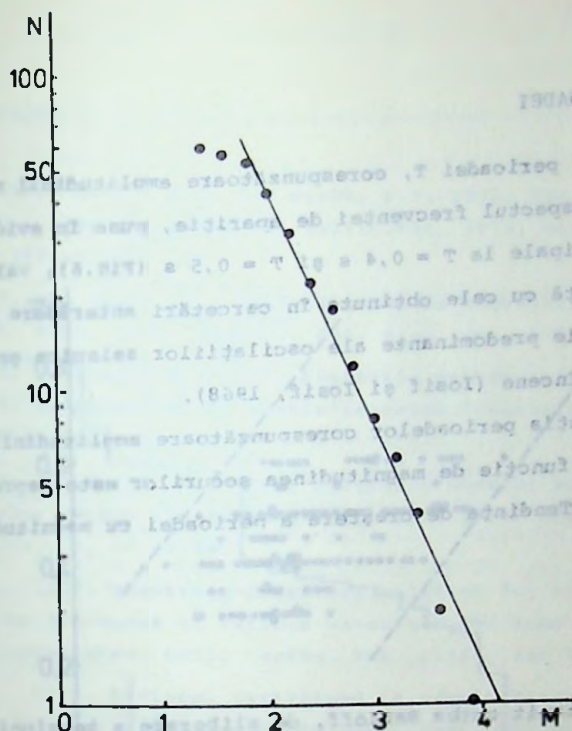


Fig. 5. Relatia magnitudine-frecventa pentru socurile cu $(S-P) = 8,5 - 14,0$ s.

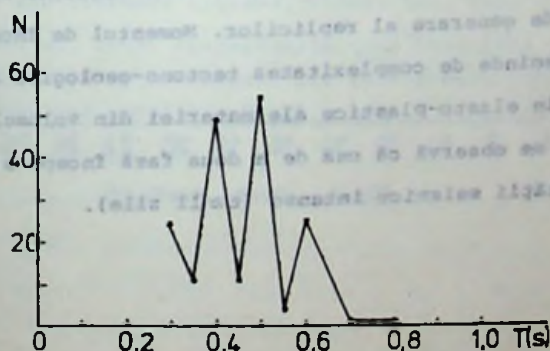


Fig. 6. Frecventa de aparitie a perioadei $N=f(T)$.

DISTRIBUȚIA PERIOADEI

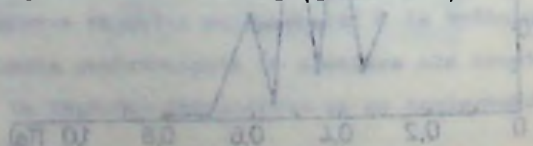
Studiul perioadei T , corespunzătoare amplitudinii maxime din faza S , sub aspectul frecvenței de apariție, pune în evidență două maxime principale la $T = 0,4$ s și $T = 0,5$ s (Fig. 6), valori care sînt în concordanță cu cele obținute în cercetări anterioare privitoare la perioadele predominante ale oscilațiilor seismice generate de cutremurele vrîncene (Iosif și Iosif, 1968).

Distribuția perioadelor corespunzătoare amplitudinii maxime din faza S , în funcție de magnitudinea șocurilor este reprezentată grafic în Fig. 7. Tendința de creștere a perioadei cu magnitudinea este evidentă.

CURBA BENIOFF

S-a construit curba Benioff, de eliberare a tensiunilor pentru replicile înregistrate la stația seismică Vrîncioaia. Această curbă, prezintă de obicei o dependență logaritmică, reflectînd un proces fizic regulat, în focar. Atunci cînd curba este aproximată prin mai multe elemente liniare (a se vedea Fig. 8) sînt sugerate schimbări în mecanismul de generare al replicilor. Momentul de începere al diferitelor faze, depinde de complexitatea tectono-geologică a regiunii și de constantele elasto-plastice ale materiei din volumul focal.

În Fig. 8 se observă că cea de a doua fază începe o dată cu stabilizarea activității seismice intense ($t \approx 11$ zile).



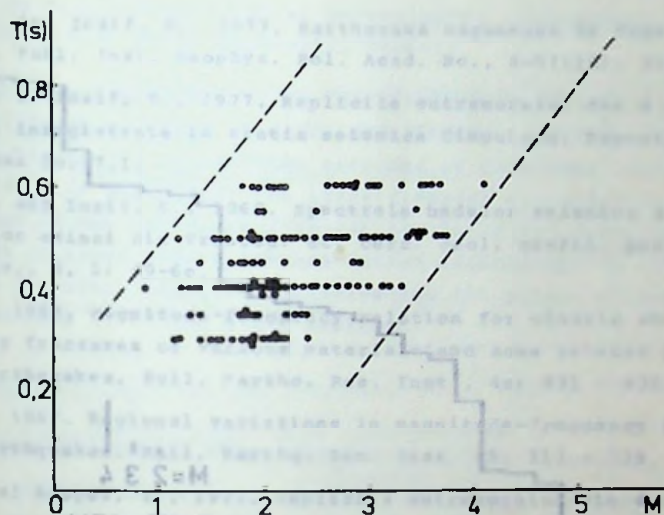


Fig. 7. Variatia perioadei cu magnitudinea $T=f(M)$.

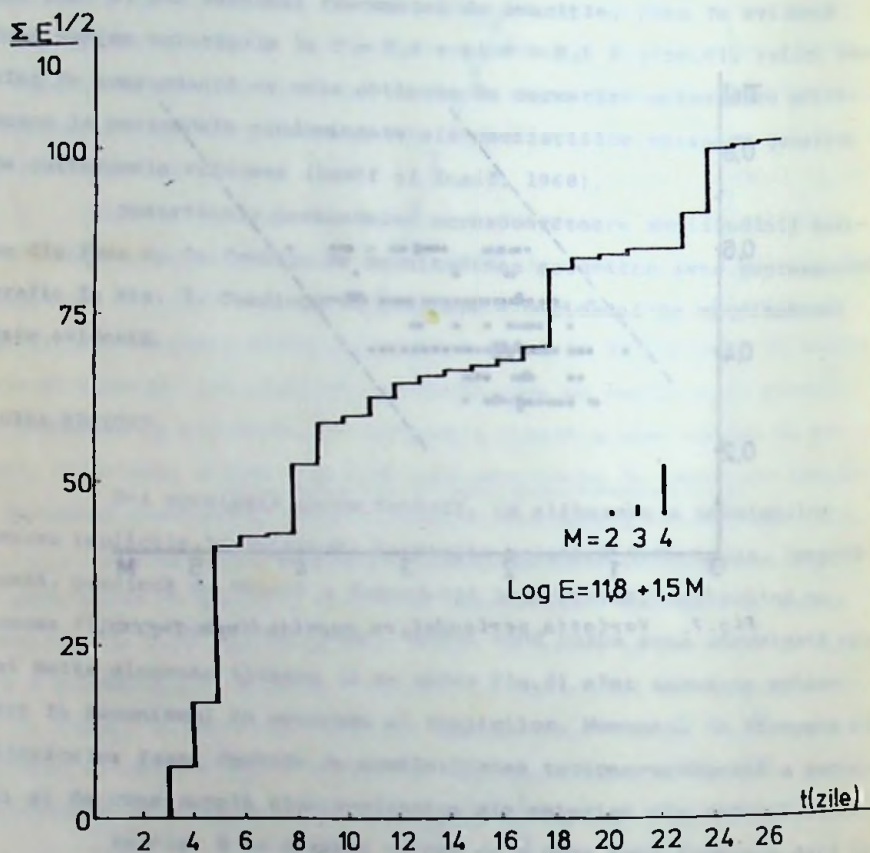


Fig. 8. Curba Benioff.

BIBLIOGRAFIE

- Lee, W.H.K., Eaton, M.S. and Brabb, E.E. 1972. The earthquake sequence near the Danville, California, 1970. *Bul. Seism. Soc. Am.*, 61: 1971-1974.
- Iosif, S. and Iosif, T., 1977. Earthquake sequences in Vrancea region. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A-5(116): 359-371.
- Iosif, S. si Iosif, T., 1977. Replicile cutremurului din 4 martie 1977, inregistrate la statia seismica Cimpulung, Raport CSEN, I. Tema 30.77.1.
- Iosif, T. and Iosif, S., 1968. Spectrele undelor seismice ale cutremurelor adinci din Vrancea. *St. cerc. geol. geofiz. geogr. seria geofiz.*, 6, 1: 49-60.
- Kogi, K., 1962, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 40: 831 - 835.
- Kogi, K., 1967. Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earth. Res. Inst.* 45: 313 - 325.
- Radu, C. si Apopei, I., 1977. Replicile cutremurului din 4 martie 1977, inregistrate la statia seismica Cheia, Raport CSEN, I. Tema 30.77.1.
- Radu, C., si Zamarcu, I., 1975. Magnitudinea m a cutremurelor intermedii din regiunea Vrancea, Raport IGG, Tema 8.2 1975.
- Vinogradov, S., 1962. Eksperimentalnoye izucheniye raspredeleniya chisla razryvov po energii pri razrushenii gornyh porod. *Izvestiya AN SSSR, ser. geofiz.*, 2:171 - 180.

ASUPRA REPLICILOR CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977, INREGISTRATE LA STATIA CIMPULUNG*)

S. IOSIF si T. IOSIF

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

IOSIF, S. AND IOSIF, T. ON THE AFTERSHOCKS OF MARCH 4, 1977 EARTHQUAKE RECORDED AT CAMPULUNG STATION. A brief study concerning the aftershocks recorded at Campulung seismic station is presented. The space-temporal distribution is given. A new magnitude formulae available for total duration on short period Askania-Hiller seismograph is inferred. The frequency-magnitude relation and the period distribution with (S-P) and M are analysed.

INTRODUCERE

Stația seismică Cîmpulung Muscel a luat ființă la 1 martie 1943, ca urmare a necesității creării unei rețele de observatoare seismologice pe teritoriul României, după cutremurul din 10 noiembrie 1940. Inițial, au fost puși în funcțiune doi penduli mecanici orizontali de tip Mainka-Demetrescu, cu înregistrare pe hîrtie cu negru de fum. Aceste seismografe, cu amplificare $V \approx 40$, permit înregistrarea cutremurelor, produse în regiunea Vrancea, cu $M \geq 2,8$ și furnizează informații de calitate pentru seismele cu $M \leq 6,5$, valoare peste care stilul înregistrator iese de pe tambur.

În anul 1965 stația a fost dotată cu un set de seismografe Askania-Hiller, cu înregistrare fotogalvanometrică, de sensibilitate ridicată, $V \approx 2.000$, fapt care a dus la reducerea pragului de

*) lucrare apărută pentru prima dată - sub același titlu - în Raport CSEN, nr. 30.1. I., iunie, 1977, București.

magnitudine minimă și la o urmărire adecvată a cutremurelor și microcutremurelor locale.

După producerea evenimentului multiplu de la 4 martie 1977, alături de observatorul Cheia, stația Cîmpulung a rămas în funcțiune, furnizînd date de observații complete care permit o analiză detaliată a activității seismice din regiune.

DISTRIBUTIA TEMPORALA

Pentru studiul distribuției temporale a replicilor am analizat toate șocurile înregistrate (187) la stația Cîmpulung în primele 60 de zile după cutremur. Datele de observații sînt trecute în Tabela I unde pentru fiecare șoc sînt date momentul de sosire al undei P (sau atunci cînd nu s-a putut citi, al undei S), diferența ($S - P$), durata totală D_g și magnitudinea M (Cap.).

Reprezentarea numărului de cutremure în funcție de timp este ilustrată în Fig. 1. Se observă o descreștere exponențială a numărului de șocuri, în primele 11 zile, după care urmează un regim "normal" de activitate seismică.

Maximele ulterioare, secundare, sînt determinate de excitația unor focare superficiale, de importanță locală din zonele situate de-a lungul liniilor seismice IV și V (vezi Fig. 2, Iosif și Iosif, 1977).

În Fig. 3 este reprezentată distribuția numărului de cutremure, în timp, numai pentru șocurile locale, cu ($S - P$) $\approx 1,5 - 2,0$ s. În primele trei zile se evidențiază o activitate ridicată indusă de cutremurul din 4 martie 1977, care a continuat cu intermitențe, culminînd în perioadele 6-10 aprilie (zilele 32-36) și 12-13 aprilie (zilele 38-40) cu generarea a două "miniroiuri" formate din 13 și respectiv 14 șocuri, cu magnitudini $M \leq 3,2$, din care două au fost simțite de marea majoritate a populației din oraș.

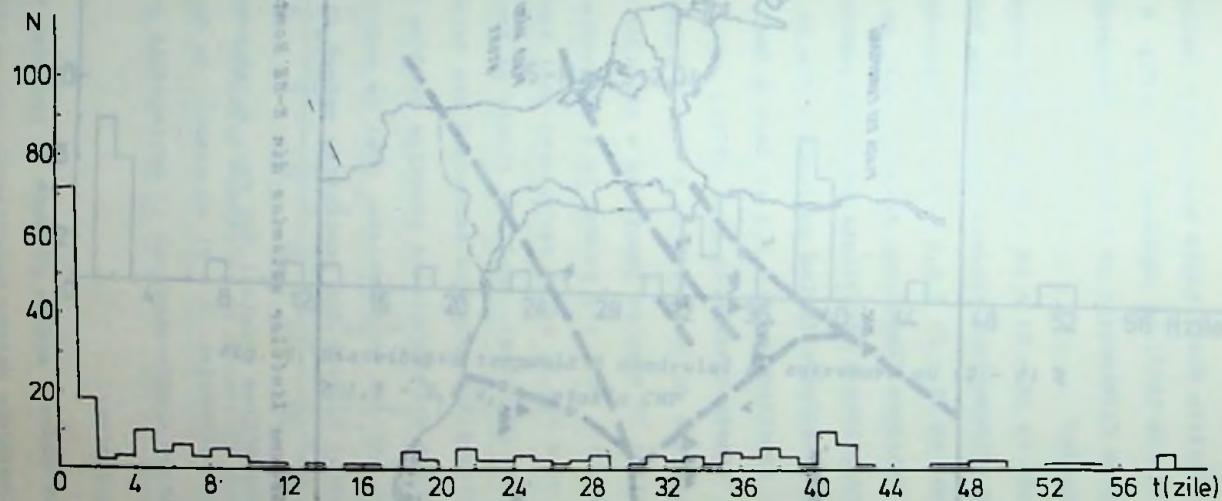


Fig. 1. Variația cu timpul a numărului de cutremure înregistrate la stația CMP

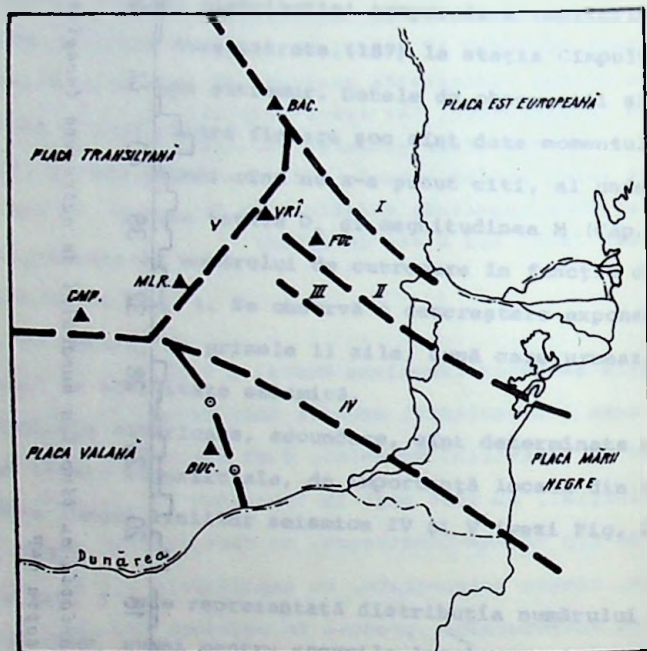


Fig. 2. Schema liniilor seismice din E-SE României

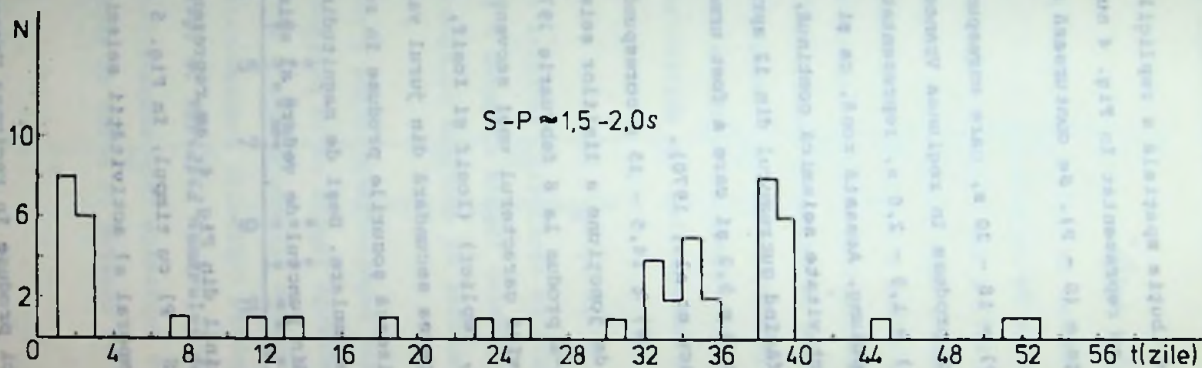


Fig. 3. Distribuția temporală a numărului de cutremure cu $(S - P) \approx 1,5 - 2,0 s$, la stația CMP

DISTRIBUTIA SPATIALA

Pentru a analiza distribuția spațială a replicilor cutremurului de la 4 martie 1977, am reprezentat în Fig. 4 numărul de șocuri în funcție de diferențele ($S - P$). Se conturează astfel trei grupe principale:

a) Gruparea cu ($S - P$) = 18 - 20 s, care corespunde replicilor de adâncime intermediară produse în regiunea Vrancea.

b) Gruparea cu ($S - P$) = 1,5 - 2,0 s, reprezentativă pentru seismele din regiunea Cîmpulung. Această zonă, ca și Vrancea, este caracterizată printr-o activitate seismică continuă, dar de intensitate redusă, excepție făcînd cutremurul din 12 aprilie 1969, care a avut magnitudinea $M = 5,2$ și care a fost urmat de ≈ 500 de replici (Constantinescu et al., 1970).

c) Altă grupare cu ($S - P$) $\approx 14,5 - 15$ s corespunde cutremurelor cu epicentrul în zona de joncțiune a liniilor seismice IV cu V (Băicoi-Ploiești). Aici s-a produs la 8 februarie 1975, un eveniment seismic cu $M = 4,6$, avînd caracterul unei secvențe de cutremure (preșoc, șoc principal, replici) (Iosif și Iosif, 1977).

Se mai evidențiază gruparea secundară din jurul valorii ($S - P$) = 6,0 s, care caracterizează șocurile produse în zona Lotru, în apropierea lacului de acumulare. Deși de magnitudine mică, $M < 2,7$, ele prezintă interes din punctul de vedere al seismicității induse.

Pentru completarea imaginii din Fig. 4, am reprezentat grafic și variația diferenței ($S - P$) cu timpul, în Fig. 5 obținînd astfel un tablou spațio-temporal al activității seismice.

DETERMINAREA MAGNITUDINII

Pentru cutremurele adînci produse în regiunea Vrancea, înregistrate cu seismografe Mainka-Demetrescu, pentru stația Cîmpu-

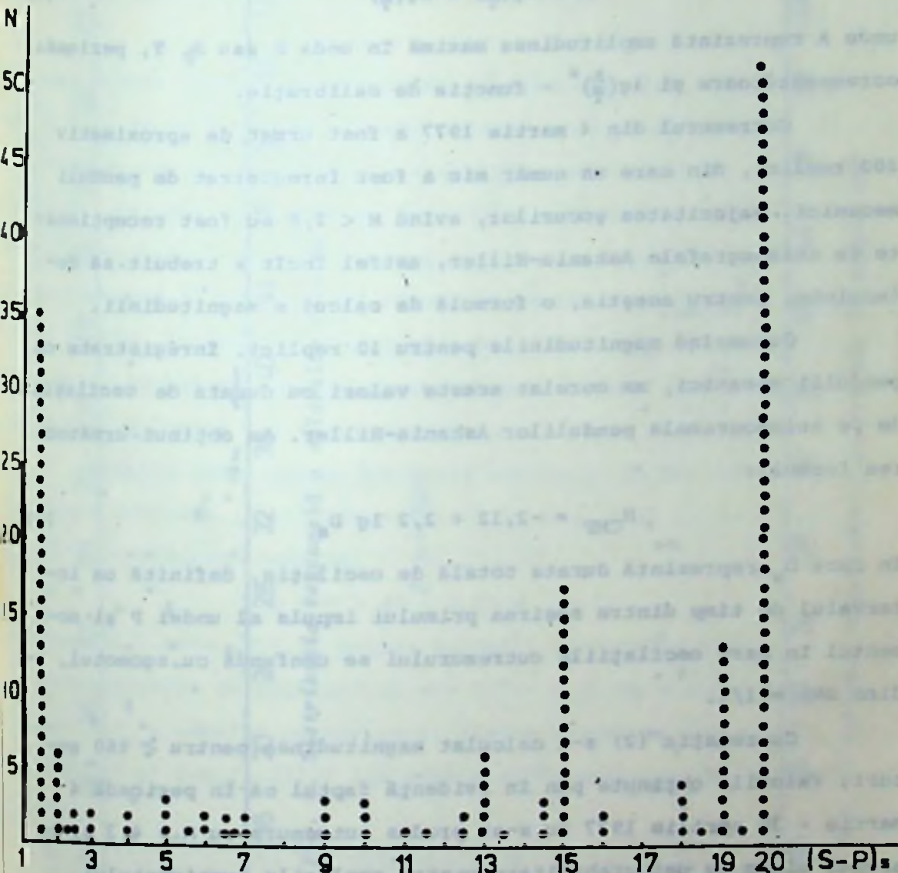


Fig. 4. Variația numărului de jocuri în funcție de (S - P)

lung, a fost stabilită o formulă de calcul a magnitudinii (Iosif și Radu, 1959), de forma:

$$M = \lg\left(\frac{A}{T}\right) + \lg\left(\frac{A}{T}\right)^* \quad (1)$$

unde A reprezintă amplitudinea maximă în unda P sau S , T , perioada corespunzătoare și $\lg\left(\frac{A}{T}\right)^*$ - funcția de calibrare.

Cutremurul din 4 martie 1977 a fost urmat de aproximativ 200 replici, din care un număr mic a fost înregistrat de penduli mecanici. Majoritatea șocurilor, având $M < 2,8$ au fost recepționate de seismografele Askania-Hiller, astfel încât a trebuit să determinăm, pentru aceștia, o formulă de calcul a magnitudinii.

Cunoscând magnitudinile pentru 10 replici, înregistrate cu pendulii mecanici, am corelat aceste valori cu durata de oscilație de pe seismogramele pendulilor Askania-Hiller. Am obținut următoarea formulă:

$$M_{CMP} = -2,12 + 2,2 \lg D_g \quad (2)$$

în care D_g reprezintă durata totală de oscilație, definită ca intervalul de timp dintre sosirea primului impuls al undei P și momentul în care oscilațiile cutremurului se confundă cu zgomotul, adică $SNR = 1/1$.

Cu relația (2) s-a calculat magnitudinea pentru ≈ 160 șocuri. Valorile obținute pun în evidență faptul că în perioada 4 martie - 30 aprilie 1977 nu s-au produs cutremure cu $M > 4,3$ și că pragul minim de detectabilitate pentru replicile evenimentului principal este $M = 1,7$ (Fig. 6).

Dependența $M = f(t)$ pentru replicile intermediare ($(S - P) \approx 18 - 20$ s) este dată în Fig. 7. Se observă că numai în prima zi s-au înregistrat șocuri cu $M > 4,0$.

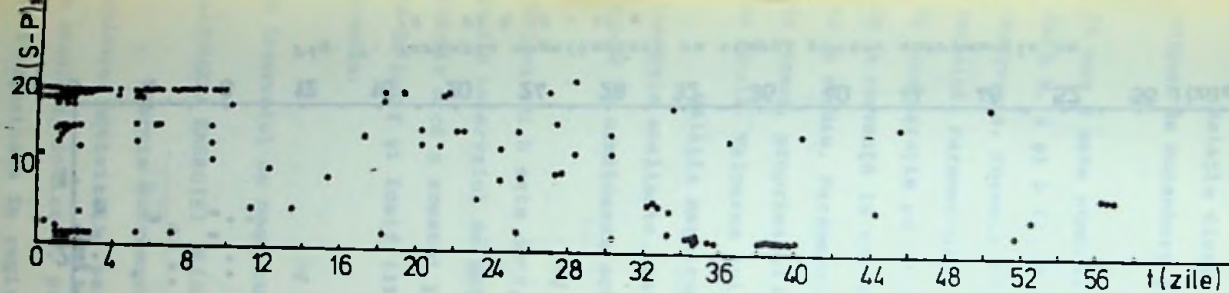


Fig. 6. Distribuția temporală a valorilor $(S - P)$

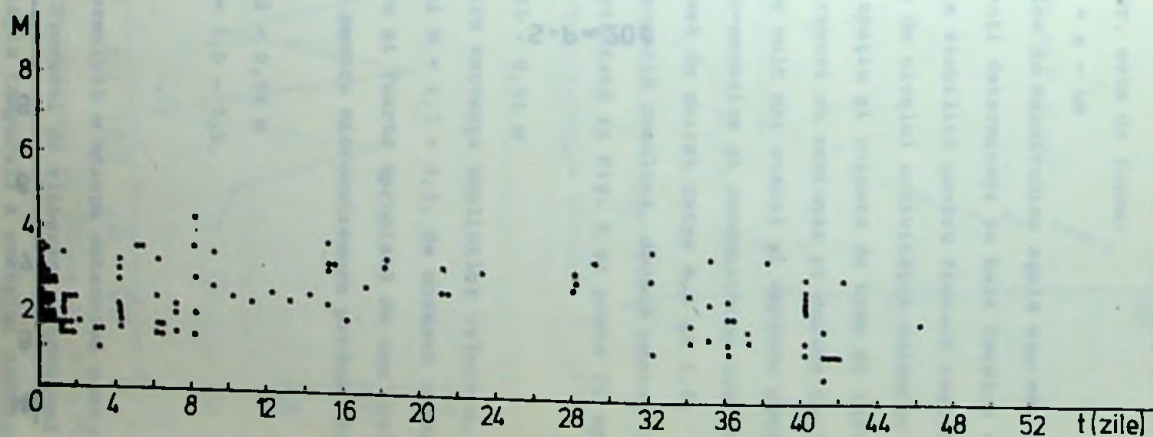


Fig. 6. Variația magnitudinii cu timpul, la stația CMP

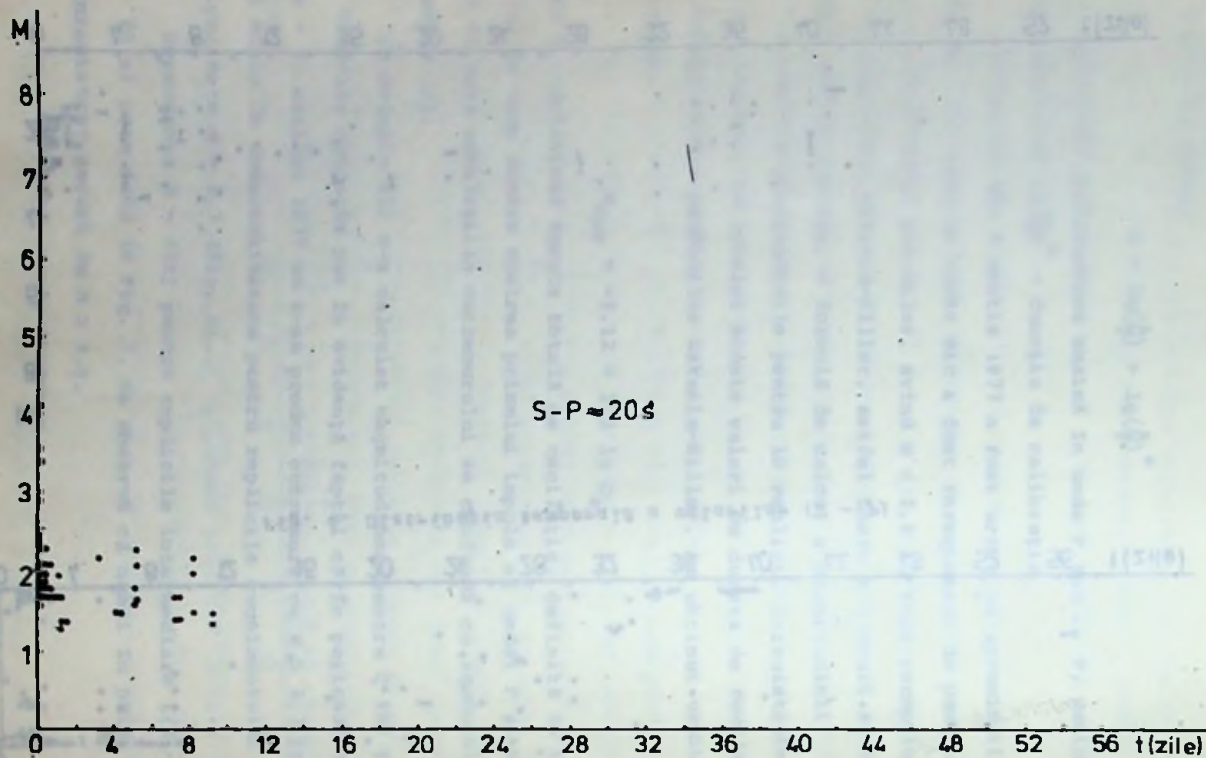


Fig. 7. Variația magnitudinii cu timpul pentru cutremurele cu
($S - P$) $\approx 18 - 30$ s.

RELATIA MAGNITUDINE-FRECVENTA

Relația dintre numărul de cutremure și magnitudinea lor, Propusă de Gutenberg și Richter, este de forma:

$$\lg N = a - bM \quad (3)$$

În care N este numărul șocurilor de magnitudine egală sau mai mare decât M , a și b fiind coeficienți determinați pe baza datelor de observație. Formula (3) trebuie stabilită pentru fiecare regiune seismică. Parametrul a depinde de nivelul activității seismice luat în considerație pe unitate de spațiu și unitate de timp și variază de la secvență la secvență în raport cu regiunea și durata implicației în studiu. Parametrul b este mult mai stabil și depinde puternic de stress, proprietățile fizico-mecanice și omogenitatea lor în zona focală. Valoarea lui b variază de obicei între 0,4 și 1,8.

Relația magnitudine-frecvență cumulată, dedusă pentru cutremurele analizate, este reprezentată în Fig. 8 și poate fi apropiată de următoarea ecuație:

$$\lg N = 2,45 - 0,51 M \quad (4)$$

Valoarea lui b este de 0,51 pentru secvența replicilor vrâncene, pentru intervalul de magnitudini $M = 1,7 - 4,3$. Se observă valoarea relativ mică a acestui parametru și foarte apropiată de cea obținută de Iosif și Iosif (1973) tot pentru microcutremure produse în Franța:

$$\lg N = 2,12 - 0,54 M \quad (5)$$

În intervalul de magnitudini $M = 1,0 - 3,5$.

ELIBERAREA ENERGIEI SEISMICE

Energia cutremurelor reprezintă o măsură obiectivă pentru evaluarea activității seismice. Procesul de eliberare a tensiunilor se studiază, indirect, prin variația temporală a energiei potențiale, înmagazinate în regiunea focală (Curba Benioff).

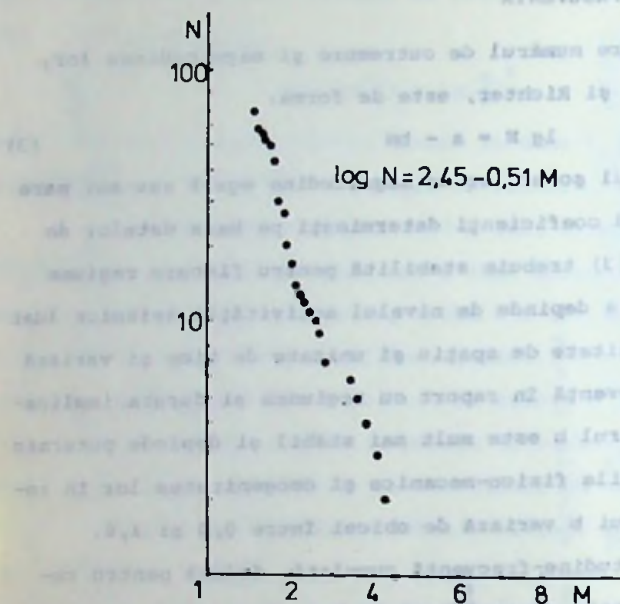


Fig. 8. Relația magnitudine-frecvență cumulată

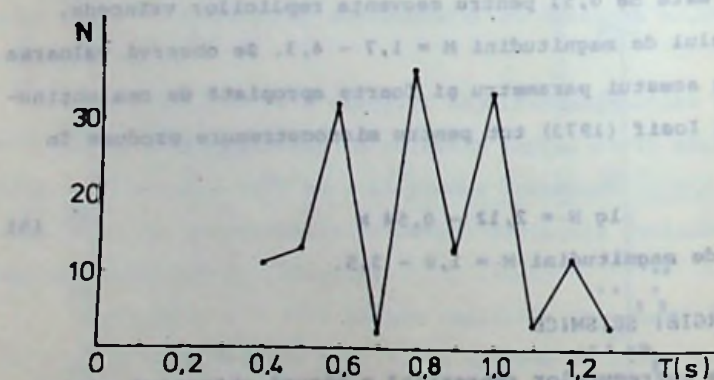


Fig. 10. Frecvența de apariție a perioadei $N = f(T)$

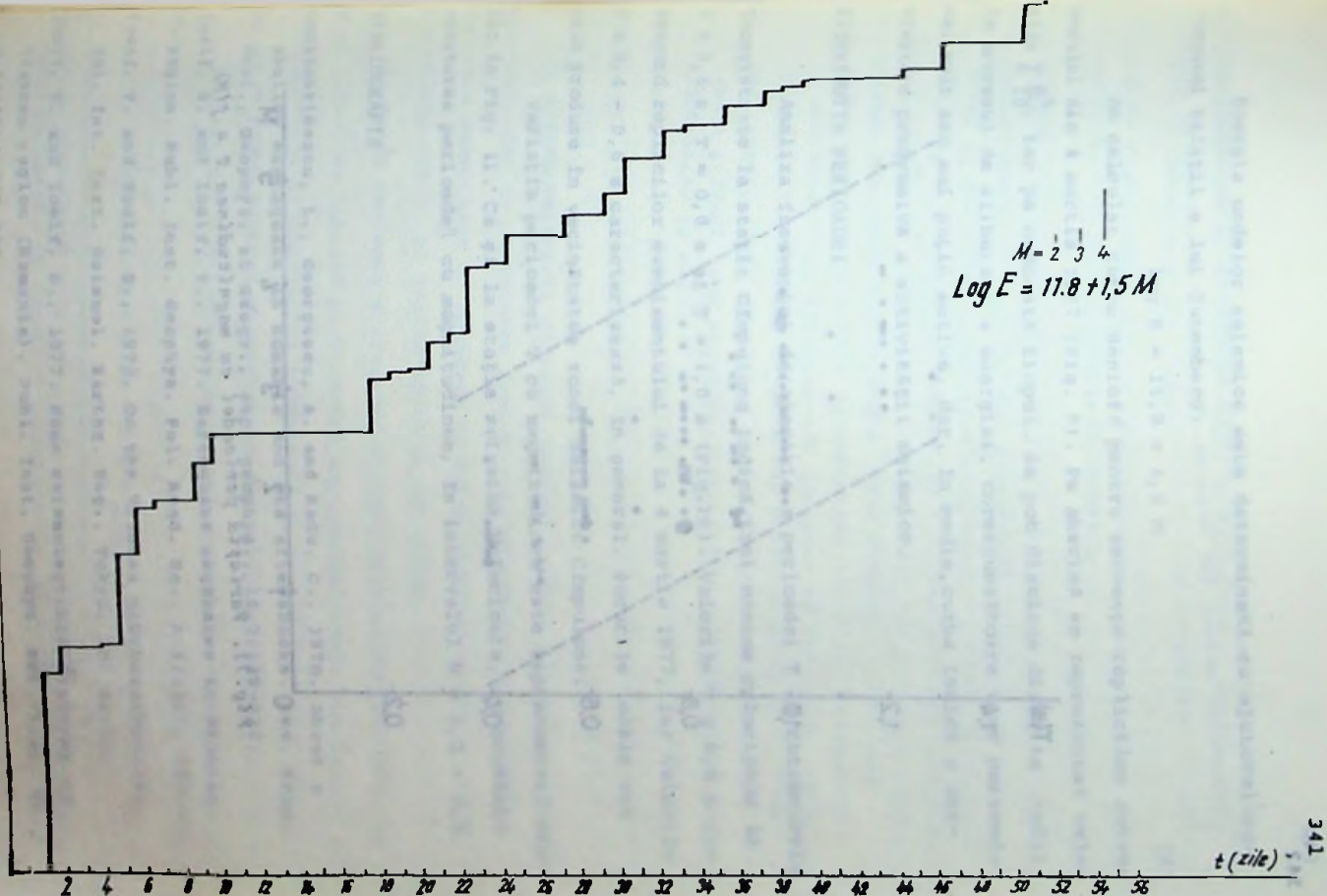


Fig. 9. Graficul de eliberare a energiei seismice

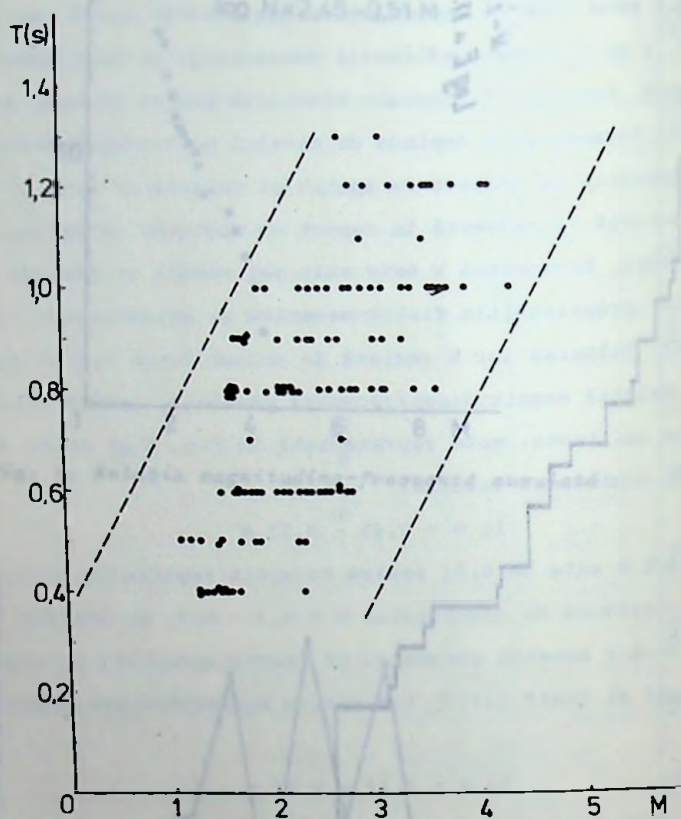


Fig.11. Variația perioadei cu mărimea $T = f(M)$

Energia undelor seismice este determinată cu ajutorul cunoscutelor relații a lui Gutenberg:

$$\log E = 11,8 + 1,5 M \quad (6)$$

Am calculat curba Benioff pentru secvența replicilor cutremurului din 4 martie 1977 (Fig. 9). Pe abscisă am reprezentat valorile $\left[\frac{E^h}{10} \right]$, iar pe ordonată timpul. Se pot distinge diferite etadii în procesul de eliberare a energiei, corespunzătoare unor perioade mai mult sau mai puțin active, dar, în medie, curba indică o creștere progresivă a activității seismice.

DISTRIBUTIA PERIOADEI

Analiza frecvenței de apariție a perioadei T la cutremurele înregistrate la stația Cîmpulung indică trei maxime principale la $T = 0,6$ s, $T = 0,8$ s și $T = 1,0$ s (Fig.10). Valorile $T \geq 0,8$ s corespund replicilor evenimentului de la 4 martie 1977, iar valorile $T \leq 0,4 - 0,6$ s caracterizează, în general, șocurile locale sau cele produse în vecinătatea zonei seismice Cîmpulung.

Variația perioadei T cu magnitudinea este reprezentată grafic în Fig. 11. Ca și la stația seismică Vrîncioaia, se constată creșterea perioadei cu magnitudinea, în intervalul $M = 1,2 - 4,3$.

BIBLIOGRAFIE

- Constantinescu, L., Georgescu, A. and Radu, C., 1970. About a shallow earthquake in Romania and its aftershocks. Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., ser. géophys., 15,2:149-222.
- Iosif, S. and Iosif, T., 1977. Earthquake sequences in Vrancea region. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-5(116): 359-371.
- Iosif, T. and Iosif, S., 1973. On the Vrancea microearthquakes, Bul. Int. Inst. Seismol. Earthq. Eng., Tokyo, 10: 41-50.
- Iosif, T. and Iosif, S., 1977. Some seismotectonic features of Vrancea region (Romania). Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-5(116): 347-358.

Iosif, T. și Radu, C., 1959. Asupra determinării magnitudinilor cutremurelor adinci din Vrancea. St. cerc. de astron. și seismol., IV, 1: 261-269.

CIMPUL MACROSEISMIC AL CUTREMURULUI VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977*)

C. RADU, G. POLONIC și I. APOPEI

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de Seismologie, C.P. MG-2, București, România

RADU, C., POLONIC, G. și APOPEI I., 1978. MACROSEISMIC FIELD OF THE MARCH 4, 1977 VRANCEA EARTHQUAKE. The macroseismic field of the Vrancea earthquake of March 4, 1977, characterized by the following parameters: $H = 19h21m56s$, $\tau = 45.8^{\circ}N$, $\lambda = 26.8^{\circ}E$, $h = 95$ km, $M = 7.2$, $I = VIII$ MSK has been analysed. The following problems were studied: area and shape of the isoseismals of intensity III-VIII; elongation of the isoseismal ellipses and decrease of intensity with distance. The results confirm the previous studies (Radu and Apopei, 1978) on strong intermediate earthquakes, but render evident some peculiarities in the seismic intensity attenuation as well.

INTRODUCERE

În scopul estimării riscului seismic au fost elaborate o serie de metode, dar de un interes deosebit în problemele ingineresti sînt cele dezvoltate și aplicate de către Algermissen et al (1975), Ruzhichenko (1975) și Keilis-Borok et al (1973).

Metoda de evaluare a riscului seismic propusă de Keilis-Borok et al (1973) se bazează pe un model macroseismic care analizează suprafața, forma și orientarea izoseistelor, considerînd fiecare cutremur ca un punct separat, caracterizat de parametrii H , τ , λ , h și M .

Suprafețele S delimitate de izoseiste satisfac modelul macroseismic

$$\log S(I, M) = a(I) + b(I)M + \sigma_g \xi \quad (1)$$

Lucrare prezentată la a XVI-a Adunare Generală a Comisiei Seismologice Europene, 25 august - 5 septembrie, 1978, Strasbourg.

în care a și b sînt parametri ce depind de intensitatea seismică I ; M - magnitudinea cutremurului, $\sigma_s \xi$ - componentă aleatoare ce depinde de neomogeneitatea mediului, adîncimea și mecanismul cutremurului; σ_s - deviația standard a corecției $\sigma_s \xi$.

Scopul acestei lucrări este de a analiza cîmpul macroseismic al cutremurului vrîncean din 4 martie 1977. Următoarele probleme au fost studiate: suprafața și forma izoseistelor de intensitate III-VIII, alungirea elipselor izoseismale care aproximează suprafețele macroseismice și atenuarea intensității.

DATE DE OBSERVAȚIE

Materialul principal de observație este reprezentat de harta macroseismică care reprezintă distribuția intensității seismice observate în diferite puncte de pe teritoriul României.

Pentru determinarea intensității seismice I , imediat după cutremur, s-au trimis chestionare tip în toate comunele și satele de pe teritoriul României. În total au fost expediate cca. 12.000 chestionare, dintre care 2000 în municipiul București. În general, într-o localitate s-au expediat mai multe chestionare, o atenție deosebită acordîndu-se localităților din Oltenia, Muntenia și Moldova, adică acolo unde cutremurul a fost simțit cel mai puternic.

Chestionarul tip utilizat pentru studierea cîmpului macroseismic al cutremurului din 4 martie are la bază scara seismică MSK-64 și conține referiri cu privire la: tipul construcțiilor, natura și gradul avariilor, efecte asupra terenului, comportarea oamenilor și animalelor.

Intensitatea seismică I_1 , într-un anumit punct i s-a calculat

cu relația :

$$I_i = \frac{I_{i,c} + I_{i,o}}{2} \quad (2)$$

unde $I_{i,c}$ și $I_{i,o}$ reprezintă valorile intensității seismice apreciate pe baza comportării clădirilor și respectiv a oamenilor; bineînțeles că în acest mod de evaluare a intensității, cea-mai mare atenție s-a acordat mărimii $I_{i,c}$ care are un caracter mai "obiectiv".

Mărimile $I_{i,c}$ și $I_{i,o}$ reprezintă la rândul lor media valorilor intensității apreciate de diferiți observatori, adică:

$$I_{i,c} = \frac{1}{k} \sum_k I_{i,c}^k \quad (3)$$

și

$$I_{i,o} = \frac{1}{k} \sum_k I_{i,o}^k ; k=1,2,\dots,n. \quad (4)$$

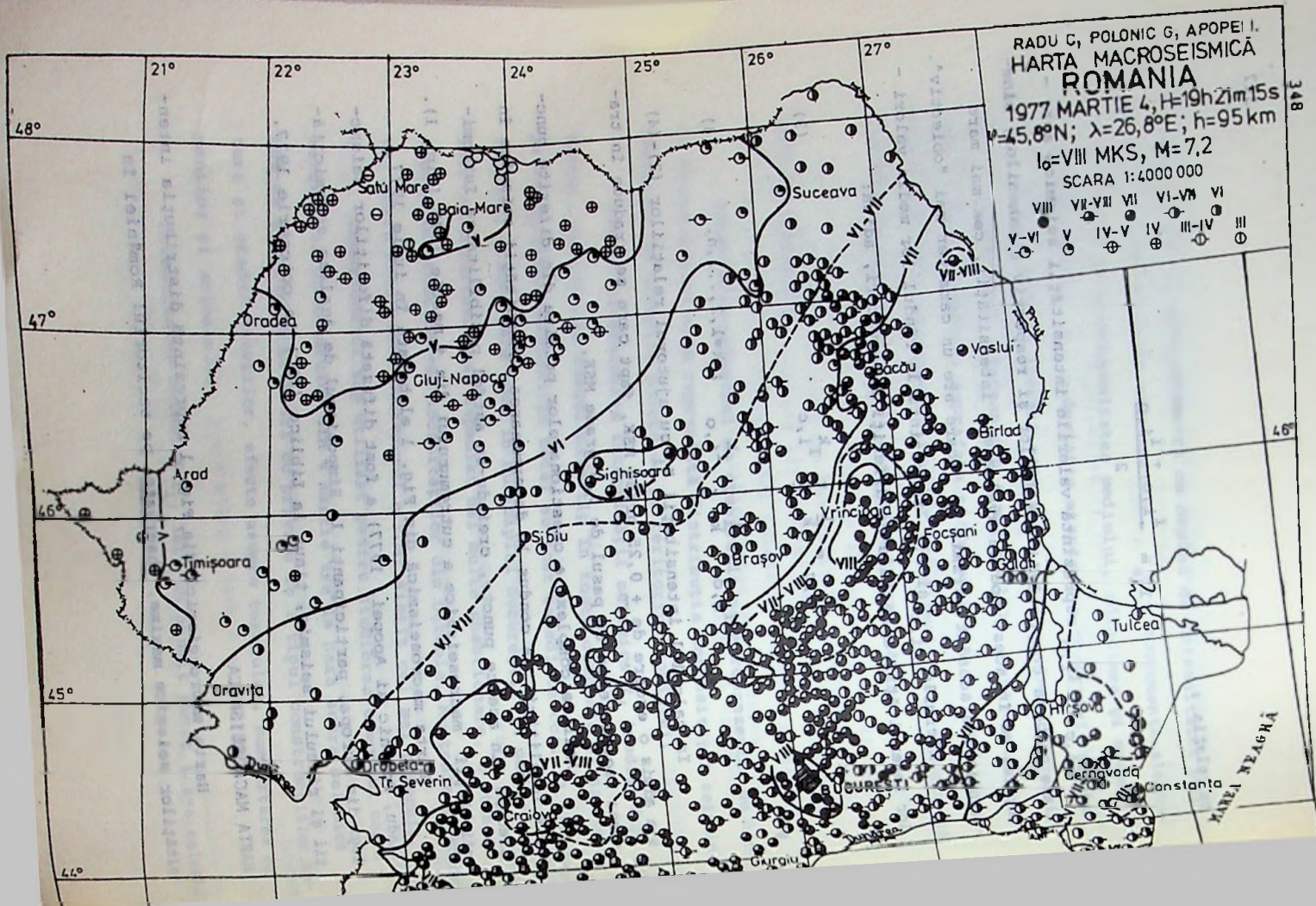
În calculul intensității I_i cu ajutorul relațiilor (2)-(4) s-a admis o eroare de $\pm 0,25$ grade MSK, fapt care se traduce în trasarea izoseistelor cu pasul de 0,5 grade MSK.

Analiza complexă a chestionarelor primite din diferite puncte = localități a condus la determinarea intensității seismice în fiecare din aceste puncte, creindu-se astfel posibilitatea întocmirii hărții macroseismice a cutremurului din 4 martie 1977 (Fig. 1).

Harta macroseismică din Fig. 1 elaborată în iunie 1977 (Radu, Polonic și Apopei, 1977) a fost difuzată diferiților seismologi din Europa, participanți la Simpozionul de Analiza seismicității și riscului seismic, ținut la Liblice (RSC) în octombrie 1977.

HARTA MACROSEISMICA

Harta macroseismică din Fig. 1 reprezintă distribuția intensităților seismice maxime, observate pe teritoriul României în



timpul cutremurului din 4 martie 1977. Pe această hartă, trasată la scara 1 : 1.000.000, intensitatea seismică este exprimată pe scara MSK-64.

Distribuția intensităților este foarte asemănătoare cu cea observată în timpul cutremurului vrincean din 10 noiembrie 1940, dar efectele recentului cutremur au fost mult mai severe spre sud-vest (Craiova) decît spre nord-est (Iași). Această particularitate se explică prin caracterul de multișoc al seismului din 4 martie și migrarea focarului spre sud (Müller et al., 1977), precum și prin caracterul de "amplificator seismic" al diferitelor fracturi din Cîmpia Română.

Analiza hărții macroseismice a cutremurului din 4 martie 1977 conduce la următoarele observații :

1 - intensitatea maximă $I = VIII$ observată în regiunea epicentrală, pe o suprafață relativ mică, a fost notată și în municipiul București, situat la cca. 165 km de epicentru ;

2 - apariția unor "insule seismice" cu $I = VII-VIII$, în interiorul zonei cu intensitatea $I = VII$, situate la distanțe mari de epicentru (Craiova - $\Delta = 285$ km; Zimnicea - $\Delta = 265$ km; Iași - $\Delta = 165$ km). Aceste "insule seismice" sînt localizate practic de-a lungul direcțiilor de amortizare minimă a intensității seismice ($N26^{\circ}E$ și $S57^{\circ}E$) ;

3 - cutremurul a fost simțit cu intensitatea $I \geq VII$ pe o arie destul de mare ($S = 1,18 \times 10^5$ km²) ce cuprinde o parte importantă din teritoriul României, precum și o mică parte din nordul Bulgariei și vestul Uniunii Sovietice;

4 - intensitatea $I \geq VI$ a fost observată pe circa 2/3 din teritoriul României, iar intensitatea $I \geq V$ pe aproape întreg teritoriul României (excepție face partea de nord și nord-est a

Transilvaniei, precum și vestul Banatului) ;

5 - izoseistele ce mărginesc zonele de intensitate I = VI-VIII sînt alungite în direcția NE-SV, fiind paralele cu planul de falie al șocului principal, determinat prin studiul mecanismului în focar (Müller et al., 1977, Radu și Apopei, 1977) ;

6 - forma și direcția izoseistelor este foarte asemănătoare cu cea corespunzătoare marilor cutremure intermediare din regiunea Vrancea (de exemplu cutremurele din 26 octombrie 1802 și 10 noiembrie 1940).

7 - suprafețele delimitate de izoseistele de intensitate I = III - VII (vezi Radu, Kárník et al., 1978) date în Tabela I, satisfac modelul macroseismic exprimat prin ecuația (1). În cazul cutremurelor intermediare vrîncene, coeficientul b variază în intervalul 0,47 - 0,51 ($M = 5,3 - 7,4$; I = IV-VII) (Radu și Apopei, 1977) ;

TABELA I

Distribuția intensității seismice pe teritoriul României

I (MSK) $\geq$	VIII	VIII-VII	VII	VII-VI	VI	V	IV
$S(10^3 \text{ km}^2)$	1,26	12,75	86,39	114,65	164,05	209,39	237,50

TABELA II

Elongația izoseistelor

I (MSK)	VIII	VII	VI	V	IV	III
$e = n/m$	(0,38)	0,56	0,61	0,59	0,49	0,65

8 - valorile elongației ϵ , date în Tabela II sînt foarte apropiate de cele caracteristice cutremurelor intermediare vînce-
ne $\epsilon = 0,48 - 0,66$ pentru $M = 5,5 - 7,4$ și I - III - VIII (Radu
și Apopei, 1977).

9 - alungirea izoseistelor în direcția NE - SV se explică
prin atenuarea slabă a intensității în această direcție. Coeficien-
tul de atenuare v definit prin relația :

$$v_1 = 1/(\log D_1 + 1/D_1) \quad (5)$$

unde D_1 este distanța hypocentrală corespunzătoare izoseistei i -
variază cu azimutul. Se remarcă de asemenea și o variație cu inten-
sitatea și aceasta în special în direcția NE;

10 - traseul izoseistelor de intensitate I - VIII și I-VII
urmează lanțul munților Carpați, caracteristică observată la toate
cutremurele intermediare puternice din regiunea Vrancea.

Harta întocmită de noi pentru cutremurul din 4 martie 1977
(Fig. 1) este asemănătoare cu hărțile elaborate de alți autori. Di-
ferența între harta din Fig. 1 și harta "generalizată" a lui Sheba-
lin (1977) (Fig. 2) constă în distribuția arilor de intensitate VIII.
Conturul izoseistei de gradul VII dat de Ambraseys (1978) (Fig. 3)
este similar celui din Fig. 1. Harta întocmită de Medvedev (1977)
(Fig. 4) se apropie ca formă de harta întocmită de noi, dar diferă
cu un grad în ceea ce privește nivelul seismic. Valorile de intensi-
tate seismică compilate de Stojković et al (1977) (Fig. 5) concordă
cu cele date în Fig. 1. De asemenea, există o bună concordanță între
harta macroseismică pentru teritoriul României și hărțile întocmite
pentru teritoriile învecinate : Bulgaria, URSS și Jugoslavia (vezi
Radu, Karnik et al., 1978).

Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977, care
constituie o a doua hartă detaliată a unui cutremur vîncean puter-

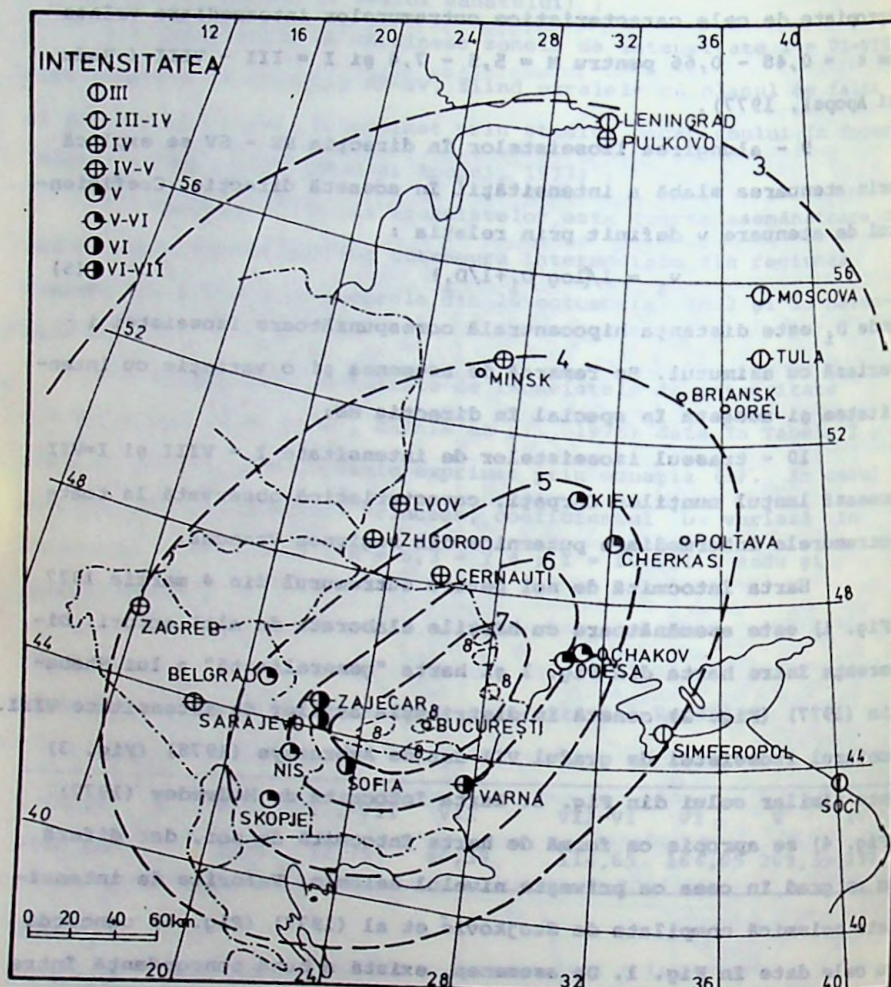


Fig. 2. Harta macroseismică "generalizată" a cutremurului din 4 martie 1977 (Shebalin, 1977).

ROMANIA
IZOSEISTELE I=VII
PENTRU CUTREMURELE DIN 1940 ȘI 1977
(DUPĂ NN. AMBRASEYS, 1978)

0 100 200 km

★ ★ Epicentrele cutremurelor
din 1940 și 1977

Fig. 3

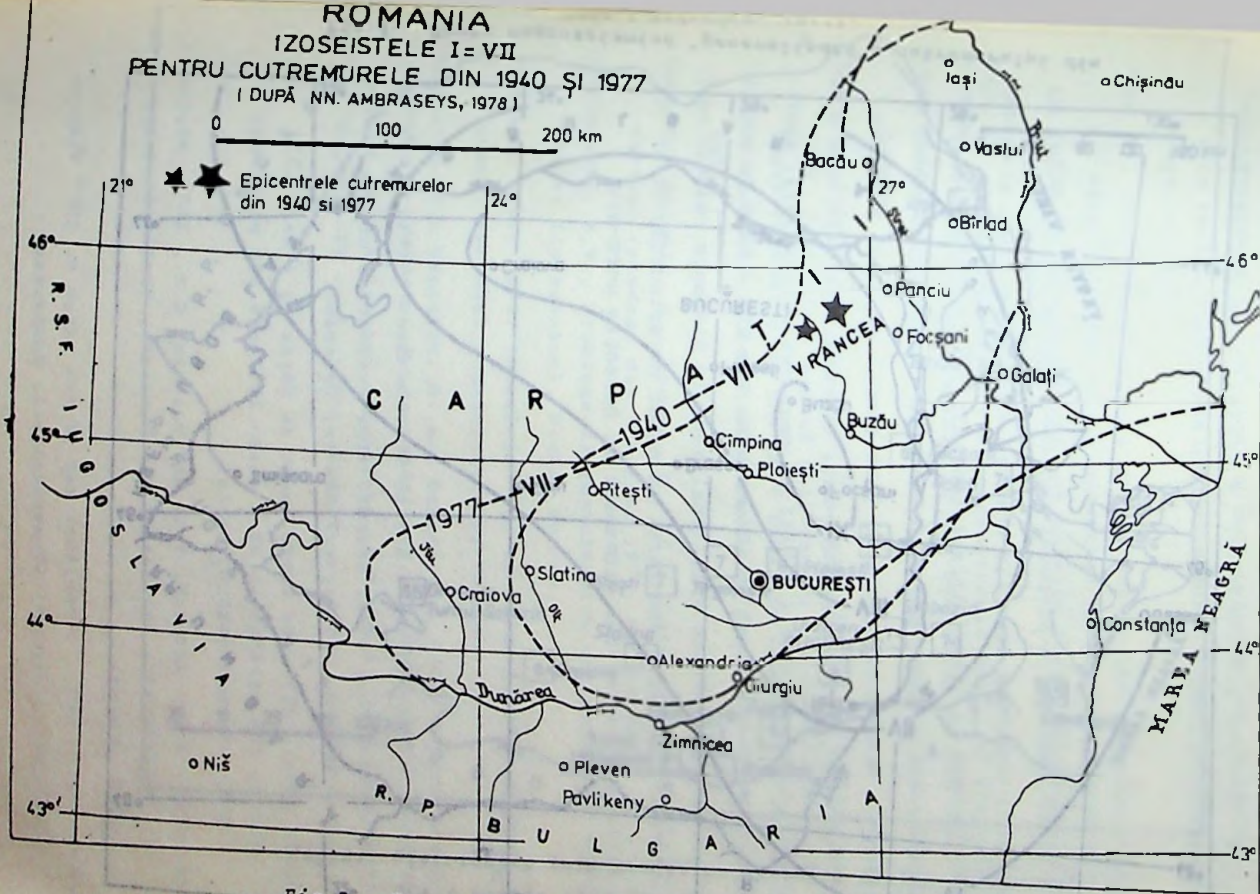


Fig. 3. Comparație între izoseistele de gradul VII ale cutremurelor vrâncene din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977 (Ambraseys, 1978).

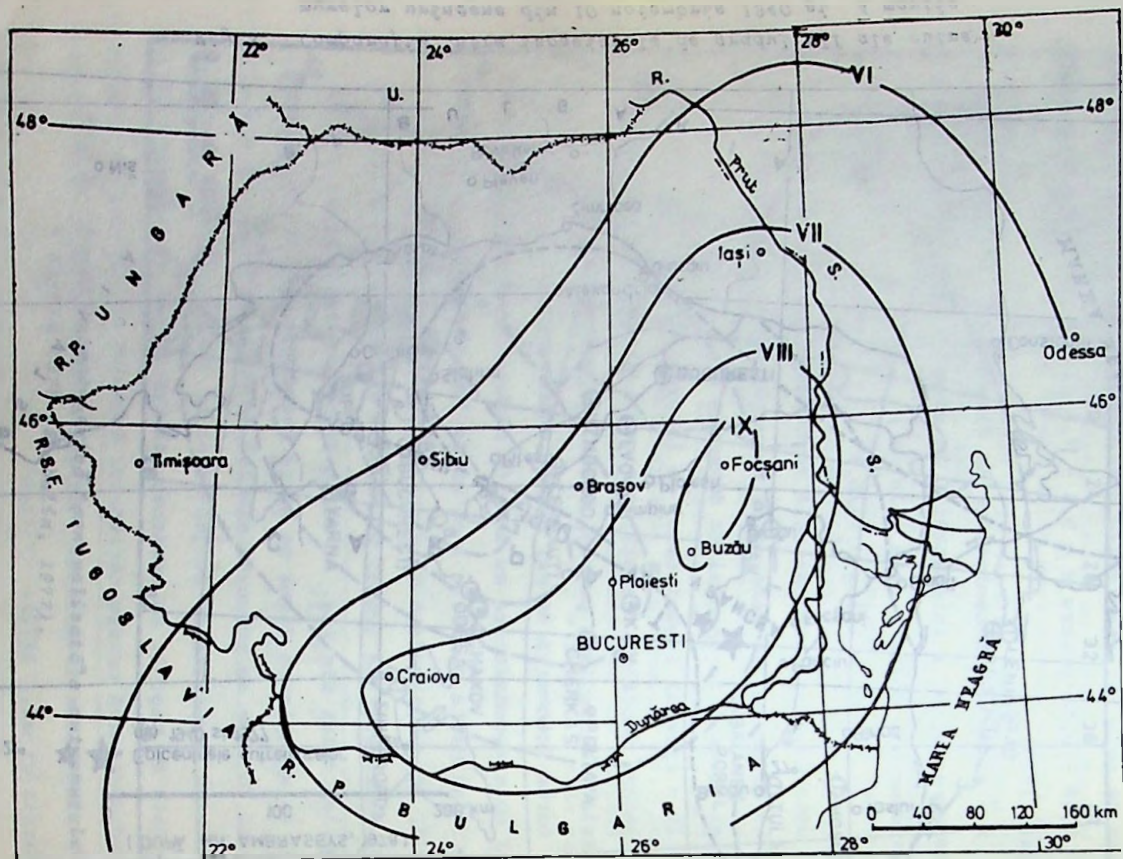


Fig. 4. Harta macroseismică "generalizată" a Țării noastre din

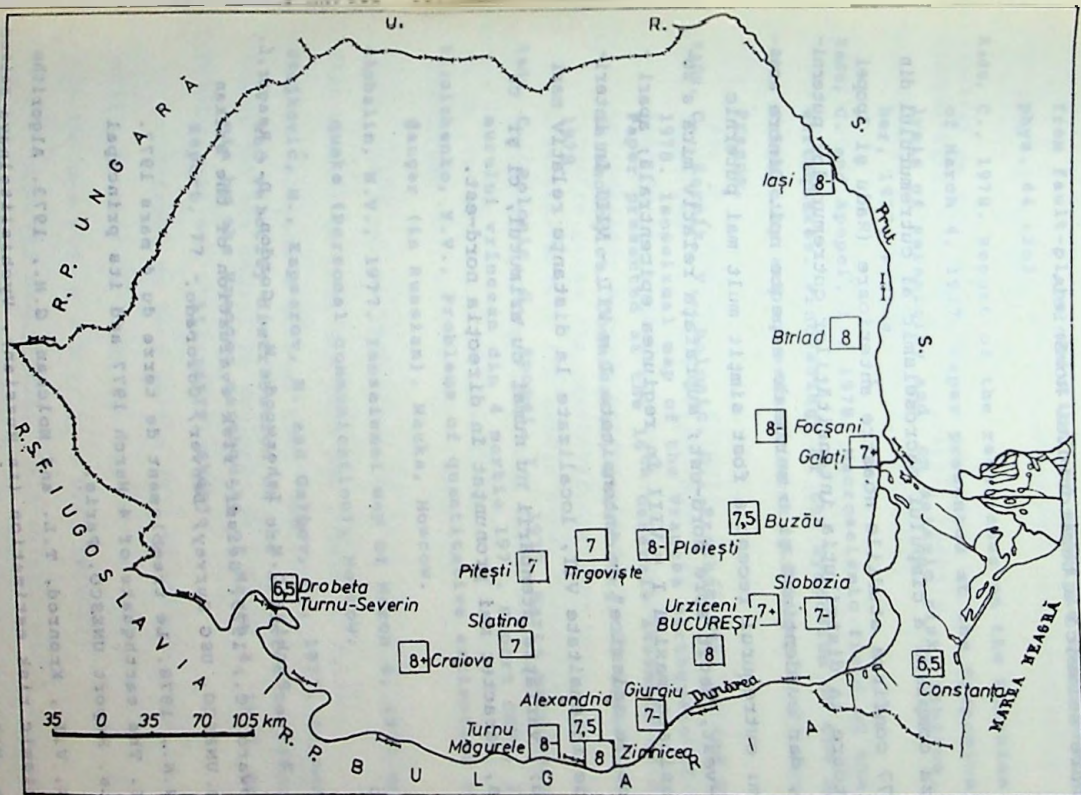


Fig.5. Distribuția intensităților seismice pentru cutremurul din 4 martie 1977 (Stojković et al, 1977).

nic, va reprezenta un material foarte important în elaborarea noii hărți de zonare seismică a teritoriului României.

CONCLUZII

Analiza complexă a cîmpului macroseismic al cutremurului din 4 martie 1977 confirmă studiile noastre anterioare (Radu și Apopei 1977) privitoare la distribuția intensităților cutremurelor puternice vrîncene, dar evidențiază și o serie de aspecte noi. Dintre acestea, amintim: cutremurul recent a fost simțit mult mai puternic înspre sud-vest, decît spre nord-est; suprafața relativ mică a zonei de intensitate maximă $I = VIII$ în regiunea epicentrală; apariția unor "insule seismice" de intensitate $I = VII - VIII$ în interiorul zonei de intensitate VII , localizate la distanțe relativ mari de epicentru; variația atenuării nu numai cu azimutul, ci și cu intensitatea, caracter mai pronunțat în direcția nord-est.

BIBLIOGRAFIE

- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Isherwood, W., Gordon, D., Reager, L. and Howard, C., 1975. Seismic risk evaluation of the Balkan region. UNESCO, USG Survey, Denver, Colorado.
- Ambraseys, N.N., 1978. Le tremblement de terre du 4 mars 1977. Part I. The earthquake of 4 March 1977 and its principal effects. Report UNESCO, Paris.
- Keilis-Borok, V.I., Kronrod, T.L. and Molchan, G.M., 1973. Algorithms for seismic risk estimation (in Russian). Vychislitel'naya seismologiya, Moscow.
- Medvedev, S.V., 1977. Isoseismal map of the march 4, 1977 Vrancea earthquake (Personal Communication), Bucharest.

- Müller, G., Bonjer, K.P., Stöckl, H. and Enescu, D., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple event analysis. *J. Geophys.* 44 : 203.
- Radu, C., 1978. Report of the researches on the Romanian earthquake of March 4, 1977. Paper presented at the Symposium on the Analysis of seismicity and on seismic risk, Liblice, 17-22 October, 1977, Prague.
- Radu, C. and Apopei, I., 1978. Macroseismic field of the Romanian earthquakes. Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on seismic risk, Liblice, 17-22 October, 1977, Prague.
- Radu, C., Kárník, V., Polonic, G., Procházková, D. and Schenková, Z., 1978. Isoseismal map of the Vrancea earthquake of March 4, 1977. Paper presented at the 16th Generale Assembly of European Seismological Commission, Strasbourg, 25 august - 5 September, 1978.
- Radu, C., Polonic, G., Apopei, I., 1977. Harta macroseismică a cutremurului vrancean din 4 martie 1977. Raport CSEN, 1, București.
- Riznichenko, Y.V., Problems of quantitative estimation of seismic danger (in Russian). Nauka, Moscow.
- Shebalin, N.V., 1977. Isoseismal map of March 4, 1977 Vrancea earthquake (Personal communication), Moscow.
- Stojković, M., Kapsarov, H. and Galbov, S., 1977. Ground acceleration and velocity distribution on the affected territory of S.R. Romania by the Vrancea earthquake of March 4, 1977: Preliminary Report, 77 - 11, IZIIS, Skopje.

Shilov, G. G., Bonjer, E. V., Blokh, M. and Zaslavsky, V. V., 1978. The same
also published in the journal of the Academy of Sciences of the USSR, 1978, No. 1, p. 10.
from the same journal and the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

Shilov, G. G., 1978. Report of the research on the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.
at the same journal, 1978, No. 1, p. 10.

HARTA MACROSEISMICA A CUTREMURULUI ROMANESC DIN 4 MARTIE 1977^{*)}

C. PADU, G. POLONIC

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

V. KÁRNÍK, D. PROCHÁZKOVÁ, Z. SCHENKOVÁ

Institutul de geofizică al Academiei cehoslovace de științe.
14131 Praga 4 - Šporkův (Cehoslovacia)

RADU, C., KÁRNÍK, V., POLONIC, G., PROCHÁZKOVÁ, D. AND SCHENKOVÁ, Z., 1978. ISOSEISMAL MAP OF THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. The isoseismal map of the intermediate Vrancea earthquake of March 4, 1977 was compiled using the contributions from many European countries within the shaken area. Characteristic features of the macroseismic field are discussed.

INTRODUCERE

La 4 martie 1977, la 19 h 21 m, teritoriul României a fost zguduit de unul din cele mai puternice cutremure produse în istoria seismică a acestei țări. Teatrul seismic al acestui cutremur își are sediul în regiunea de curbură a Carpaților, regiune cunoscută sub numele de Vrancea.

Seismul de la 4 martie 1977 se caracterizează prin următorii parametri: $H = 19h\ 21m\ 56s\ GMT$; $\varphi = 45,8^\circ N$; $\lambda = 26,8^\circ E$; $h = 95\ km$; $m = 6,9$; $M = 7,2$; $I_0 = VIII$ (MSK-64).

Datorită magnitudinii sale relativ mari, cutremurul a fost simțit în mai multe țări europene și în Asia, în Liban; se pare că a fost simțit și pe continentul african, în Egipt.

Aria mare pe care s-a simțit acest cutremur, precum și

^{*)} Lucrare prezentată la a XVI-a Adunare generală a Comisiei Seismologice Europene, 29 august-5 septembrie 1978, Strasbourg.

interesul științific pe care-l prezintă cutremurele intermediare au condus la necesitatea unor studii comune asupra cutremurului din 4 martie 1977. Unul din aceste studii, la scară europeană, s-a concretizat în Harta macroseismică, hartă pe care o vom prezenta în cele ce urmează.

În dorința sa de a include în Atlasul hărților macroseismice ale cutremurelor din Carpați-Atlas ce a fost compilat în cadrul Programului 4.3 al Comisiei academiilor țărilor socialiste pentru cercetări de geofizică planetară - KAPG)-și harta cutremurului catastrofal din 4 martie 1977, V. Kárník - editorul șef al acestui Atlas - a invitat (scrisoarea din 17 mai 1977) diferiți seismologi să colaboreze la compilarea acestei hărți și să trimită izoseistele pentru teritoriul țării lor. Pentru întocmirea hărților naționale s-a recomandat folosirea scării 1:1.000.000 și notarea intensității (scara MSK-64, dacă este posibil) pentru toate punctele de observație. Harta finală urma să fie publicată la scara 1:5 milioane, iar toți colaboratorii să fie menționați ca autori.

Intr-o scrisoare a sa din 7 iulie 1977, V. Kárník informează din nou pe C. Radu despre intenția sa de a include în Atlasul hărților macroseismice, compilat în cadrul Programului KAPG și harta cutremurului din 4 martie 1977 și că, în conformitate cu rezoluțiile Conferinței KAPG de la Tbilisi (aprilie 1977), responsabilitatea întocmirii acestei hărți revine lui C. Radu, deoarece cutremurul studiat s-a produs pe teritoriul României. În această situație, V. Kárník propune lui C. Radu combinarea informațiilor culese la Praga și București și compilarea în comun a Hărții finale a cutremurului catastrofal din 4 martie 1977. Harta elaborată la scara 1:5.000.000 urma să fie gata la finele lunii septembrie 1977.

DATE DE OBSERVATIE

Pentru elaborarea hărților finale ale cutremurului din 4
 aprilie 1977 s-au folosit hărțile naționale sau informațiile pen-
 tru diferitele țări din Europa:

Albania - K. Collaku și N. Sulstarova: Buletin seismic, Seismolo-
 gical Centre, Academy of Sciences of People Socialist
 Republic of Albania, Tirana.

Austria - J. Drimmel: Harta macroseismică (scara 1:1.000.000),
 Seismological station, Wien.

Bulgaria - E. Grigorova și R. Glavcheva: Harta macroseismică
 (scara 1:830.000), Geophysical Institute, Bulgarian
 Academy of Sciences, Sofia.

Cehoslovacia - J. Brouček: Harta macroseismică (scara 1:1.000.000),
 Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Bra-
 tislava.

Olanda - P. Teikari: Harta macroseismică, Institute of
 Seismology, University of Helsinki, Helsinki.

Republica Democrată Germană - G. Grünthal: Harta macroseismică
 (scara 1:1.000.000), Central Institute of Earth's
 Physics, Potsdam.

Grecia - J. Drakopoulos: Harta macroseismică (scara 1:1.000.000),
 National Observatory of Athens, Seismological
 Institute, Athens.

Iugoslavia - M. Vukašinović, S. Nedeljković, P. Metović, V. Te-
 sić, B. Kontić, B. Pulatović, D. Hadžievski, D. Cvija-
 nović, M. Jancović și V. Supić: Harta macroseismică (sca-
 ra 1:1.000.000).

Polonia - B. Guterch și H. Lewandowska-Marciniak: Harta macrose-
 ismică (scara 1:4 milioane), Institute of Geophysics,
 Polish Academy of Sciences, Warsaw.

România - C. Radu, G. Polonic, I. Apopei; Harta macroseismică (scara 1:1.000.000), Centre of Earth's Physics and Seismology, Bucharest.

Ungaria - D. Csomor: Harta macroseismică (scara 1:1.000.000), Geophysical Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.

Uniunea Sovietică - V. Drumea, A. A. Roman, T. P. Moskalenko (Ac. Sci. USSR); I. V. Ananin (Ac. Sci. USSR); T. I. Ponomov, A. H. Postovutchenko, G. N. Puugaevskiy, G. P. Kostvuk, P. S. Pronishin, T. S. Karpiv, P. S. Karmazin, V. S. Knyazeba, A. M. Sklyar (Ac. Sci. USSR); E. P. Hotko (Ac. Sci. USSR) - Editor I. V. Ananin: Harta macroseismică (scara 1:5.000.000), Institute of Earth's Physics, Academy of Sciences of USSR, Moscow.

Comentariile la hărțile naționale au fost făcute de P. Teikari (Finlanda), G. Grünthal (RDG), B. Guterch și H. Lewandowska-Marciniak (Polonia) și I. V. Ananin (URSS), comentariile pe care le prezentăm în continuare:

P. Teikari (scrisoare adresată lui C. Radu, august 1978). "Lista observațiilor făcute în Finlanda a fost scrisă în limba finlandeză, dar, dacă dumneavoastră doriți, eu pot s-o traduc și să vi-o trimit mai târziu. Printre acestea există câteva observații interesante, de exemplu cea făcută în Lappeenranta (punct în vecinătatea graniței sovietice). Acolo, într-un depozit înalt de 11 m și 60 m lungime, rafturile au fost mișcate atât de mult, încât la partea superioară acestea s-au deplasat cu aproximativ 10 cm!!"

G. Grünthal (scrisoare adresată lui C. Radu, decembrie 1977). "Zguduirile acestui cutremur au fost simțite slab în

extremitatea de sud-est a RDG. Chestionarele speciale trimise imediat după cutremur în toată partea de sud-est a RDG arată că zguduirile au fost simțite numai în zona Zittau cu intensitatea $I = III$ MSK (fără a fi menționate în alte localități)".

B. Guterch și H. Lewandowska-Marciniak (scrisoare adresată lui C. Radu). "Cutremurul românesc a fost simțit pe întreg sud-estul și estul Poloniei. Pe baza chestionarelor din presă publicate după cutremur, intensitatea I , în scara MSK-64, a fost determinată pentru câteva zeci de localități. Din multe locuri am primit răspunsuri individuale că acest cutremur a fost simțit la etajele superioare. Pentru asemenea cazuri noi nu am determinat intensitatea, ci am notat numai aceste puncte cu un simbol propriu pe hartă.

Este interesantă comportarea izoseistei $I = III$, trasată pe teritoriul Poloniei. În general ea are traseul meridional și definește limita vestică a regiunii macroseismice a cutremurului românesc. Din forma izoseistei $I = III$ în Polonia Centrală se poate trage concluzia că undele seismice suferă o puternică amortizare în zona marginală a Platformei pre-cambriene a Europei de est".

I.V. Ananin (scrisoare adresată lui C. Radu): "Harta izoseistelor pe teritoriul părții europene a URSS s-a alcătuit pe baza datelor macroseismice din 1.200 puncte (în total au fost culese cca 40.000 date macroseismice). Intensitatea I s-a determinat pe scara MSK-64. Datorită imposibilității de a reprezenta toate cele 1.200 puncte, pe o hartă la scara 1:5.000.000, s-a notat intensitatea numai pentru câteva orașe mari. Se pregătește publicarea întregului material macroseismic sub forma "Catalogul datelor macroseismice ale cutremurului din 4 martie 1977, pe teritoriul URSS".

În ideea că o serie de materiale colecționate la București

și Praga au fost completate între timp, C. Radu, prin scrisoarea sa din 22 iulie 1977, invită o serie de seismologi din Europa să colaboreze la întocmirea hărții finale a cutremurului din 4 martie 1977. Se recomandă din nou elaborarea de hărți naționale la scara 1:1.000.000 și notarea intensității (scara MSK, pentru toate punctele de observație).

Cu ocazia celei de a IV-a reuniuni a Grupului de experți științifici pentru măsuri de cooperare internațională pentru detectarea și identificarea evenimentelor seismice, care a avut loc la Geneva în perioada 25 iulie - 5 august 1977, C. Radu și V. Kárník au avut o serie de discuții cu experți din diferite țări europene despre felul cum a fost simțit cutremurul din 4 martie 1977 pe teritoriul țării lor (Belgia - J.M. Van Gils, Danemarca - J. Hjelm, Finlanda - I.T. Noponen, Republica Federală a Germaniei - H.P. Harjès, Italia - M. Caputo, Norvegia - E.S. Husebye, Suedia - O. Dahlman).

În timpul Simpozionului despre analiza seismicității și riscului seismic, care a avut loc la Liblice (Cehoslovacia) în perioada 17-22 octombrie 1977, s-a ținut și o reuniune a Grupei 4.3 KAPG, unde s-a discutat și Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977. La invitația lui V.I. Bune - responsabilul acestei grupe - C. Radu a prezentat o informare asupra stadiului lucrărilor de elaborare a acestei hărți și a invitat din nou pe seismologi să trimită ultimile precizări la hărțile macroseismice naționale, trimise anterior.

La Simpozionul de la Liblice s-a recomandat definitivarea hărții macroseismice a cutremurului din 4 martie 1977 și prezentarea acestei hărți la Reuniunea KAPG de la Șopron (Ungaria), în aprilie 1978.

Deoarece în aprilie 1978 nu s-a dispus de toate informațiile macroseismice culese pe teritoriul Europei, harta nu a putut fi definitivată și deci prezentată la Reuniunea KAPG de la Sopron.

În iunie 1978, Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977 (Editori : C.Radu, V.Kárník , G.Polonic, D.Procházková, Z.Schenkova) a fost definitivată și expediată colaboratorilor din diferite țări europene pentru a face eventuale remarci, completări sau modificări. Se recomandă ca observațiile asupra hărții să fie trimise lui C.Radu pînă la finele lunii iulie 1978.

S-au primit observații de la G.Grünthal (RDG), D.Csomor (Ungaria) și I.V.Ananin (URSS), observații pe care le prezentăm în continuare :

G.Grünthal - propune completarea hărții cu localitățile de pe teritoriul RDG, unde cutremurul a fost simțit cu intensitățile I = II și I = II - III.

D.Csomor - remarcă notarea eronată în legendă a simbolurilor pentru intensitate I = IV.

I.V.Ananin - propune introducerea în Ucraina a unei microzone cu intensitatea I = III.

Observațiile făcute de diferiți seismologi europeni au fost luate în considerație și ca urmare s-a elaborat o nouă variantă pentru Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977 (Fig. 1) hartă care a fost prezentată în cadrul Comisiei seismologice europene (CES) care a avut loc la Strasbourg în perioada 28 august - 5 septembrie 1978. Editorii acestei hărți - C.Radu, V.Kárník, G.Polonic, D.Procházková și Z.Schenkova - au



Fig. 1. Harta macrosismică a cutremurului Vrancean din 4 martie 1977.

Editori C.Radu, V.Kárník, G.Polonia, D.Procházková și Z.Schenkova.

Coautori K.Collaku, E.Sulstarova (Albania); J.Drimmel (Austria); E.Grigorova, R.Glavcheva (Bulgaria); I.Brouček (Cehoslovacia); P.Teikari (Finlanda); G.Grünthal (R.D.G.); J.Drakopoulos (Grecia); M.Vukašinović, S.Nedeljković, M.Matović, V.Tesić, B.Kontić, B.Bulatović, D.Hadžievski, D.Cvijanović, M.Ianković, V.Supić (Iugoslavia); B.Guterch, H.Lewandowska - Marciniak (Polonia); C.Radu, G. Polonia, I.Apopei (România); D.Csomor (Ungaria); V.Drumsa, A.A.Roman, T.P.Moskalenko, I.V.Ananin, I.I.Popov, A.N.Postov - tenao, G.N.Bugaevskiy, O.P.Kostyuk, R.S.Pronishin, T.S. Karpiv, P.S.Karmanin, P.S.Knyazeba, A.M.Sklyar, E.P.Hotko (URSS).

exprimat și cu această ocazie mulțumirile lor tuturor autorilor acestei hărți - seismologi din Albania, Austria, Bulgaria, Cehoslovacia, Finlanda, RDG, Grecia, Iugoslavia, Polonia, Ungaria și Uniunea Sovietică pentru importanța lor contribuție la elaborarea hărții macroseismice al unuia dintre cele mai catastrofale cutremure europene, cutremurul vrancean din 4 martie 1977.

HARTA MACROSEISMICA

Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977 (Fig. 1) are la bază hărțile naționale întocmite de diferiți seismologi din Europa. Pe această hartă, trasată la scara 1 : 4 milioane, intensitatea seismică este exprimată în scara MSK. Analiza hărții finale conduce la următoarele observații :

- intensitatea maximă observată în zona epicentrală este I - VIII MSK ;
- cutremurul a fost simțit cu intensitatea I-III de la Marea Adriatică la Leningrad și de la Marea Egee la Marea Baltică;
- izoseistele ce mărginesc zonele de intensitate I = VIII-III sînt alungite în direcția NE-SV, fiind paralele planului de falie (Müller et al., 1977/1978; Radu și Apopei, 1977) ;
- elongațiile elipselor care aproximează izoseistele de diferite intensități (Tabela I) se încadrează în modelul macroseismic al cutremurelor vranceane (Radu și Apopei, 1977/1978).

TABELA I

Intensitatea I	VIII	VII	VI	V	IV	III
Elongatia ϵ	(0,38)	0,56	0,61	0,59	0,49	0,65

- coeficientul de atenuare v definit prin relația:

$$v = 1/(\log D_{i+1}/D_i) \quad (1)$$

unde D_i este distanța hipocentrală corespunzătoare izoseis-
tei i , socotită de la epicentru, variază considerabil cu direc-
ția de propagare a undelor seismice ;

- coeficientul v variază de asemenea cu intensita-
tea și aceasta în special pentru direcția NE.

Distribuția intensităților seismice observate pe cele
două continente - Europa și Asia - în timpul cutremurului din
4 martie 1977 este foarte asemănătoare cu distribuțiile inten-
sităților corespunzătoare cutremurelor vrâncene catastrofale
de la 26 octombrie 1802 (Atanasiu, I., 1961) și 10 noiembrie
1940 (Radu, C., 1971).

Compararea hărților celor trei cutremure catastrofale -
1802, 1940 și 1977 - arată totuși că ultimului cutremur îi co-
respunde cea mai mare arie pleistoseistă. Cum cele trei cutre-
mure sînt foarte apropiate ca magnitudine, rezultă că delimi-
tarea unei arii pleistoseiste mai mare în cazul cutremurului
din 4 martie 1977, se explică prin caracterul mai organizat al
cercetărilor și al posibilităților de informare mult mai rapide
existente în prezent.

CONCLUZII

Studiul comun al distribuției intensităților observate în timpul cutremurului din 4 martie 1977 a condus la elaborarea *Hartii finale* a acestui cutremur, care prin particularitățile izoseistelor atrage încă o dată atenția asupra zonei seismice Vrancea, zonă ce oferă condiții unice de studiu în lume.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu, I., 1961. Cutremurele de pământ în România. Acad. R.P.R., București.
- Müller, G., Bonjer, K.P., Stockl, H. and Enescu, D., 1977/1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. J. Geophys., 44 : 203 - 218.
- Radu, C., 1971. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada 1901-1970. Manuscris, București.
- Radu, C. and Apopei, I., 1977. Contribuții la studiul mecanismului în focar al evenimentului seismic din 4 martie 1977. Raport CSEN, I, 3 : 7-32.
- Radu, C. and Apopei, I., 1978. Macroseismic field of the Romanian earthquakes. In: V. Kárník and Z. Schenková (Editors). Proc. of the Symp. on the analysis of seismicity and on seismic risk, Liblice 17-22 October, 1977, Prague, p.496.
- Radu, C., Polonic, G. and Apopei, I., 1978. Macroseismic field of March 4, 1977 Vrancea earthquake. Paper presented at the 16-th ESC General Assembly, Strasbourg.

CUTREMURUL VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977: DISTRIBUTIA DISTRUGERILOR

N. MANDRESCU

Centrul de fizica Pământului și seismologia, Laboratorul de
seismologie, C.P. PG-2, București, România

MANDRESCU, N., 1979. THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977: DAMAGE DISTRIBUTION. The Centre of Earth Physics and Seismology has initiated, immediately after the March 4, 1977 earthquake, research activities in order to evaluate the buildings response. This paper presents some results obtained by analysing the information concerning this phenomenon. By comparing the geographical distribution of the March's earthquake effects with those of other previous seismic events and especially with those illustrated in the isoseismal map of the November 10, 1940 earthquake (Atanasiu, 1961) it is confirmed the decisive part played by the local geological conditions as far as the behaviour of the buildings subjected to seismic vibrations is concerned.

INTRODUCERE

Cutremurul de pământ din 4 martie 1977 a produs pagube însemnate pe un teritoriu reprezentând aproximativ 1/3 din suprafața României. Cele mai mari distrugeri au fost înregistrate în partea de sud a țării și în special în orașele București, Craiova, Zimnicea, Turnu Măgurele, Cîmpina, Vălenii de Munte, precum și în localități de mai mică importanță cum sînd: Sadova, Ostroveni, Dărăști, 30 Decembrie, Drajna, Căptura, etc. Efecte importante

au fost întâlnite și în unele localități din Moldova, printre care: Iași, Sîrlad, Fălcu, Colonești, Izvorul Berheciului, Ploana, Dragomirești, Lipova, Liești, etc.

Imediat după cutremur, Centrul de fizica Pământului și seismologie a inițiat, pe lângă alte activități legate de studiul acestui eveniment seismic și cercetări de teren, în vederea evaluării efectelor sale asupra clădirilor.

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele obținute prin prelucrarea preliminară a datelor de observație privind comportarea clădirilor acționate seismic.

După cum se știe, în absența înregistrărilor directe ale mișcării terenului în timpul cutremurelor, estimarea intensității seismice capătă o însemnătate deosebită. Intensitatea unui cutremur reprezintă o evaluare subiectivă a efectelor sale asupra oamenilor, construcțiilor și terenului. Această evaluare se realizează cu ajutorul unor chestionare, completate imediat după cutremur, elaborîndu-se pe această cale hărți cu izoseiste (Atanasiu, 1961, Rađu et al., 1978, 1979). Principiul de bază în aprecierea intensității îl reprezintă răspunsul clădirilor și al altor construcții la sollicitările seismice.

Conform scării MSK-76 (Medvedev, 1976), clădirile fără măsuri antisismice sînt împărțite în trei clase:

- Clasa A: clădiri de tip rural, construite din piatră nefasonată, cărămidă nearsă sau vîlătuci;
- Clasa B: clădiri obișnuite din cărămidă arsă, piatră fasonată, clădiri din zidărie cu schelet din lemn;
- Clasa C: clădiri cu cadre din beton armat, monolit sau prefabricat și clădiri din lemn bine construite.

În analiza efectuată de noi, pentru a se asigura omogenitatea necesară tratării statistice a datelor de observație au fost luate în considerație numai clădirile din clasele A și B care au și cea mai mare răspândire în teritoriul cercetat. Fac excepție orașele București și Craiova, în care au fost analizate și clădirile din clasa C (Măndrescu, 1977 a; 1977 b; 1978).

Datele de observație au fost obținute prin cercetări directe, începute de o echipă formată din cercetători români și sovietici, conduși de prof. S.V. Medvedev, continuate de cercetătorii români. Acestor date li s-au adăugat statisticile oficiale aflate la diferite institute de profil.

Răspunsul clădirilor la acțiunea seismică a fost apreciat pe baza clasificării distrugerilor propusă de Shebalin (1975).

Harta distribuției distrugerilor reflectă în mare măsură influența condițiilor geologice locale asupra comportării clădirilor.

DATE DE OBSERVAȚIE

Cercetările de teren au fost efectuate pe un teritoriu vast, în care efectele cutremurului au fost deosebit de importante, situat la exteriorul arcului carpatic. Comportarea clădirilor din localitățile cercetate a fost analizată în mai multe puncte de observație, stabilite în funcție de relief. În fiecare punct de observație au fost cercetate 20 - 25 clădiri, la rând, fără o selecție prealabilă. Fiecare clădire asupra căreia s-au făcut observații (atât la exterior cât și în interior), a căpătat o

notație globală, a cărei valoare este cuprinsă între zero și cinci, în funcție de gravitatea avariilor suferite, conform Tabelului I (Shebalin, 1975).

TABELA I

Gradul de distrugere (d)	Distrugerile caracteristice ale clădirilor
0	<i>Nu sînt fisuri vizibile</i>
1	<i>Avarii ușoare: fisuri în tencuială; desprinderea unor porțiuni mici de tencuială.</i>
2	<i>Avarii moderate: crăpături mici în pereți; desprinderea unor bucăți de tencuială; căderea tiglelor de pe acoperiș; crăpături și desprinderea unor porțiuni din coșurile de fum.</i>
3	<i>Avarii importante: crăpături mari și adînci în pereți, căderea coșurilor de fum</i>
4	<i>Distrugerii: crăpături foarte mari în pereți, dă- locarea unor părți din clădire; distrugerea legăturilor dintre diferite părți ale construcției, prăbușirea zidurilor interioare și a pereților de umplutură ai structurilor în cadre.</i>
5	<i>Prăbușirea construcției</i>

PRELUCRAREA DATELOR

Gradul mediu de distrugere ($\bar{d}$) a fost calculat în fiecare punct de observație cu ajutorul formulei:

$$\bar{d} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i n_i}{\sum_{i=1}^n n_i} \quad (1)$$

unde d_i - gradul de distrugere pentru o singură clădire din clasa i ;

n_i - numărul clădirilor avînd gradul de distrugere d_i .

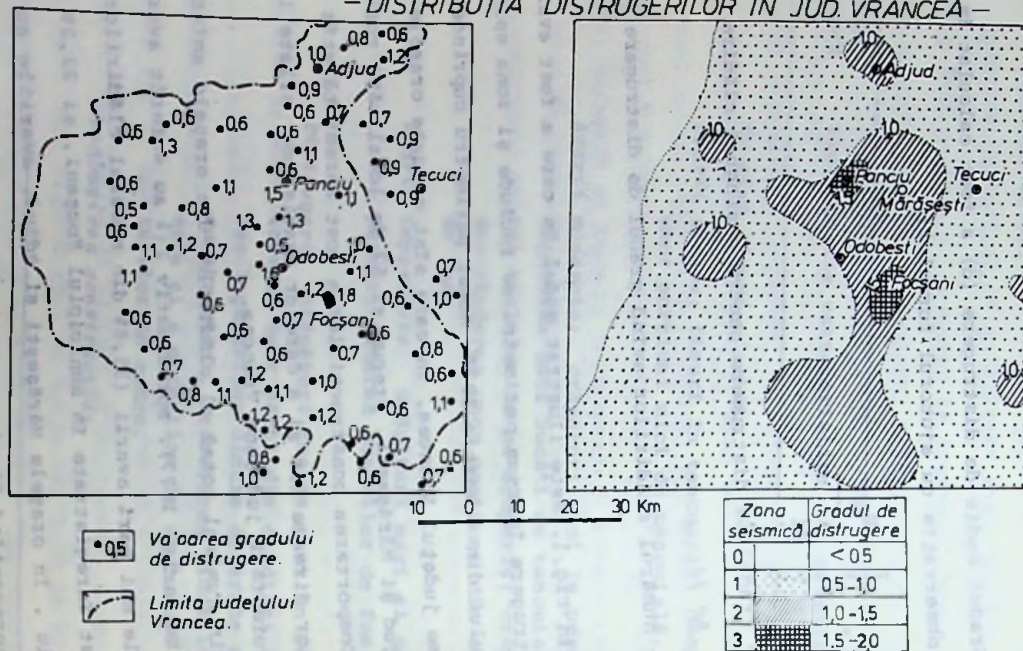
În Fig.1. este ilustrat modul în care a fost evaluat gradul de distrugere într-un perimetru ce include și zona epicentrală a cutremurului din 4 martie 1977. Acest perimetru cuprinde aproape în întregime județul Vrancea, în care sînt situate orașele Focșani, Panciu, Adjud și Mărășești, precum și 57 de localități rurale.

Comportarea construcțiilor a fost apreciată atît pe baza observațiilor directe cît și a datelor statistice, aflate la Institutul de proiectări județene Vrancea.

Din numărul total al clădirilor din orașele amintite (13.182-la 1 ianuarie, 1977), aproximativ 23% au suferit avarii. Procentual, cele mai mari avarii (35,8% din numărul clădirilor implicate) au fost înregistrate în municipiul Focșani, și 22,2% în orașul Panciu. În orașele Mărășești și Adjud, avariile au fost mai mici, reprezentînd 8% și respectiv 2% din totalul clădirilor.

Pentru localitățile rurale procentajul distrugerilor este mult mai mic, reprezentînd cca. 4,8% din numărul total al clădirilor, care, la 1 ianuarie 1977, era de 25.359.

N. MÂNDRESCU
 Fig.1 CUTREMURUL VRÎNCEAN DIN 4 MARTIE 1977
 -DISTRIBUȚIA DISTRUGERILOR ÎN JUD. VRANCEA -



Gradul de distrugere ($\bar{d}$), calculat cu ajutorul formulei 1, are valori cuprinse între 1,1 - 1,8 pentru zonele urbane și 0,6 - 1,3 pentru localitățile rurale. Valoarea medie pentru orașe este 1,35 iar pentru celelalte localități 0,84.

PREZENTAREA REZULTATELOR

După cum se știe, rezultatele cercetărilor privitoare la comportarea clădirilor în timpul cutremurelor pot fi redată atât sub forma distribuției intensității (Berberian și Papastamatiou, 1978; Espinosa et al., 1977; Lee și Monge, 1968; Măndrescu, 1966; 1977; 1978) cât și a gradului de distrugere (Espinosa și Algermissen, 1972; Stojković, 1975).

Cu toate că tehnica de lucru adoptată (Shebalin, 1975), oferă posibilitatea convertirii gradelor de distrugere în valori ale intensității seismice, în lucrarea de față s-a preferat reprezentarea distribuției geografice a valorilor medii ale gradului de distrugere (Fig.2). Această hotărâre a fost luată datorită dificultăților legate de aprecierea reală a distribuției energiei cutremurelor pe baza corelațiilor stabilite, conform diferitelor scări (MSK, MM), între distrugerile construcțiilor și intensitatea seismică.

În plus, după cum se știe, chiar încercările de corelare ale intensității cu accelerația, deplasarea sau viteza maximă a terenului au valoare practică limitată, fiind valabile cel mult pentru aria geografică în care au fost obținute înregistrările respective (Trifunac și Brady, 1975).

Fig. 2

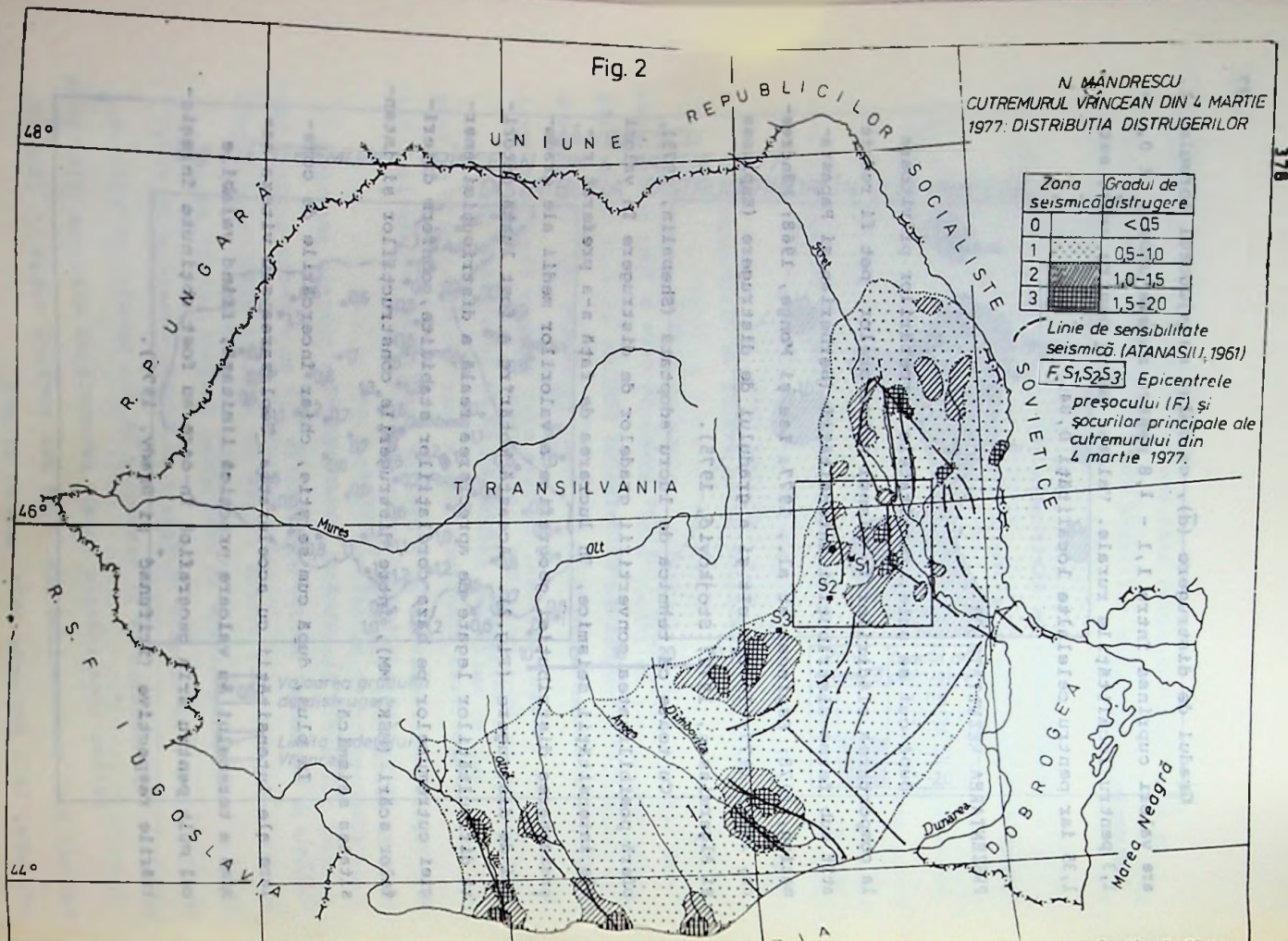
REPUBLICILOR
UNIONE
SOCIALISTE

N. MĂNDRSCU
CUTREMURUL VÂNCEAN DIN 4 MARTIE
1977: DISTRIBUȚIA DISTRUGERILOR

Zona de seismică	Gradul de distrugere
0	< Q5
1	Q5-10
2	10-15
3	15-20

Linie de sensibilitate seismică (ATANASIU, 1961)

F, S₁, S₂, S₃ Epicentrele preșocului (F) și șocurilor principale ale cutremurului din 4 martie 1977.



În altă lucrare (Măndrescu, 1978), cuprinsă și în volumul de față, s-a încercat corelarea intensității seismice cu gradele de distrugere calculate pentru diferite clase de clădiri.

Pe baza valorilor gradului de distrugere au fost separate (Fig.2), patru zone afectate în mod diferit de cutremurul din 4 martie 1977, conform Tabelei II.

TABELA II

Zona seismică	Domeniul de variație al gradului de distrugere (d)	Tipul distrugerii
0	< 0,5	Nu s-au produs avarii
1	0,5 - 1,0	Avarii ușoare
2	1,0 - 1,5	Avarii moderate
3	1,5 - 2,0	Avarii importante

Domeniul de variație al gradului de distrugere, relativ restrâns, se datorește în principal comportării bune în timpul acestui cutremur al clădirilor tradiționale, analizate în exclusivitate în lucrarea de față.

Avariile importante suferite de unele clădiri s-au datorat atât amplificării (în anumite domenii de frecvență), a oscilațiilor produse de cutremur la nivelul rocii de bază, în pachetul depozitelor cuaternare, cât și deformărilor permanente ale terenului de

fundare, puse în evidență prin cercetările de teren (Mândrescu, 1979).

Cele mai importante avarii au fost întâlnite în partea de sud a țării, unde pot fi separate două arii distincte:

- teritoriul subcarpatic din Muntenia, care cuprinde localitățile Vălenii de Munte, Cîmpina, Valea Călugărească, Boldești, Ceptura, Cerașu, Drajna etc.;

- interfluviul Argeș-Colentina, în interiorul căruia se află municipiul București, cu maxime în localitățile Dărăști, 30 Decembrie, Adunații Copăcenii, situate în șesul aluvionar al râului Argeș, precum și localitățile Mogoșoaia și Otopeni, aflate pe râurile Colentina, respectiv Pasărea.

Avarii importante au avut loc și în municipiul Craiova (în special în cartierul Brestei din lunca Jiului), la Zimnicea, Turnu Măgurele și Ostroveni din lunca Dunării, la Sadova (satul Damian, situat pe un afluent al Jiului), la Voineasa și Osica de Jos de pe Valea Oltețului etc.

În Moldova, cu toate că efectele cutremurului au fost mai reduse, s-au întâlnit avarii importante în orașele Iași și Bîrlad, în localitățile Delești, Miclești, Lipova, Plopana, Dragomirești, Izvorul Berheciului și Colonești, situate în bazinul hidrografic al râului Bîrlad, la Ungureni, Parincea, Iavești și Liești din șesul aluvionar al Siretului, precum și în localitatea Fălciu, situată în albia majoră a Prutului.

COMPARAREA DISTRIBUTIEI GEOGRAFICE A EFECTELOR CUTREMURELOR DIN 10 NOIEMBRIE 1940 (M = 7,4) ȘI 4 MARTIE 1977 (M = 7,2)

Cu toate că metodele de lucru, ca și modul de prezentare a rezultatelor, au fost parțial diferite, compararea hărții

distribuției gradului de distrugere (Fig. 2) cu cea a izoseistelor cutremurului din 10 noiembrie 1940, întocmită de Atanasiu (Fig. 3), este pe deplin posibilă. Această comparare scoate în evidență unele trăsături comune celor două evenimente seismice importante și anume:

- aria macroscismică foarte mare;
- atenuarea puternică a fluxului de energie seismică pe direcția nord-vest, sud-est;
- suprapunerea în anumite regiuni a efectelor maxime.

Deosebirea esențială constă în faptul că efectele maxime produse de cutremurul din 4 martie 1977 (zonela 2 și 3) acoperă suprafețe mari de teren în zona subcarpatică a Munteniei și în partea sudică a Cîmpiei Române, în vreme ce cutremurul din 10 noiembrie 1940 a produs efecte maxime în jumătatea sudică a Podișului Moldovenesc și de asemenea în zona subcarpatică a Munteniei.

Considerăm că rolul determinant în modul preferențial de dirijare a energiei seismice în timpul cutremurelor intermediare vrîncene îl au atît procesele din focar, cît și particularitățile geologice-structurale proprii ținutului de la curbura Carpaților.

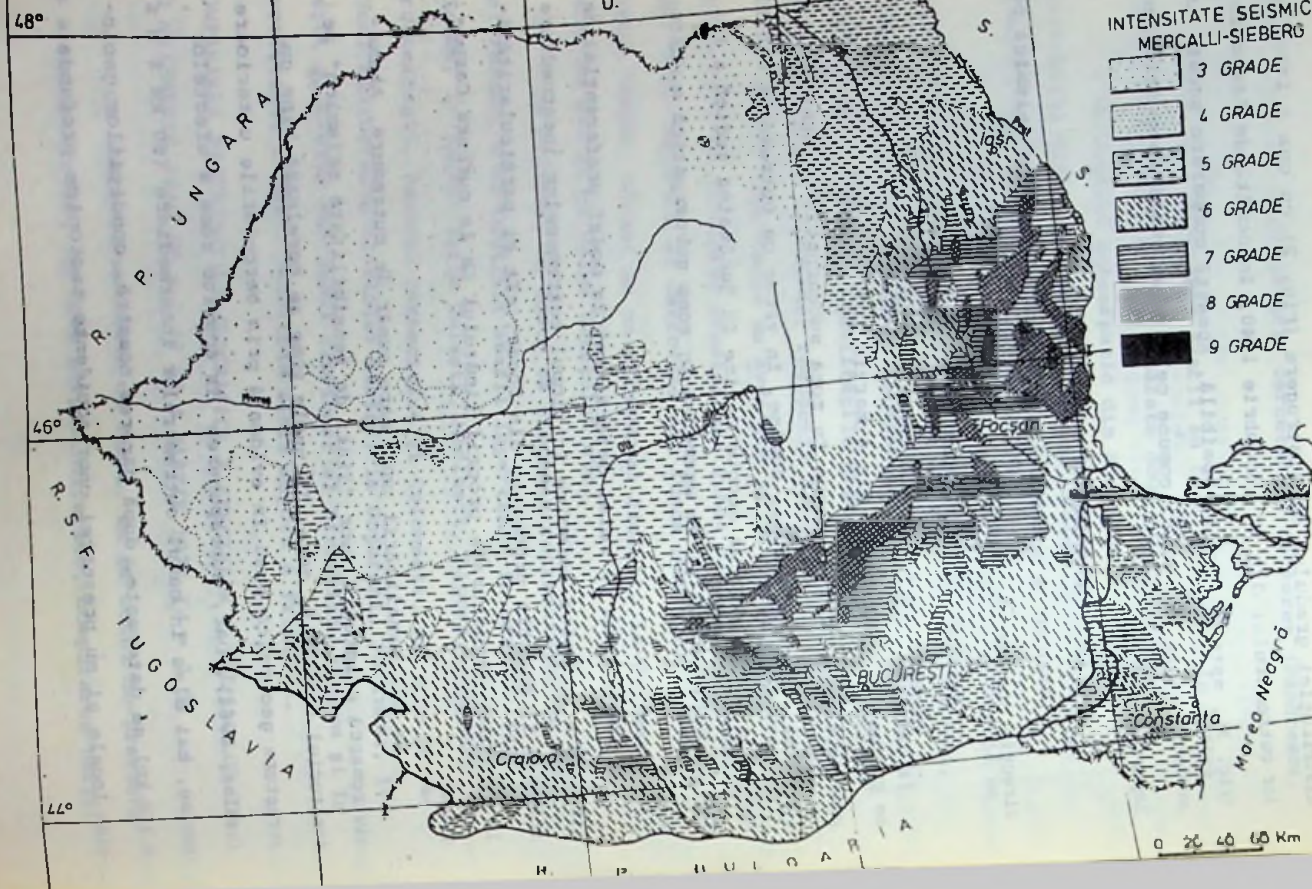
Pe baza analizării unui mare număr de cutremure, Atanasiu remarcă existența unor "linii de sensibilitate seismică" pe teritoriul României, care, în unele zone se corelează bine cu structura geologică pusă în evidență prin cercetările ulterioare (Saulca, 1961). Dar, suprapunerea în anumite zone a efectelor maxime, mai ales în cazul cutremurelor intermediare ($60 \text{ km} \leq h \leq 160 \text{ km}$), se datorește, după părerea noastră, condițiilor geologice locale și nu prezenței unor accidente tectonice profunde.

Fig. 3

I. ATANASIU
HARTA IZOSEISTELOR CUTREMURULUI
DIN 10 NOIEMBRIE 1940

INTENSITATE SEISMICĂ
MERCALLI-SIEBERG

- | | |
|--|---------|
| [Pattern: horizontal lines] | 3 GRADE |
| [Pattern: vertical lines] | 4 GRADE |
| [Pattern: diagonal lines (top-left to bottom-right)] | 5 GRADE |
| [Pattern: diagonal lines (bottom-left to top-right)] | 6 GRADE |
| [Pattern: horizontal lines, denser] | 7 GRADE |
| [Pattern: vertical lines, denser] | 8 GRADE |
| [Pattern: solid black] | 9 GRADE |



Depozitele cuaternare, neconsolidate, care reprezintă aproape în exclusivitate terenul de fundare pentru construcțiile amplasate în teritoriul analizat, răspund în mod diferit excitațiilor la care sînt supuse de undele seismice plecate din focar, în funcție de grosimea, particularitățile litofaciale și caracteristicile fizico-mecanice proprii zonei considerate. Acest fapt apare evident în Fig. 2, unde se poate observa că numeroase linii de sensibilitate seismică, precum și unele sectoare aparținînd zonelor 2 și 3 de seismicitate stabilite de noi, se înscriu pe cursurile unor rîuri (Jiu, Olt, Olteț, Vedea, Argeș, Dimbovița, Siret, Zelatin, Berheci etc.).

Comportarea mai puțin bună a clădirilor amplasate în condiții geologice și hidrogeologice proprii depozitelor cuaternare și în special șesurilor aluvionare, evidențiată de numeroși cercetători (Arabasz, 1968; Donovan, 1978; Espinosa și Algermissen, 1972; Housner, 1973; Husi et al., 1977; Lee și Monge, 1968; Măndrescu, 1976; Seed et al., 1970), a fost reconfirmată prin cercetările noastre, ale căror rezultate preliminare am încercat să le prezentăm în lucrarea de față.

Ar fi interesant ca datele de observație asupra altor tipuri de clădiri sau construcții ingineresti, proiectate sau nu antiseismic, să-și găsească exprimarea în hărți similare, creîndu-se astfel premisele necesare elaborării unor hărți ale efectelor așteptate.

Aria macroseismică mare, ca și distribuția neuniformă a distrugerilor provocate de cutremurele intermediare din Vrancea, impun intensificarea cercetărilor de microzonare seismică pentru evaluarea răspunsului terenului la astfel de solicitări. Aceste date sînt necesare atît pentru alegerea nivelului optim de

protecție antiseismică a construcțiilor civile și a obiectivelor economice de importanță deosebită (centrele nucleare electrice, baraje mari, poduri lungi, clădiri monumentale etc.), cât și la planificarea și sistematizarea teritoriilor, cerință imperioasă a economiei naționale.

CONCLUZII

Studiul efectuat a scos în evidență unele particularități comune cutremurelor intermediare din Vrancea, și anume:

1. Aria macroseismică foarte mare, care ocupă aproape în întregime ținutul extracarpatic, de la Iași pînă la Bechet.
2. Atenuarea puternică a energiei seismice, atât către nord-vest (Transilvania), cât și spre sud-est (Dobrogea).
3. Dirijarea preferențială a fluxului de energie seismică, către nord-est (cazul cutremurului din 10 noiembrie 1940) sau în direcție opusă, cum s-a constatat la evenimentul seismic din 4 martie 1977.
4. Analiza efectuată a condus la separarea, pe teritoriul României, a patru zone seismice, notate de la zero (zona în care nu s-au produs avarii) la 3 (zona cu avarii importante). Situatrea geografică a acestora scoate în evidență atât importanța mecanismului sursei și ale particularităților mediului geologic străbătut de undele seismice pînă la punctul considerat, cât și influența condițiilor geologice și geotehnice locale.
5. Distribuția neregulată, în cuprinsul ariei macroseismice, a zonelor în care au loc efecte maxime se datorește atât amplificării dinamice a oscilațiilor seismice în depozitele cuaternare, caracterizate printr-o mare diversitate genetică, avînd grosimi și proprietăți fizico-mecanice diferite, cât și

proceselor geologice-dinamice actuale. Deformările permanente ale terenului, declanșate sau amplificate de vibrațiile seismice, pot determina grave distrugerii construcțiilor. Lichefierea nisipurilor saturate, tasarea depozitelor granulare afinate și alunecările de teren au cea mai mare importanță din punctul de vedere al riscului seismic. Deoarece depozitele susceptibile de deformări permanente au mare răspândire pe teritoriul României (Mândrescu, 1976 a; 1976 b; 1979), se impune intensificarea eforturilor în vederea identificării și delimitării zonelor de apariție a acestora. Această activitate, obiect principal al microzonării seismice are importanță esențială în adoptarea măsurilor de evitare sau diminuare a riscului seismic.

Mulțumiri

Autorul exprimă și pe această cale călduroase mulțumiri Consiliilor Populare ale Județelor Bacău, Buzău, Dolj, Ialomița, Iași, Prahova, Teleorman, Vaslui și Vrancea, precum și numeroaselor persoane particulare care i-au acordat sprijin în activitatea de documentare și cercetare desfășurată în teren.

BIBLIOGRAFIE

- Ambraseys, N.N., 1977. Long-period effects in the Romanian earthquake of March 4, 1977. *Nature*, 268:324-325.
- Ambraseys, N.N., 1978. Le tremblement de terre du 4 mars 1977. Part I: The earthquake of 4 March 1977 and its principal effects. Paris, UNESCO, Rapport technique, pp. 7-13.
- Arabasz, I. Walter, 1968. Geologic structure of the Taltal area, northern Chile, in relation to the earthquake of December 28, 1966. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 3:835-842.
- Atanasiu, I., 1961. Cutremurele de pământ din România, Ed. Acad. R.P.R., București.

- Berberian, M., and Papastamatiou, D., 1978. Khurgu (north Bandar Abbas, Iran) earthquake of March 21, 1977: A preliminary field report and a seismotectonic discussion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 2:411-428.
- Donovan, N.C., 1978. Soil and geologic effects on site response. *Proc. Intern. Conf. Microzonation, San Francisco*, 1:55-80.
- Espinosa, F.A., and Algermissen, T.S., 1972. Soil amplification studies in areas damaged by the Caracas earthquake of July 29, 1967. *Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle*, 2:455-464.
- Espinosa, F.A., Husid, R., Algermissen, S.T., and I. De Las Casas, 1977. The Lima earthquake of October 3, 1974: intensity distribution. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 5:1429-1439.
- Fousner, G.W., 1973. Important features of earthquake ground motion. Invited paper, Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Husid, R., Espinosa, A.F., and I. De Las Casas, 1977. The Lima earthquake of October 3, 1974: Damage distribution. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 5:1441-1472.
- Lee, L. Kenneth and Joaquin Monge, E., 1968. Effect of soil conditions on damage in the Peru earthquake of October 17, 1966. *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 3:937-962.
- Măndrescu, N., 1966. Asupra microrăuonării seismice a oraşului Birlad. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geofizica*, 4, 1:237-244.
- Măndrescu, N., 1976 a. Report on seismic microzonation investigations in Romania (May 1974 to May 1976), UNDP/UNESCO Seminar on microzoning, Thessaloniki.
- Măndrescu, N., 1976b. Seismic microzoning of areas with difficult ground conditions, *Rev. Roum. Geol. Géophys. et Geogr., Serie Géophysique*, 20, 1:121-132.
- Măndrescu, N., 1977a. Microzonarea seismică a municipiului Bucureşti. Raport CSEN, I, Iunie, 1977, Bucureşti.
- Măndrescu, N., 1977b. Microzonarea seismică a municipiului Craiova şi a oraşului Zimnicea. Raport CSEN, I, Iunie, 1977, Bucureşti.

- Mândrescu, N., 1978. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 and the seismic microzonation of Bucharest. Proc. Intern. Conf. Microzonation, San Francisco, 1:399-411.
- Mândrescu, N., 1979. The Vrancea earthquake of March 4, 1977: aspects of soil behaviour. Institutul Central de Fizică, EP-9.
- Medvedev, S.V., 1976. Seismic intensity scale MSK-76. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-6: 95-102.
- Müller, G., Bönjer, P.K., Stöckl, H., Enescu, D., 1977. The Romanian earthquake of March 4, 1977, I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. I. Geoph., 44: 203-218.
- Radu, C., Polonic, G., and Apopei, I., 1978. Macroseismic field of the March 4, 1977 Vrancea earthquake. (Abstr.), Tectonophysics, 53:185-186.
- Radu, C., Kárníc, V., Polonic, G., Prochazkova, D., and Schenkova, Z., 1979. Isoseismal map of the Vrancea earthquake of March 4, 1977. Tectonophysics, 53:187-193.
- Saulea, E., 1961. Rezultatele cercetărilor profesorului Ion Atanasiu cu privire la cutremurele de pământ și sensibilitatea seismică a teritoriului R.P. Române, cu interpretare seismotectonică. St. Cerc. Astr. Seism. VI, 2:297-310.
- Seed, H.B., Idriss, I.M., Dezfulian, H., 1970. Relationship between soil conditions and building damage in the Caracas earthquake of July 29, 1967. EERC, University of California, Berkeley.
- Shebalin, N., 1975. Ob otenke seismiceskoi intensivnosti. Seismiceskaia škala i metod izmerenia seismiceskoi intensivnosti. Izdatelstvo Nauka, pp. 87-109.
- Stojković, M., and Mihailov, V., 1973. Some results of the investigations in seismic microzoning of Banja Luka, Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Trifunac, D.M., and Brady, G.A., 1975. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. Bull. Seism. Soc. Am. 65, 1:139-162.

CUTREMURUL VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977 SI MICROZONAREA SEISMICA A MUNICIPIULUI BUCURESTI *)

N. MANDRESCU

Centrul de fizica pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

MANDRESCU, N., 1978. THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977 AND THE SEISMIC MICROZONATION OF BUCHAREST.

The Vrancea earthquake of magnitude 7,2 having occurred on March 4, 1977, extremely damaged our country and particularly Bucharest, Craiova, Zimnicea, Valenii de Munte, Ploiesti and Cimpina towns. In order to estimate the intensity of the seismic shock in Bucharest, some thousand masonry, reinforced concrete frames and large panel buildings, distributed on the whole town area, were examined. For this aim it was taken into account soil and subsoil characteristics, type of structure, height age and state of the buildings a.s.o. Territorial distribution of damages for each class of buildings is plotted on the maps and has been used for working out a new seismic microzonation map of Bucharest. The map has been compared with the similar map drawn up after the November 10, 1940 earthquake and with the microzonation map performed in 1973 according to Medvedev's method. It was pointed out a relationship between the spectral composition of the Vrancea intermediate earthquake of March 4, 1977 and selective damaging of the tall buildings in the Bucharest area.

*)
Lucrare prezentată la a doua Conferință Internațională de Microzonare Seismică, San Francisco, 1978

INTRODUCERE

Cutremurul vrincean din 4 martie 1977 ($M = 7,2$) a provocat mari distrugereri în municipiul București. În timpul mișcării seismice s-au prăbușit 32 blocuri de locuințe cu 8-12 etaje și aproximativ 150 clădiri cu mai mult de 4 etaje au suferit distrugereri foarte importante. S-au înregistrat 1391 morți și 7576 răniți.

Imediat după cutremur au fost efectuate cercetări de teren în vederea evaluării distribuției intensității seismice pe teritoriul orașului. După cum se știe, unul din modurile obișnuite de evaluare a intensității seismice, în lipsa înregistrărilor directe, îl reprezintă studiul comportării construcțiilor în timpul cutremurelor. Dar aprecierea intensității pe baza analizei distrugerilor suferite de construcții este deosebit de dificilă, știindu-se că acestea depind nu numai de cantitatea de energie care ajunge la clădirile analizate, ci și de starea și caracteristicile geotehnice ale terenului de fundare, de proiectarea, execuția și exploatarea construcției, de interacțiunea sa cu terenul etc. Cu toate aceste greutatea sînt cunoscute numeroase încercări de apreciere a intensității seismice pe această cale (Espinosa și Algermissen, 1972; Espinosa et al., 1977; Husid et al., 1977; Kuroiwa et al., 1975; Lomnitz et al., 1968; Măndrescu, 1966, 1972, 1973, 1976; Rădulescu, 1941; Stojković și Mihailov, 1973).

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele unui studiu complex privind condițiile seismice ale municipiului București.

DATE PRIVIND ACTIVITATEA SEISMICĂ A ZONEI VRANCEA

Teritoriul României este afectat de două tipuri de cutremure: cutremure intermediare, localizate în zona de curbură a Carpaților (Vrancea) și cutremure normale legate de unele zone cu pronunțată instabilitate tectonică (Constantinescu et al., 1973; Radu, 1974; Șerbănescu et al., 1974). Cutremurele intermediare, localizate într-o zonă foarte restrânsă (aproximativ 2000 km²), la curbura Carpaților, determina seismicitatea unei arii ce depășește o treime din teritoriul României. În partea de sud a acestui teritoriu se află și municipiul București (Fig. 1a).

Printre cutremurele mai vechi, deosebit de puternice, declanșate din zona Vrancea au fost cele din 1471, 1620, 1738, 1802, 1829, 1838 și 1940. Aceste cutremure au produs mari pagube în București, distrugând multe case de locuit și clădiri monumentale (Ștefănescu, 1901; Beleş, 1941).

Cutremurul din 10 noiembrie 1940 ($M = 7,4$) a produs distrugerii foarte mari în numeroase orașe de pe teritoriul României. În București foarte multe construcții au fost grav avariate (Beleş, 1941), iar un bloc din beton armat de 13 etaje, situat în zona centrală a orașului, s-a prăbușit.

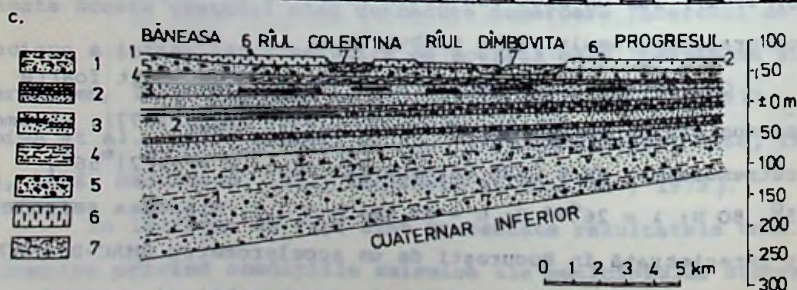
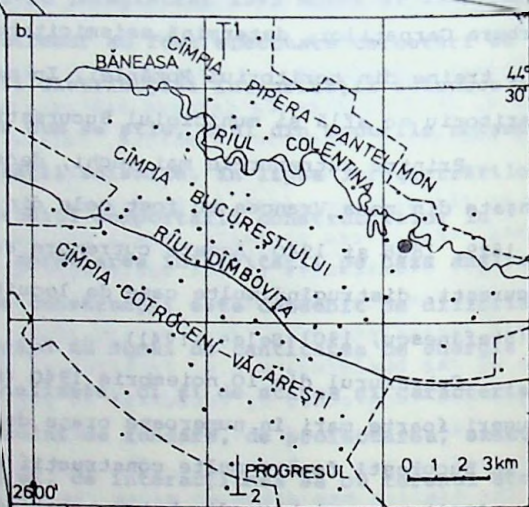
Cutremurul din 4 martie 1977 ($M = 7,2$) a lovit foarte violent municipiul București (Ambraseys, 1977; Bolt, 1977). Parametrii cutremurului, după CSEM Strasbourg, sînt: $H = 19^{\circ}21'56''$; $\varphi = 45^{\circ}$, 80 N; $\lambda = 26^{\circ}79' E$; $h = 95$ km; $M = 7,2$. Mișcarea seismică a fost înregistrată în București de un accelerometru SMAC-B 1967, instalat la Institutul de cercetări în construcții și economia construcțiilor (INCERC), situat în partea estică a orașului. Valorile maxime obținute pe direcția NS, EW și vertical sînt



Fig.1 CUTREMURUL VRÎNCEAN DIN 4 MARTIE 1977

- a. LOCALIZAREA ARIEI ANALIZATE
b. DISTRIBUȚIA PUNCTELOR DE ANALIZĂ ÎN BUCUREȘTI
c. SECȚIUNE GEOLOGICĂ

- ARIA AFECTATA DE CUTREMURELE INTERMEDIARE DIN VRANCEA.
ZONA EPICENTRALA
PUNCT DE ANALIZĂ
LIMITA ORAȘULUI
POZIȚIA SECȚIUNII GEOLOGICE
ACCELEROMETRU SMAC-B



1. nisipuri și pietrișuri; 2. marnă argilă și nisipuri; 3. nisip fin cu intercalații de gresii;
4. argile cu intercalații de nisipuri; 5. pietrișuri și nisipuri cu lentile de argilă;
6. depozite loessoide; 7. depozite aluvionare.

0,20 g, 0,16 g, respectiv 0,10 g. Durata șocului maxim ($a \geq 0,05$ g) a fost de 14,7 sec. Mișcarea a fost înregistrată și de un seismoscop Wilnot, instalat de asemenea la INCERC. Înregistrarea indică o viteză maximă de 0,42 cm/sec pe direcția NS și 0,33 cm/sec pe direcția EW. (Ambraseys, 1977).

CARACTERIZAREA GEOLOGICĂ A ZONEI MUNICIPIULUI BUCUREȘTI

Municipiul București este așezat în partea centrală a platformei Valahe, la aproximativ 160 km distanță față de regiunea epicentrală a Vrancea.

Relieful în zona orașului este în general plan, avînd o ușoară înclinare către SE. Rîurile Dîmbovița și Colentina separează pe teritoriul orașului o serie de unități morfologice: Cîmpiile București, Pipera-Pantelimon și Cotroceni-Văcărești și luncile rîurilor Dîmbovița și Colentina (Fig. 1 b), între care există o diferență de altitudine relativă de 4-16 m.

Alcătuirea geologică și particularitățile structurale ale Platformei Valahe fiind tratate pe larg în diferite lucrări (Constantinescu et al., 1973; Grigoraș et al., 1963; Herz și Savu, 1974; Mutihac și Ionesi, 1974; Paraschiv, 1975), vom încerca în continuare să prezentăm, pe scurt, unele date privind condițiile geologice din vecinătatea municipiului București.

STRATIGRAFIA

Platforma Valahă este alcătuită dintr-un soclu, format din gîsturi cristaline și o cuvertură foarte groasă (depășind 6000 m) de formațiuni sedimentare paleozoice, mezozoice, terția-

re și cuaternare. Soclul cristalin, străbătut în unele locuri de intruziuni granitice nu apare la zi, fiind întâlnit numai în foraje.

Cuvertura sedimentară s-a format în mai multe cicluri de sedimentare, începând din Ordovician până în Cuaternar. Aceste cicluri sînt separate printr-o serie de lacune stratigrafice (între Carboniferul mediu și Triasicul inferior, între Triasicul superior și Jurasicul mediu, între Barremian și Albian). Depozitele sedimentare sînt alcătuite din gresii cuarțoase, argilite, conglomerate, grauacke, șisturi argiloase, calcare și dolomite.

Depozitele cuaternare, cu care se încheie ultimul ciclu de sedimentare, au o dezvoltare mare în zona municipiului București, grosimea lor variind de la 170 m în partea sudică (Progresul) la aproximativ 340 m în nord (Fig. 1 c). Forajele geologice au stabilit, pentru aceste depozite următoarea succesiune litologică: nisipuri cu pietrișuri; marne argiloase și nisipuri; nisipuri fine cu intercalații grezoase; argile cu intercalații de nisipuri; pietrișuri și nisipuri cu lentile de argilă.

Depozitele holocene sînt reprezentate prin prafuri argilo-nisipoase (depozite loessoide) și argile nisipoase cu lentile de ml (depozite aluvionare din luncile râurilor Dimbovița și Colentina).

STRUCTURA

Platforma Valahă, consolidată în ultimele faze ale orogenezei baikaliene, începînd din paleozoic s-a comportat ca o platformă instabilă, sensibilă la mișcările orogenice din zonele geosinclinale învecinate. Aceste mișcări au determinat formarea

unor fracturi de amploare regională a căror reactivare la diferite perioade de timp este reflectată în deranjamentele cuverturii sedimentare. Amploarea fracturilor, care sînt orientate în general est-vest, se reduce simțitor în etajele stratigrafice superioare, astfel că la nivelul Meoșianului nu se mai întîlnește decît un accident tectonic major, falia Tîrgu Fierbinți - Urziceni (situată la aproximativ 40 km nord de București). În Pliocen și Cuaternar regiunea a fost afectată continuu de mișcări verticale negative, fapt pus în evidență de continuitatea de sedimentare a acestor depozite.

CONDITII GEOTEHNICE

Terenul de fundare în municipiul București este reprezentat prin depozite fluvio-lacustre, depozite loessoide și depozite aluvionare. Depozitele fluvio-lacustre sînt alcătuite din fragmente de cuarțite, micașisturi, gnaise și gresii și apar la zi în malul rîului Colentina. Granulometric sînt alcătuite din 60% pietriș, 30% nisip și 10% praf. Depozitele loessoide întîlnite pe mai mult de 10% din suprafața orașului sînt alcătuite din 13% nisip, 47% praf și 40% argilă. Aceste depozite au cea mai mare grosime (10-15m) pe cîmpurile Cotroceni-Văcărești și Pipera-Pantelimon, iar cea mai mică (3-5 m) pe Cîmpul București.

Depozitele aluvionare, întîlnite în special în lunca rîului Dimbovița, au o mare varietate granulometrică, de la argile, argile mîloase cu plasticitate mare, pînă la prafuri nisipoase.

Condițiile geotehnice și caracteristicile fizico-mecanice ale terenului de fundare sînt bine cunoscute datorită numeroaselor studii efectuate pînă în prezent (Lîteanu, 1951; Măndrescu, 1972; Serbănescu et al., 1974).

HIDROGEOLOGIA

În funcție de unitatea morfologică considerată, nivelul hidrostatic se află la adâncimi cuprinse între 0-5 m (în luncile râurilor Dimbovița și Colentina), între 5-10 m pe Cîmpul București și la peste 10 m pe Cîmpurile Pipera-Pantelimon și Cotroceni-Văcărești.

EFECTELE CUTREMURULUI ÎN MUNICIPIUL BUCUREȘTI

COMPORTAREA TERENULUI

După cum este cunoscut, cutremurele produc distrugerii construcțiilor direct, prin vibrațiile pe care le transmit fundației, sau indirect ca efect al deformării terenului de fundare sub acțiunea acestora; uneori, deformările permanente ale terenului au provocat construcțiilor degradări mult mai severe decât însăși șocul seismic (Berg și Husid, 1975; Kuroiwa et al., 1975; Lee și Monge, 1968; Lomnitz și Cabre Pamon, 1968).

Terenul de fundare din municipiul București nu a suferit în timpul cutremurului din 4 martie 1977 deformări permanente care să periclitazeze stabilitatea construcțiilor. Tasările, semnalate în unele zone, nu au depășit 1,5 - 2 cm, iar lichefierile unor depozite nisipoase din lunca Dimboviței s-au produs în zone neconstruite. Se poate considera că terenul de fundare din municipiul București s-a comportat bine în timpul cutremurului (Măndrescu, 1979).

COMPORTAREA CLĂDIRILOR

Inercarea de a evalua distribuția intensității seismice pe teritoriul orașului se bazează pe studiul comparativ al comportării construcțiilor în timpul cutremurului, avînd în vedere corelațiile între gradul de distrugere al acestora și intensitatea seismică, conform scării MSK . În acest scop, au fost analizate 2429 clădiri, aparținînd celor mai răspîndite tipuri de construcții din municipiul București, grupate în trei clase principale:

- clasa A . Clădiri din cărămidă;
- clasa B . Clădiri cu schelet din beton armat;
- clasa C . Clădiri din panouri prefabricate și clădiri cu diafragmă.

În cadrul primelor două clase au fost separate, după vîrstă două subclase:

- clădiri vechi, construite înainte de anul 1940, fără măsuri antiseismice;
- clădiri noi, construite după această dată, în general respectînd prescripțiile antiseismice.

Analizele au fost efectuate în 106 puncte, repartizate pe aproape întreg teritoriul orașului (Fig. 1 b). În fiecare punct au fost analizate 20-25 clădiri, la rînd, fără o selecție prealabilă. În majoritatea punctelor a fost posibilă analizarea unor subiecți aparținînd la cel puțin două din cele trei clase de clădiri luate în studiu.

Răspunsul clădirilor la șocul seismic a fost apreciat cu note de la zero la cinci; astfel, clădirile care nu au avut nici un fel de distrugeri au fost notate cu zero, iar clădirile prăbușite cu nota cinci. Pe baza acestor notații s-au calculat valorile

medii ale gradului de distrugere pentru clădirile din aceeași clasă, precum și valoarea medie a gradului de distrugere, luându-se în considerație toate clădirile cercetate în punctul respectiv.

Repartiția teritorială a distrugerilor suferite de clădirile din clasele A și B este prezentată în Fig.2.

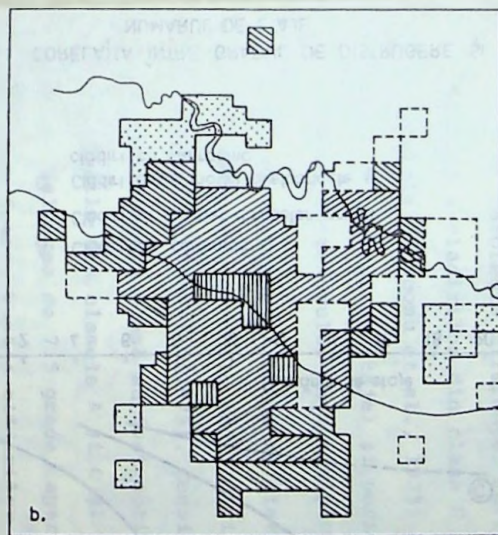
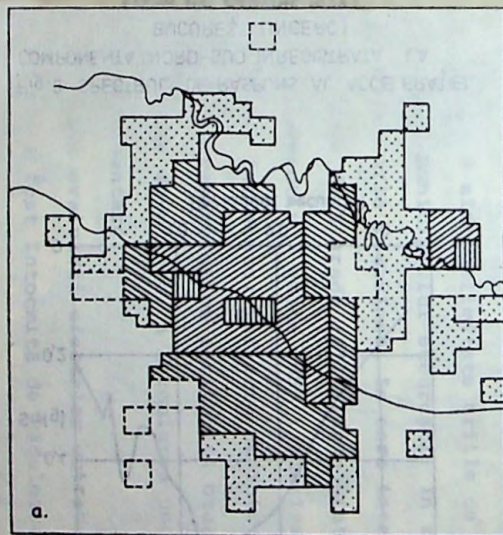
Comportarea clădirilor din cărămidă - Din această clasă au fost analizate 1293 clădiri. Cele mai mari distrugeri le-au suferit clădirile vechi din zidărie masivă cu 3-5 etaje; multe dintre acestea s-au prăbușit în timpul cutremurului, iar altele, grav deteriorate, au fost demolate ulterior. În contrast, clădirile joase din beton armat, atât cele vechi, cât și cele noi, cu unul sau două etaje, s-au comportat foarte bine.

Cele mai mari distrugeri au fost înregistrate în partea centrală, veche a orașului, iar cele mai mici în zonele periferice.

Comportarea clădirilor cu schelet din beton armat - Au fost analizate 739 clădiri cu 4-12 etaje. Clădirile din această clasă au suferit foarte mari distrugeri. Treizeci și două de clădiri din această clasă s-au prăbușit în timpul cutremurului și mult de 150 de clădiri cu 6-8 etaje au suferit distrugeri importante; dintre acestea multe au fost demolate ulterior. Majoritatea blocurilor prăbușite sau cu distrugeri foarte mari sînt situate de asemenea în zona centrală a orașului.

Comportarea clădirilor din panouri prefabricate și clădirilor cu diafragmă - Au fost analizate 397 clădiri, situate în principal în cartierele noi ale orașului. În general, aceste clădiri s-au comportat foarte bine în timpul cutremurului.

Corelația dintre gradul de distrugere și înălțimea clădirilor, prezentată în Fig.3 scoate în evidență creșterea



GRADUL DE DISTRUGERE

1.0-1.5

1.5-2.0

2.0-2.5

2.5-3.0

□ NU SÎNT CLĂDIRI DIN CLASA ANALIZATĂ

Fig2 CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977. DISTRIBUȚIA TERITORIALĂ A GRADULUI DE DISTRUGERE ÎN BUCUREȘTI, PENTRU: a. CLĂDIRI DIN CĂRĂMIDĂ b. CLĂDIRI CU SCHELET DIN BETON ARMAT

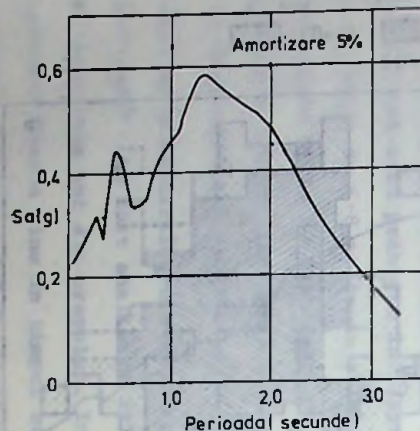
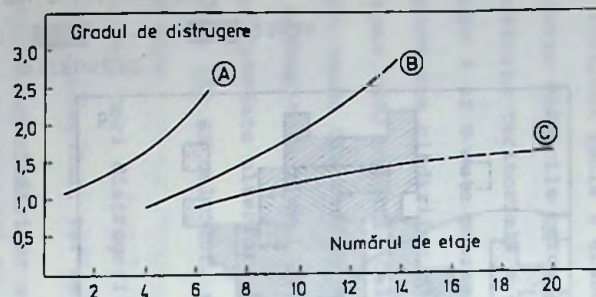


Fig. 3 SPECTRUL DE RĂSPUNS AL ACCELERAȚIEI.
COMPONENTA NORD-SUD ÎNREGISTRATĂ LA
BUCUREȘTI (INCERC)

(După P. G. CARYDIS, 1977)



- A Clădiri din cărămidă.
- B Clădiri cu schelet din beton armat
- C Clădiri din panouri prefabricate și
clădiri cu diafragmă

Fig. 4 CORELAȚIA ÎNTRE GRADUL DE DISTRUGERE ȘI
NUMĂRUL DE ETAJE

gradului de distrugere, o dată cu sporirea numărului de etaje, pentru clădirile din Clasa C în comparație cu cele din Clasele A și B. Acest fapt se datorește diferenței mari existente între perioada fundamentală a clădirilor din clasa C care, pe baza cercetărilor experimentale (Diaconu et al., 1975) au valori între 0,03N și 0,05N (N - numărul de etaje) și perioada de oscilație a terenului în timpul cutremurului în municipiul București (Fig.4).

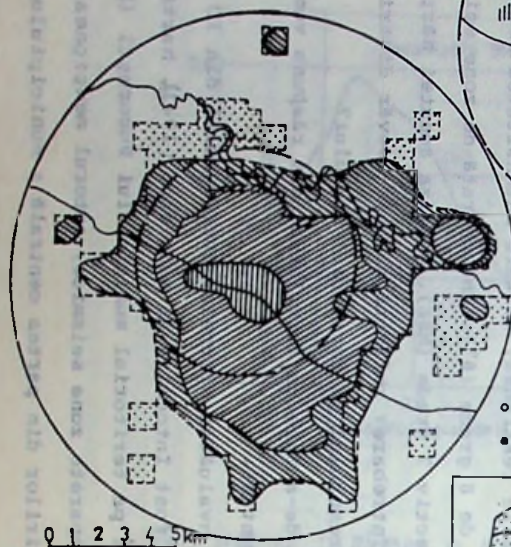
Pentru convertirea gradului de distrugere în intensitate seismică s-au adoptat, cu unele modificări, coeficienții de transformare propuși de Shebalin (1975). Considerând toate clădirile analizate din fiecare clasă au fost obținute valorile: 7.5 grade pentru clădirile din clasele A și C și 8 grade pentru clădirile din clasa B. Valoarea de 7.5 grade, aparent mică, se justifică prin comportarea foarte bună a clădirilor din cărămidă cu unul sau două etaje și a clădirilor din panouri prefabricate și cu diafragmă.

În Fig.5 sînt delimitate ariile de intensitate seismică de pe teritoriul municipiului București. În zona centrală a orașului se remarcă o arie restrînsă, în care intensitatea seismică are valoarea mai mare de 8 grade (8^+), înconjurată de zone seismice de 8; 7,5 și respectiv 7 grade (MSK). Analiza acestei hărți conduce la următoarea întrebare: reflectă ea într-adevăr distribuția reală a energiei cutremurului pe teritoriul orașului?

Înainte de-a încerca formularea unui răspuns vom prezenta unele date suplimentare.

Pe baza evaluării efectelor cutremurului din 10 noiembrie 1940 (M = 7,4), a fost întocmită de Rădulescu (1941), harta distribuției distrugerilor pe teritoriul municipiului București (Fig.6). Deși nu au fost separate zone seismice, autorul menționează comportarea bună a clădirilor din partea centrală a municipiului (aria

Fig. 5 CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977
DISTRIBUȚIA INTENSITĂȚII SEISMICE
ÎN MUNICIPIUL BUCUREȘTI



DISTRIBUȚIA INTENSITĂȚII
GRADE MSK-64

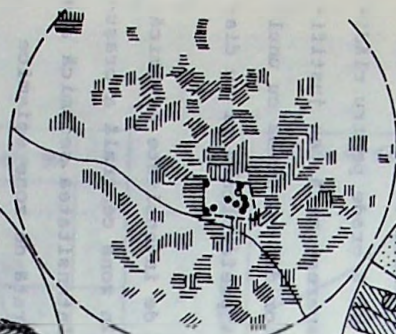
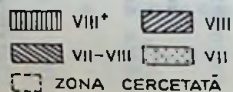


Fig. 6 m.500 0 1 2 km
DISTRIBUȚIA DISTRUGERILOR
PROVOCATE DE CUTREMURUL
DIN 10 NOIEMBRIE 1940

- DISTRUGERI IMPORTANTE
- DISTRUGERI MODERATE
- DISTRUGERI MINORE
- BLOC CU 13 ETAJE PRĂBUȘIT ÎN
TIMPUL CUTREMURULUI DIN 10.11.1940
- CLĂDIRI PRĂBUȘITE ÎN TIMPUL
CUTREMURULUI DIN 4.03.1977

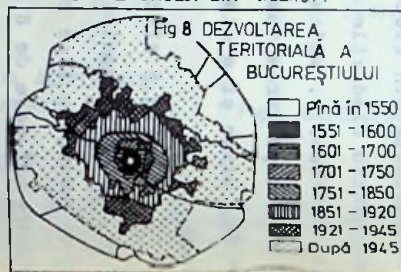
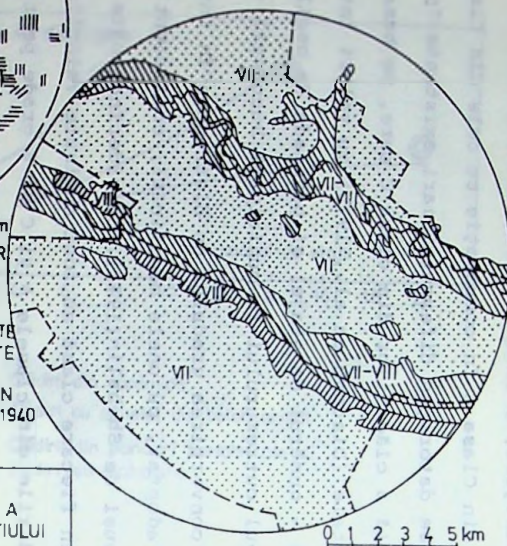


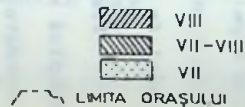
Fig. 8 DEZVOLTAREA
TERITORIALĂ A
BUCUREȘTIULUI



Fig. 7 HARTA DE MICROZONARE SEISMICĂ
A MUNICIPIULUI BUCUREȘTI
(METODA MEDVEDEV)



DISTRIBUȚIA INTENSITĂȚII AȘTEPTATE
GRADE MSK-64



delimitată cu linie întreruptă).

În timpul cutremurului din 4 martie 1977, în aceeași zonă s-au prăbușit 8 blocuri având 6-12 etaje și multe clădiri din cărămidă cu 3-5 etaje au suferit distrugeri serioase, unele dintre acestea fiind demolate ulterior.

Cunoscând condițiile geologice și geotehnice locale, este greu de admis că terenul de fundare și-a schimbat calitățile atât de mult în perioada dintre cele două cutremure, încât să justifice aceste distrugeri.

Caracterul de șoc multiplu al cutremurului din 4 martie 1977, cu deplasarea ruperii către sud-vest și creșterea gradată a energiei eliberate (Müller et al., 1978), compoziția spectrală ca și durata șocului maxim (cca 14,7 sec), ar putea explica în bună măsură distrugerile foarte mari din municipiul București. În plus, după cum se știe, majoritatea clădirilor care s-au prăbușit în timpul cutremurului au fost construite înainte de 1940, fără măsuri antiseismice. Aceste clădiri au suferit distrugeri mai mari sau mai mici în timpul cutremurului din 10 noiembrie 1940 și al celui de-al doilea război mondial. De asemenea, unele clădiri au suferit modificări structurale importante impuse de schimbarea succesivă a destinației lor, ignorându-se proiectele inițiale.

După cum se poate constata, între harta de microzonare seismică (Fig.7) întocmită în 1972, conform metodei Medvedev (1962), și cea a distrugerilor provocate de cutremurul din 4 martie 1977 (Fig.5) există unele nepotriviri. S-a constatat astfel că în cazul municipiului București criteriul rigidității seismice a terenului de fundare (primii 10-15 m de la suprafața terenului), folosit la microzonarea seismică a fost nesatisfăcător. Este evident că pentru microzonarea seismică a orașelor situate la distanțe epicentrale

relativ mari este necesar a se lua în considerație răspunsul unor depozite mult mai groase decât cele utilizate în metoda Medvedev.

În cazul municipiului București mișcarea seismică a antrenat depozite foarte groase, probabil întregul pachet cuaternar, neconsolidat, reprezentat prin pletrișuri și nisipuri în alternanță cu argile și marne argiloase.

Încercările de evaluare a perioadelor predominante ale terenului, utilizând relațiile cunoscute (Kanai, 1960, Kanai et al., 1959, Omote et al., 1956), au condus la valori cuprinse între 0,9 sec. și 1,6 sec, constatându-se o bună concordanță cu valorile maxime ale spectrului accelerațiilor (Fig.4).

Modul concentric de distribuție a distrugerilor, obișnuit în cazul orașelor mari lovite de cutremure puternice, are o evidentă asemănare cu evoluția teritorială a municipiului București (Fig.8). Zona centrală, veche, antrenată în procesul urbanizării în diferite etape, a cunoscut o importantă activitate constructivă la începutul acestui secol și în special în perioada dintre cele două războaie mondiale, când s-a înregistrat și o creștere a populației orașului de aproape trei ori. Clădirile construite în această perioadă, așa după cum s-a mai arătat, nu au fost proiectate antiseismic.

CONCLUZII

Pe baza analizei prezentate rezultă următoarele concluzii mai importante:

Intensitatea cutremurului a atins pe teritoriul municipiului București valoarea maximă de 8⁺ grade MSK.

Terenul de fundare s-a comportat bine în timpul cutremurului; nu au avut loc deformări permanente cu efecte distrugătoare asupra construcțiilor.

Clădirile înalte, elastice au fost afectate în mai mare măsură, datorită apropierii valorilor perioadelor fundamentale de oscilație ale acestora de cele ale mișcării terenului în timpul cutremurului; construcțiile din panouri prefabricate, construcțiile cu diafragmă ca și cele din cărămidă cu unul sau două etaje s-au comportat bine.

Calitatea și starea construcțiilor în momentul cutremurului au avut un rol deosebit de important în comportarea acestora. În municipiul București nu au fost înregistrate incendii, iar activitatea economică a fost reluată la scurt timp după cutremur.

Pe baza celor expuse mai sus se poate considera că harta întocmită (Fig.5) exprimă mai curînd distribuția distrugerilor decît a energiei cutremurului pe teritoriul municipiului București.

MULTUMIRI

În activitatea de cercetare a efectelor cutremurului din 4 martie 1977 am primit un ajutor prețios din partea echipei de cercetători sovietici condusă de prof. S.V. Medvedev. Mulțumesc și pe această cale Dr. N. Shebalin și dr. V. Shtejnberg pentru sprijinul acordat.

BIBLIOGRAFIE

- Ambraseys, N.N., 1964. An engineering seismology study of the Skopje earthquake of 26 July, 1963. Report of the UNESCO Technical Assistance Mission.
- Ambraseys, N.N., 1977. Long-period effects in the Romanian earthquake of March 1977. *Nature*, 268: 324-325.
- Beleş, A.A., 1941. Cutremurul şi construcţiile. *Bul. Soc. Politehnice din România*, 10.
- Berg Glen, V., 1973. Response of buildings in Anchorage. The Great Alaska Earthquake of 1964, Engineering, Washington D.C.
- Berg Glen, V., Husid, R., 1973. Structural behavior in the 1970 Peru earthquake. Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Bolt Bruce, A., 1977. The Romanian earthquake of March 4, 1977 (Preliminary Notes).
- Carydis, P., 1977. Displacement, velocity and acceleration spectra of Romanian earthquake of March 4, 1977, Athens (Comunicare personală).
- Constantinescu, L., Cornea, I., Lăzărescu, V., 1973. Seismotectonic map of Romania, Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region, Dubrovnik.
- Diaconu, D., Manolovici, M., Mihai, C., Iţicovici, M., Vasilescu, D., 1975. Seismic response of a great pannel structure with ten stories. Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Espinosa, A.F., and Algermissen, S.T., 1972. Soil amplification studies in areas damaged by the Caracas earthquake of July 29, 1967. Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, 2: 455-464.
- Espinosa, A.F., Husid, R., Algermissen, S.T. and J De Las Casas, 1977. The Lima earthquake of October 3, 1974: Intensity distribution. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67: 1429-1439.
- Grigoraş, N., Pătruţ, I., Popescu, M., 1963. Contribuţii la cunoaşterea evoluţiei geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R. *Congr. V. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică*, Bucureşti.

- Herz, N., H. Savu, 1974. Plate tectonics history of Romania. Bull. Geol. Soc. Am. 85: 1429-1440.
- Husid, R., Espinosa, A.F. and J De Las Casas., 1977. The Lima earthquake of October 3, 1974: Damage distribution. Bull. Seism. Soc. Am. 67: 1441-1472.
- Kanai, K., Tanaka, T. and Yoshizawa, S., 1959. Comparative studies of earthquake motions on the ground and underground. Bull. Earthq. Res. Inst., 37: 53-87.
- Kanai, K., 1960. On the spectrum of strong earthquake motions. Bull. Earthq. Res. Inst., 40: 71-90.
- Kuroiwa, J., Deza, E. and Jaen, H., 1973. Investigations on the Peruvian earthquake of May 31, 1970, Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Lee, K.L., Monge, J., 1968. Effects of soil conditions on damage in the Peru earthquake of October 17, 1966. Bull. Seism. Soc. Am. 58: 937-962.
- Liteanu, E., 1951. Geologia zonei oraşului Bucureşti. Studii Tehnico-Economice, Seria E, Hidrogeologia, 1.
- Lomnitz, C., and Cabre Ramon, S.J., 1968. The Peru earthquake of October 17, 1966. Bull. Seism. Soc. Am. 58: 101-116.
- Medvedev, S.V., 1962. Injenernaia seismologhia. Moskva,
- Măndrescu, N., 1966. Microzonarea seismică a oraşului Birlad. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Geofizica, 4: 237-244.
- Măndrescu, N., 1972. Cercetări experimentale de microzonare seismică. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Geofizica, 10: 103-116.
- Măndrescu, N., 1973. Microzonation of a populated area by analysis of seismic damage and instrumental data. Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Geophysique, 17: 93-102.
- Măndrescu, N., 1976. Seismic microzoning of areas with difficult ground conditions. Rev. Roum. Géol. Géophys. et Geogr., Geophysique, 20: 121-132.
- Măndrescu, N., 1979. The Vrancea earthquake of March 4, 1977: Aspects of soil behaviour. Central Institute of Physics EP-9, Bucharest.

- Müller, Cr., Bonjer, K.P., Stockl, H., and Enescu, D., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis *Journal of Geophysics*, 44, pp. 203-218.
- Mutihaç, V., Ionesi, L., 1974. *Geologia României*. Ed. Tehnică, București.
- Omoto, S., Komaki, S., and Kobayashi, N., 1956. Earthquake observations in Kawasaki and Turumi areas and the seismic qualities of the ground. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, XXXIV: 358-360.
- Paraschiv, D., 1975. *Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România*. Studii Tehnico-Economice, 10.
- Radu, C., 1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin Méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. Thèse Dr. Sci., Strasbourg (France).
- Rădulescu, Al.N., 1941. Considerațiuni geografice despre cutremurul din 10.XI.1940. *C.R. Acad. Rom.* V.
- Seed, H.B., Idriss, I.M., Dezfoulian, H., 1967. Relationships between soil conditions and building damage in Caracas earthquake of July 29, 1967, Report EERC, 70.
- Shebalin, N., 1975. Ob otenke seismiceskoi intensivnosti. Seismicheskaya skala i metodi izmerenia seismiceskoi intensivnosti. *Nauka, Moskva*, pp. 87-109.
- Șerbănescu, Gh., Măndrescu, N., Cornea, I., 1974. Report on seismic microzoning investigations in Romania. Meeting of the Working Group on Microzoning. UNDP/UNESCO Project (Survey of Seismicity of the Balkan Region, Ankara).
- Stojković, M., and V. Mihailov, 1973. Some results of the investigations in the seismic microzoning of Banja Luka. Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- Ștefănescu, Gr., 1901. Cutremurele de pământ în România în timp de 1391 de ani, de la anul 455 până la 1874. *Analele Academiei Române*, Tom. XXIV.

FENOMENE GEOLOGICE ASOCIATE CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977¹⁾

C. RADU, G. POLONIC și I. APOPEI

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, Măgurele

RADU, C., POLONIC, G., APOPEI, I., 1978. GEOLOGICAL PHENOMENA ASSOCIATED WITH THE EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. A detailed analysis of the geological phenomena (fractures and fissures in rocks and soil, changes of ground and surface water regime, gas emissions, mud volcanoes, landslides and landfalls) associated with the 4 March 1977 earthquake is made. Maps of the distribution of these phenomena, in relation to the geological structure, are drawn up. The maximum density of the geological phenomena is noticed inside the VII degree isoseismal. Geological phenomena associated with the 4 March 1977 earthquake present a great similitude to those connected with the 10 November 1940 shock.

INTRODUCERE

Cutremurul românesc de la 4 martie 1977 ($H = 19h 21 m 56 s$; $\varphi = 45^{\circ}8' N$; $\lambda = 26^{\circ}8' E$; $h = 95 \text{ Km}$; $I_0 = VIII$, $M = 7,2$) a afectat puternic teritoriul de la exteriorul Carpaților, unde s-au observat o serie de fenomene geologice. Studiul acestor fenomene, la scară regională, va contribui la o mai bună cunoaștere a cutremurelor interzicere, din regiunea Vrancea, cutremure ce dau tonalitatea seismicității teritoriului României.

¹⁾ Lucrare apărută pentru prima dată - sub același titlu - în Raport CSEN, 11, 1, 2-27, iunie, 1977, București

DATE DE OBSERVAȚIE

Pe ariile vorlandului carpatic, a depresiunii pericarpătice, și a zonei de curbură a Carpaților, seismul a fost însoțit de o serie de manifestări geologice, tipice pentru cutremurele vrfncene și anume: fracturi și fisuri în roci și în sol; modificări ale regimului apelor subterane și de suprafață; emisii de gaze, vulcani noroioși; alunecări și prăbușiri de terenuri.

Deoarece s-a observat o strinsă legătură între fenomenele geologice și factorii structurali sau litologici, consemnarea acestor fenomene s-a făcut (Fig. 1) pe fondul principalelor unități și elemente tectonice (Dumitrescu et al., 1962; Constantinescu et al., 1975; Paraschiv, 1975). În notarea fenomenelor au existat posibilități diferite de la o zonă la alta, fapt ce atribuie distribuției din Fig. 1 numai o valoare calitativă.

Manifestări asemănătoare au fost observate și cu ocazia altor cutremure mari din trecut, dar mai bine cunoscute sînt cele asociate cutremurului din 10 noiembrie 1940 (Rădulescu, 1940; Radu și Spînoche, 1976).

Fracturi și fisuri

Au fost observate fracturi și fisuri pe o zonă întinsă, ce cuprinde sudul Moldovei, zona de curbură a Carpaților și vestul Cîmpiei Române.

Prezența acestora a fost admisă și în adîncime pentru a putea explica circulația pe verticală, pînă la suprafață, a diferitelor fluide (ape, ape minerale, gaze).

Pornind de la această constatare, am notat în Fig. 2 zonele de fisuri apărute în urma seismului, împreună cu faliile identificate prin lucrări seismometrice și foraje. Se relevă faptul că cele mai multe zone de fisurație se situează în apropierea faliilor.

Radu, Gabriela Polonic, Ioana Apopei.

FENOMENE GEOLOGICE ASOCIATE

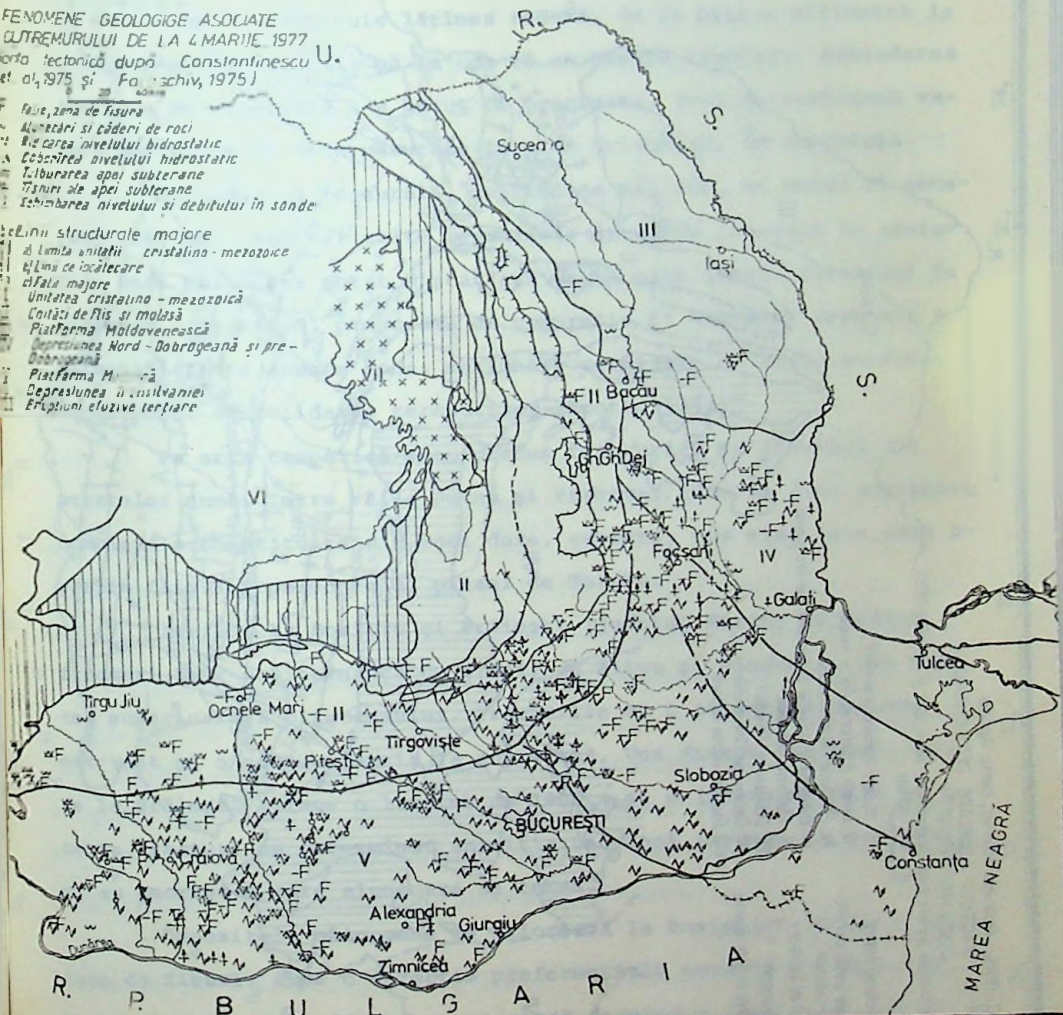
CLUTREMURULUI DE LA 4 MARIILE 1977

U. erta tectonică după Constantinesc

et al, 1975 și Fa. schiv, 1975)

- Fase, zona de fisura
- Alunecări și căderi de roci
- Creșterea nivelului hidrostatic
- Creșterea nivelului hidrostatic
- Înlăturarea apei subterane
- Înlăturarea apei subterane
- Înlăturarea nivelului și debitului în sonde

- Linii structurale majore
- Linia de unități cristalina - mezozoică
- Linia de locaștere
- Linia de locaștere
- Unitatea cristalină - mezozoică
- Unitatea de fis și molasă
- Platforma Moldovenească
- Platforma Nord - Dobrogeană și pre-
- Platforma Moldovenească
- Deplasarea în sud-vest
- Ereptii eluzive terțiar



C. Radu, Gabriela Palonic, Ioana Apopei

FISURI SI FRACTURI ASOCIATE CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977

(Elemente tectonice preluate din Constantinescu et al., 1975 și Paraschiv, 1975)

0 20 40 km

Linii structurale majore

a) Linia unității ansolino-mezozoice

b) Linia de încălzire

c) Falii majore

Falii determinate seismic

I Unitatea ansolino-mezozoică

II Unități carpatice de flis și molase

III Platforma Moldavenească

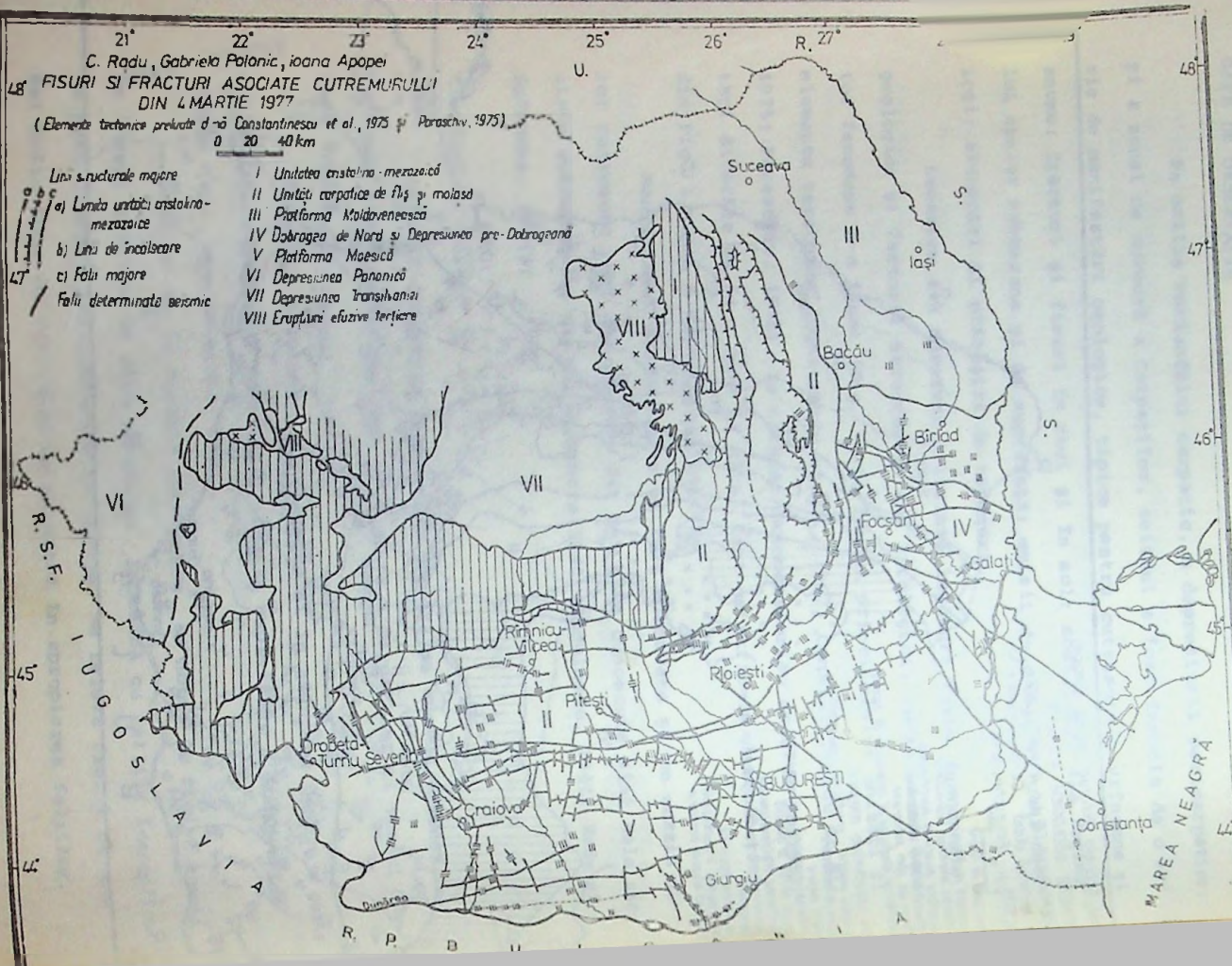
IV Dobrogea de Nord și Depresiunea pre-Dobrogeană

V Platforma Moesiă

VI Depresiunea Panonică

VII Depresiunea Transilvaniană

VIII Eruptivii efuzivi terțiere



Dimensiunile accidentelor rupturale variază în limite destul de largi. Pentru fracturi se notează lungimi de ordinul a zeci sau chiar sute de metri, iar pentru fisuri lungimi de câțiva centimetri până la mai mulți metri. O caracteristică pentru ambele tipuri de accidente o constituie lățimea redusă, de la câțiva milimetri la 2-3 cm pentru fisuri și până la cca 25 cm pentru fracturi. Extinderea acestora pe verticală n-a putut fi precizată, însă se apreciază valori apropiate de cele măsurate în plan orizontal, la suprafață.

Accidentele rupturale, menționate mai sus, au putut fi generate prin unul sau mai multe mecanisme: extensie laterală în regiunile unde solul s-a putut mișca față de un plan liber; stressuri în direcție orizontală, provocate de compresia și extensia repetată a terenurilor din aceste zone; schimbări verticale de volum produse de vibrația și consolidarea terenurilor (Scott, 1964).

Pe aria carpatică s-au produs fracturări și fisurări ale straturilor numai între văile Putna și Prahova, unde au fost afectate complexe constituite din roci dure, casante, cum sînt cele care aparțin flișului paleogen al pinzei de Tarcău.

Astfel, la Bozioru și Brăiești (județul Buzău) au apărut fracturi într-o alternanță de gresii de Kliwa și disodile, din partea superioară a oligocenului. Fracturile au o orientare aproape est-vest și o mare extensie la suprafață. Una dintre fracturi, cea de la Brăiești atinge o lungime de 1400 m și o lățime de 0,25 m. Aceste fracturi au determinat apariția unor noi izvoare la suprafață și au amorsat o mare alunecare de teren.

Depozitele oligocene ce aflurează la Buștenari au fost afectate de fisuri, după o direcție preferențială nord-est - sud-vest. Unele dintre aceste fisuri se asociază formînd o zonă continuă ce poate fi urmărită pe cca 20 m. Lățimea acestora este de ordinul milimetrelor și rareori ajunge la 1-2 cm.

S-au observat fisuri și în depozite mai vechi, cum sînt gresile și marnocalcarele eocene și senoniene. Cel mai frecvent afectate rămîn însă gresile kliwiforme oligocene din zona terminației sudice a pînzei de Tarcău și în special cele ce constituie rama cuvetelor Draja și Slănic.

În molasa miocenă fisurația s-a produs mai intens în zona de curbă a Carpaților, în Vrancea și nord-estul Munteniei și cu o frecvență mai redusă în Depresiunea Getică.

În Vrancea fisurația afectează depozitele miocene inferioare, preferențial seriile grezoase marnoase. Cele mai intense manifestări au avut loc în depozitele de la Valea Sării și Jitia, în apropierea unor falii orientate nord-sud.

În continuare spre sud, au fost identificate fracturi și fisuri nu numai în formațiunile miocene, ci și în cele pliocene care constituie principalele structuri diapire (Sărata Monteoru, Apostolache) și anticlinalul Berca-Arbănași. Cele mai spectaculoase manifestări au avut loc la Berca, unde s-a reactivat o fractură cunoscută care traversează longitudinal structura, după direcția NNE-SSV. Fractura s-a urmărit pe cca 300 m, prin depozitele pliocen superioare, uneori prin intermediul vulcanilor noroioși, care au apărut în lungul acesteia.

Prezența fisurilor a fost remarcată și în roci deosebit de plastice, cum este sarea. Astfel, la Slănic, în cunoscutul masiv de sare tortoniană, au apărut fisuri orientate est-vest, lungi de câțiva metri și largi de câțiva centimetri, care au favorizat apariția unor izvoare sărate.

În nordul Munteniei, cuvertura mio-pliocenă a Depresiunii Getice este afectată de o fisurație care se concentrează pe direcții paralele cu interfluviul Dîmbovița-Argeș.

Sore vest, zonele de fisuri urmăresc o serie de alinamente

paralele cu linia Tinosu-Bibeuști.

În Platforma Moesică, unde depozitele cuaternare au o mare grosime, a fost observată numai fisurarea solului și a depozitelor loessoidale. Au apărut numeroase zone de fisuri, orientate atât nord-sud cât și est-vest, care par să se suprapună peste principalele zone de falii ce afectează soclul și cuvertura sedimentară.

În sectorul dobrogean al platformei, mai puțin afectat de mișcările seismice, au fost identificate numai trei zone de fisurări: Pantelimon, Poarta Albă și Mereni, aliniate pe o direcție NNW-SSE, ce corespunde unei fracturi neotectonice.

Pe aria Promontoriului nord-dobrogean și a Depresiunii Pre-dobrogene au fost identificate numeroase zone cu fisuri, care se concentrează pe interfluviile dintre Siret-Vaslui și Vaslui-Irut. Din compararea acestora cu datele structurale (Fig. 2), rezultă o perfectă concordanță, în sensul că zonele cu fisuri se situează în lungul principalelor fracturi ce delimitează aceste unități, precum și în lungul liniei Peceneaga-Camena.

Modificări ale regimului apelor subterane și de la suprafață

Seismul a produs, în cuvertura sedimentară, o perturbare a echilibrului apelor subterane și de la suprafață. Efectele au fost diferite de la o zonă la alta, după cum au variat și caracteristicile geologice și hidrogeologice. Astfel s-au înregistrat: tulburarea apelor subterane și de la suprafață, modificarea nivelului hidrostatic, țîșniri de ape din sol, apariția unor noi izvoare sau numai modificări în debitele unor izvoare sau sonde (Fig. 3).

Tulburarea apelor subterane și de suprafață

Acest fenomen a fost observat pe arii întinse ce au cuprins malul stîng al Dunării, sectoarele din bazinele mijlocii și

C. Radu, Gabriela Palonic, Ioana Apopei

48 MODIFICARI ALE NIVELULUI HIDROSTATIC PRODUSE DE CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977

(Elementele tectonice preluate după Constantinescu et al., 1975 și Paraschiv, 1975)

0 20 40 km

Legenda

TTT Limita zonei cu modificări ale nivelului hidrostatic

Turburența apei frământice

Figuri ale apei subterane

47 8 Schimbări ale nivelului și debitului în sonde

Linii structurale majore

a) Limita unității cristalino-mezozoică

b) Linii de încălecare

c) Foci majore

I Unitatea cristalino-mezozoică

II Unități carpatice de flis și molasă

III Platforma Moldovenească

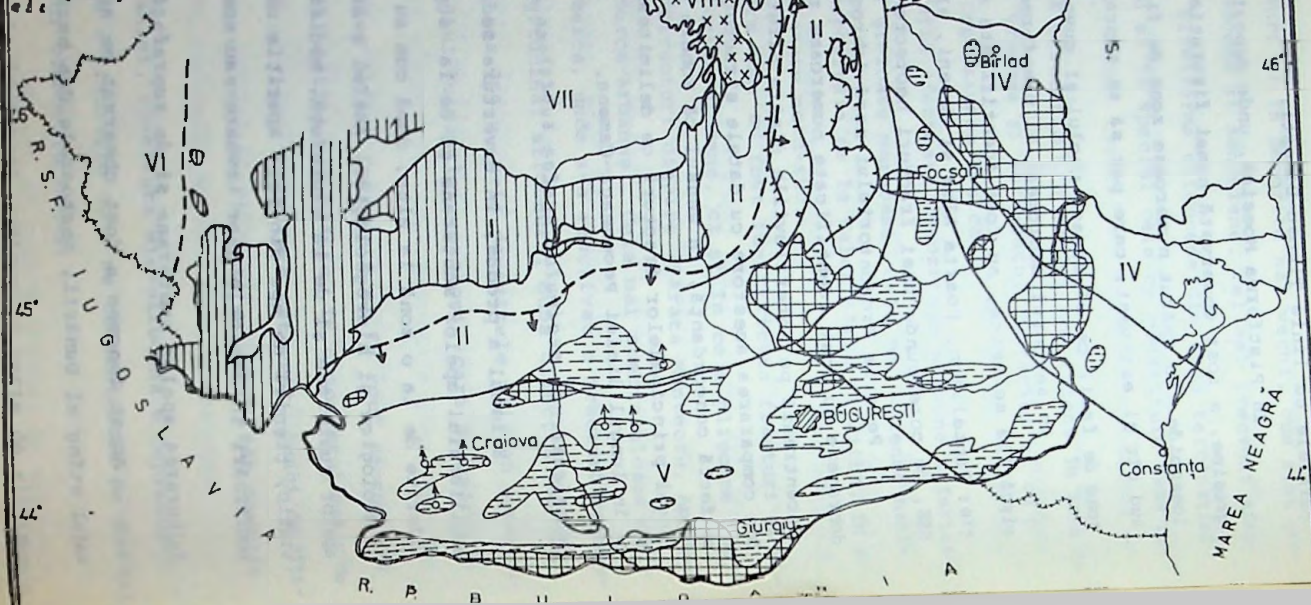
IV Depresiunea Nord-Dobrogeană și pre-Dobrogeană

V Platforma Moesică

VI Depresiunea Panonică

VII Depresiunea Transilvaniei

VIII Eruptivii efuzivi terțiari



inferioare ale râurilor Buzău, Prahova, Ialomița, Colentina, Dâmbovița, Argeș, Olt și Jiu. Local, s-a mai observat numai tulburarea apei din fântâni în Dobrogea centrală și de sud și partea centrală a Moldovei.

Ariile afectate se dispun pe o direcție est-vest, direcția fracturilor cunoscute în Platforma Moesică și coincid cu cele în care s-au semnalat țișniri ale apei din adâncime.

Acest fenomen s-a produs în timpul seismului și în majoritatea cazurilor observate a durat 2-3 zile, până la 30 de zile după seism.

Tulburarea s-a datorat, în general, antrenării mîlurilor din patul râurilor sau de pe fundul fîntînilor și local datorită materialului eterogen provenit din prăbușirea unor maluri sau alunecări de versanți. În cazul în care s-a produs concomitent și o ridicare a nivelului hidrostatic, tulburarea a apărut ca urmare a antrenării fracțiunii pelitice din strat, datorită modificărilor produse în porozitatea rocii și în viteza fluidului.

Ridicarea sau coborîrea nivelului hidrostatic

Nivelul hidrostatic a suferit o bruscă modificare pe o arie largă ce a cuprins Depresiunea Getică, zona carpatică de la curbură, Depresiunea precarpatică și Cîmpia Română.

S-a observat, în general, o ridicare a nivelului hidrostatic. Ridicarea a variat de la cîțiva centimetri (Ploiești, județul Prahova) pînă la 1 m (Vădastra și Teslui, județul Olt). Coborîrea nivelului hidrostatic a fost semnalată numai în următoarele localități: Găești (județul Dâmbovița), Nicolae Bălcescu și Independența (județul Ialomița), Iordăcheanu, Poiana Cîmpina, Cărbunești (județul Prahova). Modificările au persistat de la o zi, pînă la cca 30 zile

după seism.

Din analiza făcută asupra modificărilor pe care le-a suferit nivelul hidrostatic, rezultă că acestea sînt strîns legate de deformările tectonice datorate seismului și de caracteristicile hidrogeologice, structural-geologice ale regiunii respective.

Tîsniri de apă pe fisuri

O manifestare mai violentă a apelor subterane a avut loc în principalele bazine hidrografice, pe cursul inferior al acestora și anume în lunul Dunării, Prutului, Rîladului, Siretului, Milcovului, Ialomiței și Oltului, cuprinzînd și interfluviul dintre Buzău-Prahova și Vlăsia-Cociovaliștea.

Ariile în cuprinsul cărora s-au produs aceste manifestări au forme eliptice, ale căror axe mari corespund unor linii tectonice cunoscute, ca Peceneaga-Camena, Tinosu-Brazi și unor compartimente orientate est-vest din Platforma Moesică (Fig. 2 și 3).

Aceste mici erupții de apă din sol s-au ridicat între 0,5-5m înălțime și au avut o durată de ordinul minutelor, după care au încetat brusc, ori s-au transformat în revărsări liniștite, ce s-au stîns treptat.

În general, aceste manifestări s-au format în lunul șesurilor aluviale sau pe terasele inferioare, orientîndu-se atît paralel, cît și transversal față de direcția văii respective. Uneori, tîsnirile de apă au antrenat din stratele străbătute, material mllos sau nisipos pe care l-au depus la suprafață. În jurul punctului de izbucnire, depunerile îmbracă diferite forme: mici cratere, atunci cînd erupția a fost punctuală sau mici valuri paralele, cînd erupția s-a produs pe întreaga lungime a unei crăpături.

Aceste fenomene au fost condiționate de existența unui strat

49

de apă captiv sub presiune și de o fisurație a acoperișului de strat, care a putut fi provocată atât direct de mișcările seismice, cât și de presiunea apei. După cazurile studiate, țîșnirile de apă s-au produs în două situații aparte:

- cazul unui strat captiv, puțin adînc, intrat în presiune datorită mișcărilor seismice, cu acoperișul fisurat local, caz în-tilnit îndeosebi în lungul șesurilor aluviale și al teraselor;

- cazul cînd fisurația sau fracturarea are o extindere mai mare pe verticală (10-200 m sau mai mult) și afectează strate adînci cu ape captive. În acest caz numai fisurația se datorește mișcărilor seismice, stratele acvifere adînci avînd un caracter ascensional, uneori chiar artezian, deoarece se găsesc sub presiune hidrostatică ridicată. În această categorie intră cea mai mare parte din manifestările care au fost observate în partea de nord-est a Cîmpiei Române (în lungul văii Călmățui și a fluviului Dunărea).

Apariția de noi izvoare

Apariția de noi izvoare a fost notată pe rama sudică a Carpaților Meridionali (Olănești-Călimănești, județul Vîlcea) și la curbura Carpaților (Brănești, județul Buzău). Noile izvoare care au pîrîut la Brănești sînt în legătură cu o mare pornitură de teren, formată în depozitele oligocene.

Unele izvoare minerale cunoscute la Călimănești, Sinaia și Slănic și-au mărit debitele. În cazul izvorului de la Slănic mărirea debitului a fost urmată de o scădere a concentrației în CO_2 .

În Dobrogea, mișcările seismice au reactivat izvoarele vechi care alimentau lacul Techirghiol, provocînd o ridicare temporară a nivelului lacului, cu cca 20 cm și au determinat ca forajele ce asigurau alimentarea cu apă a orașului Techirghiol să debiteze temporar

artezian.

Aceleași cauze au favorizat modificări pozitive ale debitelor sondelor productive de la Călinești, Cernele, Giuberga (județul Argeș), Brabova și Hirșesti (județul Dolj).

Emisii de gaze și vulcani noroiși

Rețeaua de fisuri ce s-a produs în adâncime a deschis temporar mici rezervoare de gaze naturale sau de bioxid de carbon din depozitele pliocene. La Berca, modificările produse în rețeaua de fisuri de care este legată prezența vulcanilor noroiși, au condus la stingerea activității unora dintre aceștia (Piclele Mari, Piclele Mici), sau la reactivarea altora ce se manifestau mai slab (Berca sud - Beciu), precum și la apariția altora noi, la Berca sud.

În vecinătatea localității Slobozia, datorită acestor mișcări seismice, vulcanii noroiși își fac apariția pentru prima dată în zonă. Astfel se atrage atenția asupra prezenței în această regiune a unor pungi cu gaze naturale, ce nu se cunoșteau.

La interiorul arcului carmatic, în zonele Buziaș și Covasna, s-a înregistrat o intensificare a activității mofetice.

Alunecări de terenuri

În zona de curbură a Carpaților Orientali și în Subcarpații Getici, mișcările seismice au produs ample alunecări de teren. Au fost antrenate depozitele flișului paleogen, ale miocenului și pliocenului, care conțin în secțiunea lor pachete argiloase și marnoase.

Cele mai importante alunecări semnalate sînt cele din zona de curbură apropiată zonei epicentrale, în comunele: Beciu, Bisoca, Bozioru, Dumitrești, Lopătari (județul Buzău), Nereju - valea Zăbalei (județul Vrancea); Buștenari, Plopeasa și din apropierea

comunelor Predeal-Sărari, Vilcănești și Slon (județul Prahova).

În Subcarpații Getici și Platforma Moesică porniturile ocupă zone mai restrânse și se situează în apropierea localităților Bălcești, Bratovoiești, Lădești, Secul, Sadova (județul Dolj).

Majoritatea alunecărilor de teren reprezintă reactivarea unor așchii mai vechi, temporar stabilizate. Dintre cele nou apărute în urma seismului, cele mai extinse sînt cele de la Brăiești (județul Buzău), Jugureni (județul Prahova) și Sadova (Dolj).

De asemenea, trebuie menționate alunecările unor terenuri din Depresiunea Birsei, situate la Racoșul de Sus și Căpeni (județul Covasna) unde, în urma apariției unor fisuri s-a declanșat, la două săptămîni după seism, deplasarea unor mase importante aparținînd formațiunii carbunoase daciene.

CONCLUZII

Analiza fenomenelor geologice asociate cutremurului din 4 martie 1977 arată că acestea se distribuie în interiorul izoseistei de gradul VII.

Fenomenele geodinamice ca falierea, fisurarea, precum și unele modificări cum sînt alunecările de teren și căderile de roci, reflectă corelația cu caracteristicile geologotectonice ale regiunii afectate.

Faliile, stivele sedimentare afinate, depozitele de luncă, vechile albiu colmatate, zonele cu nivel hidrostatic ridicat, prezența unui acvifer puțin adînc reprezintă tot atîtea zone în care mișcările seismice și efectele acestora se amplifică. În aceste zone efectele au fost intense și se impune o atenție deosebită la amplasarea marilor construcții industriale.

Fenomenele geologice care au însoțit seismul din 4 martie

prezintă o mare similitudine cu cele asociate cutremurului din 10 noiembrie 1940. Informațiile asupra celor două seisme se completează reciproc și ne oferă o mai bună cunoaștere a modului de manifestare al puternicelor cutremure intermediare din regiunea Vrancea.

Distribuția fenomenelor geologice prezintă o importanță deosebită pentru precizarea hărții de risc seismic a teritoriului României.

BIBLIOGRAFIE

Constantinescu, L., Cornea, I., Lăzărescu, V., 1975.

Seismotectonic map of the Romanian territory. Stud. Tehn. Econ. Ser. D, 10, III: 291-298.

Dumitrescu, I., Sândulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuță, O. Pauliuc, S., Georgescu, C., 1962. Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. An. Com. géol. XXXII, 5-9.

Paraschiv, D., 1975. Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. Stud. tehn. econ. seria A, 10, pp.363.

Radu, C., Spinoche, E., 1977. On geological phenomena associated with the 10 November 1940 earthquake. Rév. Roum. Géol. Géophys. et Geogr.-Géophysique, 21:159-165.

Rădulescu, N.A., 1940. Cercetări în Moldova de sud asupra cutremurului din 10 XI 1940. Rev. Geogr. Rom. 3:188-209.

Scott, F., R., 1964. Behavior of soils during the earthquake. The great Alaska earthquake of 1964.

FENOMENE LUMINOASE ASOCIATE CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977^{*)}

C. PADU, G. POLONIC

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-3, București, România

RADU, C., POLONIC, G., 1978. EARTHQUAKE LIGHTS ASSOCIATED WITH THE EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. The numerous and various earthquake lights associated with the strong earthquake of March 4, 1977 are described. A map of the occurrence area of these phenomena is drawn. The "electric" nature of the Vrancea earthquake lights is assumed.

INTRODUCERE

Studiul fenomenelor luminoase asociate marilor cutremure ($M \geq 6,5$) prezintă un grad sporit de dificultate datorită rarității și varietății lor, duratei scurte și lipsei unor tehnici și aparate de observație adecvate. Din aceste cauze, literatura de specialitate care tratează aceste fenomene este destul de săracă și se referă, în general, la prezentarea manifestărilor care au însoțit unele cutremure mai puternice din Japonia, SUA (California), URSS (Taskent) și România (Vrancea). O analiză interesantă a observațiilor și teoriilor privind fenomenele luminoase asociate cutremurelor a fost făcută de Derr (1973) și Rikitake (1976).

În majoritatea cazurilor au fost observate luminozități puternice, asemănătoare celor produse de fulgere sau apariția unor raze și fascicule de lumină, coloane sau corpuri sferice luminoase ce se mișcau dintr-un loc în altul, culoarea cerului devenind albastru deschis, albă, roșie sau portocalie (Derr, 1973).

^{*)} Lucrare apărută pentru prima dată în Raport CSEN, 1, 3, martie 1978, București.

Fenomenele luminoase care au însoțit cutremurele puternice românești au fost studiate de Demetrescu și Petrescu (1941) și Radu și Spănoche (1977).

Cutremurul catastrofal din 4 martie 1977, cu epicentrul în regiunea Vrancea, a oferit posibilitatea unui nou studiu al acestor fenomene atât de interesante.

DATE DE OBSERVAȚIE

Analiza chestionarelor seismice expediate de Centrul de fizica Pământului și seismologie pentru studiul efectelor macroseismice ale cutremurului din 4 martie 1977 a permis și evidențierea a numeroase și variate fenomene luminoase asociate acestui cutremur.

Fenomenele luminoase au fost observate pe o mare întindere a României (Fig. 1) între Piatra Neamț la nord și Corabia la sud, acoperind o zonă de cca 420 Km lungime și 300 Km lățime.

Manifestările luminoase au fost descrise ca:

- flăcări roșii (Oituz-Bacău; Dragoș Vodă, Tândărei - Ialomița; Stoicânești - Olt; Boldești, Filipeștii de Pădure, Scăeni - Prahova);
- dungi sau fișii luminoase (Minăstirea Cașin - Bacău; Măgureni, Poenarii Burchii, Urlați - Prahova);
- scinteii asemănătoare fulgerelor (Prăjești - Bacău);
- o lumină puternică ce se deplasează dintr-un punct în altul (Scorțeni - Bacău; Slobozia - Ialomița);
- lumini difuze la orizont (Cîmpulung Muscel - Argeș; Prăjești - Bacău; Ciorani - Prahova).

Culoarea acestor fenomene luminoase a fost roșie, violetă, albastruie, verzuie sau cărămizie. Iată cum descriu unii martori oculari apariția acestor fenomene luminoase:

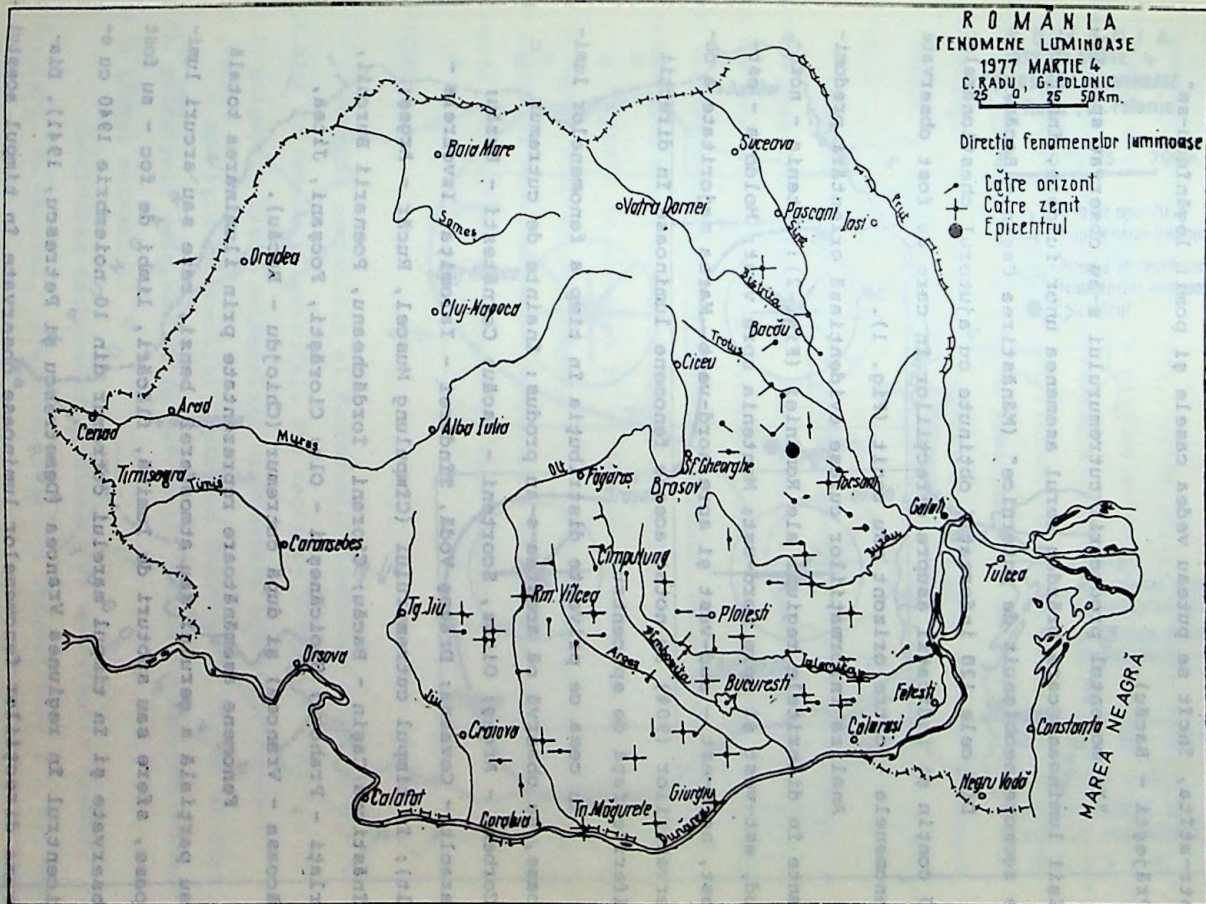
"La orizont se vedea o lumină difuză, ca la apusul Soarelui.

ROMANIA
FENOMENE LUMINOASE

1977 MARTIE 4
C. RADU, G. POLONIC
25 0 25 50 km.

Direcția fenomenelor luminoase

- Către orizont
- + Către zenit
- Epicentrul



Au urmat momente de fulgerare, iar intensitatea luminii a crescut într-atâta, încît se puteau vedea casele și pomii legănîndu-se" (Prăjești - Bacău).

"În momentul producerii cutremurului s-au observat spre sud, fișii luminoase care brăzdau cerul asemenea unor fulgere, însoțite de zgomote neobișnuit de puternice" (Mănăstirea Cașin - Bacău).

Din cele 120 informații obținute cu ajutorul chestionarelor, 70 conțin și indicații asupra direcțiilor în care au fost observate fenomenele - către orizont sau zenit (Fig. 1).

Analiza informațiilor culese evidențiază orientări predominante în diferitele regiuni ale României (Fig. 2): Oltenia - nord-sud, est-vest și spre nord-est; Muntenia spre vest; Moldova - est-vest, nord-est - sud-vest și spre nord-vest. Marea majoritate a observatorilor (90%) au notat aceste fenomene luminoase în direcții diferite față de epicentru.

În ceea ce privește distribuția în timp a fenomenelor luminoase, se observă că acestea s-au produs: înainte de cutremur (Corbeni - Argeș; Oltuz, Scorțeni - Bacău; Cernătești - Buzău; Baraolt - Covasna; Dragoș Vodă, Tîndărei - Ialomița; Izvoarele - Olt); în timpul cutremurului (Cîmpulung Muscel, Rucăr - Argeș; Mănăstirea Cașin - Bacău; Ciorani, Iordăcheanu, Poenarii Burchii, Urлаți - Prahova; Stoicănești - Olt; Ciorăști, Focșani, Jitea, Răcoasa - Vrancea) și după cutremur (Chiojdu - Bacău).

Fenomene asemănătoare reprezentate prin iluminarea totală sau parțială a cerului sau atmosferei, benzi, raze sau arcuri luminoase, sfere sau spoturi de lumină, flăcări, limbi de foc - au fost observate și în timpul marelui cutremur din 10 noiembrie 1940 cu epicentrul în regiunea Vrancea (Demetrescu și Petrescu, 1941). Diagrama direcțiilor fenomenelor luminoase observate în timpul acestui cutremur arată o mare varietate a acestora (Fig. 3).

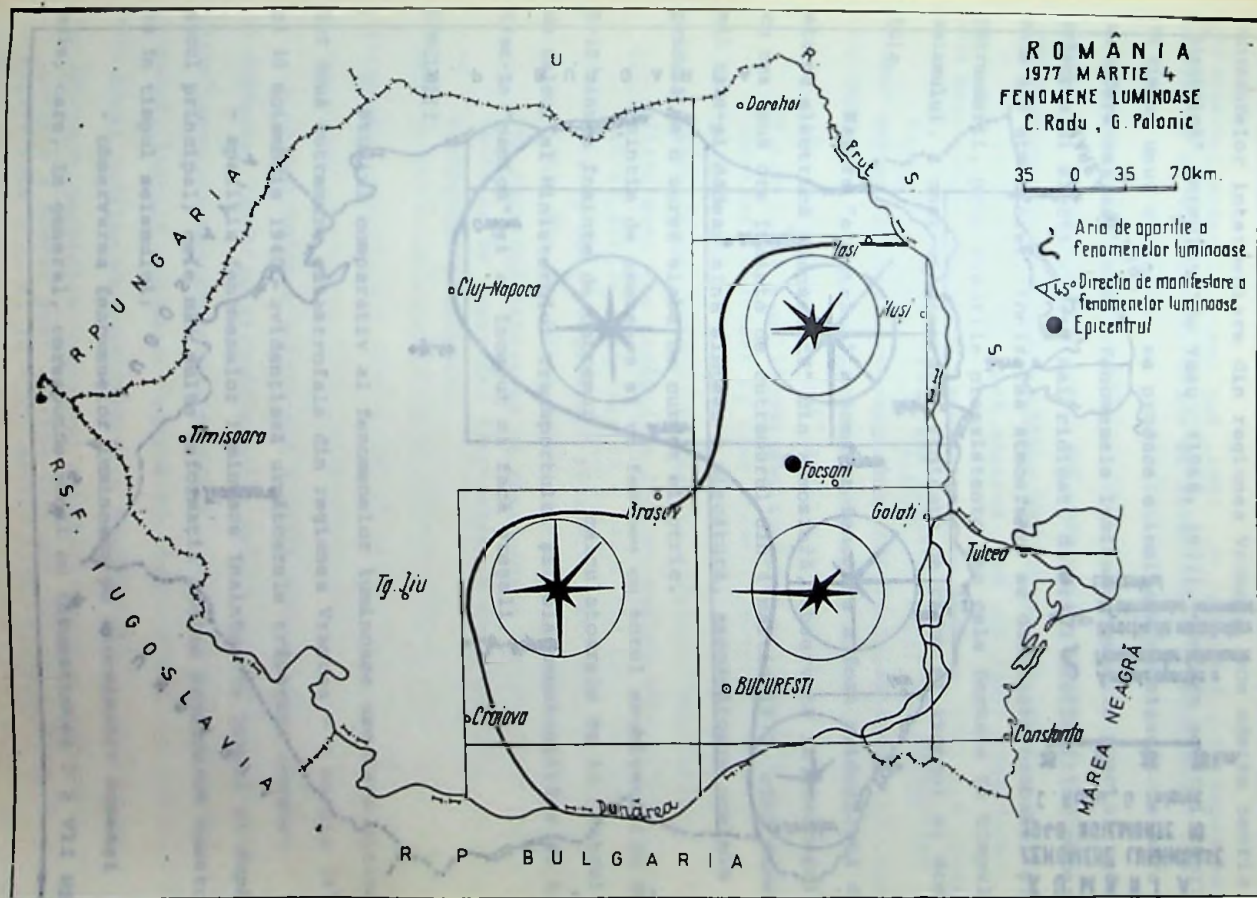
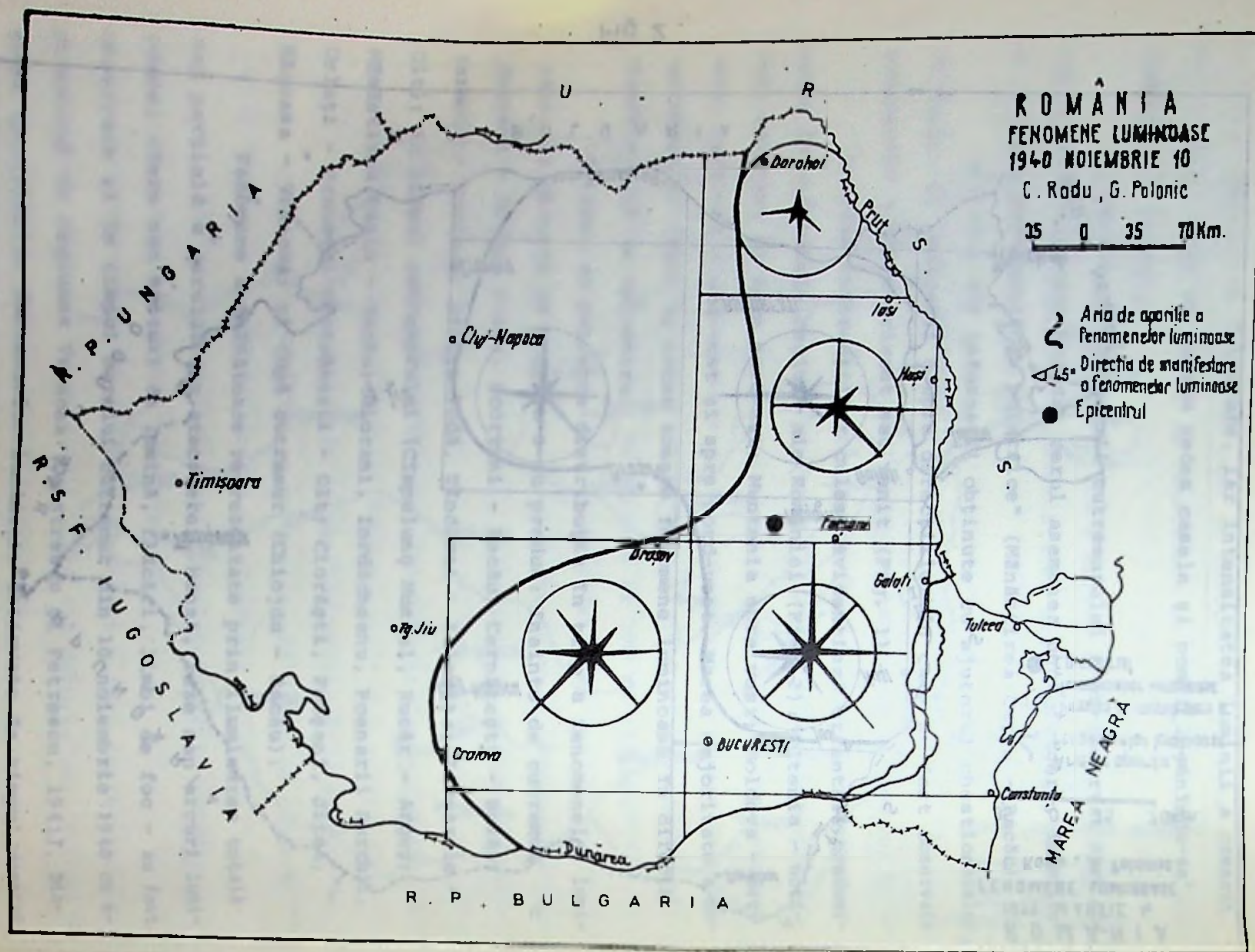


Fig. 2



În ceea ce privește natura fenomenelor luminoase asociate cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea, vom admite teoria "electrică" formulată de Yasu. (1968, 1971). Conform acestei teorii, în timpul unui cutremur, se produce o ionizare neobișnuit de mare în atmosfera cea mai joasă; fenomenele luminoase apar în punctul unde potențialul electric este mai ridicat, datorită oscilațiilor puternice ale atmosferei. Ionizarea atmosferei se datorește probabil și pătrunderii, prin fisurile preexistente sau cele formate în timpul seismului, a unor concentrații ridicate de radon și izotopi ai acestuia.

Natura "electrică" a acestor fenomene a fost evidențiată de starea electrică "deosebită" din atmosferă, observată la București cu cca două ore înainte de cutremurul din 4 martie 1977, când oamenii care-și dădeau mina simțeau o pișcătură, asemănătoare aceleia produsă de o sursă slabă de curent electric.

Amintim de asemenea și un fenomen cu totul neobișnuit: cu cca 5-10 minute înainte de cutremur calculatoarele de la Centrul de calcul al Ministerului Transportului și Telecomunicațiilor au intrat în "panică" și au început să facă greșeli.

CONCLUZII

Studiul comparativ al fenomenelor luminoase asociate ultimelor două cutremure catastrofale din regiunea Vrancea - 4 martie 1977 și 10 noiembrie 1940 - evidențiază următoarele trăsături comune:

- apariția fenomenelor luminoase înainte, în timpul și după șocul principal; cele mai multe informații indică producerea acestora în timpul seismului;
- observarea fenomenelor luminoase pe aproximativ aceeași arie, care, în general, corespunde zonei cu intensitatea $I \geq VII$ MSK.

BIBLIOGRAFIE

- Demetrescu, G., Petrescu, G., 1941. Sur les phenomenes lumineux qui ont accompagné le tremblement de terre de Roumanie du 10 novembre 1940. Bull. Sec. Sci., 23:292-296.
- Derr, J., 1973. Earthquake lights: a review of observations and present theories. Bul. Seis. Soc. Am., 63:2177-2187.
- Yasui, Y., 1968. A study on the luminous phenomena accompanied with earthquake (Part I), Mem. Kakiola Mag. Obs., 13, 25-61.
- Yasui, Y., 1971. A study on the luminous phenomena accompanied with earthquake (Part II), Kakiola Mag. Obs., 14:67-68.
- Radu, C., Spinoche, E., 1977. Some phenomena related to the Romanian earthquakes. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4 (115):165-172.
- Rikitake, T., 1976. Earthquake prediction. New York, pp. 356.

FENOMENE BIOLOGICE ASOCIATE CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977 *)

C. RADU, A. UTALÉ și A. GALERIU

Centrul de fizica Pământului și Seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România

RADU, C., UTALÉ, A. și GALERIU, A. 1978. BIOLOGICAL PHENOMENA ASSOCIATED WITH THE EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. The Romanian earthquake of March 4, 1977 ($H = 19^{\circ}21'56.6s$; $\varphi = 45^{\circ}.8N$; $\lambda = 26^{\circ}.7E$; $h = 95$ Km; $M = 7.2$; $I_0 = VIII$) was preceded and accompanied by abnormal behaviour of some animals (mouses, rats, snakes, etc.), birds (sparrows, pigeons) and insects (bees, ants). The most significant manifestations were not noticed in the epicentral area (I-VIII) but at longer distances ($\Delta = 100 - 150$ Km). The most part of the "foreboding" phenomena were noticed within the two hours before the earthquake occurred. The abnormal behaviour of the animals can be considered as an important forerunner in the imminent earthquake prediction.

INTRODUCERE

Intr-o lucrare anterioară a unuia dintre autori (Radu și Spănoche, 1977) se atrăgea atenția asupra unor "fenomene speciale" asociate cutremurelor românești. Aceste fenomene care au precedat, însoțit sau urmat marile cutremure produse pe teritoriul țării noastre au fost împărțite convențional în trei grupe:

A - fenomene geofizice (zgomotul seismic, fenomene luminoase,

*) Lucrarea a apărut pentru prima dată-sub același titlu - în Raport CSEN, 1, 2, 10 - 15, martie 1978, București.

perturbații magnetice); B - fenomene geologice (fântini artiziene, vulcani noroioși, emanații de gaze și petrol); C - fenomene biologice (comportarea neobișnuită a animalelor și oameniilor).

Pentru studiul "fenomenelor speciale", autorii (Radu și Spânoche, 1977) au folosit informații despre 270 cutremure românești produse în perioada 1471- 1970. În ceea ce privește fenomenele biologice s-a observat că acestea au precedat (11), însoțit (22) sau urmat (3) marile cutremure. Distribuția epicentrelor cutremurelor asociate cu fenomene biologice este prezentată în Fig. 1.

La apariția primului studiu românesc despre "fenomenele speciale" asociate cutremurelor puternice, puțini specialiști au anticipat importanța fenomenelor biologice pentru predicția cutremurelor. Interesul pentru acest tip de fenomene a crescut considerabil după succesele remarcabile obținute de specialiștii chinezi în prevederea cutremurelor (Allen, 1976). Atenție deosebită acordată fenomenelor biologice ca "precursor seismic" se observă nu numai în R.P.Chineză ci și în Japonia și S.U.A. Dovada o constituie organizarea la Menlo Park (California, 1976) a unei conferințe internaționale privind "Comportarea neobișnuită a animalelor înainte de cutremur" (A se vedea Editor Evernden, 1976). Recent, pe falia de la San Andreas (California), alături de aparatura seismologică, s-au instalat și cuști cu maimuțe, animale care s-au dovedit a fi deosebit de "sensibile" la cutremur.

Prevederea cutremurelor de pământ a devenit în ultimul timp una din ramurile principale ale științei Pământului. În acest

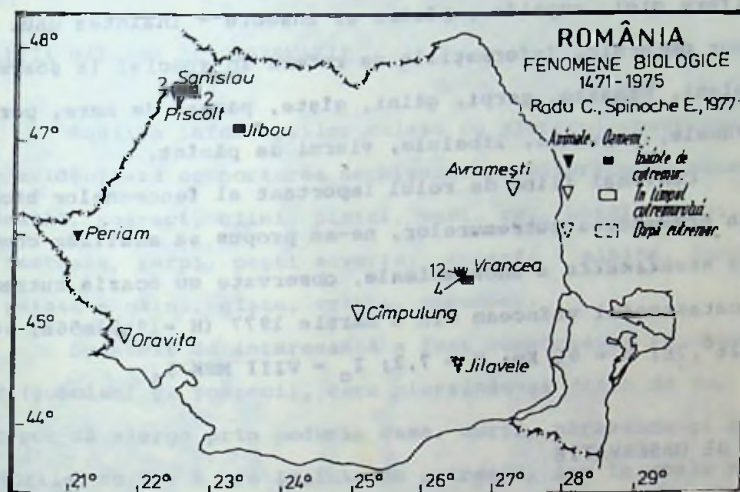


Fig. 1 - Distribuția epicentrelor cutremurelor românești asociate cu fenomene biologice (dupa Radu și Spănoche, 1977).

scop au fost inițiate programe științifice complexe în R.P.Chineză, Japonia, S.U.A. și U.R.S.S.

Pentru prevederea cutremurelor se folosește în prezent, un întreg arsenal de metode seismologice, geofizice și geologice, completat cu observații asupra comportării animalelor.

În literatura japoneză (Rikitake, 1976) există multe informații privind comportarea neobișnuită a unor animale: pești, mamifere mici, reptile, păsări și insecte - înaintea unui cutremur puternic. Informațiile se referă în special la șoareci, sobolani, brăște, șerpi, găini, găște, păsări de mare, porumbel, rândunele, papagali, libelule, viermi de pământ.

Convinși fiind de rolul important al fenomenelor biologice în prevederea cutremurelor, ne-am propus să analizăm comportarea neobișnuită a unor animale, observate cu ocazia cutremurului catastrofal vrincean din 4 martie 1977 ($H = 19^{\circ}21'N$; $\varphi = 45^{\circ}08'N$; $\lambda = 26^{\circ}07'E$; $h = 95$ Km; $M = 7,2$; $I_0 = VIII$ MSK).

DATE DE OBSERVAȚIE

Informațiile necesare efectuării acestui studiu au fost culese din chestionarele macroseismice trimise, imediat după cutremur, pe teritoriul României de către Centrul de fizica Pământului și seismologie.

Din cele 1642 localități chestionate s-a primit răspuns afirmativ despre comportarea neobișnuită a animalelor din 1565 localități. Din cele 1565 observații, 670 se referă la manifestări înaintea cutremurului, iar restul de 895 la manifestări

în timpul cutremurului.

Distribuția localităților unde s-a observat o comportare neobișnuită a animalelor este prezentată în Fig. 2 (înainte și în timpul cutremurului) și Fig. 3 (înainte de cutremur). Tabela I cuprinde lista localităților românești unde au fost observate cele mai semnificative manifestări de comportare neobișnuite a animalelor .

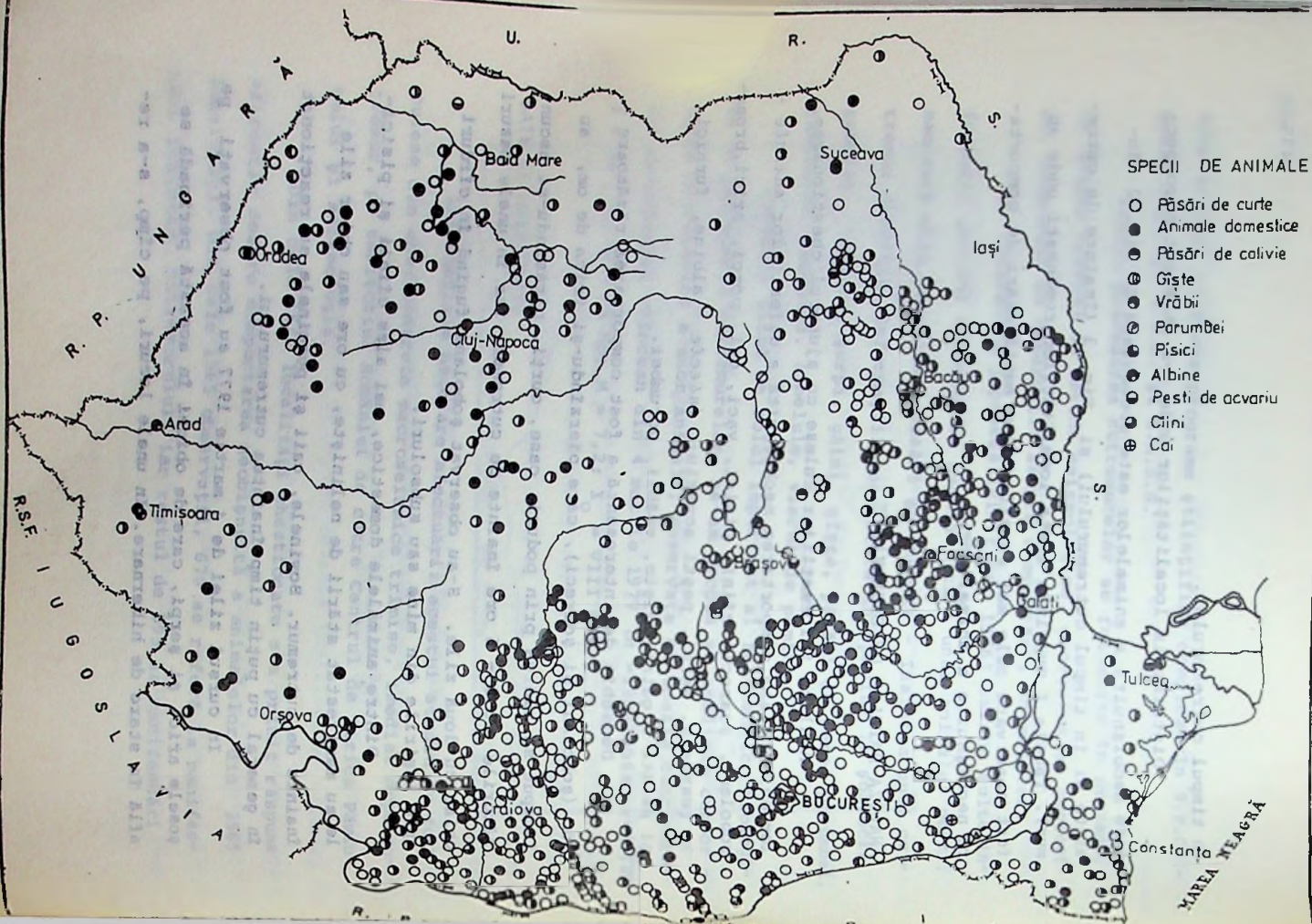
ANALIZA DATELOR DE OBSERVAȚIE

Analiza informațiilor culese cu ajutorul chestionarelor evidențiază comportarea neobișnuită a diferitelor animale - șobolani, șoareci, câini, pisici, vaci, cai, porci, arici, broaște țestoase, șerpi, pești acvariu; insecte - albine, furnici și pasări - găini, găște, vrăbii, porumbei.

Deosebit de interesantă a fost comportarea răzătoarelor (șobolani și șoareci), care pierzându-și frica de om, au început să alerge prin poduri, case, curți, părăsindu-și ascunzătorile cu 5 - 6 ore înainte de cutremur, iar în unele cazuri chiar cu două zile. S-au observat șobolani fugind în cîrduri spre ieșirile din mine sau subsoluri.

Dintre animalele domestice, mai ales cîinii și pisicile au manifestat stări de neliniște, cu ore sau chiar zile înainte de cutremur. Bovinele, caii și porcinele au reacționat în general cu puțin timp înaintea cutremurului.

În cursul zilei de 4 martie 1977 au fost observați pe șosele arici și șerpi, care de obicei în această perioadă se află în stare de hibernare. În unele locuri, pe cîmp, s-a re-



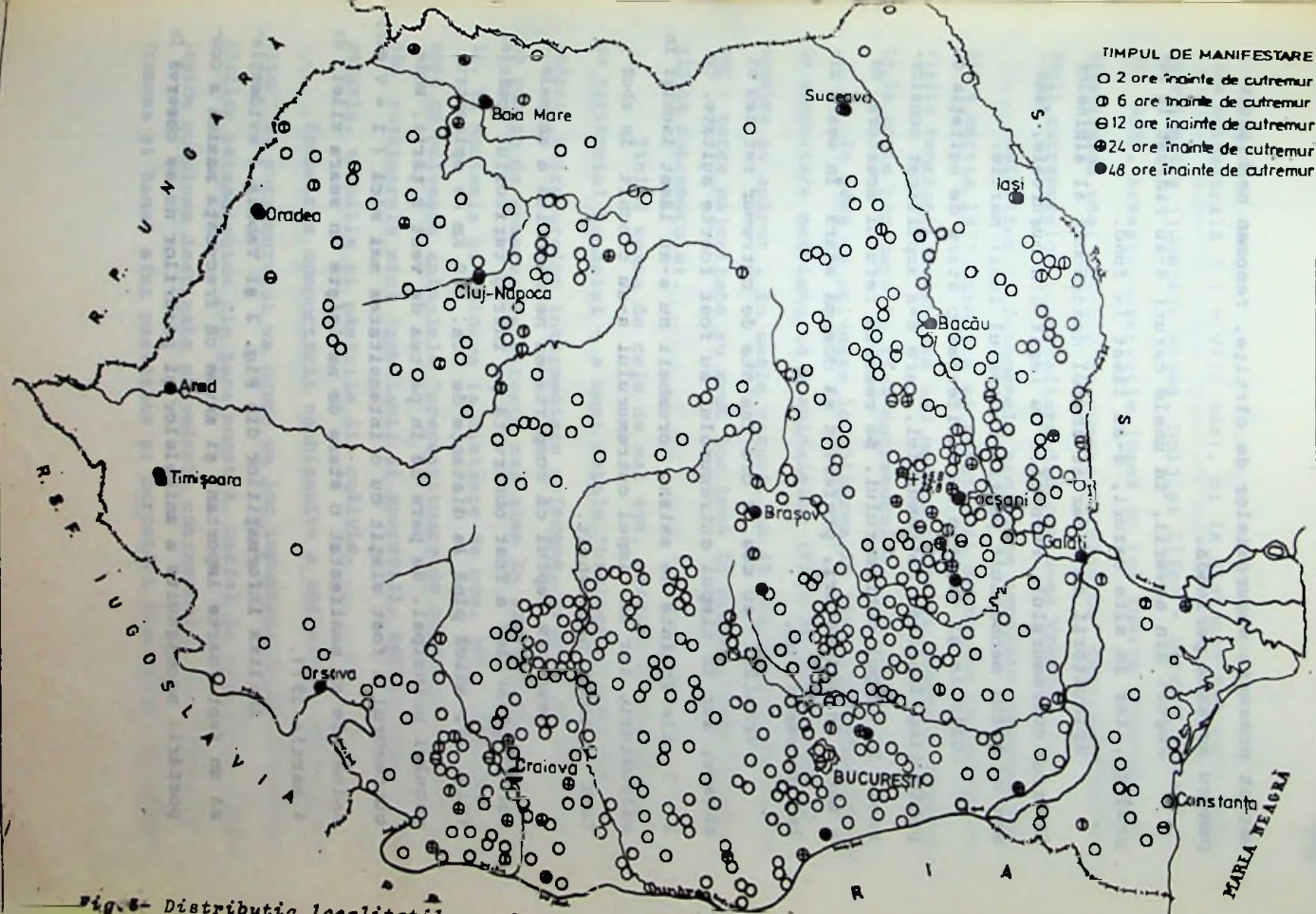


Fig. 5- Distribuția localităților unde s-a observat comportarea neobișnuită a diferitelor specii de animale, înaintea cutremurului din 4 martie 1977.

marcat prezența mușuroaielor de cîrțițe, fenomen neobișnuit pentru această perioadă.

Peștii din acvarii, în unele cazuri s-au ridicat la suprafață, iar în alte cazuri, s-au lăsat la fund.

Apicultorii au remarcat zborul dezordonat al albinelor în ziua cutremurului. Furnicile au ieșit din mușuroaie, fenomen cu totul neobișnuit pentru începutul lunii martie.

Găinile și găștele au manifestat o stare de agitație cu puțin timp înaintea cutremurului, care s-a amplificat considerabil în timpul cutremurului. Se remarcă refuzul acestora de a intra în adăposturi, preferînd să doarmă afară în seara zilei cutremurului.

Vrăbiile cu cca. 2 ore înainte de cutremur refuzau să zboare, iar în timpul cutremurului au fost foarte agitate. Cu 2 - 3 zile înainte de seism, porumbeii nu s-au lăsat închiși în adăposturi, iar în timpul cutremurului s-au ciocnit în zbor, fapt cu totul neobișnuit.

Remarcăm faptul că comportarea neobișnuită a animalelor și păsărilor a fost observată pe întreg teritoriul României (Fig. 2), adică pînă la distanțe de cca. 400 Km de epicentrul șocului principal. Se pare că în partea de vest a țării, unde cutremurul a fost simțit cu o intensitatea mai mică ($I = V$ MSK) animalele au manifestat o stare de neliniște în seara zilei de 4 martie 1977.

Analiza informațiilor din Fig. 2 și Tabela I evidențiază un fapt foarte important și anume că frecvența maximă a comportării neobișnuite a animalelor și păsărilor nu se observă în

zona epicentrală (I = VIII MSK), ci la distanțe mai mari față de epicentre (județele Argeș, Dolj și Ilfov - intensitatea I = VII MSK). Această observație joacă un rol foarte important în organizarea unei rețele de puncte "biologice" destinată prevenirii cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea.

Referitor la fenomenele biologice asociate cutremurului din 4 martie 1977, trebuie să amintim și starea de sufocare, variația tensiunii arteriale sau nervozitatea și oboseala observate la unele persoane în ziua cutremurului.

În ceea ce privește localizarea în timp a manifestărilor de comportare neobișnuită a animalelor (Fig. 3) se observă că acestea au apărut, în unele cazuri, cu 48 ore înainte de cutremur; marea majoritate au avut loc însă în primele două ore dinaintea cutremurului.

Ținând seama de cele de mai sus, rezultă că organizarea pe teritoriul României - a unei rețele "biologice" destinată prevenirii cutremurelor intermediare vrâncene, trebuie să se bazeze pe puncte de observație situate mai ales în afara zonei epicentrale, în Muntenia și Moldova la distanțe de cca. 100 - 150 Km. În ceea ce privește animalele "prevestitoare de cutremur", recomandăm rozătoarele mici (șobolanii și șoarecii), șerpii, peștii din acvariu, vrăbiile și păsările din colivie.

Folosirea comportării neobișnuite a animalelor ca "prevestitor" al cutremurului va ocupa un loc important în cadrul cercetărilor seismologice din țara noastră. Astfel la stațiile seismologice complexe destinate prevenirii cutremurelor din regiunile Vrancea și Banat sînt prevăzute și cercetări biologice. De aseme-

nea, vor fi organizate o serie de "puncte biologice" de observație în interiorul zonelor cu intensitatea seismică I=VII-IX MSK.

CONCLUZII

Cutremurul catastrofal din 4 martie 1977 cu epicentrul în regiunea Vrancea a fost precedat și însoțit de comportarea neobișnuită a unor animale (șobolani, șoareci, șerpi, etc.) păsări (vrăbii, porumbei și insecte (albine, furnici).

Cele mai numeroase și semnificative manifestări de comportare neobișnuită a animalelor au fost observate nu în zona epicentrală (I=VIII) ci la distanțe mai mari ($\Delta = 100 - 150$ km).

Fenomenele "prevestitoare" ale cutremurului din 4 martie 1977 au fost observate în unele cazuri cu 48 ore înainte, dar marea lor majoritate a avut loc în primele două ore dinaintea cutremurului.

Cei mai activi "prevestitori" de cutremure, din lumea animalelor, s-au dovedit a fi rozătoarele mici (șobolanii și șoarecii), șerpii, peștii din acvariu, vrăbiile și păsările din colivie.

Comportarea neobișnuită a unor animale poate fi inclusă în arsenalul de fenomene precursorare marilor cutremure.

În cadrul cercetărilor complexe de predicție a cutremurelor din țara noastră, urmărirea fenomenelor biologice = comportarea neobișnuită a animalelor = va ocupa un loc important, atât în poligoanele complexe de la Odobești (Vrancea) și Buziaș (Banat), cât și în punctele "seismobiologice" distribuite în diferite localități din țară.

TABELA I

Lista localităților românești unde au fost observate cele mai semnificative manifestări de comportare neobișnuită a animalelor (Seismul din 4 martie 1977).

Nr. crt.	Județul	Comuna	Descrierea fenomenului
1.	Alba	Baia de Arieș	- Sobolanii au fugit din mine.
2.	Arad	Arad	- Sticleții s-au agitat și au ciripit în colivie.
3.	Argeș	Mărăcineni Pitești Valea Iașului	- Sobolanii s-au agitat în pod și au părăsit casa. - Furnicile au invadat un bloc. - Apariția multor mușuroaie de furnici, fenomen neobișnuit pentru luna martie.
4.	Bacău	Bărnești Dărmănești Podul Turcului	- Sobolanii au atacat și omorât iepurii de casă. - Vrabile s-au agitat cu câteva ore înainte de cutremure. - Hipertensivii au avut creșteri însemnate ale tensiunii arteriale; cardiicii și astmaticii s-au simțit mai rău ca de obicei.
5.	Bihor	Marghita	- Iepurii s-au agitat înainte de seism.

Nr. crt.	Județul	Comuna	Descrierea fenomenului
6.	Bistrița	Teaca	- Sobolanii s-au agitat cu 12 ore înainte de cutremur.
7.	Brașov	Bușteni	- Sobolanii au dispărut cu cîteva ore înainte de cutremur.
		Făgăraș	- Peștii din acvariu s-au ridicat la suprafață.
		Racoș	- Peștii din acvariu s-au ridicat la suprafață.
8.	Buzău	Beceni	- Giscanii din specia americană au zburat cu 1/2 oră înainte de cutremur.
		Rm. Sărat	- Porumbeii au refuzat cu 3 zile înainte să intre în cuști.
		Săgeata Rușețu	- Soarecii alergau și chițăiau prin casă.
		Smeeni	- Soarecii au ieșit din casă.
9.	Constanța	Medgidia	- Peștii s-au agitat în acvariu.
		Săcele	- Porumbeii au avut un zbor dezordonat.
10.	Covasna	Sita Buzăului	- Peștii s-au agitat în acvarii.
		Sf. Gheorghe	- Păsările din colivii s-au agitat.
		Tg. Secuiesc	- Păsările din colivii s-au agitat.
11.	Dolj	Castranova	- Sobolanii au ieșit afară din case.
		Craiova	- Sobolanii au fugit din casă ; peștii în acvariu s-au zbatut și s-au ridicat la suprafață.
		Dioști	- Sobolanii fugeau prin curte.
		Filiași	- O persoană a avut apăsări pe inimă și plămîni.
		Segarcea	- Soarecii s-au urcat pe perdele.

Nr. crt.	Județul	Comuna	Descrierea fenomenului
12.	Galați	Sucăveni	- Sobolanii au fugit din galerii.
13.	Harghita	Ulieș	- Bolnavii de astm au simțit în ziua respectivă o strângere în piept și în cap.
14.	Ialomița	Dichiseni	- Serpii au ieșit din pământ; aricii au fost observați cu două ore înainte de cutremur pe șoseaua Fetești-Călărași.
		Stefan-Vodă	- Caii au bătut cu copitele în pământ 1/2 ore înainte de seism.
15.	Ilfov	Bolintinul din Deal	- O broască țestoasă a fost foarte agitată.
		Corbeanca	- Albinele au ieșit din stup cu toate că afară era întuneric.
		Găiseni	- Aricii au fugit spre câmp.
		Gogoșari	- Soarecii au ieșit din ascunzători.
		Izvoru	- Soarecii au ieșit afară.
		Malu Roșu	- Soarecii au ieșit afară și fugeau prin curte.
		Oltenița	- Sobolanii au fost agitați.
		Răiești	- Soarecii au ieșit afară.
		Snagov	- Sobolanii au ieșit afară.
16.	Neamț	Betești	- Peștii din acvariu au fost agitați.
17.	Olt	Burdulești	- Peștii nu au mâncat toată ziua.
		Cilieni	- Albinele au ieșit din stup.
		Slatina	- Peștii au sărit din apă cu 15 ore înainte de seism.

Nr. crt.	Județul	Comuna	Descrierea fenomenului
18.	Prahova	Azuga	- Canarii din colivie au stat toată ziua nemișcați, iar împinși cu mîna nu reacționau în nici un fel.
		Ploiești	- Peștii din acvariu au fost agitați.
19.	Satu-Mare	Negrești-Oaș	- Peștii din acvariu au fost agitați.
20.	Sălaj	Camăr	- Păsările din curte au ieșit din cotețe în ploaie cu cca. 2 ore înainte de cutremur.
21.	Teleorman	Turnu Măgurele	- Peștii din acvariu au fost foarte agitați.
		Videle	- Păsările sălbatice, în ziua premergătoare cutremurului, s-au grupat în stoluri și au zburat fără o țintă precisă.
22.	Timiș	Timișoara	- Sobolanii au apărut în parcuri în după amiaza zilei de 4 martie.
23.	Tulcea	Tulcea	- Peștii s-au retras către fundul acvariului
			- Sobolanii au fugit.
24.	Vâlcea	Rm.Vâlcea	- Peștii din acvariu s-au așezat pe nisip.
25.	Vrancea	Mihălceni	- Porumbeii sălbatici și vrăbiile zburau foarte jos, pe lângă pămînt.

Nr. crt.	Județul	Comuna	Descrierea fenomenului
26.		Municipiul București	- Vrăbiile zburau foarte jos, cu cca. 2 ore înainte de cutremur, când se lăsau a fi prinse. - Soarecii au dispărut înainte de cutremur ; - Nutriile și iepurii din cuști au fost foarte agitați; - Pisicile și cîinii au refuzat mîncarea; - Un șarpe a fost văzut traversînd o stradă din centrul orașului ; - O broască țestoasă a ieșit din hibernare și s-a agitat pînă după cutremur ; - Oamenii au acuzat o stare de oboseală și nervozitate.

BIBLIOGRAFIE

- Allen, C.R., 1976. The role of animal behaviour in the Chinese earthquake - prediction program. Abnormal animal behaviour prior to earthquake, I. EHRP Conference I, Menlo Park, California.
- Evernden, J.F. (Editor), 1977. Abnormal animal behaviour prior to earthquake, I. EHRP Conference I., Menlo Park, California.
- Radu, C., Spânoche, E., 1976. Some phenomena related to the Romanian earthquakes. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., A - 4 (115) : 163 : 172.
- Rikitake, T., 1976. Earthquake prediction, Elsevier Sci. Publ. Comp., 357 pp.

CONCENTRATII ANORMAL RIDICATE ALE DESCENDENTILOR RADONULUI IN ATMOSFERA JOASA IN RELATIE CU SEISMUL ROMANESC DIN 4 MARTIE 1977^{*)}

H. ZORAN

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Colectivul de cîmpuri
naturale, C.P. MG-2, București, România.

ZORAN, H., 1978. ABNORMAL HIGHER CONCENTRATIONS OF Rn^{222}
DAUGHTERS IN THE LOWER ATMOSPHERE IN RELATION TO THE
ROMANIAN EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. Under normal
circumstances, the highest contribution to the
atmospheric radioactivity comes from Rn^{222} and daughters
decay. The radon concentration in the air (and thus its
daughters concentrations too) depends both on the local
geological conditions as well as on the micro- and macro-
meteorological conditions. The measurements of the
natural atmospheric radioactivity were done in the
Bucharest-Magurele area, 160 Km S-SW from the earthquake
epicenter, about 40 hours after the main shock. The ra-
don daughter concentrations in the air, measured at 10
and 12 G.M.T. (12 and 14 L.T.) amounted in 6-9 of March
values between 2500-1500 pCi/m³, respectively. These
concentrations are 10-20 times higher than the average
values characteristic to this site, season and time of
the day, as measured in "normal" conditions.

INTRODUCERE

In condiții normale, contribuția cea mai mare la radio-
activitatea atmosferică este atribuită radonului (Rn^{222}) și a
descendenților săi. Seria radioactivă al cărei membru este rado-
nul este prezentată în Tabela I. Fiind un gaz inert, radonul

^{*)} Lucrare apărută pentru prima dată, - sub același titlu -
în Raport CSEN, III, 8, decembrie, 1977. București

TABELA I

Seria de dezintegrare a radiului și radonului

Nuclidul Denumirea clasică (simbolul)	Izoto- pul	Radiația emisă la dezintegra- re	Perioada de înjumătăți- re $T_{1/2}$	Constanta de dezintegrare (S^{-1})
Uranu I	U^{238}	alfa	$4,49 \cdot 10^8$ ani	$4,89 \cdot 10^{-18}$
.	.	.	.	.
.	.	.	.	.
.	.	.	.	.
Radium (Ra)	Ra^{226}	alfa	1620 ani	$1,36 \cdot 10^{-11}$
Radon (Rn)	Rn^{222}	alfa, gama	3,825 zile	$2,1 \cdot 10^{-6}$
Radium A (RaA)	Po^{218}	99,98% alfa 0,02% beta	3,05 min	0,00379
Radium B (RaB)	Pb^{214}	beta, gama	26,8 min	0,000431
Radium C (RaC)	Bi^{214}	99,96% beta gama	19,7 min	0,000586
Radium C' (RaC')	Po^{214}	99,96% alfa	$1,5 \cdot 10^{-4}$ s	$4,78 \cdot 10^3$
Radium D (RaD)	Pb^{210}	beta, gama	22 ani	$1,0 \cdot 10^{-6}$
Radium E (RaE)	Bi^{210}	beta	5,0 zile	$1,6 \cdot 10^{-6}$
Radium F (RaF)	Po^{210}	alfa	138 zile	$5,81 \cdot 10^{-8}$
Radium G (RaG)	Pb^{206}	stabil	-	-

migrează prin capilarele solului în atmosferă, în timp ce descendenții săi, metale grele, sînt reținuți în pereții capilarelor. Prin dezintegrare radonul generează în atmosferă ioni radioactivi, care în majoritate (90%) se atașează particulelor de aerosol atmosferic, maximul de concentrație fiind asociat dimensiunii de 10^{-1} μ a razei particulei, conferind astfel pulberilor atmosferice o radioactivitate aparentă. Dintre cei opt descendenți ai radonului numai primii patru radionuclizi (RaA, RaB, RaC și RaC') sînt de viață scurtă și au o activitate considerabilă față de cei de viață lungă, fiind comparabilă cu cea a radonului.

Concentrațiile în aer ale radonului și descendenților săi depind atît de condițiile geologice locale, care determină viteza de

exhalație din sol cît și de condițiile micro- și macro-climatice care-și aduc aportul la ecuațiile de difuzie.

S-a stabilit atît experimental cît și teoretic că în solurile neperturbate și nesaturate în apă mecanismul principal de migrare a radonului în sol spre suprafața pămîntului este difuzia. Fiind dați timpul de viață al radonului și coeficientul de difuzie, numai atomii generați în straturile superficiale ale scoarței terestre pot pătrunde în atmosfera liberă. Pentru solurile nesaturate în apă dar perturbate, ca și pentru solurile saturate în apă principalul mecanism de migrare a radonului spre suprafață este transportul (Tanner, 1964).

Viteza de exhalație a radonului din sol este de asemenea dependentă de natura sa, de acoperirea cu zăpadă sau gheață, de gradul de umezeală, precum și de parametrii meteorologici ca presiunea atmosferică, viteza vîntului etc.

În timp ce în atmosferă concentrațiile gazului radon sînt controlate de difuzia turbulentă și convecții, fiind limitate numai de dezintegrarea radioactivă și de procesele de sedimentare gravitațională, "spălare" de către precipitații, ca și de efectele de cîmp electric atmosferic.

Deși concentrațiile în aer ale radonului și descendenților săi scad cu altitudinea, totuși atît radonul cît și produșii săi de dezintegrare de viață scurtă pot fi întîlniți în toată troposfera iar descendenții de viață lungă chiar și în stratosferă.

METODA EXPERIMENTALA

Măsurătorile s-au realizat în zona București-Măgurele, situată la circa 160 Km S-SV de zona epicentrală Vrancea, la o

înălțime de 15 m deasupra solului.

Solul nu era acoperit cu zăpadă și era relativ uscat. Metoda experimentală este descrisă în detaliu în altă lucrare (Zorran et al. 1972). În principiu, un volum cunoscut de aer este aspirat printr-un filtru eficient care colectează pe suprafața sa mai mult de 90% din aerosolul atmosferic purtător de descendenți ai radonului. Imediat după aspirare s-a măsurat activitatea filtrelor printr-o metodă de scintilație.

Măsurătorile s-au efectuat în condiții de minim al variației diurne (între orele 12 și 14 L.T.), concentrația radioactivității atmosferice fiind în aceste condiții mult mai puțin influențată de condițiile meteorologice.

REZULTATE SI DISCUTII

Datorită căderii de tensiune produsă de cutremur, măsurătorile de radioactivitate naturală atmosferică au început la 6 martie 1977, după aproximativ 40 ore de la șocul principal. În perioada 6-9 martie concentrațiile descendenților radonului în aer, măsurate la orele 10 și 12 G.M.T. se situau respectiv între 2500-1500 pCi/m³. Aceste concentrații sînt de 20-10 ori mai ridicate decît valorile medii caracteristice acestui loc, sezon și moment al zilei, măsurate în condiții "normale". În zilele următoare, concentrațiile de radon și descendenți din atmosfera liberă au scăzut în relație cu condițiile meteorologice la scară mare, ajungînd în ziua de 11 martie 1977 la o valoare normală de 50 pCi/m³. Concentrațiile mai ridicate de radon și descendenți au persistat mai mult timp în mediile neventilate, cum ar fi laboratoarele.

Deși limitate din lipsa echipamentului automatizat ca și a tensiunii electrice necesare alimentării aparaturii în zilele

imediat următoare seismului, rezultatele obținute sînt o confirmare a faptului că datorită mișcărilor seismice se produc fisuri la suprafața solului, care favorizează pătrunderea în atmosfera liberă a unor concentrații ridicate de radon și izotopi ai acestuia, Rn^{220} (thoron) și Rn^{219} (actinon), radonul fiind predominant (Schroeder et al., 1965). Rezultate similare au fost obținute de către Okabe (1956), care a măsurat concentrații ridicate de radon și descendenți ai acestuia în timp de numeroase zile după cutremure locale de pămînt înregistrate în Japonia.

Trebuie menționat că o puternică creștere a conținutului de radon în apele minerale din bazinul Taşkent a fost înregistrată cu circa șase luni înainte de cutremurul din aprilie 1966, după care valorile au revenit brusc la normal (Ulomov et al., 1968

Sadovsky et al., 1972). O comportare similară dar mai puțin pronunțată s-a observat în relație cu cîteva șocuri importante care au urmat seismului.

Teoriile conform cărora fracturile principale din scoarță apar ca rezultat al unui amplu proces de microfracturarea rocii supuse acțiunii forțelor tectonice, proces care se desfășoară în timp și care afectează o zonă mai mare decît zona focală (Scholtz et al., 1973; Whitcomb et al., 1973; Anderson et al., 1973) explică astfel bazele fizice pentru utilizarea radonului nu numai pentru delimitarea faliilor tectonice (Lane et al., 1934), ci și ca un excelent trasor al mișcărilor seismice, constituind un mod posibil de prognozare a seismelor puternice.

CONCLUZII

Concentrațiile ridicate de radon și descendenți înregistrate în zilele care au urmat puternicului seism din 4 martie

1977 confirmă ipoteza apariției sub influența mișcărilor seismice a fisurilor la suprafața solului, care favorizează pătrunderea în atmosfera liberă a unor concentrații sporite de gaze radioactive (radon, thoron, actinon) radonul fiind predominant.

BIBLIOGRAFIE

- Anderson, D.L. et al., 1973. The dilatancy model of earthquake prediction. Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 13:417-426.
- Lane, A.C. et al., 1934. Location of a fault by radioactivity. Beitr. Angew. Geophys., 4:353-57.
- Okabe, S., 1956. Time variation of the atmospheric radon content near the ground surface with relation in some geophysical phenomena. Ibid., 99-115.
- Sadovsky, M.A., Nersesov, I.D., Nigmatullae, S.K., Latynina, L.P., Luckk A.P., Semenov, P.N., Simbireva, I.G., Ulamov, V.I., 1972. The process preceding strong earthquakes in some of Middle Asia. Tectonophys., 14:295-307.
- Scholtz, C.H. Sykes, L.R., Aggarwal, Y.P., 1973. Earthquake prediction, a physical basis, Science, 181:801-809.
- Schroeder, G.L. et al., 1965. Diffusion of radon in several naturally occurring soil types, J. Geophys. Res. 70(2):171-174.
- Tanner, Allen B., 1964. Radon migration in the ground. The Natural Radiation Environment, vol. 1, 161-190.
- Ulamov, V.I., 1968. On the way of prognosis of earthquakes, Zemlia i Vselennaya Sci., U.S.S.R., 3:23-30.
- Whitcomb, J.H., Anderson D.L. 1973. Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake, Science 180:632-635.
- Zoran M., Zoran V., 1972. Measurement of the natural radioactivity of the atmospheric dust in Bucharest, Rev. Roum. Phys., 17(8): 901-919.

ASUPRA ROIULUI DE CUTREMURE INREGISTRAT LA STATIA VRINCIOAIA
IN PERIOADA 2-5 IULIE 1977*)

C. RADU, V. WINTER, G. POLONIC

Centrul de fizica pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România

RADU, C., WINTER, V. and POLONIC, G., 1978. THE VRANCEA
EARTHQUAKE SWARM OF 2-5 JULY, 1977. (VRINCIOAIA STATION).
On studied the earthquake swarm recorded between 2 and 5
July 1977 at Vrancea (Romania), analysing the
distribution in time, space and magnitude of the shocks
and also the tectonic process and the released energy.
Taking into account the geological structure in the
Vrancea area, with a compact salt bed at the depth of
5,5 Km, the supposition is made that the stress release
is due to the salt competence and diapirism, reactivated
by the earthquake of March, 4, 1977.

INTRODUCERE

Cercetările efectuate de Mogi (1962) au arătat că procesul
de generare al seismelor este similar, în multe privințe, cu pro-
cesul de microfracturare modelat în laborator. Considerând micro-
fracturarea ca un model la scară redusă al seismicității, Mogi
stabilește că tipul seismului depinde de structura crustei teres-
tre și de distribuția spațială a tensiunilor aplicate.

În acest concept, roiurile de cutremure sînt considerate
ca aspecte speciale ale seismicității unei regiuni, fiindcă ele a-
par cînd structura este puternic neomogenă sau tensiunea concentrată.

Cum tensiunea pare să fie uniformă pentru majoritatea seis-
melor de natură tectonică, numai deosebirile de structură cristalină
produc diferențe în activitatea roiurilor. În adevăr, Mogi (1967)

*)

Lucrare apărută pentru prima dată - sub același titlu -
în Raport CSEN, III, 3, 15-14, decembrie, 1977, București

stabilește că activitatea roiurilor de cutremure este diferită în regiuni tectonice diferite.

Ipoteza fracturării crustei terestre datorită cutremurelor sugerează că activitatea strict regională a roiului de cutremure reflectă condițiile mecanice ale crustei terestre (Ohtake, 1970).

Din cele de mai sus rezultă că studiul roiurilor de cutremure prezintă un deosebit interes științific, deoarece furnizează indicații asupra tectonicii locale.

Din acest motiv ne-am propus să studiem roiul de cutremure produs în vecinătatea stației seismice Vrâncioaia în perioada 2-5 iulie 1977.

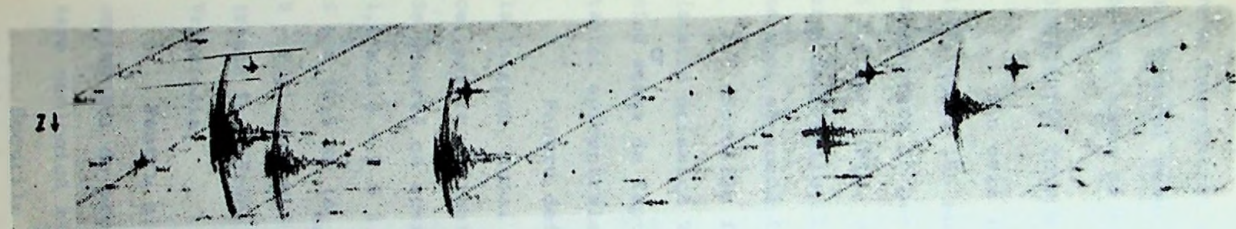
Se analizează o serie de aspecte caracteristice micro-cutremurelor: distribuția în spațiu și timp, distribuția magnitudinală, procesul tectonic, variația în timp a energiei etc. (Radu, 1974).

DATE DE OBSERVAȚIE

Pentru studiul complex al acestui roi s-au folosit înregistrările stației seismice Vrâncioaia, echipată cu seismografe de scurtă perioadă și înaltă sensibilitate ($SKM-V = 70.000$, $DD-V = 100.000$).

Analiza seismogramelor a permis întocmirea Catalogului de cutremure românești înregistrate la această stație în perioada 1-10 iulie 1977, catalog ce conține informații privind: data, momentul de sosire al undei P, diferența S - P, semnul primei deplasări, durata de oscilație, magnitudinea M și energia E^1 .

În urma prelucrării celor 195 șocuri înregistrate s-a stabilit că roiul propriu-zis se situează în intervalul 2-5 iulie. Cele mai reprezentative seismograme din această perioadă sînt date în (Fig. 1a, 1b, 1c, 1d).



a

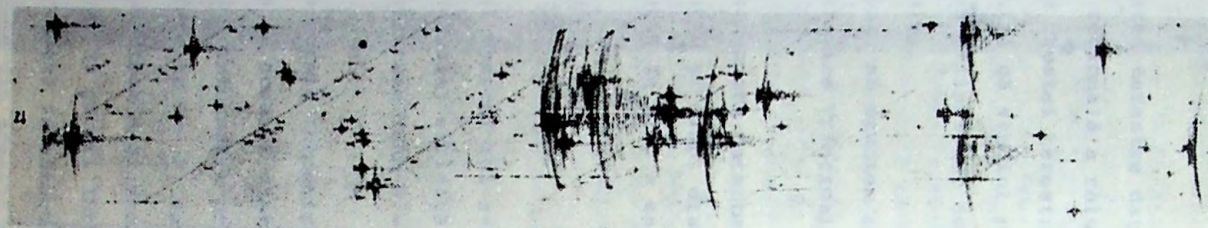


b

*Fig. 1. - Seismogramme înregistrate la stația "Principala":
a - 1977 iulie 2-3; b - 1977 iulie 3.*



c



d

Fig. 1. - Seismograma înregistrate la stația Vrâncioara:
c - 1977 iulie 3-4; d - 1977 iulie 4.

Conform clasificăției $N = f(t)$ a lui Mogi (1963 a, 1963 b), roiul înregistrat aparține tipului 3C, fapt ilustrat în (Fig. 2), unde numărul șocurilor din roi crește treptat din 2 pînă în 4 iulie, ca după aceea să scadă brusc în 5 iulie.

DISTRIBUȚIA TEMPORALA SI SPATIALA

Din cele 195 șocuri înregistrate în perioada 1-10 iulie 1977, numai 166 aparțin roiului propriu-zis, caracterizate printr-o concentrare în perioada 2-5 iulie (Fig. 2) și diferența $S - P \leq 2,6$ sec. (Fig. 3). Numărul șocurilor crește treptat de la 18 în ziua de 2 iulie, la 43 și 86 în zilele de 3 și respectiv 4 iulie, ca apoi să scadă în ziua de 5 iulie la un singur șoc (Fig. 2).

Socurile fiind înregistrate numai la o singură stație (stația seismică Vrîncioaia), localizarea în spațiu s-a făcut ținînd seama de faptul că diferența $S - P$ reprezintă o măsură a distanței epicentrale.

Pentru definirea zonei epicentrale am luat în considerație, la început, numai cutremurele cu $M \geq 1,5$, care, fiind mai puternice, permit o fixare mai corectă a cadranelui în care s-au produs. Se observă că aceste șocuri cu $M \geq 1,5$, se află în intervalul $1,4 \text{ s} \leq S - P \leq 2,0 \text{ s}$, ceea ce corespunde intervalului $6,5 \text{ Km} \leq \Delta \leq 10,5 \text{ Km}$ ($\Delta_{\text{med}} = 8,5 \text{ Km}$). Distribuția șocurilor în funcție de $S - P$ și cadranul azimutal (Fig. 4) arată că acestea se concentrează în cadranele II și IV (punctele $\odot$), adică la SE și NV de Vrîncioaia.

Pentru a face o serie de considerații tectonice asupra mecanismului de producere al acestui roi este necesară o caracterizare geologică a zonei sale epicentrale.

Socurile studiate sînt legate de epicentre situate în sectorul depresiunii precarpatice dintre văile Putna și Milcov, unde

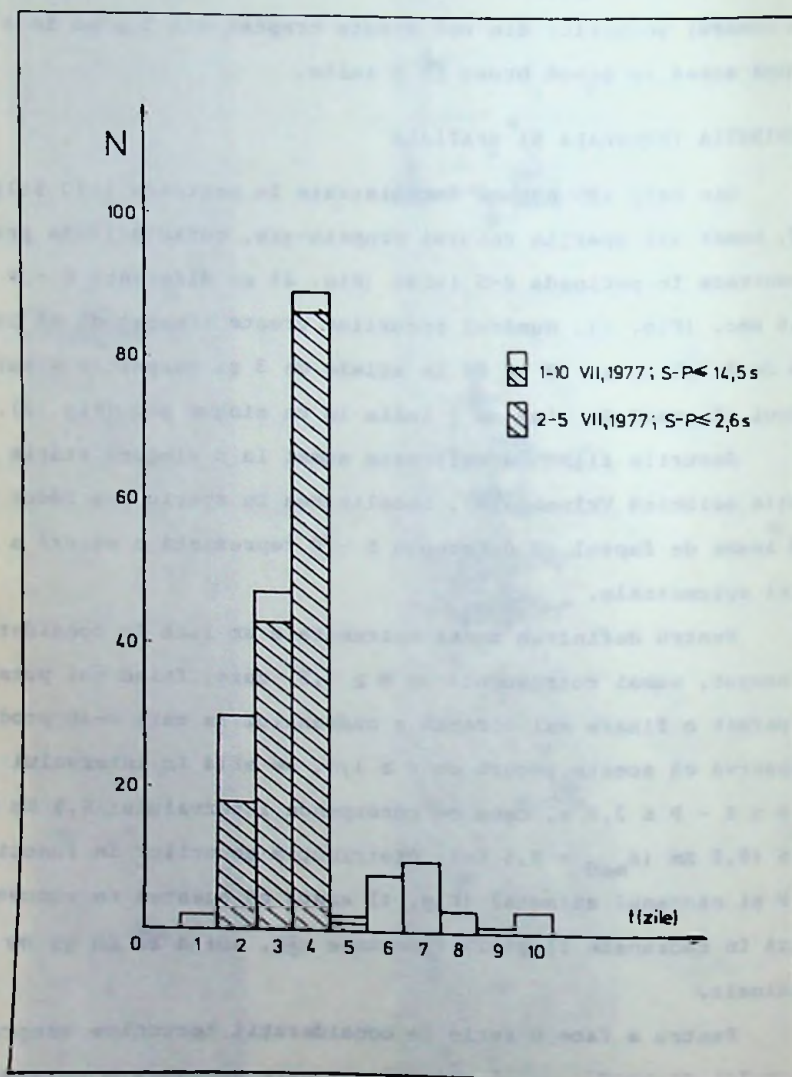


Fig. 2. Distribuția $N = f(t)$

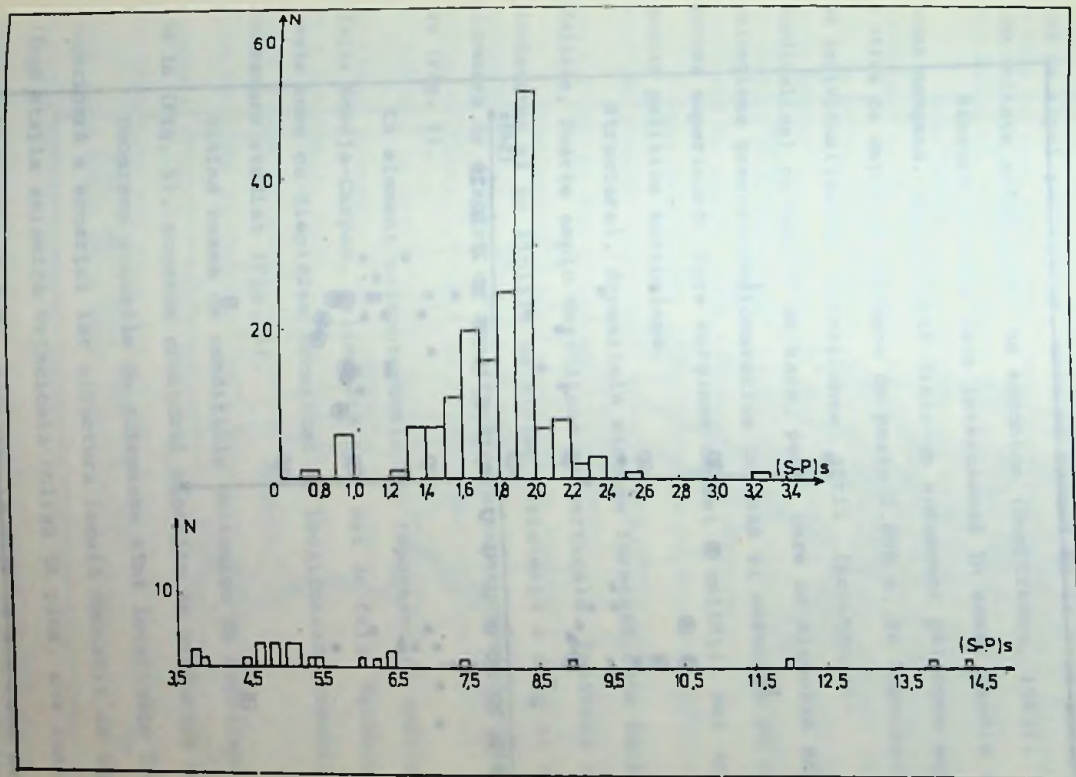


Fig. 3. Distributia $N = f(S - P)$

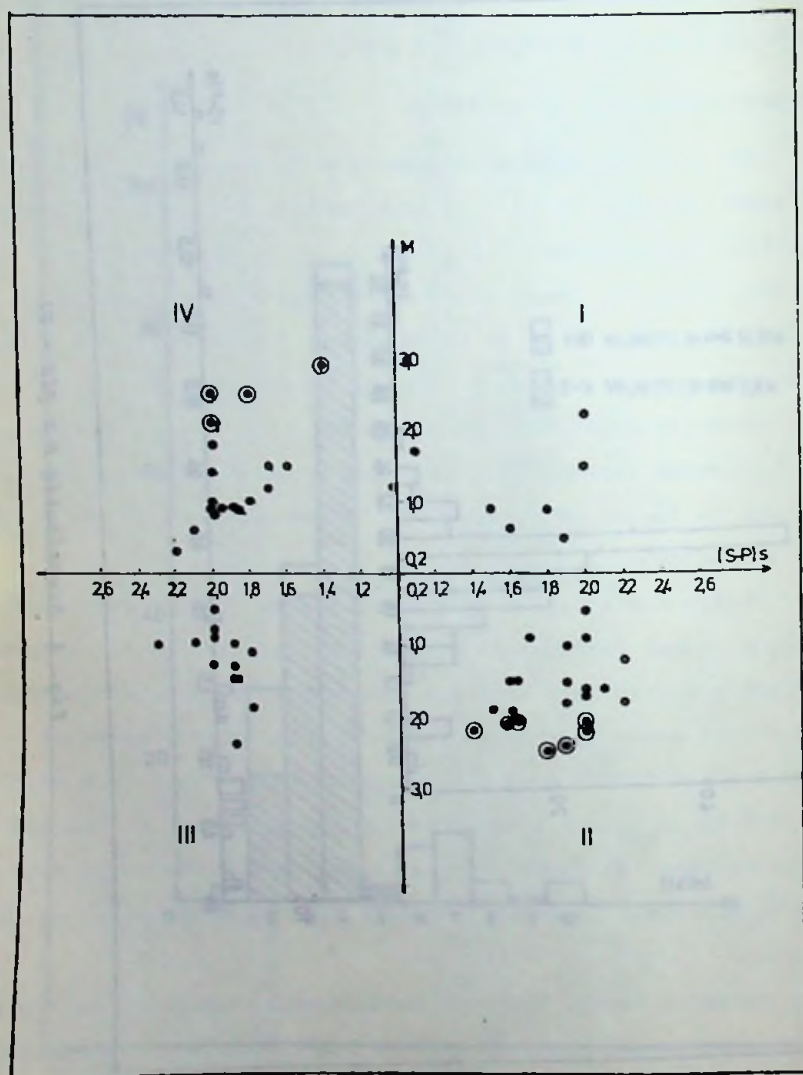


Fig. 4. Distributia $M = f(S - P, \alpha)$

apar la zi formațiuni paleogene, miocene și pliocene ce aparțin mai multor unități tectonice.

Între aceste unități sînt cunoscute raporturi tectonice majore de tipul șariajelor, care se succed de la vest către est, ultima unitate avînd rolul de autohton (Dumitrescu, 1963).

Singura unitate care interesează în acest studiu este unitatea neogenă, constituită dintr-un subasment paleogen acoperit de o strîvă de depozite miocene de peste 2.000 m. În cuprinsul acestora se individualizează formațiunea sării (acvitanian-burdigalian) cu masive de sare, peste care se situează depozitele helvețiene gresos-conglomeratice în bază și marnoase cu nisipuri la partea superioară. Spre marginea de est a unității mai apar și depozite pelitice tortoniene.

Structural, depozitele miocene formează cîte falii sau cîte faliate, foarte amplu dezvoltate pe verticală. Prezența sării și înșinuarea ei pe liniile de minimă rezistență a avut ca rezultat formarea de diapire ce amplifică deformarea stratelor înconjurătoare (Fig. 5).

Ca element seismotectonic mai important se conturează cîta falie Soveja-Carpen, delimitată spre est de falia Spinești. Pe aceste zone cu diapirism accentuat se localizează probabil roiul de cutremure studiat (Fig. 5).

Ținînd seama de condițiile tectonice de suprafață prezentate în (Fig. 5), sugerăm următorul mecanism de producere al roiului.

Deoarece roiurile de cutremure sînt localizate în partea superioară a scoarței iar structura locală deosebit de eterogenă de lîngă stația seismică Vrîncioaia obligă în plus, s-a luat ca adîncime focală medie 5,5 Km, adîncime la care se situează stratul compact de sare, deosebit de competent și deci capabil să rețină ten-

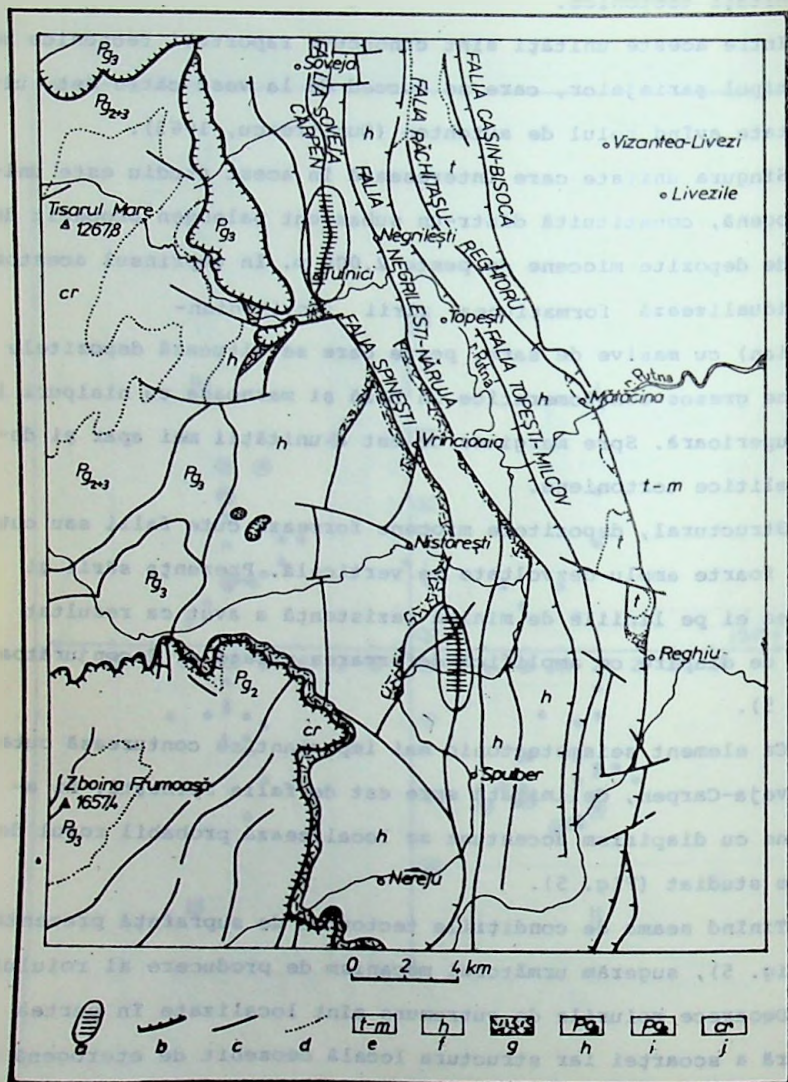


Fig. 5. Harta geologică a regiunii Vrnicioara cu localizarea zonelor epicentrale ale roiului de cutremure din iulie 1977
 a = zonă epicentrală; b = linie de înclăcare; c = falie;
 d = limită normală; e = Tortonian-Meotian; f = Helvetian;
 g = Aquitanian-Burdigalian (formațiunea sării); h = Oligocen;
 i = Eocen; j = Cretacic

Cînd sursa de tensiune interioară crește gradat, numărul șocurilor elastice crește de asemenea gradat și, după cîtva timp, descrește. Concomitent și magnitudinea șocurilor din roi crește treptat în timp și apoi descrește după o oarecare perioadă. Roiul de cutremure poate să apară la cîteva luni după un șoc principal.

S-ar putea ca modificările tensionale produse cu ocazia puternicului seism din 4 martie 1977 să fi impulsionat diapirismul adînc în sectoarele Tulnici și sud Nistorești și astfel să devină cauza mișcărilor produse în lungul acestei falii. Sarea ar fi putut să producă prin deformări plastice, din timp în timp, deformații rupturale în rocile dure și casante învecinate.

Este posibil ca deranjamentele produse în depozitele paleogene sau miocene inferioare de migrarea sării, de la adîncimea de cca 5,5 Km, să fie cauza apariției acestui roi de cutremure.

Diapirismul sării sugerează de asemenea că tensiunea de relaxare poate să prezinte o distribuție spațială indicată de direcția faliei Spinești, situată în vecinătatea stației seismice Vrnicioara. În adevăr, în cazul faliei Spinești, fracturarea are loc progresiv în timpul procesului de compresie în punctele de concentrare diferită a tensiunii, care contribuie la dispunerea majorității și de asemenea a celor mai puternice șocuri din roi de-a lungul faliei, cu vîdită tendință de îngrămădire a șocurilor mai puternice la capetele acesteia (Fig. 5 - falia Spinești cu cele două zone hașurate). Restul șocurilor mai mici s-a situat o parte de-a lungul faliei Spinești și o parte de-a lungul unei falii conjugate cu aceasta, avînd direcția NE-SV, adică în cadranele I și III (Fig. 4,5). Se poate spune că zona epicentrală a roiului a ocupat o arie circulară cu raza de aproximativ 12 Km, aceasta în ipoteza că adîncimea șocurilor nu a variat în timp.

DISTRIBUTIA MAGNITUDINALA

Clasificarea magnitudinală a șocurilor roiului s-a făcut pe baza formulei (Iosif, Iosif, 1975):

$$M = 2,15 \log \tau - 1,42 \quad (1)$$

unde τ este durata de oscilație.

Cu ajutorul magnitudinilor calculate s-a studiat legea frecvenței, exprimată prin relația (Gutenberg și Richter, 1954):

$$\log N_c = a - bM \quad (2)$$

unde N_c reprezintă frecvența cumulativă, iar a și b sînt constante.

Reprezentarea grafică a ecuației (2) este dată în (Fig. 6).

Coefficienții a și b au fost calculați prin metoda celor mai mici pătrate (a_2 , b_2), precum și prin metoda probabilității maxime (a_3 , b_3) (Tabela I). În ultimul caz s-a folosit relația (Utsu, 1964):

$$b_3 = \frac{0,4343}{\bar{M} - M_0} \quad (3)$$

unde $\bar{M}$ este magnitudinea medie, iar M_0 magnitudinea minimă în seria considerată.

Vom admite ca valoare reprezentativă pentru coeficientul b , mărimea corespunzătoare intervalului $M = 1,5 - 2,9$, adică $b = 1,0$.

În Fig. 7 este reprezentată distribuția diurnă a magnitudinilor (pentru perioada 2-5 iulie), distribuție caracterizată printr-o densitate mai mare în intervalul 08-16 h. Magnitudinea $M_{\max} = 2,9$ s-a observat la jumătatea zilei.

Distribuția magnitudinilor în funcție de diferența $S - P$ arată că majoritatea valorilor se situează în intervalul $S - P \leq 2,0$ s, iar magnitudinea $M_{\max} = 2,9$ corespunde lui $S - P = 1,4$ s (Fig. 8).

TABLE 1

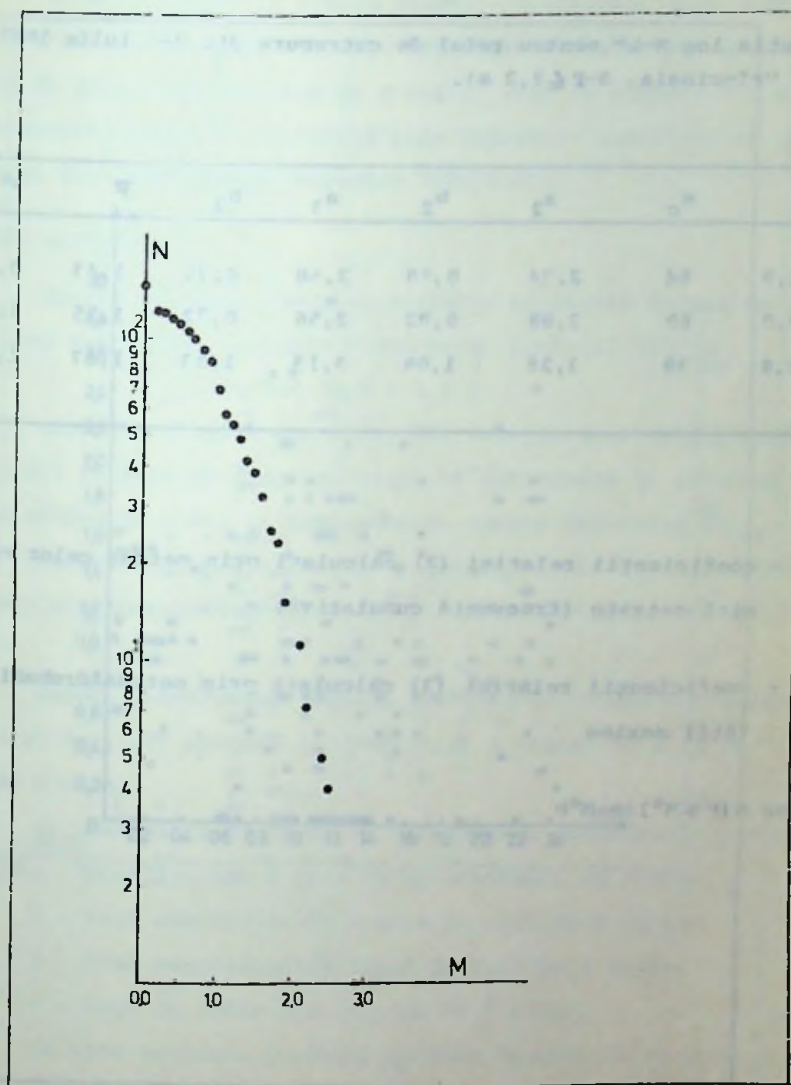
Fig. 6. Distribuição $N = f(M)$

TABELA I

Distribuția log N-b" pentru rotul de cutremure din 2-5 iulie 1977
(stația Vrfncioala, $S-P \leq 2,2$ s).

Δ''	N_c	a_2	b_2	a_3	b_3	$\bar{m}$	v^2
0,9 - 2,9	84	2,34	0,00	2,60	0,75	1,43	0,7
1,0 - 2,9	69	2,89	0,02	2,56	0,72	1,55	1,0
1,5 - 2,9	38	3,28	1,09	3,13	1,03	1,87	1,5

Notă

a_2, b_2 - coeficienții relației (2) calculați prin metoda celor mai mici pătrate (frecvență cumulativă)

a_3, b_3 - coeficienții relației (3) calculați prin metoda probabilității maxime

$$a_3 = \log N(P \geq M^*) + M^*b$$

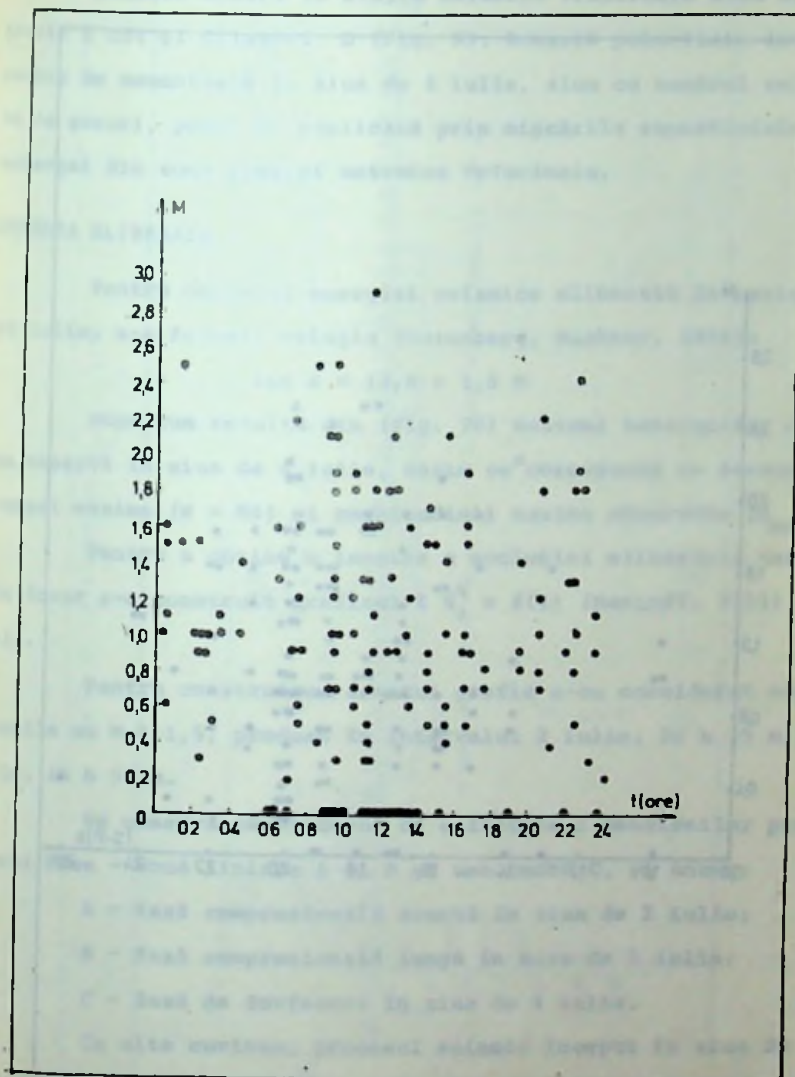


Fig. 7. Distribuția $M = f(t)$



$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2} = \frac{1}{4}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4} = \frac{1}{8}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{8} = \frac{1}{16}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{16} = \frac{1}{32}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{32} = \frac{1}{64}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{64} = \frac{1}{128}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{128} = \frac{1}{256}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{256} = \frac{1}{512}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{512} = \frac{1}{1024}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1024} = \frac{1}{2048}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2048} = \frac{1}{4096}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4096} = \frac{1}{8192}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{8192} = \frac{1}{16384}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{16384} = \frac{1}{32768}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{32768} = \frac{1}{65536}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{65536} = \frac{1}{131072}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{131072} = \frac{1}{262144}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{262144} = \frac{1}{524288}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{524288} = \frac{1}{1048576}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1048576} = \frac{1}{2097152}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2097152} = \frac{1}{4194304}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4194304} = \frac{1}{8388608}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{8388608} = \frac{1}{16777216}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{16777216} = \frac{1}{33554432}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{33554432} = \frac{1}{67108864}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{67108864} = \frac{1}{134217728}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{134217728} = \frac{1}{268435456}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{268435456} = \frac{1}{536870912}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{536870912} = \frac{1}{1073741824}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1073741824} = \frac{1}{2147483648}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2147483648} = \frac{1}{4294967296}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4294967296} = \frac{1}{8589934592}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{8589934592} = \frac{1}{17179869184}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{17179869184} = \frac{1}{34359738368}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{34359738368} = \frac{1}{68719476736}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{68719476736} = \frac{1}{137438953472}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{137438953472} = \frac{1}{274877906944}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{274877906944} = \frac{1}{549755813888}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{549755813888} = \frac{1}{1099511627776}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1099511627776} = \frac{1}{2199023255552}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2199023255552} = \frac{1}{4398046511104}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4398046511104} = \frac{1}{8796093022208}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{8796093022208} = \frac{1}{17592186044416}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{17592186044416} = \frac{1}{35184372088832}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{35184372088832} = \frac{1}{70368744177664}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{70368744177664} = \frac{1}{140737488355328}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{140737488355328} = \frac{1}{281474976710656}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{281474976710656} = \frac{1}{562949953421312}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{562949953421312} = \frac{1}{1125899906842624}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1125899906842624} = \frac{1}{2251799813685248}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2251799813685248} = \frac{1}{4503599627370496}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4503599627370496} = \frac{1}{9007199254740992}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{9007199254740992} = \frac{1}{18014398509481984}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{18014398509481984} = \frac{1}{36028797018963968}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{36028797018963968} = \frac{1}{72057594037927936}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{72057594037927936} = \frac{1}{144115188075855872}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{144115188075855872} = \frac{1}{288230376151711744}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{288230376151711744} = \frac{1}{576460752303423488}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{576460752303423488} = \frac{1}{1152921504606846976}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1152921504606846976} = \frac{1}{2305843009213693952}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2305843009213693952} = \frac{1}{4611686018427387904}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{4611686018427387904} = \frac{1}{9223372036854775808}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{9223372036854775808} = \frac{1}{18446744073709551616}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{18446744073709551616} = \frac{1}{36893488147419103232}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{36893488147419103232} = \frac{1}{73786976294838206464}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{73786976294838206464} = \frac{1}{147573952589676412928}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{147573952589676412928} = \frac{1}{295147905179352825856}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{295147905179352825856} = \frac{1}{590295810358705651712}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{590295810358705651712} = \frac{1}{1180591620717411303424}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{1180591620717411303424} = \frac{1}{2361183241434822606848}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2361183241434822606848} = \frac{1}{4722366482869645213696}$	$\frac{1}{2} \times \frac{1}{472236648286964521369$
--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	--	---	--	--	---	--	--	---	--	--	---

PROCESUL TECTONIC

Primele sosiri la stația seismică Vrncioaia sînt atît compresii C cît și dilatări D (Fig. 9). Această polaritate inversă deosebit de accentuată în ziua de 4 iulie, ziua cu numărul cel mai mare de șocuri, poate fi explicată prin mișcările superficiale ale scoarței din zona stației seismice Vrncioaia.

ENERGIA ELIBERATA

Pentru calculul energiei seismice eliberată în perioada 1-10 iulie, s-a folosit relația (Gutenberg, Richter, 1956):

$$\log E = 11,8 + 1,5 M \quad (4)$$

După cum rezultă din (Fig. 10) maximul tensiunilor eliberate se observă în ziua de 4 iulie, maxim ce corespunde de asemenea frecvenței maxime ($N = 86$) și magnitudinii maxime observate ($M_{\max} = 2,9$).

Pentru a obține o imagine a evoluției eliberării tensiunilor în focar s-a construit graficul $E_1^h = f(t)$ (Benioff, 1951) (Fig. 11).

Pentru construirea acestui grafic s-au considerat numai șocurile cu $M \geq 1,5$, produse în intervalul 2 iulie, 20 h 25 m - 4 iulie, 16 h 57 m.

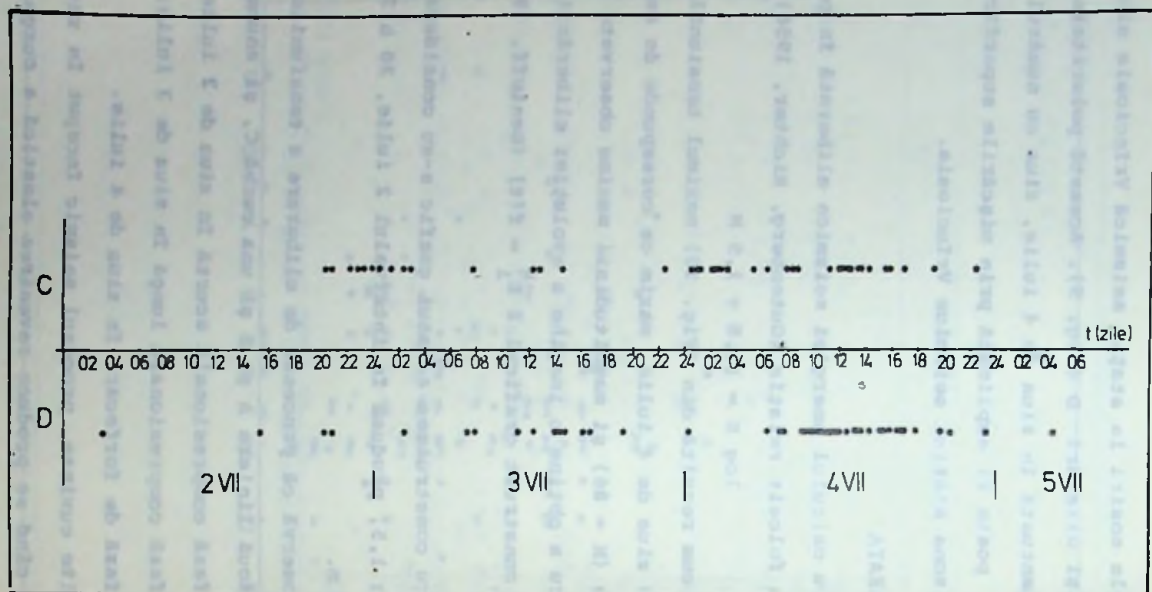
Se observă că procesul de eliberare a tensiunilor prezintă trei faze - două liniare A și B și una curbă C, și anume:

A - fază compresională scurtă în ziua de 2 iulie;

B - fază compresională lungă în ziua de 3 iulie;

C - fază de forfecare în ziua de 4 iulie.

Cu alte cuvinte, procesul seismic început în ziua de 2 iulie la 20h 25m 38s cînd se produce revenirea elastică a curgerii compresionale, se continuă și în ziua de 3 iulie pînă în ziua de 4 iulie, cînd urmează un proces de revenire elastică de forfecare. Energia, în fazele compresionale A și B, este degajată de către șocurile

Fig. 9. Distributia $N^{C,D} = f(t)$

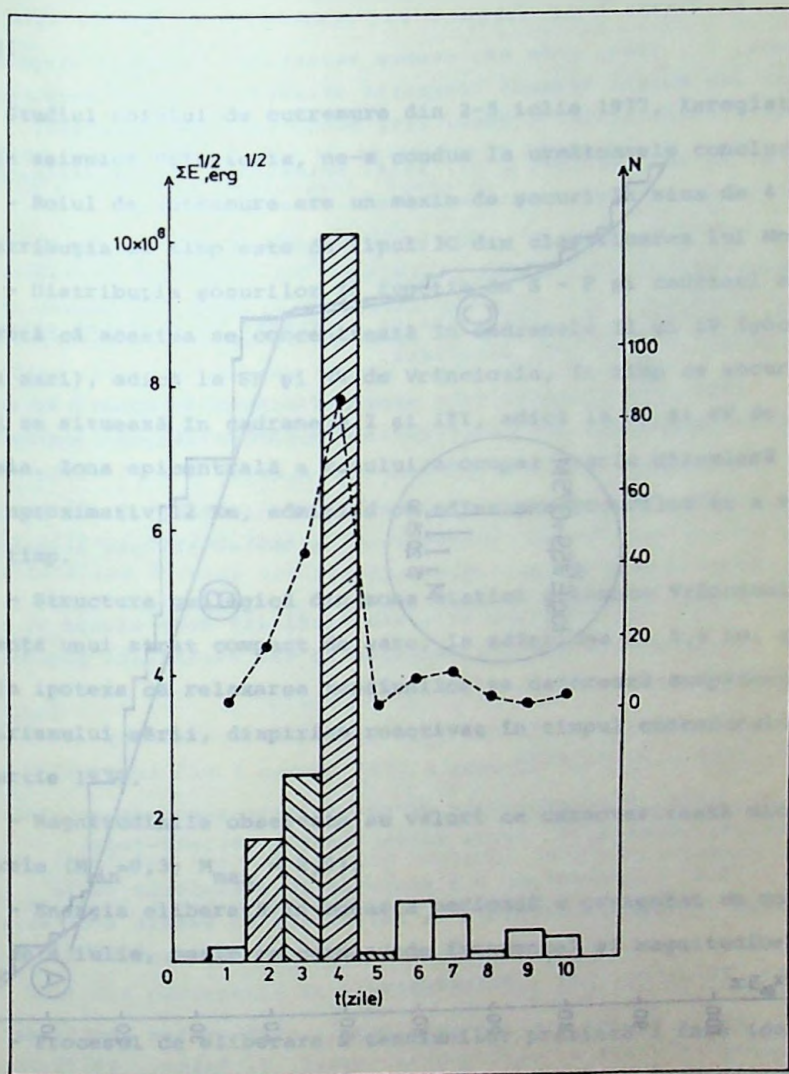
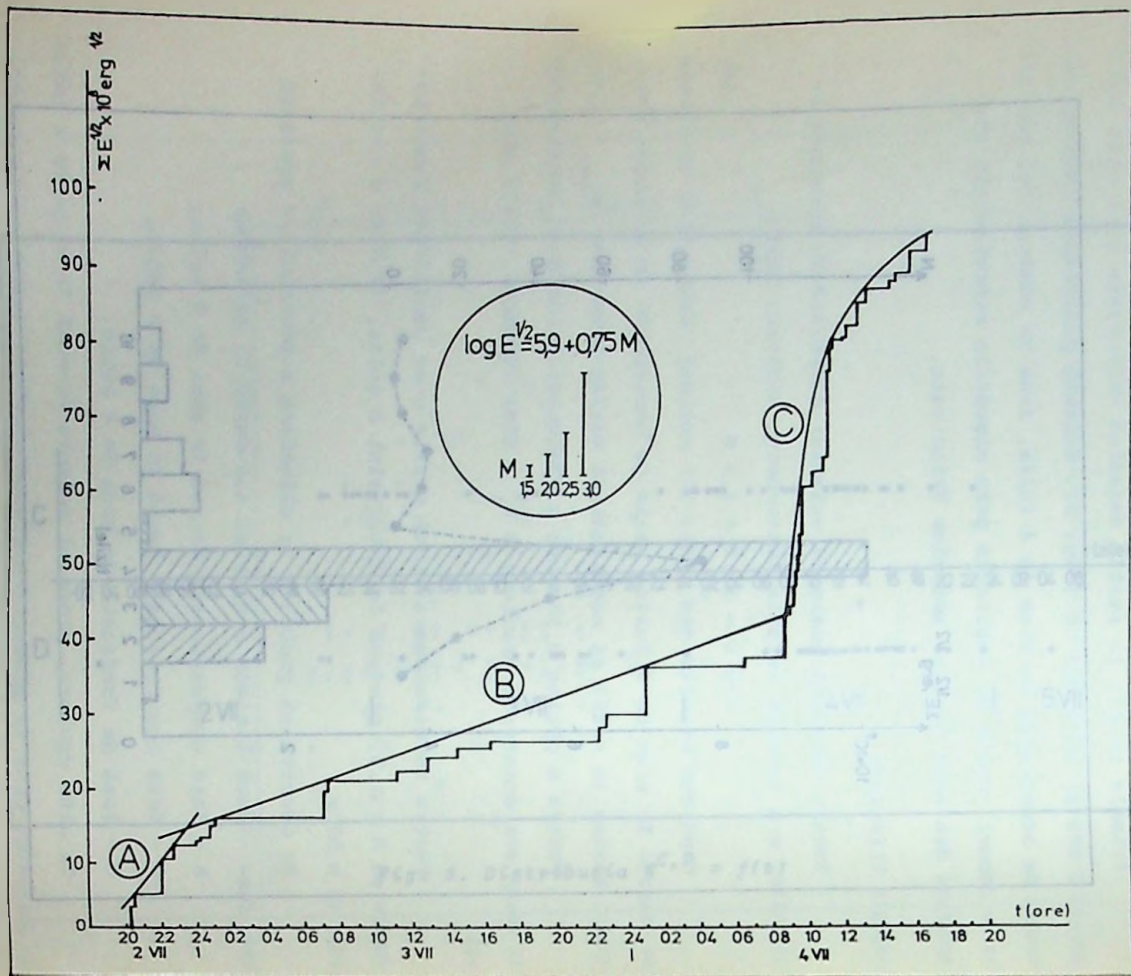


Fig.10. Distribuția $\Sigma E^h = f(t, N)$



slabe, iar în faza de forfecare C cea mai mare parte a energiei este eliberată de către șocurile puternice.

CONCLUZII

Studiul roiului de cutremure din 2-5 iulie 1977, înregistrat la stația seismică Vrîncioaia, ne-a condus la următoarele concluzii:

- Roiul de cutremure are un maxim de șocuri în ziua de 4 iulie; distribuția în timp este de tipul 3C din clasificarea lui Mogi.
- Distribuția șocurilor în funcție de S - P și cadranul azimutal arată că acestea se concentrează în cadranele II și IV (șocurile mai mari), adică la SE și NV de Vrîncioaia, în timp ce șocurile mai mici se situează în cadranele I și III, adică la NE și SV de Vrîncioaia. Zona epicentrală a roiului a ocupat o arie circulară cu raza de aproximativ 12 Km, admitînd că adîncimea șocurilor nu a variat în timp.

- Structura geologică din zona stației seismice Vrîncioaia cu prezența unui strat compact de sare, la adîncimea de 5,5 Km, a condus la ipoteza că relaxarea tensiunilor se datorează competenței și diapirismului sării, diapirism reactivat în timpul cutremurului din 4 martie 1977.

- Magnitudinile observate au valori ce caracterizează micro-cutremurele ($M_{min} = 0,3$; $M_{max} = 2,9$).

- Energia eliberată în această perioadă a prezentat un maxim în ziua de 4 iulie, maxim ce corespunde frecvenței și magnitudinii maxime.

- Procesul de eliberare a tensiunilor prezintă 3 faze (două compresionale și una de forfecare). Primelor două faze compresionale le corespund șocurile slabe, iar fazei de forfecare șocurile mai puternice.

BIBLIOGRAFIE

- Benioff, H., 1951. Earthquakes and rock creep. Bull. Seism. Soc. Amer., 41:31-62.
- Dumitrescu, I., 1963. Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal din Munții Vrancei (Carpații Orientali). Asoc. Carp. Balc. Congr. V, Com. Stiint. Sect. III, Tect. vol. IV, București.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. Ann. di Geofis., 1:1-15.
- Iosif, S. and Iosif, T., 1975. Roi de cutremuro în regiunea seismică Vrancea. Raport IGG, București.
- Mogi, K., 1962. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. (I), Bull. Earth. Inst., 40:815-829.
- Mogi, K., 1963a. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. (II), Bull. Earth. Inst., 41:595-614.
- Mogi, K., 1963b. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. (III), Bul. Earth. Inst., 41:615-658.
- Mogi, K., 1967. Regional variation of aftershock activity. Bull. Earth. Inst., 45:711-726.
- Ohtake, M., 1970. Microstructure of the seismic sequence related to a moderate earthquake. Bull. Earth. Inst., 48:1053-1067.
- Radu, C., 1974. Contribution a l'étude de la séismicité de la Roumanie et comparaison avec la séismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la séismicité du sud-est de la France Thèse Dr. Sci., Strasbourg.
- Utsu, T., 1964. On the statistical formula showing the magnitude frequency relation of earthquakes. Quart. J. Seism., 28:79-88.

UN NOU MODEL FIZIC AL DECLANSĂRII CUTREMURELOR DE CATRE ACTIVITATEA SOLARĂ ȘI CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977^{*)}

M. ANGHEL

Centrul de fizică Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P.MR-2, București, România.

ANGHEL, M., 1978. A NEW PHYSICAL MODEL OF SOLAR ACTIVITY
TRIGGERING MECHANISM AND THE MARCH, 4, 1977 EARTHQUAKE.

The connection between the solar activity and earthquake
occurrence is explained by means of a new physical model,
taking into account the double layer effect of the
contact surface between tectonic plates in the sub-
duction zone, as well as the effects of the telluric
induction of the geomagnetic variations due to solar
activity. A certain regularity of the accumulation and
the release of the energy is rendered evident by
correlating Vrancea earthquakes with $M \geq 6$ and the solar
activity. The March, 4, 1977 earthquake follows this
scheme.

INTRODUCERE

Cutremurul din 4 martie 1977. a adăugat un nou termen și-
rului de evenimente seismice majore ($M \geq 6$) produse pe teritoriul
României, furnizând noi date pentru testarea modelelor statistice
care încearcă să descrie pur matematic distribuția în timp a a-
cestor evenimente.

Unul din parametrii statistici cei mai banali, și anume
numărul mediu de ani ce revin producerii unui cutremur (așa-zisa
"perioadă medie de revenire"), a fost cel care a sugerat prin

^{*)} Lucrare apărută pentru prima dată în Raport MMPC, tema 11.2b
5,82-199, decembrie, 1977, București

valoarea sa de 11,6, ideea de a verifica dacă există vreo legătură între această "perioadă" și binecunoscuta perioadă medie a activității solare care este de 11,4 ani. Perioadele au fost obținute pe baza datelor din lucrarea Radu (1973/1974) pentru cutremure și din McIntosh and Dryer (1972) pentru activitatea solară.

Convingerea autorului a fost încă de la început că această cvasicoincidență nu e pur întâmplătoare și pentru a demonstra aceasta era necesară găsirea unei explicații pentru înțelegerea legăturii dintre două fenomene aparent complet independente: petele din Soare și cutremurele din Pământ.

În elaborarea modelului, autorul a fost avantajat de faptul că era deja acomodat cu o serie de aspecte ale interacției Soare-Pământ, studiată în cadrul cercetărilor urmărind evidențierea influenței activității solare asupra variației seculare a cîmpului geomagnetic (Atanasiu et al., 1976).

Investigațiile bibliografice au dus la constatarea că această corelație dintre activitățile seismică și solară erau deja raportate ca fiind observate în diverse zone pe glob în lucrări apărute după 1960 (Sitinsky, 1963).

Dar dintre toate lucrările apărute pe această temă, cea care demonstrează îndubitabil existența certă a rolului de declanșator pe care-l joacă activitatea Soarelui față de cutremure, este studiul lui Simpson (1967).

Prelucrînd datele legate de producerea a 22561 de cutremure cu $M \geq 5.5$ declanșate la intervale de timp mai mari de 1 minut și în focare situate la cel puțin 12° diferență pe longitudine și latitudine, de-a lungul întregului ciclu solar nr. 19, Simpson obține valori ale coeficienților de corelație între numărul zilnic de cutremure și o serie de indicatori ai activității solare (număr

zilnic de pete, valoare a indicelui radiației de 2800 MHz, indicele K_p al activității geomagnetice) cuprinse între 0,875 și 0,940.

S-a constatat cu acest prilej că activitatea seismică crește mai puternic în perioadele dintre maximele și minimele celei solare, și anume atunci când viteza de variație a nivelului activității solare devine maximă.

Simpson face totodată și o sinteză a modelelor care încearcă să explice mecanismul de declanșare a cutremurelor de către activitatea solară. Aceste modele se împart în două grupe principale:

A. Schimbări ale vitezei unghiulare de rotație a Pământului, prin:

1. Cuplaj magnetohidrodinamic între câmpul geomagnetic și cel heliomagnetic

2. Variația momentului de inerție, datorită circulației atmosferei sub influența radiației solare.

B. Acțiunea curenților telurici manifestată prin:

1. Scăderea rezistenței la rupere a rocilor, ca urmare a efectului termic al curenților telurici

2. Ruperea unei părți din legăturile moleculare ca efect electrolitic.

Conform acestei clasificări, modelul nostru s-ar încadra în grupa B.

Dacă despre modelele tip A și B₂ s-ar putea spune că nu sînt incompatibile cu al nostru, ci ar putea fi complementare, în schimb modelul B₁ ni se pare a nu fi justificat, deoarece masele în care disipă efectul termic al curenților telurici sînt atât de imense, încît creșterea de temperatură e practic neglijabilă.

MODELUL CONDENSATORULUI

Tectonica plăcilor sugerează un nou tip de model fizic privind mecanismul de declanșare a cutremurelor de către activitatea solară.

Conform teoriei tectonicii plăcilor, o mare parte din cutremure se produc în zonele de contact între două plăci dintre care una subduce în raport cu cealaltă.

Acumulările de energie tectonică datorate rezistenței la înaintare, împinșată de placa ce subduce, sînt eliberate sub formă de energie seismică (cutremure) atunci cînd anumite condiții de prag sînt realizate.

Există și alte tipuri de cutremure, printre care cele foarte adînci care s-ar putea datora unor tranziții de fază, dar în cele ce urmează nu ne referim la ele.

Se știe din electricitate că, dacă două corpuri cu proprietăți dielectrice diferite ($\epsilon_1 \neq \epsilon_2$; $\sigma_1 \neq \sigma_2$) vin în contact intim, suprafețele de contact se vor încărca cu o anumită cantitate de electricitate atunci cînd sistemul respectiv se află într-un câmp electric.

Intr-adevăr, raportul densităților de curenți:

$$j_1/j_2 = (\rho_2/\rho_1) \cdot (\epsilon_1/\epsilon_2) \neq 1 \quad (1)$$

va fi diferit de unitate, deci $j_1 \neq j_2$. Rezultă o diferență a densităților de curent care duce la o acumulare într-un timp t a unei cantități de electricitate pe unitatea de suprafață:

$$\Delta Q = \Delta j \cdot t \quad (2)$$

Acest fenomen de "pătură dublă" face ca sistemul celor două corpuri aflate în contact să se comporte ca un condensator ale cărui armături sînt chiar suprafețele care vin în contact.

În cazul plăcilor tectonice, putem considera că proprietățile

dielectrice ale plăcii care subduce diferă de cele ale plăcii cu care vine în contact, deoarece formarea celor două plăci din materia topită s-a făcut în zone suficient de îndepărtate (cu milioane de ani în urmă).

Putem, deci, să considerăm suprafețele care vin în contact în zonele de subducție, ca armături ale unui uriaș condensator aflat într-un circuit oscilant.

Datorită presiunilor uriașe care se exercită asupra celor două plăci, contactul este atât de strâns încât distanța dintre plăci poate fi considerată ca fiind de ordinul de mărime al diametrelor atomice ($\sim 10^{-10}$ m) iar dielectricul poate fi considerat vidul.

Încărcarea acestui condensator aflat în interiorul Pământului se realizează cu sarcinile libere transportate de curenții telurici. Din acest punct de vedere putem încadra modelul nostru în grupa de modele B menționată în introducere.

Curenții telurici apar ca efect de inducție electromagnetică provocată de diferite variații ale câmpului geomagnetic. Printre aceste variații un rol important îl au cele datorate fluctuațiilor în intensitatea sistemelor de curenți inelar ecuatorial și ionosferici din atmosfera înaltă, fluctuații a căror periodicitate este egală cu cea a activității solare care reprezintă de fapt sursa lor, prin emisiile corpusculare și de radiații electromagnetice.

Rezultă următoarea schemă pentru explicarea fenomenului de corelare dintre activitatea solară și declanșarea cutremurelor de Pământ:

- 1 - activitatea solară variabilă
- 2 - variații periodice ale radiațiilor corpusculare și electromagnetice

- 3 - variațiile intensităților curenților din magnetosferă-
ionosferă
- 4 - variațiile fluxului magnetic produs de acești curenți
- 5 - inductia electromagnetică în Pământ (conductor)
- 6 - variații ale cantității de electricitate pe plăci
- 7 - cumulara energiei tectonice cu cea electrostatică.

Dacă suma energiilor depășește valoarea de prag W_c , poate avea loc declanșarea cutremurului.

Deși energia electrostatică (E) este foarte mare, avînd în vedere valoarea de ordinul sutelor de Km^2 a suprafeței de privire a condensatorului și distanța infimă ($\sim 10^{-10}$ m) dintre plăci, totuși, ponderea acesteia în energia totală este prea mică față de energia tectonică, ceea ce explică lipsa unei legături între valorile energiei electrostatice și magnitudinea cutremurului produs.

Cu toate acestea, efectul condensatorului se face simțit în ceea ce privește influențarea momentului de declanșare (Fig.1).

Intr-adevăr, dacă n-ar exista decît energia tectonică, aceasta ar fi o funcție monotonă de timp între două cutremure. Atingerea pragului s-ar face după trecerea unui timp t_c de la începerea procesului de acumulare.

Fuînd în considerare și energia de natură electrostatică, se constată că suma dintre cele două funcții (Fig. 1 c) nu mai este monotonă, iar atingerea pragului se poate realiza la un moment $t_1 < t_c$.

Se poate urmări dependența acestui moment t_1 de variația activității solare, prin intermediul relației dintre aceasta din urmă și energia electrostatică.

Conform legii lui Farady, tensiunea electromotoare de inducție este:

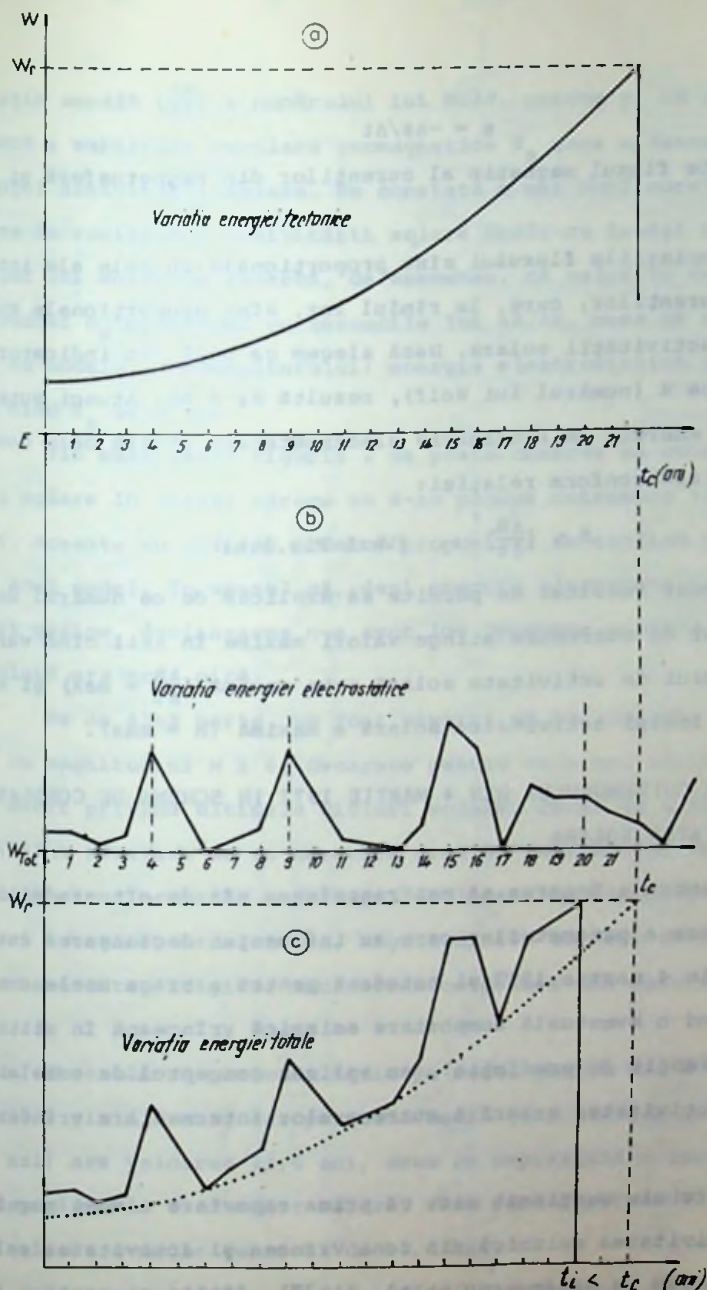


Fig. 1. Reprezentarea calitativă a efectului activității solare în cadrul "modelului condensatorului": a - variația în timp a energiei tectonice; b - variația în timp a energiei electrostatice; c - variația energiei totale (tectonică plus electrostatică).

$$e = -\Delta\phi/\Delta t \quad (3)$$

unde ϕ este fluxul magnetic al curenților din magnetosferă și ionosferă.

Variațiile fluxului sînt proporționale cu cele ale intensității curenților, care, la rîndul lor, sînt proporționale cu variațiile activității solare. Dacă alegem ca unul din indicatorii acesteia pe R (numărul lui Wolf), rezultă $\Delta\phi \sim \Delta R$. Atunci putem deduce că energia de interacție electrostatică dintre cele două plăci variază conform relației:

$$E \sim \left(\frac{\Delta R}{\Delta t}\right)^2; \quad (\text{Vezi Fig. 1, b})$$

Acest rezultat ne permite să explicăm de ce numărul de declanșărilor de cutremure atinge valori maxime în anii cînd variația nivelului de activitate solară este maximă ($\frac{\Delta R}{\Delta t} = \max$) și nu în anii cînd însăși activitatea solară e maximă ($R = \max$).

INCADRAREA CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977 ÎN SCHEMA DE CORELARE CU ACTIVITATEA SOLARĂ

Pentru a încerca să mai restrîngem cît de cît gradul de necunoaștere a parametrilor care au influențat declanșarea cutremurului din 4 martie 1977 și totodată pentru a trage unele concluzii privind o eventuală comportare seismică vrînceană în viitor (fără pretenții de predicție), am aplicat conceptul de corelabilitate cu activitatea solară a cutremurelor intermediare vrîncene, cu $M \geq 6$.

Trebuie menționat aici că prima raportare a unei corelări între activitatea seismică din zona Vrancea și activitatea solară a fost făcută de Moldoveanu et al (1977), fără a se explica fenomenul fizic.

În lucrarea de față urmărim să verificăm și corelația cu

variația anuală ($\frac{\Delta R}{\Delta t}$) a numărului lui Wolf, precum și cu acea componentă a variației seculare geomagnetice H_s care e datorată influenței activității solare. Se constată o mai bună corelare cu viteza de variație a activității solare decât cu însăși curba numerelor lui Wolf. Se remarcă, de asemenea, că valorile de extremum ale curbei H_s corespund cu zerourile lui $\Delta R/\Delta t$, ceea ce este în acord cu modelul condensatorului: energia electrostatică devine maximă când H_s este nul.

Din examinarea figurii 2 se poate observa că există și cicluri solare în cursul cărora nu s-au produs cutremure vrîncene cu $M \geq 6$. Aceasta nu infirmă modelul propus, ci se explică tocmai prin acel model, în sensul că, deși energia electrostatică a atins valori maxime, declanșarea n-a avut loc deoarece energia tectonică acumulată era prea mică.

Pe de altă parte, am fost nevoiți să ne limităm la cutremure cu magnitudini $M \geq 6$, deoarece pentru cele mai slabe nu avem date decât privind ultimele cicluri solare. Chiar și datele pentru $M \geq 6$ sînt afectate de un oarecare grad de imprecizie, datorită faptului că majoritatea informațiilor legate de ele provin din scrieri istorice, cronici etc. Magnitudinile au fost deci stabilite pe baza intensităților macroseismice deduse din materialul istoric.

Observăm că perioada medie pe secol pentru $M \geq 6$ variază între 9,6 și 14,3 ani, iar perioada medie generală (de la 1.500 pînă azi) are valoarea 11,6 ani, ceea ce reprezintă o bună corelare cu perioadele ciclurilor solare, care sînt cuprinse între 9 și 13,6 ani, cu o medie generală de 11,4 ani.

Se constată (Fig. 2) că numărul de cutremure cu $M \geq 6$ care s-au produs în fiecare ciclu solar este cuprins între 0 (pentru

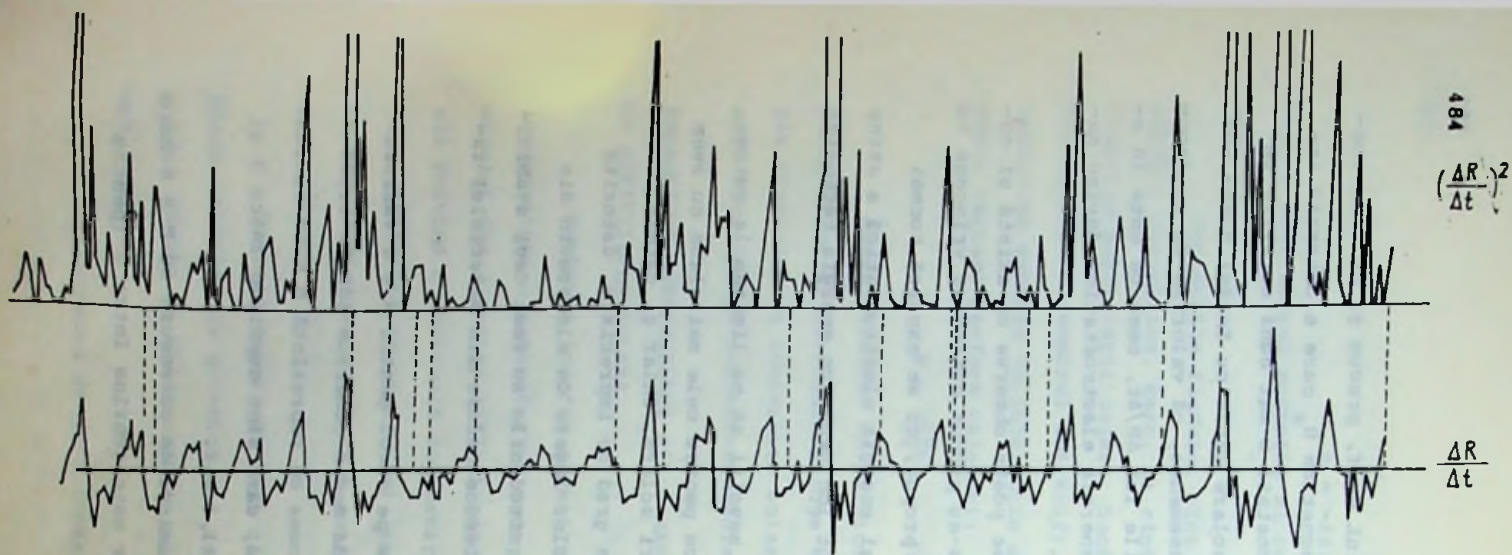
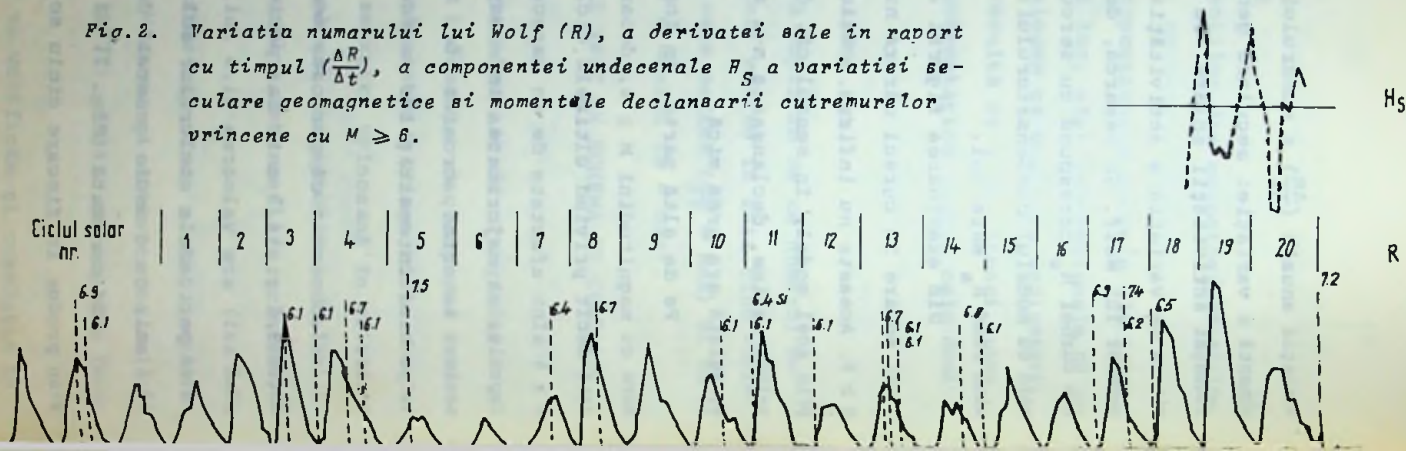


Fig.2. Variatia numarului lui Wolf (R), a derivatei sale in raport cu timpul ($\frac{\Delta R}{\Delta t}$), a componentei undecenale H_5 a variatiei seculare geomagnetice si momentele declansarii cutremurelor vrincene cu $M \geq 6$.



ciclurile cu numărul 1; 2; 6; 9; 15; 16; 19 și 20) și 3 (pentru ciclurile 13 și 17).

Începînd cu ciclul solar nr. 13, se observă existența unei scheme rezumată în Tabela I.

Aceasta pare să indice o comportare cvasiperiodică, cel puțin de la 1890 pînă azi, perioada fiind alcătuită din cîte patru cicluri solare, cu o distribuție a energiei eliberate după cum urmează:

TABELA I

Ciclul solar nr.	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Nr. de cutremure cu $M \geq 6$ pe ciclu:	3	2	0	0	3	1	0	0	X

În primul ciclu undecenar din fiecare perioadă de cîte patru are loc cea mai mare descărcare de energie (trei cutremure dintre care unul poate fi cu $M > 7$). Urmează un ciclu "atenuat" cu 1 - 2 cutremure de magnitudini $6 < M < 7$ iar al treilea și al patrulea ciclu sînt caracterizate de absența cutremurelor cu $M \geq 6$.

Cu ajutorul figurii 1 putem interpreta această comportare seismică a zonei Vrancea considerînd că după primele două cicluri ale perioadei de patru, energia rămasă are o valoare minimă. Alegînd originea timpului la începutul celui de al III-lea ciclu, e necesară trecerea a circa 2 cicluri în care au loc procese de acumulare a energiei tectonice pînă cînd energia totală să atingă pragul W_I corespunzător unor cutremure cu $M \geq 6$. Acumulările făcîndu-se diferit și pragurile fiind diferite de la un punct la altul, funcție de condițiile locale, vor avea loc declanșări la momente diferite și în focare diferite în cursul primului și celui de al doilea ciclu al perioadei următoare.

Astfel, cutremurul de la 10 noiembrie 1940 ($M = 7,4$) s-a produs în ciclul solar nr. 17, care fusese precedat (Tabela I) de ciclurile 15 și 16 în care a avut loc acumularea necesară de energie.

Cutremurul de la 4 martie 1977 ($M = 7,2$) s-a produs în primii ani ai ciclului solar nr. 21 care a fost precedat de ciclurile nr. 19 și 20 în care n-au fost cutremure cu $M \geq 6$, ceea ce ne dă speranța că în cursul ciclului nr. 21 nu vor mai fi cutremure cu $M \geq 7$. Conform schemei din Tabela I, există posibilitatea să se mai producă cel mult două cutremure cu magnitudini între 6 și 7. Această afirmație nu are pretenția de predicție, întrucît nu se poate estima prin această metodă decît un interval prea lung de timp, și anume cel care ar corespunde cu data la care derivata numărului lui Wolf (sau a altui indicator al activității solare) devine maximă.

Intrucît activitatea solară este un fenomen mai ușor de urmărit în timp, se poate face o prognoză asupra variației numărului lui Wolf. Se obțin astfel: pentru ciclul 21 două momente cînd derivata numărului lui Wolf atinge un maximum în valoare absolută: 1977/78 și 1981/82.

CÓNCLUZII

Fenomenul corelării activității seismice cu cea solară este unul din factorii care ar trebui luați în considerare pe lîngă celelalte fenomene geofizice al căror studiu se speră că va contribui la obținerea unor informații utile în problema predicției.

Aplicarea conceptului de corelabilitate cu activitatea solară, pe lîngă faptul că furnizează un criteriu fizic pentru modul de eșantionare a timpului în studiile cu caracter statistic, a

permis punerea în evidență a unor caracteristici ale activității seismice vranceane pe care le rezumăm mai jos:

- de la 1471 până azi nu s-a înregistrat nici un ciclu undecenal în care numărul cutremurelor cu $M \geq 6$ să fie mai mare de 3:

$0 \leq n_c \leq 3$, unde n_c = nr. de cutremure pe ciclu

- Constatăm că după eliberările de energie din ciclul 14 apare o modificare a ritmului de declanșare a cutremurelor, în sensul unei răririi, ceea ce ar semnifica o modificare a ritmului de deplasare a plăcilor tectonice în sensul unei scăderi a vitezelor. Începând cu 1912 crește intervalul de timp necesar acumulării energiei tectonice până la valoarea de prag corespunzând unor magnitudini $M \geq 6$.

Acest rezultat pare să se încadreze într-o manifestare la scară planetară, indicând o dependență a activității seismice din Vrancea de activitatea din alte zone ale Europei.

Interpretarea acestei dependențe s-ar putea face conform tectonicii plăcilor.

De remarcat este faptul că pentru aceeași perioadă (1910-1911) se pune în evidență o modificare a ritmului de eliberare a energiei tectonice și pentru Fenoscandia (Bâth, 1978).

- Conform Tabelei I, se poate afirma că există o quasi-periodicitate a declanșărilor de cutremure cu magnitudini peste 6. Perioada este alcătuită din cîte 4 cicluri solare, primul conținînd numărul maxim (3) de descărcări, dintre care una poate avea $M > 7$ (cum au fost cele din 10 noiembrie 1940 pentru ciclul 17 și din 4 martie 1977 pentru ciclul 21). Urmează cîte un ciclu solar în care numărul de cutremure este mai mic (1 sau 2 pe ciclu) indicînd o atenuare. Ultimele două cicluri ale perioadei de patru indică o

etapă de acumulare de energie care ar putea fi descrisă de curba de jos din Fig. 1.

Cutremurul de la 4 martie 1977 se încadrează bine în această schemă. Putem afirma, conform modelului condensatorului, că declanșarea sa a fost grăbită de variația activității solare (Valoarea maximă a lui $\Delta R/\Delta t$ s-a atins în 1977).

Pentru ciclul solar nr. 21, valoarea lui X din Tabela I fiind deja egală cu 1, ne putem aștepta să crească: $1 \leq X \leq 3$.

Putem fi siguri că în cursul ciclului solar 21 nu va fi depășit pragul 7 ($6 < M < 7$).

Extrapolarea curbei $\Delta R/\Delta t$ indică atingerea unei valori extreme în 1981/1982, când ar putea lua valoarea $\Delta R/\Delta t = -30$ pete/an față de valoarea din 1977/78 de ≈ 50 pete/an.

În încheiere doresc să mulțumesc pentru sprijinul acordat în elaborarea lucrării tovarășilor Dr.ing. I. Cornea, Dr. C. Radu și cercetător V. Mărza.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu, G., Demetrescu, C., and Anghel, M., 1976. Some aspects of the secular variation of the geomagnetic elements H, Z and F between 1958-1974 in Romania. *Phys. Earth Planeth. Inter.*, 12: 11-17.
- Båth, M., 1978. Energy and tectonics of Fennoscandian earthquakes. *Tectonophysics*, 50: 9- 17.
- Moldoveanu, A., Moldoveanu, E. Bradu, E.B., 1977. Influența activității solare asupra activității geomagnetice, a propagării undelor radio și a seismicității zonei Vrancea - Raport final asupra temei de cercetare - Contract CSEN - Fucuresti
- McIntosh, P. and Dryer, M., 1972. Solar activity observations and predictions, M.I.T.

Kadu, C., 1973/74. Contributions a l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. Thèse Dr.Sci., Strasbourg.

Simpson, J.F., 1967. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes. Earth and Planet. Sci. Letters 3.No. 5; 86-98.

Sitinsky, A.D., 1963. Despre posibilitatea unui efect al activității solare asupra seismicității pământului (l. rusă). Akad. Nauk., SSSR, Soveta po Seismologii Biull. No. 15; 47-51

...the ... of ... in ... of ...

...the ... of ... in ... of ...

...the ... of ... in ... of ...

...the ... of ... in ... of ...

...the ... of ... in ... of ...

INFLUENTA DECALAJULUI IN TIMP SI SPATIU AL SURSELOR SEISMICE ASUPRA DIRECTIVITATII EFECTELOR SEISMICE SI UNELE OBSERVATII REFERITOARE LA CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977

I. CORNEA, M. MISICU, EMILIA COJOCARU, A. VAICUM, V. STEFLEA

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România

CORNEA, I., MISICU, M., COJOCARU EMILIA, VAICUM, A.,
STEFLEA, V., 1979. THE INFLUENCE OF TIME AND SPACE DELAY
OF SEISMIC SOURCES ON THE DIRECTIVITY OF SEISMIC EFFECTS
AND SOME CONCLUSIONS ABOUT THE 4 MARCH 1977 EARTHQUAKE.

A study is performed in view to emphasize the direction-
al features of seismic effects induced by multiple
shocks as well as to locate the principal affected
areas. For this purpose it is considered the spatial far
field radiation of several sources and a system of
directivity radiation is consistent associated with a
characterization of earthquakes from the point of view
of theoretical seismology but compatible to an evalua-
tion of the zonal risk effects. The obtained results are
applied to the analysis of the earthquake of 4 March
1977 which was a multiple event (G. Müller et al., 1978;
Iosif et Iosif, 1977). The distribution and intensities
of reported damages agrees well with the theoretically
deduced indications.

INTRODUCERE

Încă din timpuri mai depărtate s-au putut observa deose-
biri importante ale repartiției efectelor seismice atât în regiu-
nile de pe teritoriul R.S.R., cât și în alte părți. Astfel, la

cutremurul de la San Francisco din 1906 cu epicentrul în dreptul podului Golden Gate, s-au constatat efecte diferențiate în anumite direcții raportate la linia de rupere, constând din creșteri ale amplitudinilor maxime de 13 ori și creșteri de circa 4 ori pentru mișcărilor terenului. Aceste creșteri au fost de altfel verificate și în raport cu valori de calcul efectiv (Boore et Joyner, 1978). De altfel și unele experiențe pe modele au indicat existența unor mari diferențe azimutale ale valorilor de vîrf ale amplitudinilor, în funcție de viteza de rupere a faliilor și de viteza de propagare a undei seismice. Asemenea rezultate la timpul respectiv au avut un caracter surprinzător, apărînd întrebarea dacă diferențele mari semnalate pot exista efectiv în natură.

În cazul cutremurelor vrîncene s-au putut constata efecte mai importante în anumite direcții NE sau SW. De exemplu, cutremurul din 1977 s-a caracterizat prin efecte seismice mai pronunțate în direcția Zimnicea și București față de cel din 1940.

Ansamblul unor asemenea efecte a fost considerat în literatură sub denumirea de *directivitate*.

H. Benioff (1955) studiază propagarea continuă a ruperii, decalajul unor fisuri în pămînt care conduce la diferențe azimutale mari ale unor caracteristici ale mișcărilor seismice. Ben Menahem (1961) face, de asemenea, referiri la propagarea ruperii cu care prilej se referă la directivitate ca la un proces de focalizare a energiei în direcția de propagare a rupturii. După cum s-a remarcat, o asemenea definiție poate conduce la interpretări eronate ale fenomenelor reale.

Analiza mișcării radiate a fost făcută mai mult sau mai puțin din punctul de vedere al descrierii azimutale a variației amplitudinii mișcării solului. De exemplu, N.R. Haskell (1964,

1966) consideră în evaluarea energiei de radiație doar valoarea medie raportată la azimut și efectuează o analiză statistică. Această cale a fost urmată și de K. Aki (1967, 1972). Studiile experimentale efectuate (Archuleta et Brune, 1975) au accentuat efectul important de directivitate, folosind modele de cauciuc spongios.

Prelucrarea statistică a acestei probleme a fost continuată de diferiți autori (Blandford, 1975; Boore et Joyner, 1978) care consideră variația azimutală a mișcării solului indusă de o rupere incoerentă.

După cum s-a arătat recent, mecanismul cutremurelor vrin-cene poate fi considerat ca un ansamblu local de evenimente, avînd loc în hipocentre diferite cu adîncimi diferite și la momente diferite (Müller et al., 1978). Bineînțeles, nu pot fi excluse și propagări de ruperi continue cu intensități mai reduse decît ale evenimentelor principale (Hartzell, 1979).

O asemenea situație este relativ rară, regiuni similare putînd fi semnalate deocamdată în zona Hindukuş și în zona Bucaramanga (Columbia).

Determinarea poziției epicentrelor și a efectelor seismice respective a fost efectuată în mod extensiv de diferiți autori (Constantinescu et al., 1973; Radu, 1974; Iosif et Iosif, 1975).

CARACTERIZAREA DIRECTIVITĂȚII EFECTELOR SEISMICE

Sursele multiple de radiație spațiale, cît și propagarea unor linii sau zone de ruptură, determină prin suprapunerea fronturilor de undă efecte seismice prezentînd o complexitate deosebită în spațiu și în timp. Pentru acest motiv în caracterizarea lor apare necesitatea punerii în evidență a unor elemente, care să permită o descriere cît mai simplă și cuprinzătoare.

Asemenea elemente pot fi de natura unor parametri intervenind în enunțarea unor legi cantitative de variație a unor mărimi caracteristice mișcărilor seismice, cât și la precizarea unor indicatori auxiliari privind aspecte calitativ distincte ale acestor mișcări,

În literatura existentă sînt dezvoltate studii de direcțivitate azimutală a efectelor seismice provenite din surse cu mișcare continuă pe linii de rupere. Aceste studii sînt referitoare cu precădere la corelația dintre orientarea acestor linii și frecvențele mișcărilor.

În cazul unor procese diferite sau mai complexe o asemenea analiză apare însă imperfectă sau inadecvată. Astfel, în cazul cutremurului din 4 martie 1977 (Müller et al., 1978) o analiză adecvată ar trebui să se bazeze pe considerarea a minimum 3-4 surse discrete, fapt ce necesită o dezvoltare teoretică nouă.

În scopul analizării efectelor direcționale, caracteristice surselor discrete cât și a precizării zonelor în care se manifestă intensități mai ridicate, este expusă în continuare o dezvoltare teoretică adecvată, însoțită de o serie de rezultate concrete cu aplicație la efectele produse de cutremurul din 4 martie 1977.

Este necesar de la început de a remarca faptul că, datorită mării complexități a efectelor seismice produse de sursele multiple, caracterizarea lor atît pe plan calitativ cât și cantitativ nu poate recurge la considerarea unor aspecte prea limitative, fiind necesară definirea unui sistem de indicatori de direcțivitate care să permită reflectarea proceselor care au loc din punct de vedere geometric, cinematic, dinamic, a proprietăților microzonale ale terenului, al șocului seismic pentru structuri tehnice etc.

Bineînțeles, un asemenea sistem ar avea o amploare deosebită și pentru acest motiv în cele ce urmează ne vom limita la o primă categorie de indicatori de natură geometrică punând în evidență distribuția efectelor seismice într-un teren omogen, în funcție de azimut, adâncimea epicentrului și distanța de la acesta. Continuarea acestui studiu privind aspecte mai complexe urmează a se publica ulterior. Asemenea aspecte, după cum s-a arătat, se referă la câmpurile cinematice, dinamice asociate surselor reprezentate prin măsuri ale mișcărilor, forțelor, energiilor și oscilațiilor care apar la suprafață.

Analiza acestora are un caracter determinist. Pentru cazul surselor cu caracter aleator sub raportul intensităților, pozițiilor, decalajelor respective, este oportună o tratare statistică.

Totodată, în funcție de distribuția în spațiu a surselor, aparatul matematic de calcul și metodologia de caracterizare a efectelor seismice prezintă trăsături care impun o tratare specifică. Astfel, trebuie precizat faptul că distribuțiile surselor în spațiu și timp pot fi: (Fig. 1) 1) discrete, 2) continue, 3) continue pe porțiuni (cu distribuție pe suporturi disjuncte). În primul caz, studiul conduce la efecte distribuite în spațiu în mod discontinuu și necesită o serie de indicatori care să precizeze momentele, intervalele și regiunile în care se produc anumite efecte. Aparatul analitic va include aspecte geometrice și algebrice mai dezvoltate. În al doilea caz, studiul se va baza în special pe analiza diferențială a câmpurilor în timp ce în ultimul caz procedeele funcționale au o importanță mai mare.

Pentru ca indicatorii ce trebuie aleși să funcționeze drept calitative și cantitative în caracterizarea directivității, apare necesar ca ei să satisfacă o serie de cerințe printre care menționăm următoarele:

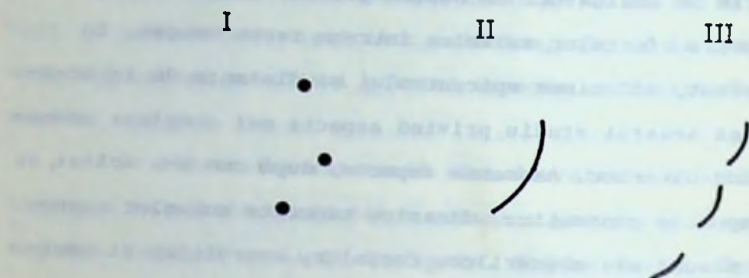


Fig.1. Distribuția surselor (I-discrete, II-continui, III-continui pe porțiuni)

- Să fie valabili pentru orice poziție absolută sau relativă a surselor și orice decalaje în timp de producere a radiațiilor respective.
- Să indice ca direcție și întindere zonele de intensitate maximă determinate de compunerea efectelor produse de diferite surse.
- Să constituie o bază pentru precizarea decalajului în timp a șocurilor principale la suprafață, a variației frecvenței undelor seismice, în funcție de direcție și distanțe, a pericolului de rezonanță cu structurile tehnice și a riscului seismic al construcțiilor.
- Să contribuie la determinarea efectelor ondulatorii complexe la suprafață.
- Să conducă la posibilitatea rezolvării unor probleme de tip "invers" în sensul determinării structurii interne a pământului, în funcție de efectele măsurate la suprafață, pe baza unor procedee speciale cu aplicație și în alte domenii (prospecțiuni, fundații etc.).

Dată fiind complexitatea efectelor de suprafață din punct

de vedere seismologic și al comportării structurilor tehnice, apare evident că ansamblul de indicatori de directivitate nu poate fi "apriori" conceput în mod limitativ fiind posibile extinderi variate.

O primă categorie de indicatori poate fi constituită pe baza analizei geometrice a propagării fronturilor de undă provenite din surse multiple impulsive, conducând la definirea unor varietăți uni-dimensionale denumite *indicatori (curbe) izocronotopi* ca locuri geometrice în care fronturile de undă a două sau mai multe surse (în cazul unor suprafețe izocrone) se intersectează la același moment. Asemenea varietăți generează în timp alte varietăți bi-dimensionale (suprafețe) izocronotope.

Intersecția varietăților menționate cu suprafața pământului definește indicatorii de directivitate ai radiației emergente.

Intr-un mod mai general se pot introduce indicatori de directivitate a radiației provenite din două (sau mai multe surse) *diacroni* și *izotopi* ca locuri geometrice ale punctelor în care fronturile de undă corespunzând la momente de timp diferite, dar cu decalaje fixate, se intersectează. Ultimii indicatori sînt definiți atât în spațiu cît și pe suprafața de emergență. Printre aceștia din urmă indicatori se înscriu și cei de diacronie minimă (decalaj minim) respectiv maximă, utili pentru directivitatea la care vor apare efecte de izocronie.

Pe lângă ansamblul de indicatori geometrici citați mai sus menționăm o serie de măsuri cantitative cu rol auxiliar și care apar în cele de mai jos.

Pe baza indicatorilor geometrici specificați se pot constitui caracteristici mai complexe, ca de exemplu varietăți izocronotope, izocrone și diacrone pentru surse de durată finită sau parcurgînd un interval dat în spațiu, conducînd la o descriere mai

cuprinzătoare a efectelor seismice. Totodată, pe baza analizei evoluției în spațiu a problemelor radiației provenite din surse multiple cu considerarea variației în spațiu cu amortizare la distanță și în timp a amplitudinilor se va putea trece la elaborarea unor indicatori de intensitate mai complecși, iar ulterior la caracterizarea directivității create de unde pe baza percepției efectelor de urgență stabilite mai jos.

Indicatorii geometrici se referă la trei tipuri de izo- și diacronie și anume provenite din fronturi de radiație P, fronturi de undă de radiație S, fronturi de undă de radiație P și S, urmînd ca ulterior să se considere și radiații de tip "bandă" caracterizată prin propagare cu viteze acoperind intervalul dintre vitezele radiației P și radiației S, radiație care are o amortizare mai rapidă.

Modelul utilizat recurge la ipoteza unui spațiu omogen și izotrop ca o primă aproximație avînd avantajul că în actualul stadiu de dezvoltare a cunoștințelor în acest domeniu să conducă la o reprezentare relativ simplă și directă a principalelor elemente ale unei analize a directivității seismice, furnizînd o bază pentru dezvoltări ulterioare în cadrul cărora se va ține seama de structura internă a pămîntului și forma suprafeței acestuia. În acest sens, este de observat că, datorită variației vitezelor de propagare cu adîncimea și a curburii suprafeței pămîntului, apare un efect de apropiere a radiației emergente de surse concomitent cu păstrarea directivității în sine (a orientării curbelor de la suprafața pămîntului pe care are loc urgența).

ELEMENTE TEORETICE DE BAZA PENTRU DETERMINAREA EFECTELOR DE DIRECTIVITATE SEISMICA

Pentru studiul efectelor seismice produse de o rupere în

interiorul scoarței terestre, rupere care se poate produce într-un plan, pe o suprafață curbă sau în puncte distribuite volumetric, teoria elasticității mediilor continue furnizează legile de propagare a undelor elastice (sau a radiației elastice) provenind din surse punctuale. Pentru acest motiv, precizarea efectelor de directivitate se poate face cu ajutorul acestor legi care în sine constituie soluții ale problemelor de radiație în spațiul elastic.

a) Soluția problemei radiației în spațiul elastic

Radiația undelor elastice ca discontinuități ale componentelor tangențiale ale deplasării (dislocații) se produce din punctele planului în care se localizează sursele. Se poate presupune că astfel de discontinuități ale deplasării pot fi obținute destul de exact cu ajutorul unei distribuții convenabile de forțe de volum concentrate pe suprafață și care acționează într-un mediu fără fisuri. Pe această cale se poate determina radiația pentru modelul cu plan sau regiune de rupere, integrând pe volumul discontinuităților o așa numită funcție Green convenabilă, funcție care furnizează câmpul deplasărilor în raport de forțele menționate.

Forțele de volum echivalente aplicate în mediul idealizat fără fisuri vor trebui deci să satisfacă condiția de a produce aceeași radiație ca și dislocația dată. Pe această cale se poate stabili prin calcul că forțele echivalente depind numai de mărirea lunecării și de proprietățile elastice ale mediului în imediata vecinătate a regiunii de rupere și nu de o altă mărime, ca de pildă de o eventuală suprafață de reflectare sau de diferite neomogenități care pot fi prezente în mediu.

Se poate demonstra că pentru un model simplu de dislocație

tangențială și pentru un observator depărtat de sursă, aceasta se poate considera ca o sursă punctuală iar sistemul de forțe de volum echivalent este indicat a fi luat sub forma unor cuple duble.

Primul pas în calcularea radiației de la o astfel de sursă va fi studiul radiației unor forțe de volum concentrate (instantanee) localizate în origine și acționând la $t = 0$. Radiația elastică de la o astfel de sursă se numește funcția Green pentru întreg spațiul.

Astfel vom avea ecuația undelor elastice

$$\rho \ddot{\underline{u}} - (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \underline{u}) - \mu \nabla^2 \underline{u} = f_0 \delta(t) \delta(\underline{x})$$

unde $\underline{u}$ este vectorul deplasării, ρ este densitatea, λ și μ sînt constantele Lamé ale mediului, δ este funcția delta a lui Dirac, f_0 este un vector constant. Avem condițiile inițiale:

$$\underline{u} = 0 \text{ pentru } t < 0.$$

Evident, soluția $\underline{u}$ va depinde linear de f

$$\underline{u}(t, \underline{x}) = G(t, \underline{x}) f_0$$

unde $G(t, \underline{x})$ este o soluție matrice pentru ecuația

$$\rho \ddot{\underline{G}} - (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \underline{G}) - \mu \nabla^2 \underline{G} = I \delta(t) \delta(\underline{x})$$

unde I este matricea unitate și $(\nabla \cdot \underline{G})_j = G_{kj,k}$, $\dot{\underline{G}} = 0$ pentru $t < 0$.

$G_{1j}(t, \underline{x})$ este deplasarea în direcția x la timpul t . x arată că forța instantanee într-un punct să acționeze pe direcția j de la origine pentru $t = 0$.

Funcția Green, pentru un spațiu omogen și izotrop (Burridge, 1974), este de forma:

$$G_{1j} = \frac{\gamma_{1j}}{4\pi\rho} \frac{\gamma_j}{v_P^2} \delta(t - \frac{r}{v_P}) + \frac{\delta_{1j} - \frac{\gamma_{1j}}{v_P^2}}{4\pi\rho} \frac{\gamma_j}{v_S^2} \delta(t - \frac{r}{v_S}) -$$

$$\begin{aligned}
 & - \frac{(\delta_{ij} - 3\gamma_i\gamma_j)}{4\pi\rho v_P^2} \left[\frac{v_P^2}{r^2} H\left(t - \frac{r}{v_P}\right) + \frac{v_P^2}{r^3} R\left(t - \frac{r}{v_P}\right) \right] + \\
 & + \frac{(\delta_{ij} - 3\gamma_i\gamma_j)}{4\pi\rho v_S^2} \left[\frac{v_S^2}{r^2} H\left(t - \frac{r}{v_S}\right) + \frac{v_S^2}{r^3} R\left(t - \frac{r}{v_S}\right) \right]
 \end{aligned}$$

În care v_P , v_S sînt vitezele undei P, respectiv S, iar $r = |\underline{x}|$,

$$\begin{cases} R(\xi) = \xi, & \xi > 0 \\ = 0, & \xi \leq 0 \end{cases}, \quad \gamma_i = \frac{x_i}{r}, \text{ iar}$$

$$\begin{cases} H(t, a, b) = 1, & a < t < b \\ = 0, & \text{în rest} \end{cases}$$

Funcția H este de tipul "box car", (Boore et Joyner, 1978).

Considerînd și cantitatea $-\frac{\delta_{ij} - 3\gamma_i\gamma_j}{r^3} = \left(\frac{1}{r}\right)_{,ij}$ se obține o formă mai compactă a funcției Green, conform (Burridge, 1974):

$$\begin{aligned}
 G_{ij}(t, \underline{x}) = & \frac{\gamma_i\gamma_j}{4\pi\rho v_P^2} \frac{\delta(t - \frac{r}{v_P})}{r} + \frac{\delta_{ij} - \gamma_i\gamma_j}{4\pi\rho v_S^2} \frac{\delta(t - \frac{r}{v_S})}{r} + \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho} \left(\frac{t}{r}\right)_{,ij} H\left(t, \frac{r}{v_P}, \frac{r}{v_S}\right)
 \end{aligned}$$

De notat că soluția este zero pentru $t < \frac{r}{v_P}$ și pentru $t > \frac{r}{v_S}$. Mai mult, este netedă cu excepția fronturilor de undă $r = v_P \cdot t$, $r = v_S \cdot t$, care corespund undelor P, respectiv S. Termenii cei mai singulari, adică cei care implică pe $\delta(t - \frac{r}{v_P})$, $\delta(t - \frac{r}{v_S})$ scad cel mai lent proporțional cu $\frac{1}{r}$. Ceilalți termeni care prezintă grade de discontinuitate în G și $\dot{G}$ ale fronturilor de undă scad cu $\frac{1}{r^2}$, respectiv cu $\frac{1}{r^3}$. Astfel partea cea mai singulară va fi dominantă tot mai mult pe măsură ce r crește. Din aceste motive se numește câmpul de distanță.

b) Suprapunerea radiațiilor provenite de la m surse în spațiul izotrop

Fie m surse seismice notate $S_0, S_1, \dots, S_m$ pentru care avem:

$$x = 0, t = 0, \text{ pentru } S = S_0$$

$$x = x_n, t = t_n, \text{ pentru } S = S_n, n = 1, \dots, m$$

Pentru fiecare sursă S_m există o dependență lineară de forma

$$u^n = G^n f_0^n, \quad n = 1, \dots, m.$$

iar relația pentru funcția Green devine

$$G_{ij}^n = G_{ij}^{nP} \delta(t_n - \frac{r_n}{v_p}) + G_{ij}^{nS} \delta(t_n - \frac{r_n}{v_s}) + \Delta G_{ij}^n.$$

A intervenit notarea următorilor coeficienți și funcții

$$G_{ij}^{nP} = \frac{\gamma_1^n \gamma_j^n}{4\pi \rho v_p^2 r_n}, \quad G_{ij}^{nS} = \frac{\delta_{ij} - \gamma_1^n \gamma_j^n}{4\pi \rho v_s^2 r_n}.$$

$$\gamma_1^n = x_1^n / r, \quad x_1^n = x_1 - x_1^n(0), \quad r^n = |x_1^n|, \quad t^n = t - t^n(0),$$

$$\Delta G_{ij}^n = \frac{1}{4\pi \rho} \left(\frac{t_n}{r_n} \right)_{,ij} H(t_n, \frac{r_n}{v_p}, \frac{r_n}{v_s}).$$

Relația precedentă permite punerea în evidență a radiației P, S , precum și a celei adiționale, sub forma

$$u_i \equiv [G_{ij}^n f_0^n] = u_i^P + u_i^S + \Delta u_i$$

pentru

$$u_i^P = G_{ij}^{oP} [f_0^n r_{ij}^{nP} \delta(t_n - \frac{r_n}{v_p}) \text{ etc.}$$

$$(r_{ij}^{nP} = \frac{\gamma_1^n \gamma_j^n}{\gamma_1^n \gamma_j^n} \frac{r_0}{r_n})$$

c) Cazul a două surse de radiație impulsivă

Presupunem două surse situate în punctele S_1 , S_2 din spațiu. Pentru mai multă claritate vom presupune că în particular momentul de timp t_2 în care se produce perturbarea impulsivă în sursa S_2 coincide cu momentul în care frontul radiației impulsive din S_1 ajunge la S_2 ; are loc la o suprapunere a fronturilor de undă asociate celor două radiații (t_1 , momentul de producere a radiației în S_1 , fiind mai mic decât t_2 pentru S_2).

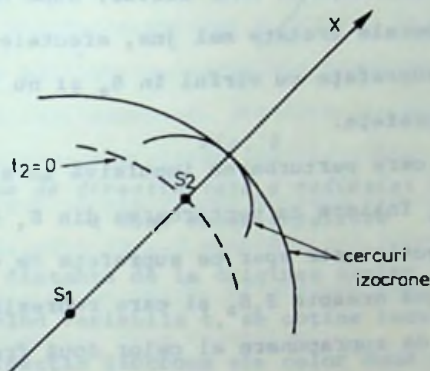


Fig. 2

Cazul a două surse de radiație impulsivă.

Directivitate pe linia S_1S_2

Se constată că în acest caz locul geometric al punctelor de suprapunere ale celor două fronturi de undă este porțiunea de pe dreapta S_1S_2 cu un capăt în S_2 și orientată în sensul S_1S_2 . În Fig. 2 apar cercurile izocrone (corespunzând aceluiași moment de timp t) ale căror puncte comune sînt punctele de tangentă situate pe dreapta (de izochronie) S_1S_2 .

Dreptele menționate se determină scriind respectiv ecuația

frontului de unde P din S_1 , considerat pe $S_1 S_2$

$$x - x_1 = v_p(t - t_1), \text{ pentru } t \geq t_1$$

ecuația frontului de unde P din S_2 de asemenea considerat pe $S_1 S_2$

$$x - x_2 = v_p(t - t_2), \text{ pentru } t \geq t_2$$

Intersecția celor două fronturi conduce la condiția

$$x_1 - x_2 = v_p(t_1 - t_2).$$

care permite stabilirea cazurilor de izocronie de-a lungul dreptei $S_1 S_2$, cazuri care corespund unei *directivități a radiației surselor* S_1, S_2 foarte pronunțate. Intr-adevăr, după cum vom vedea în cazurile mai generale tratate mai jos, efectele de directivitate pot apare pe suprafețe cu vârful în S_2 și nu numai de-a lungul axei acestor suprafețe.

În situația în care perturbarea impulsivă în sursa S_2 se produce la un moment t_2 înainte ca perturbarea din S_1 să ajungă în S_2 , efectele de directivitate apar pe suprafețe de gradul 2 (cuadrice) care au ca axă dreapta $S_1 S_2$ și care reprezintă locul geometric al punctelor de suprapunere al celor două fronturi de undă.

După cum apare în fig. 3, directivitatea se caracterizează printr-o orientare a axei cuadricei, punctele acesteia fiind mai mult sau mai puțin apropiate de axă.

Ecuația suprafeței de directivitate se obține procedînd ca anterior. Considerăm deci ecuația frontului de unde P din S_1 ,

$$|r - r_1| = v_p(t - t_1), \text{ pentru } t \geq t_1$$

în care r_1 este distanța de la originea axelor la S_1 . De asemenea, considerăm și ecuația frontului de unde P din S_2

$$|r - r_2| = v_p(t - t_2), \text{ pentru } t \geq t_2.$$

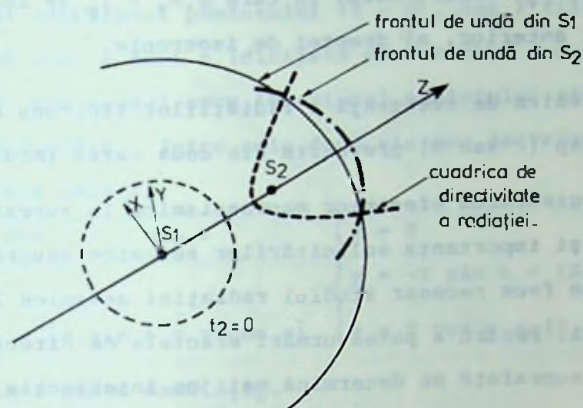


Fig. 3

*Cuadrica de directivitate a radiației P în cazul
a două surse impulsive*

r_2 reprezintă distanța de la originea axelor la S.

Eliminînd variabila t , se obține locul geometric al punctelor de intersecție izocrone ale celor două fronturi

$$|r - r_1| - |r - r_2| = v_p(t_2 - t_1)$$

Alegînd un sistem cartezian de coordonate cu originea în S_1 , iar axa z în lungul lui S_1S_2 (Fig. 3), astfel încît

$$x_1 = y_1 = z_1 = x_2 = y_2 = 0, \quad z_2 = S_1S_2.$$

ecuația suprafeței de revoluție obținută prin suprapunerea celor două fronturi de undă din S_1 și respectiv din S_2 devine

$$x^2 + y^2 + (z - S_1S_2)^2 = \left\{ \frac{S_1S_2}{l_p} \left(z - \frac{S_1S_2}{2} \right) - \frac{l_p}{2} \right\}^2$$

l_p este distanța parcursă de radiația P, în intervalul de timp

$t_2 - t_1$, și anume $l_p = v_p(t_2 - t_1)$. $S_1 S_2 = z_2$ este distanța între sursele S_1 și S_2 . Pentru cazul în care $S_1 S_2 = l_p$ se reobține cazul analizat anterior, al dreptei de izocronie.

- d) Conica de emergență a radiațiilor izocrone de același tip (P sau S) provenite din două surse impulsive

Inregistrarea efectelor macroseismice la suprafața solului, precum și importanța solicitărilor seismice asupra structurilor tehnice face necesar studiul radiației seismice la suprafața pământului. Pentru a putea urmări efectele de directivitate seismică la suprafață se determină mai jos intersecția suprafeței de directivitate cu suprafața pământului, rezultând o curbă numită în continuare *conică de emergență* (la suprafață) a radiației P. În scopul unor formulări cât mai simple ale acestora apare indicat de a trece de la sistemul de coordonate S_1, xyz ales anterior și raportat la sursele din adâncime S_1, S_2 (Fig. 3) la un sistem OXYZ de coordonate ca în Fig. 4.

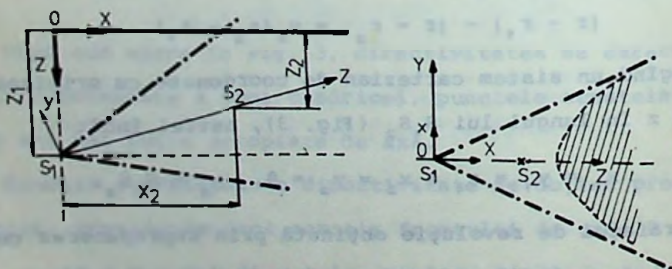


Fig. 4

Sistemele de coordonate

Sistemul de coordonate de suprafață are axele X și Y situate în planul suprafeței pământului ($Z = 0$), axa X fiind proiecția în acest plan a axei z (dirijată pe direcția S_1, S_2). Axa Z este verticală, are sensul spre interiorul pământului și trece prin sursa impulsivă S_1 . Între cele două sisteme de referință există următoarele relații:

$$\begin{cases} X = z \cos \alpha - y \sin \alpha \\ Y = x \\ Z = Z_1 - [z \sin \alpha + y \cos \alpha] \end{cases} \quad \begin{cases} x = Y \\ y = -X \sin \alpha + (Z_1 - Z) \cos \alpha \\ z = X \cos \alpha + (Z_1 - Z) \sin \alpha \end{cases}$$

unde α reprezintă panta axei S_1, S_2 .

Pentru o mai mare generalitate se folosesc coordonate adimensionale. Acestea permit un calcul unic pentru diferite raporturi caracteristice (distanțe, unghiuri etc.). De asemenea, permit punerea în evidență a unor parametri care au un rol important în caracterizarea directivității.

Fie un sistem cartezian de coordonate adimensionale hipocentrale ξ caracterizat prin relațiile

$$\xi = \frac{x}{l} (\xi_1 = \xi = \frac{x}{l}, \xi_2 = \eta = \frac{y}{l}, \xi_3 = \zeta = \frac{z}{l})$$

$\xi(x, y, z)$ fiind sistemul cartezian de coordonate atașat surselor impulsive S_1 și S_2 , l este o lungime etalon.

Pentru sursele impulsive $S_1(\xi_1, t_1)$ și $S_2(\xi_2, t_2)$, originea sistemului a fost aleasă conform fig. 4, astfel ca $\xi_1 = 0$ ($\xi_1 = \eta_1 = \zeta_1 = 0$) iar $\xi_2 = \eta_2 = 0$, $\xi_2 = \sigma = \frac{S_1 S_2}{l}$, obținând un sistem "direcțional" adimensional hipocentric etalonat. Alegem lungimea etalon $l = v \Delta t$, v fiind viteza de propagare a fronturilor de radiație din S_1, S_2 , presupusă aceeași pentru ambele fronturi (v_p sau v_s), iar Δt decalajul în timp al surselor ($= t_2 - t_1$). Atunci

1 va fi decalajul maxim (avans) al fronturilor de radiație pe axa S_1S_2 (Fig. 5)

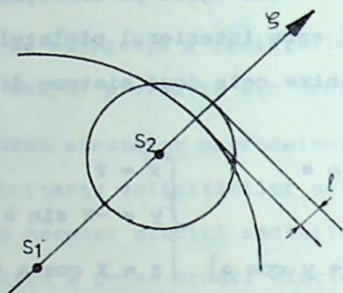


Fig. 5

Lungime etalon

Un alt parametru care se evidențiază prin coordonatele adimensionale hipocentrale este indicatorul de decalaj

$$\delta = \frac{\sigma^2 - 1}{2}$$

(de avans al frontului din S_2 pentru $\delta > 0$ sau de întârziere pentru $\delta < 0$).

La suprafața pământului se consideră de asemenea un sistem cartezian de coordonate adimensionale $\underline{X}$ caracterizat prin relațiile:

$$\underline{X} = \frac{X}{l} (X_1 = x = \frac{X}{l}, X_2 = y = \frac{Y}{l}, X_3 = z = \frac{Z}{l}).$$

$\underline{X}(X, Y, Z)$ fiind sistemul cartezian de coordonate de suprafață, iar l lungimea etalon.

Sistemul de coordonate adimensionale de suprafață se obține din sistemul de coordonate adimensionale hipocentrice, utilizând transformările

$$\xi = y$$

$$\eta = -X \sin \alpha + (\zeta_1 - \zeta) \cos \alpha$$

$$\zeta = X \cos \alpha + (\zeta_1 - \zeta) \sin \alpha$$

pentru

$$\sin \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 + \left[\frac{X_2 - X_1}{\zeta_2 - \zeta_1} \right]^2}}$$

Suprafața izocronotopă în sistemul de ecuații adimensionale hipocentrale are următoarea ecuație

$$\rho^2 \equiv \xi^2 + \eta^2 + \zeta^2 = (\zeta_1 - \delta)^2, \quad \zeta \geq 0.$$

Ecuația conicei de emergență se obține din intersecția suprafeței izocronotope cu planul suprafeței pământului. Se obține forma factorizată a acestei ecuații

$$y^2 = (X_{12}^2 - 1)(X - A)(X - B), \quad (X \geq 0)$$

În care s-a notat

$$A = A_0 a, \quad B = B_0 b$$

$$A_0 = \frac{\delta}{X_{12} - 1}, \quad B_0 = \frac{\delta}{X_{12} + 1}$$

$$a = (1 - \epsilon \zeta_{12}) \left\{ 1 + \frac{1}{X_{12} + 1} \left[\sqrt{1 + \frac{\epsilon^2 (X_{12}^2 - 1)}{[1 - \epsilon \zeta_{12}]^2}} - 1 \right] \right\}$$

$$b = (1 - \epsilon \zeta_{12}) \left\{ 1 - \frac{1}{X_{12} - 1} \left[\sqrt{1 + \frac{\epsilon^2 (X_{12}^2 - 1)}{[1 - \epsilon \zeta_{12}]^2}} - 1 \right] \right\}.$$

ϵ reprezintă raportul dintre adâncimea adimensională a sursei S , și indicele de decalaj ($\epsilon = \zeta_1/\delta$). A_0, B_0 sînt coordonatele extremităților axelor conicei de emergență pe axa $y = 0$ și pentru $\epsilon = 0$ (sursa la suprafață), iar $X_{12} = \sigma \cos \alpha$, $\xi_{12} = \sigma \sin \alpha$ sînt proiecțiile pe orizontală și verticală ale distanței adimensionale

(σ) dintre sursele S_1 și S_2 , A , B sînt coordonate ale extremităților axelor conice de urgență pe axa $Y = 0$ (pentru $\epsilon \neq 0$).

Se constată că întotdeauna coordonatele A , B sînt reale și că axa X este o axă de simetrie a conice.

Deoarece ecuația conice de urgență se mai scrie sub forma

$$X^2 - (A + B)X - \frac{Y^2}{X_{12}^2 - 1} + AB = 0$$

se pot stabili următoarele

1° Conica este o hiperbolă, dacă

$$X_{12}^2 > 1, AB \neq 0.$$

caz în care, presupunînd $A > B$, ramurile ei sînt situate în regiunile

$$X \leq B \quad \text{sau} \quad X \geq A.$$

2° Hiperbola degenerază în două drepte reale, dacă

$$X_{12}^2 = -1 \quad \text{sau} \quad AB = 0.$$

3° Conica este o elipsă imaginara, dacă

$$X_{12}^2 < 1, AB > 0$$

caz în care ea este situată pentru $A \geq B$ în regiunea

$$B \leq X \leq A$$

4° Elipsa degenerază în drepte imaginare, dacă

$$AB = 0.$$

În tabelul 1 apare ansamblul cazurilor precizate mai sus.

Observăm că extremitățile axelor conice (în cazul elipsei) normale pe axa $Y = 0$ corespund valorilor coordonatelor

$$X = \frac{A + B}{2} \equiv X_0$$

TABELUL 1

Tipul conice de emergență ($A \geq B$)

Tip	X_{12}^2	AB	Regiune de existență
Hiperbolă	>1	$\neq 0$	$X \leq B, A \leq X$
Drepte reale	$=$	$\neq 0$	
	>1	$=0$	
Elipsă imaginară	<1	>0	$B \leq X \leq A$
Drepte imaginare	<1	$=0$	

$$y = \pm \frac{A - B}{2} \sqrt{1 - X_{12}^2} \equiv \pm C.$$

Revenind la coordonate dimensionale, vom nota

$$A = 1A, B = 1B, X_0 = 1X_0, C = 1C$$

Curba emergentă de tip hiperbolic admite asimptote reale pentru $X_{12}^2 > 1$ formînd unghiul ω cu axa S_1S_2 , astfel ca

$$\operatorname{tg} \omega = \frac{\sqrt{\left(\frac{y}{x}\right)_{X \rightarrow \infty}}}{1} = \sqrt{X_{12}^2 - 1}$$

și avînd ecuațiile

$$y = \pm \operatorname{tg} \omega \left[x - \frac{A + B}{2} \right].$$

Observăm că asimptotele taie axele de coordonate în punctele

$$x_0 = \frac{A + B}{2}, \quad y_0 = \mp \operatorname{tg} \omega \frac{A + B}{2}.$$

Revenind la coordonatele dimensionale, se notează

$$X_0 = 1X_0, \quad Y_0 = 1Y_0.$$

- c) Conica de emergența a radiațiilor izocrone de tip mixt
(P + S) provenite din două surse impulsive

Un caz deosebit de suprapunere a radiațiilor provenite din cîte două surse cu caracter impulsiv îl constituie suprapunerea unui front de radiație P cu un front de radiație S. Cu toate că în literatură nu este tratată problema directivității în asemenea situație, pentru nici un tip de surse, el prezintă interes. Intr-adevăr, acest caz este mai important decît cel al suprapunerii a două fronturi de radiație P, deoarece se știe că radiația S este mai intensă decît radiația P. Pe de altă parte, suprapunerea fronturilor P + S conduce la efecte mai complexe, dat fiind direcțiile diferite în care apar amplitudinile maxime ale fiecăruia din aceste fronturi. Mai este de observat că localizarea emergentelor izocrone ale fronturilor P + S poate fi în zone diferite de cele pentru fronturile P + P, S + S, astfel că apar efecte mai importante în zone aparent lipsite de intensificări ale efectelor seismice stabilite doar pe baza analizei directivității radiației de același tip.

Considerînd ecuațiile fronturilor de radiație S din S_1 și P din S_2

$$|r - r_1| = v_S(t - t_1)$$

$$|r - r_2| = v_P(t - t_2)$$

va apare o suprafață de suprapunere izocronă a radiațiilor ca loc geometric al punctelor situate simultan pe ambele fronturi la același moment, suprafață ce se obține prin eliminarea variabilei temporale t :

$$|r - r_1| - n|r - r_2| = 1$$

S-au notat constantele

$$n = v_S/v_P, \quad l = v_S(t_2 - t_1) = l_{12}^S$$

reprezentînd respectiv raportul vitezelor de propagare a radiațiilor S , P , în general subunitar și lungimea etalon de decalaj între frontul de radiație S din S_1 și un front ipotetic de radiație S din S_2 .

Utilizînd sistemul de axe S_1xyz , introdus anterior pentru coordonate hipocentrice și pentru $r_1 = 0$, ecuația suprafeței indicatoare de izocronie stabilită mai sus devine

$$r - n \sqrt{r^2 - z^2 - 2zz_2} = l$$

Trecînd la același sistem de coordonate adimensionale, utilizat anterior, ecuația se pune sub forma

$$(1 - n^2)\rho^2 - 2\rho + 1 + n^2(2\zeta\sigma - \sigma^2) = 0$$

în care ρ reprezintă raportul între distanța radială și lungimea etalon.

$$\rho = r/l$$

Rezolvînd ecuația în ρ obținem cuplul de suprafețe

$$\rho_{1,2} = \frac{1}{1 - n^2} \left\{ 1 \pm \sqrt{1 - (1 - n^2)[1 + n^2(2\zeta\sigma - \sigma^2)]} \right\}$$

Pentru a formula ecuația curbei de emergență izocronă se utilizează sistemul de coordonate $OXYZ$ de suprafață introdus anterior și vom lua $\zeta = 0$. Deducem ecuația indicatoarei de emergență izocrone

$$y^2 = \frac{1}{(1 - n^2)^2} \left\{ 1 \pm \sqrt{2(1 - n^2)x_{1,2}} \sqrt{\bar{y} - x} \right\}^2 - x^2 - \bar{z}^2,$$

în care

$$\bar{x} = \frac{2 - n^2}{2(1 - n^2)} + 6 - \zeta_{1,2} \zeta_1$$

sau in mod echivalent

$$y^2 = - (w - w_1^0)(w - w_2^0)(w - w_3^0)(w - w_4^0) - \zeta_1^2$$

pentru

$$w = \sqrt{x - x^-}$$

$$w_{1,2} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{K}{1 - n^2} \pm 2 \sqrt{x - x^+} \right\}$$

$$w_{3,4} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{K}{1 - n^2} \pm 2 \sqrt{x - x^-} \right\}$$

$$x^{\pm} = \frac{1}{1 - n^2} \pm \left[\frac{K}{2(1 - n^2)} \right]^2$$

$$K = \pm n \sqrt{2(1 - n^2) x_{1,2}}$$

Se observă că dacă sursa S_1 este la suprafață, avem $\zeta_1 = 0$ și deci w_1 reprezintă punctele emergente pe axa $y = 0$. Aceste puncte satisfac următoarele condiții de realitate

$$w_{1,2} \text{ reali pentru } \bar{x} \geq x^+$$

$$w_{3,4} \text{ reali pentru } \bar{x} \geq x^-$$

Emergenta este în acest caz reală pentru $y^2 \geq 0$ și atunci presupunând w_i reali și ordonați prin inegalitățile

$$w_1 \leq w_2 \leq w_3 \leq w_4, \quad (\zeta_1 = 0)$$

emergenta este reală dacă

$$w_1 \leq w \leq w_2 \text{ sau } w_3 \leq w \leq w_4$$

Deoarece notăm

$$w_1 = \sqrt{\bar{x} - x_1}$$

vom transcrie condițiile precedente sub forma

$$x_1 \geq x \geq x_2 \text{ sau } x_3 \geq x \geq x_4$$

Se pot pune în evidență și alte condiții de realitate dacă se recurge la următoarea formă echivalentă a ecuației emergente

$$y^2 = \left[\frac{k}{1 - n^2} \right]^2 (w - w'_1)(w - w'_2) - x^2$$

pentru

$$w'_{1,2} = - [1 \pm (1 - n^2) \zeta_1] / k$$

Se constată atunci că dacă

$$w \leq w'_1 \leq w'_2 \text{ sau } w'_1 \leq w'_2 \leq w$$

atunci $y^2 + x^2 \geq 0$. Dacă notăm $x_1 = -\bar{x} - w_1^2$ condițiile se scriu

$$x \geq x'_1 \geq x'_2 \text{ sau } x'_1 \geq x'_2 \geq x.$$

METODE DE DETERMINARE A INDICATOAREI DE EMERGENTA IZOCRONA A RADIATIEI P SI S CU AJUTORUL REPREZENTARILOR PARAMETRICE

Deoarece ecuația indicatoarei de emergență izocronă a radiației P și S este de ordin superior lui 2, este dificil de a determina numeric coordonatele punctelor acesteia. Pentru acest motiv se formulează mai jos o reprezentare a coordonatelor indicatoarei sub o formă parametrică, în funcție de parametrul t . Luând diferite valori ale acestui parametru, se obțin nemijlocit valorile coordonatelor indicatoarei.

Reluând ecuațiile frontului P și S sub formă adimensională

$$|p - p_1| = \frac{v_S(t - t_1)}{1} = \frac{t - t_1}{t_2 - t_1} = \sqrt{X^2 + Y^2 + \zeta_1^2}$$

$$|p - p_2| = \frac{v_P(t - t_2)}{1} = \frac{t - t_2}{t_2 - t_1} = \sqrt{X^2 + Y^2 + \zeta_1^2 + 1 + 2\delta - 2(\zeta_1 \zeta_{1,2} + X\zeta_{1,2})}$$

(pentru $\zeta = 0$) și notînd parametrul temporal adimensional asociat celor două surse

$$\tau = \frac{t - t_1}{t_2 - t_1}$$

precum și constanta

$$k = 1 + 2\delta - 2\zeta_1 \zeta_{1,2}$$

rezultă din ecuațiile fronturilor de undă următoarele relații parametrice

$$Y = \pm \sqrt{\tau^2 - \zeta_1^2 - X^2}$$

$$X = X_{\max} - \frac{1}{2} \gamma (\tau - \tau_0)^2$$

în care

$$X_{\max} = \frac{1}{2\zeta_{1,2}} \left[k + \frac{1}{1 - n^2} \right], \quad \gamma = \frac{1 - n^2}{n^2 \zeta_{1,2}}, \quad \tau_0 = \frac{1}{1 - n^2}$$

Procedeul de determinare efectivă a coordonatelor X, Y rezultă atunci a fi următorul. Se calculează $X_{\max}$, apoi se alege τ . Rezultă succesiv X, Y .

Pentru a delimita domeniul de existență al indicatoarei vom reprezenta în planul $X\tau$ (Fig. 6) parabola care corespunde ecuației parametrice pentru X . De asemenea, vom reprezenta în acest plan cele două ramuri hiperbolice care corespund ecuației parametrice pentru Y , în care luăm $Y = 0$. Deoarece pentru $Y \neq 0$ intervin hiperbole interioare celor precedente, rezultă că

punctele de intersecție ale curbelor hiperbolice și ale parabolei se află pe segmentele mărginite de intersecția parabolei cu hiperbolele $V = 0$. Aceste segmente precizează domeniul de existență al indicatorii de urgență.

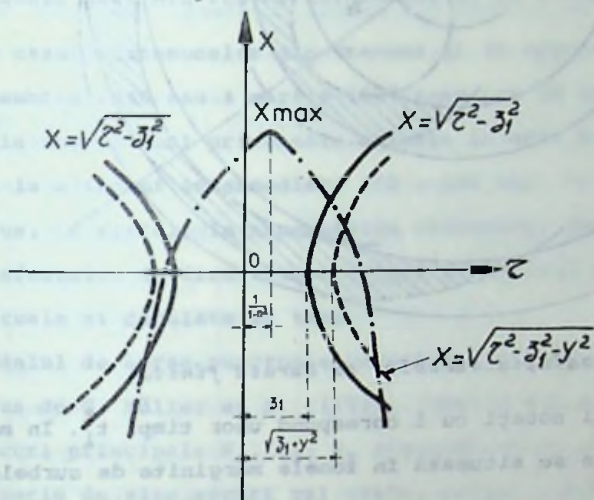


Fig. 6. Domeniul de existență al indicatorii de urgență

Directivitatea radiației spațiale a surselor caracterizate de durate finite

Dacă sursele $S_1, S_2, \dots$, au durate de timp finite, va trebui considerat în locul unor suprafețe sferice, reprezentînd fronturile de radiație, regiuni din spațiu cuprinse între asemenea suprafețe (Fig. 7).

Intr-adevăr, fie duratele $t_1^- \leq t_1 \leq t_1^+$, $i = 1, 2$ ale surselor $S_1, S_2, \dots$. Atunci, indicatoarele de izocronie relative la cîte două surse vor putea fi descrise de ecuații avînd forma

$$(a_1^{\pm})^2 \equiv (\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)_1^{\pm} = (\zeta_1^{\pm} \cdot \sigma^{\pm} - \phi^{\pm})_1^2 \quad (\zeta_1^{\pm} > 0).$$

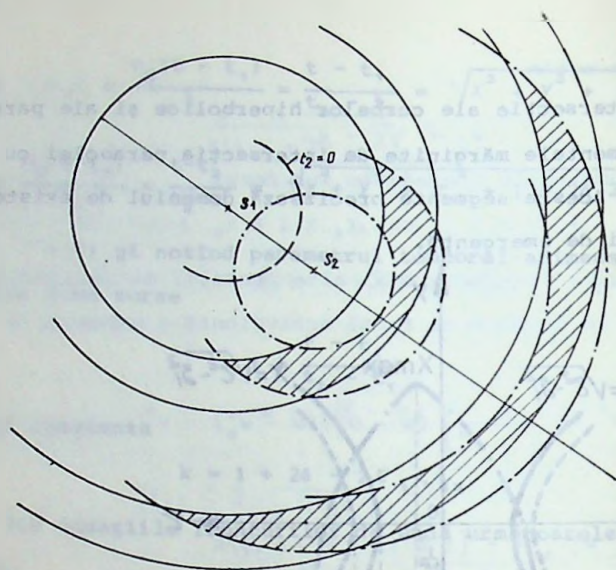


Fig. 7. Radiația surselor cu durată finită

În care termenii notați cu $\pm$ corespund unor timpi $t_i^\pm$. În mod analog, emergențele se situează în zonele mărginite de curbele

$$y_1^{\pm} = (x_{1,2}^\pm - 1)(x^\pm - A^\pm)_1(x^\pm - B^\pm)_1, \quad x^\pm > 0$$

asociate timpilor $t_i^\pm$.

Apare posibilitatea mai multor emergente reale, datorită extinderii lor și deci a unei caracterizări mai complexe a directivității.

Directivitatea radiației spațiale a surselor mobile

Analiza precedentă poate fi utilizată și în alte cazuri, astfel, presupunând o sursă mobilă S_1 , se pot asocia acestuia indicatorii de directivitate prin considerarea a cîte două poziții ale acesteia la momentele $t_1^- \leq t_a$, $t_b \leq t_1^+$, t_1^+ reprezintă timpul inițial iar t_1^- reprezintă timpul final. Înășuratele acestor indicatori mărginesc o regiune în care apar efecte de

izocronie induse de sursa mobilă. În cazul mai multor surse mobile, caracterizarea directivității este posibilă dar prezintă o complexitate sporită.

MODELE DE SURSE ADOPTATE PENTRU CUTREMURUL DE LA 4 MARTIE 1977

În cazul cutremurelor din Vrancea și în special a celor din 10 noiembrie 1940 sau 4 martie 1977 s-au pus în evidență localizări ale unor șocuri principale situate în arii relativ restrinse și la adâncimi intermediare (60 - 140 km). Această situație a condus, de altfel, la necesitatea elaborării analizei precedente a efectelor de directivitate care se bazează pe modele de surse punctuale și decalate în timp.

Modelul de surse punctuale pentru cutremurul din 4 martie 1977, propus de G. Müller et al (1978), constă dintr-un ansamblu de trei șocuri principale S_1 , S_2 , S_3 precedat de un preșoc și urmate de o serie de alte șocuri mai slabe, astfel cum apare în Fig. 8.

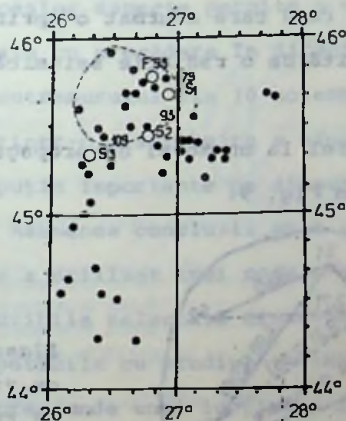


Fig. 8

Harta epicentrală cuprinzând preșocul F , șocurile principale (S_1 , S_2 , S_3) și postșocuri în timpul cutremurului din 4 martie 1977.

În interiorul liniei punctate din această figură sînt localizate șocuri cu adîncimi mai mari de 70 km (notate în figură prin cifre), în exteriorul acestei linii fiind șocuri la adîncimi mai mici de 40 km. S-a constatat că succesiunea șocurilor a avut un caracter unilateral (în sensul creșterii numerelor aferente notațiilor surselor). Astfel, ruperea s-a inițiat în F la o adîncime de 93 km și s-a propagat în zona de est și sud cu o viteză aparentă de 4,12 km/s, ajungînd după 4,7 s în sursa S_1 la o adîncime de 79 km, unde mișcările în planul de rupere au fost intens accelerate și au provocat o radiație seismică mai mare, motiv pentru care s-a considerat S_1 prima sursă principală în raport cu care s-au considerat decalajele în timp ale surselor următoare. De la S_1 , ruperea s-a propagat spre SV ajungînd la adîncimea de 93 km în S_2 după 7,6 s cu o viteză aparentă de 4,4 km/s. În acest punct mișcările au fost din nou accelerate și ruperea a ajuns în S_3 la 109 km adîncime după 14,5 s, ceea ce revine la o viteză aparentă de 4,98 km/s, după care a urmat o oprire aproape instantanee a ruperii însoțită de o radiație seismică mai intensă decît în S_1 , S_2 .

S-a ajuns astfel la un model de propagare a ruperii între sursele S_1 - S_3 , ca în Fig. 9.



Fig. 9

Planul de rupere NV
cu vitezele aparente
de rupere (în km/s)

În definitiv mișcarea s-a direcționat spre SV, iar șocul Principal S_1 s-a produs după 19 s de la producerea preșocului F și la o distanță de 62 km de acesta. În tabelul alăturat, apar datele mai importante relative la F, S_1 - S_3 .

TABELUL 2

Date privind preșocul F și șocurile S_1 - S_3 ale cutremurului din 4 martie 1977

Eveniment	Latitudine (grade)	Longitudine (grade)	Adâncime (Km)	Timp inițial (GMT)	Decalaje de timp față de preșoc (s)
Preșoc F	45,78	26,78	93	19:21:56,2	0
Socul S_1	45,72	26,94	79	19:22:00,9	4,7
Socul S_2	45,48	26,78	93	19:22:08,5	12,3
Socul S_3	45,34	26,30	109	19:22:15,4	19,2

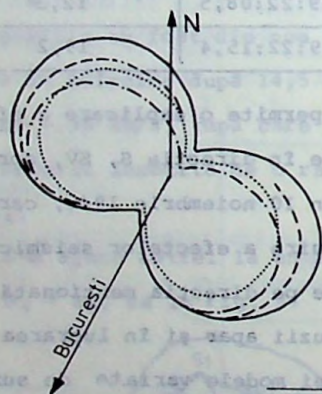
Ansamblul acestor aspecte permite o explicare a efectelor importante manifestate cu precădere în direcția S, SV, spre deosebire de cele ale cutremurului din 10 noiembrie 1940, care a fost caracterizat printr-o distribuie a efectelor seismice diferite, și anume mai puțin importante pe direcția menționată și mai importante spre NE. Asemenea concluzii apar și în lucrarea lui S. Hartzell (1979) care a utilizat trei modele variate de surse mobile ca soluții plauzibile selectate dintr-un ansamblu mai larg de posibilități compatibile cu studiul (Müller et al., 1978).

Modelul A corespunde unei lungimi a liniei de rupere de 50 km, în timp ce modelul B și C unor lungimi respectiv de 75 km sau 50 km. Pentru toate modelele s-a presupus o durată de 55 sec și o viteză de propagare de $0,9 V_s = 3,8 \text{ km/s}$ în direcția

formînd un unghi de 33° cu orizontala măsurată în planul de rupere și formînd un unghi azimutal de $S 40^\circ V$. În mod corespunzător s-a evaluat momentul seismic care intervine în expresia de calcul a amplitudinilor (vezi § 1.a).

$$M_0 = 4\pi\nu V_p \rho_0 R/RA,$$

în care $\nu = 7 \times 10^{11}$ dyn/cm², $V_p = 4,8$ km/s, $\rho_0 = 50$ cm-sec (suma nivelelor spectrale joase asimptotice pentru două componente orizontale), $R = 190$ km, $R = 0,6$ (factor de mediere a diagramei de radiație S) A = factor de amplificarea undei. Ultimii doi termeni depind de structura locală. În Fig. 10 apare efectul de directivitate obținut prin considerarea momentelor seismice pe diferite azimuturi pentru cele trei modele A, B, C și pentru o sursă staționară (linia plină).



- sursă staționară.
- - - sursă în mișcare_model A.
- · - sursă în mișcare_model B.
- sursă în mișcare_model C.

Fig. 10

Efectul de directivitate pentru o sursă staționară și cele trei modele de sursă în mișcare A, B, C

Deoarece amplitudinile sînt invers proporționale cu momentele seismice se constată un efect mai mare în direcția liniilor de rupere.

Bineînțeles că aceste rezultate au mai mult valoare informativă, deoarece modelele adoptate nu constituie aproximări ale distribuției de surse.

Tot o primă aproximare este și modelul de semispațiu omogen cu o distanță de 50 km pe linia de rupere, trecînd prin București și o sursă situată la 100 km adîncime și distanța de 165 km de București (Fig. 11).

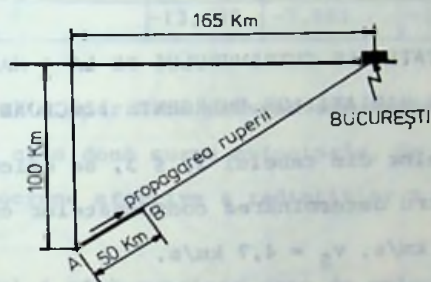


Fig. 11

Sursă liniară în modelul de semispațiu omogen

Admițînd o viteză $V_S = 4,25$ km/s, $V_P = 7,5$ km/s

Hartzell (1979) explică pe baza acestui model aspecte seismice importante în direcția Bucureștiului, de natura unor aspecte de directivitate.

În scopul unor mai clare și precise legături între studiul de directivitate și modelele de rupere este necesar de a înlocui modele aproximative de semispațiu cu dislocații mobile și de a aplica nemijlocit rezultatele stabilite în cadrul analizei expuse mai înainte pe modelele surselor F , S_1 , ... S_n menționate.

De altfel, asigurarea unor concordanțe între modele și surse și analiza directivității permite considerarea mecanismelor tectonice care au loc efectiv în regiunea Vrancei, mecanisme care formează, după cum s-a menționat, un ansamblu specific de evenimente.

Pe această linie se pot face asocieri cu diferitele studii efectuate. Aceste studii privesc atât natura tectonică a mecanismelor de rupere, ca de exemplu cele abordate în Constantinescu et al (1973), Radu (1974), Iosif și Iosif (1975), cât și a distribuției epicentrelor și adâncimea la care se produc etc.

EFECTE DE DIRECTIVITATE ALE CUTREMURULUI DE LA 4 MARTIE 1977, DATE DE SUPRAPUNEREA RADIATIILOR EMERGENTE IZOCRONE

În baza datelor din tabelul 2, § 3, se calculează principalele elemente pentru determinarea coordonatelor curbei emergente, pentru $v_p = 8,2 \text{ km/s}$, $v_s = 4,7 \text{ km/s}$.

TABELUL 3

Elemente de calcul pentru determinarea emergentelor izocrone ale radiației P

Elemente de calcul	S u r s e		
	S_2, S_1	S_3, S_2	S_3, S_1
1	2	3	4
$t_i - t_j \text{ (s)}$	7,6	6,9	14,5
$l_p \text{ (km)}$	62,32	56,58	118,9
$x_{ij} \text{ (km)}$	29,5	39,5	69
$z_i \text{ "}$	93	109	109
$z_j \text{ "}$	79	93	79
$z_i - z_j \text{ "}$	14	16	30
$\overline{S_i S_j} \text{ (km)}$	32,65	42,615	75,25

TABELA 3 (continuare)

1	2	3	4
σ -	0,524	0,753	0,632
δ -	-0,362	-0,21633	-0,3
x_{1j}	0,473	0,698	0,580
y_{1j}	1,267	1,643	0,916
z_{1j}	0,224	0,282	0,252
A_0	0,688	0,716	0,714
B_0	-0,246	-0,127	-0,189
c	-3,5	-7,606	-3,053
a	20,267	13,698	15,727
b	53,47	62,494	54,032
A	13,958	9,816	11,234
B	-13,165	-7,961	-10,304

În tabelul 3 apar date privind emergențele izocrone ale radiațiilor P a cîte două surse principale. Se constată că nu există emergențe izocrone efective a radiațiilor P în cîte două surse principale.

În tabelul 4 sînt cuprinse date de calcul referitoare la emergențele izocrone ale radiațiilor S a cîte două surse principale. După cum reiese din tabel, există emergențe izocrone efective ale radiațiilor S în cîte două surse principale, tipul conicelor respective, precum și elementele acestora sînt precizate în tabelul 5.

Se observă din tabelul 5 că pentru sursele S_3 , S_2 și respectiv S_3 , S_1 , emergența izocronă efectivă este de tip hiperbolic. În acest caz se calculează elementele necesare pentru determinarea asimptotelor.

Curbele de emergență izocrone pentru radiația S apar în Fig. 12. Acestea conduc la o reprezentare mai complexă a efecte-

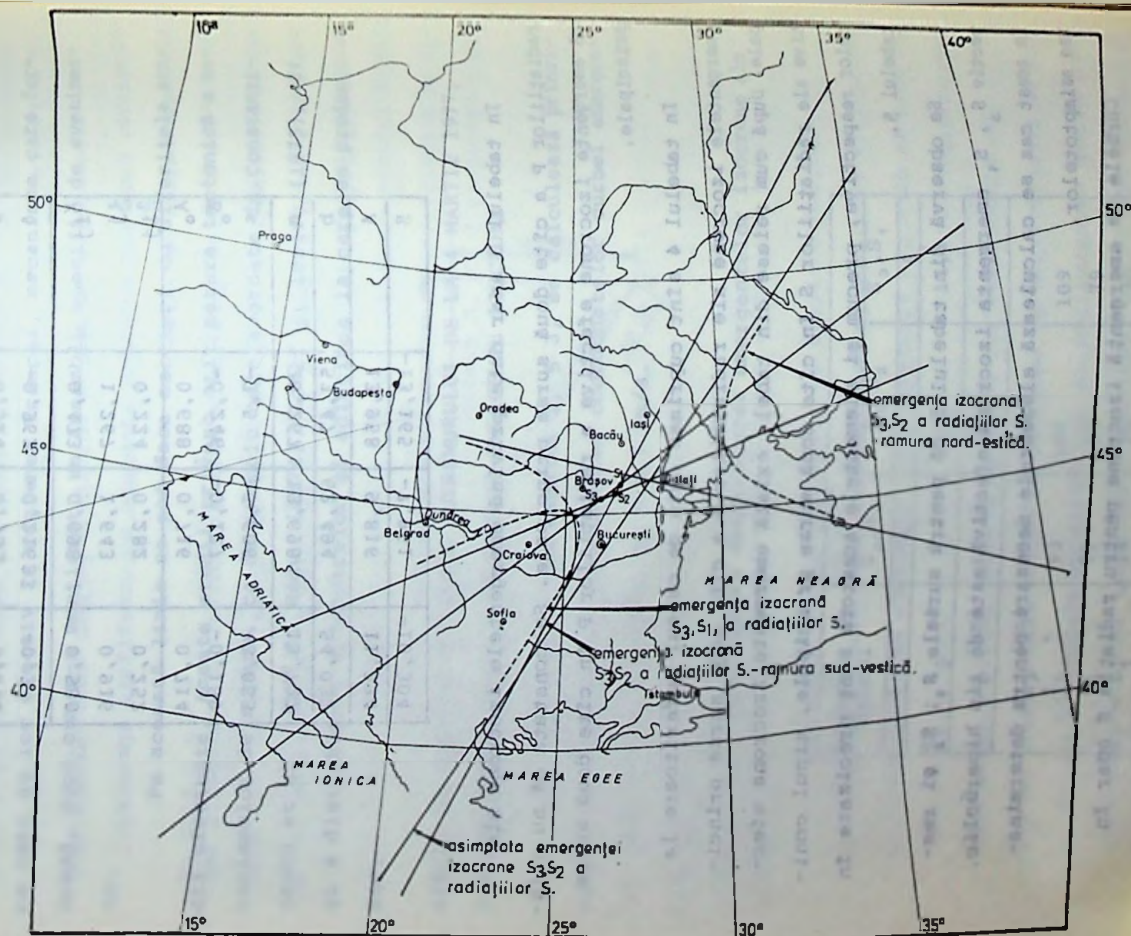


Fig.12 EMERGENTELE RADIAȚIILOR S

TABELUL 4

Elemente de calcul pentru determinarea emergentelor izocrone ale radiației S

Elemente de calcul	S u r s e		
	S_2, S_1	S_3, S_2	S_3, S_1
$t_i - t_j$ (s)	7,6	6,9	14,5
l_s	35,72	32,43	68,15
X_{ij} (km)	29,5	39,5	69
Z_i "	93	109	109
Z_j "	79	93	79
$Z_i - Z_j$ "	14	16	30
$\overline{S_i S_j}$ (km)	32,65	42,615	72,25
J -	0,914	1,315	1,104
δ -	-0,082	0,264	0,109
X_{ij}	0,825	1,219	1,012
r_j	2,211	2,87	1,159
$\hat{r}_{ij}$	0,391	0,493	0,440
A_o	0,471	1,664	8,789
R_o	-0,045	0,164	0,054
ϵ	-26,963	7,871	10,576
a		-4,387	-3,844
b		1,210	25,721
A		-7,305	-33,786
B		2,014	1,401

TABELUL 5

Emergente izocrone ale radiației S

Date privind emergențele	S u r ' s e	
	S_3, S_2	S_3, S_1
Tipul conicei	hiperbolă	hiperbolă
Ecuția conicei	$y^2 = 0,485(X+7,305)(X-2,014)$	$y^2 = 0,024(X+33,786)(X-1,401)$
Domenii de existență (km)	$X \leq -239,018$ $X \geq 65,31$	$X \leq -2302$ $X \geq 95,48$
X_0		
C		
X_0		
A	-239,018	-2302
B	+65,31	+95,48
C		

telor de directivitate seismică. Astfel se constată în primul rând că ele sînt de tip hiperbolic.

Socurile provenind din sursele S_2 și S_3 determină o suprapunere a radiațiilor emergente S respective de-a lungul a două ramuri hiperbolice cu axele în direcțiile SV și respectiv NE.

TABELUL 6

Elemente de calcul pentru determinarea asimptotelor la curbele emergente de tip hiperbolic (pentru radiația S)

Elemente de calcul	S u r s e	
	S_2S_2	S_3S_3
X_0	-2,64	-16,190
Y_0	$\pm 1,874$	$\pm 2,489$
$\text{tg } \omega$	0,697	0,154
Ecuațiile asimptotelor	$Y = \pm 0,697(X + 2,64)$	$Y = \pm 0,154(X + 16,190)$
X_0 (km)	-85,56	-1103,64
Y_0 (km)	$\pm 60,77$	$\pm 169,9$

unde Y_0 este valoarea lui Y pentru $X = 0$.

Ramura sud-vestică trece printr-o zonă intens afectată de cutremur, și anume în vestul orașului București, prin orașul Zimnicea, precum și de-a lungul unei axe care, conform efectelor observate în R.P.Bulgaria, trece prin centrul unor regiuni de asemenea intens afectate de cutremur.

Deoarece șocul din sursa S_3 a fost cel mai puternic, importanța acestei emergente hiperbolice este deosebită pentru caracterizarea directivității seismice. De altfel, după cum apare în Fig. 12, în zonele menționate trece o asimototă a ramurii hiperbolice considerate care precizează directivitatea seismică pentru distanțe mai mari. Totodată, prin zonele menționate mai

trece și axa S_1S_2 , care, conform teoriei, este locul punctelor de emergență a radiațiilor din S_1 , S_2 cu decalaj minim față de zonele învecinate, fapt care indică o convergență a efectelor seismice din toate cele trei surse.

Efectul pronunțat de directivitate pus în evidență mai sus, și anume în direcția SV, în zona București-Zimnicea, cu prelungire în R.P. Bulgaria corespunde zonelor în care s-au produs daune mai mari. S-au putut observa efecte puternice atât asupra clădirilor, cât și asupra terenului.

Revenind la ramura sud-vestică a emergentei pentru S_2 , S_3 și S_1S_3 se mai constată că ea are un punct proximal de emergență (vîrf) în apropierea localităților Văleni și Valea Călușărească unde de asemenea s-au semnalat pronunțări ale efectelor seismice.

Ramura nord-estică a hiperbolei de emergență pentru S_1S_3 indică o directivitate și în direcția respectivă.

Ramura sud-vestică a curbei de emergență a radiației seismice izocrone din sursele S_1 și S_3 se suprapune practic peste ramura sud-vestică a curbei pentru radiațiile S_1S_3 de la localitatea Văleni pînă în R.P. Bulgaria, corespunzînd deci aceleași directivități în această zonă. Ramura vestică a curbei de emergență pentru S_1 și S_3 trece la nord de Craiova.

Vom continua aplicarea analizei teoretice a efectelor de directivitate la cutremurul de la 4 martie 1977 pentru cazul suprapunerii radiației mixte $S + P$. În tabelul 7 apar elementele

de calcul, ținând seama de datele din tabelele 3, 5.

În tabelele 8 și 9 apar elementele de calcul pentru metodele bazate pe reprezentările parametrice. În aceste tabele se indică în paranteză tipul radiației din fiecare sursă.

TABELUL 7

Elemente de calcul pentru determinarea emergențelor izocrone ale radiației mixte $S + P$, prin metoda reprezentărilor parametrice

Elemente de calcul	S u r s e		
	S_2, S_1	S_3, S_2	S_3, S_1
l_s (km)	35,72	32,43	68,15
X_{ij} (km)	29,5	39,5	69
Z_1 (km)	93	109	109
$Z_1 - Z_j$ (km)	14	16	30
$\overline{S_i S_j}$	32,65	42,615	75,25
σ	0,914	1,315	1,104
δ	-0,082	0,364	0,109
k	0,897	-1,105	0,198
γ	1,237	0,839	1,009
$\overline{Z}$			
τ_0	1,489	1,489	1,489
X_{ij}	0,825	1,219	1,012
ζ_1	2,211	2,87	1,159
ζ_{ij}	0,391	0,493	0,440
X_{max}	0,357	0,157	0,833

Se reprezintă grafic, pentru sursele seismice luate două câte două, curbele calculate în tabelele 8 și 9. Astfel, în Fig. 13 sînt reprezentate cele două curbe pentru sursele S_1, S_2 și se observă că domeniul de existență al curbei emergente este situat în intervalul $2,236 \leq \tau < 2,768$ și $-0,33 \leq X < -1,67$.

Pentru sursele S_2, S_3 parabola nu intersectează ramurile

TABELUL 8

Elemente de calcul pentru parabolele $X = X_{\max} - \frac{Y}{2}(\tau - \tau_0)^2$

Surse	X	τ	
		τ_1	τ_2
$S_1(S), S_2(P)$	-7,309	-1	
	-2,386	0	
	0,357	1,489	
	0	0,951	2,027
	-7,309	4	
$S_2(S), S_3(P)$	-10,057	-2	
	-1,6802	0	
	-0,043	1	
	0	+1,056	+1,922
	0,157	1,5	
	-5,131	4	
$S_1(S), S_3(P)$	-5,420	-1	
	-1,405	0	
	0	+0,580	+2,398
	0,591	1	
	0,833	1,489	
	-5,529	4	

hiperbolei, deci în acest caz nu va exista o curbă emergentă a radiației mixte (Fig. 14).

Curbele corespunzătoare surselor seismice S_1, S_3 , (Fig. 15) delimitează un domeniu de existență cuprins în intervalul $1,42 < \tau < 3,6$, $0,82 < X < 3,453$.

Odată cunoscute domeniile de existență a curbelor de emergență, luînd valori τ în aceste intervale, se deduc coordonatele punctelor de pe aceste curbe, coordonate care apar în tabelele 10, 11.

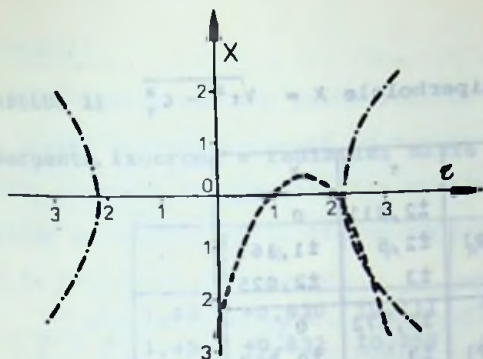


Fig. 13. Emergenta izocrona
pentru radiatia mixta
 $S(S_1) + P(S_2)$

Fig. 14. Emergenta izocrona
pentru radiatia mixta
 $S(S_2) + P(S_3)$

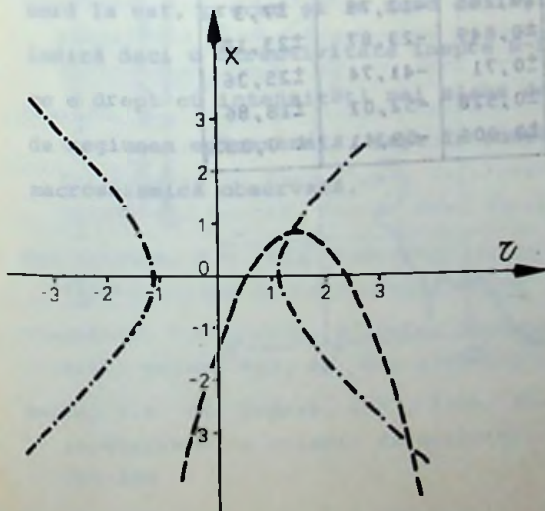
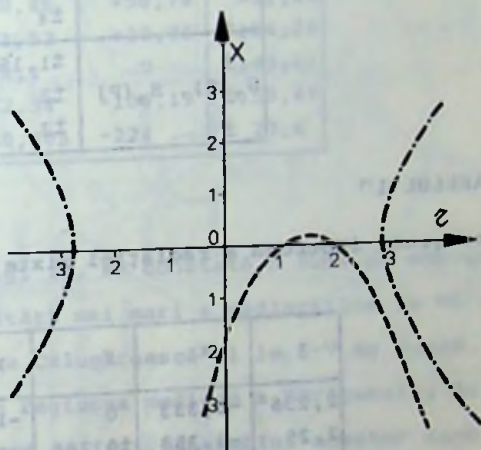


Fig. 15. Emergenta izocrona
pentru radiatia mixta
 $S(S_1) + P(S_3)$

TABELUL 9

Elemente de calcul pentru hiperbolele $x = \sqrt{\tau^2 - \zeta^2}$

Surse	τ	x
$S_1(S), S_2(P)$	$\pm 2,211$	0
	$\pm 2,5$	$\pm 1,163$
	± 3	$\pm 2,025$
$S_2(S), S_3(P)$	$\pm 2,972$	0
	± 3	$\pm 0,867$
	± 4	$\pm 2,785$
$S_1(S), S_3(P)$	$\pm 1,159$	0
	± 2	$\pm 1,63$
	± 3	$\pm 2,765$

TABELUL 10

Emergenta izocronă a radiației mixte $S_1(S), S_2(P)$

τ	x	y	$x_{(km)}$	$y_{(km)}$
2,236	-0,333	0	-11,902	0
2,25	-0,358	$\pm 0,205$	-12,79	$\pm 7,3$
2,4	-0,668	$\pm 0,649$	-23,87	$\pm 23,18$
2,6	-1,168	$\pm 0,71$	-41,74	$\pm 25,36$
2,7	-1,456	$\pm 0,528$	-52,01	$\pm 18,86$
2,767	-1,663	$\pm 0,006$	-59,41	$\pm 0,233$

TABELUL 11

Emergența izocronă a radiației mixte $S_1(S)$, $S_2(P)$

τ	X	Y	X(km)	Y(km)
1,43	+0,830	$\pm 0,111$	+56,56	$\pm 7,56$
1,45	+0,832	$\pm 0,258$	+56,7	$\pm 17,58$
1,5	+0,833	$\pm 0,46$	+56,79	$\pm 31,34$
2,0	+0,570	$\pm 1,53$	+38,86	$\pm 104,26$
2,398	0	$\pm 2,1$	0	$\pm 143,11$
3	-1,470	$\pm 2,34$	-100,19	$\pm 159,47$
3,51	-3,288	$\pm 0,405$	-224	$\pm 27,6$

unde $X = X \cdot l_s$, $Y = Y \cdot l_s$

După cum apare în Fig. 16, se constată o zonă de emergență corespunzând unor intensități mai mari a radiațiilor la NE de localitățile Pătirlage, Valea Călugărească și la S-V de Buzău. De asemenea, apar continuări în regiunea mediană a Bărăganului de la nord la est, precum și la nord de Iași. Ansamblul acestor zone indică deci o directivitate înspre N-E de regiunea epicentrală, ce e drept cu intensități mai slabe decât pentru zona de la S-V de regiunea epicentrală, fapt în concordanță cu distribuția macroseismică observată.

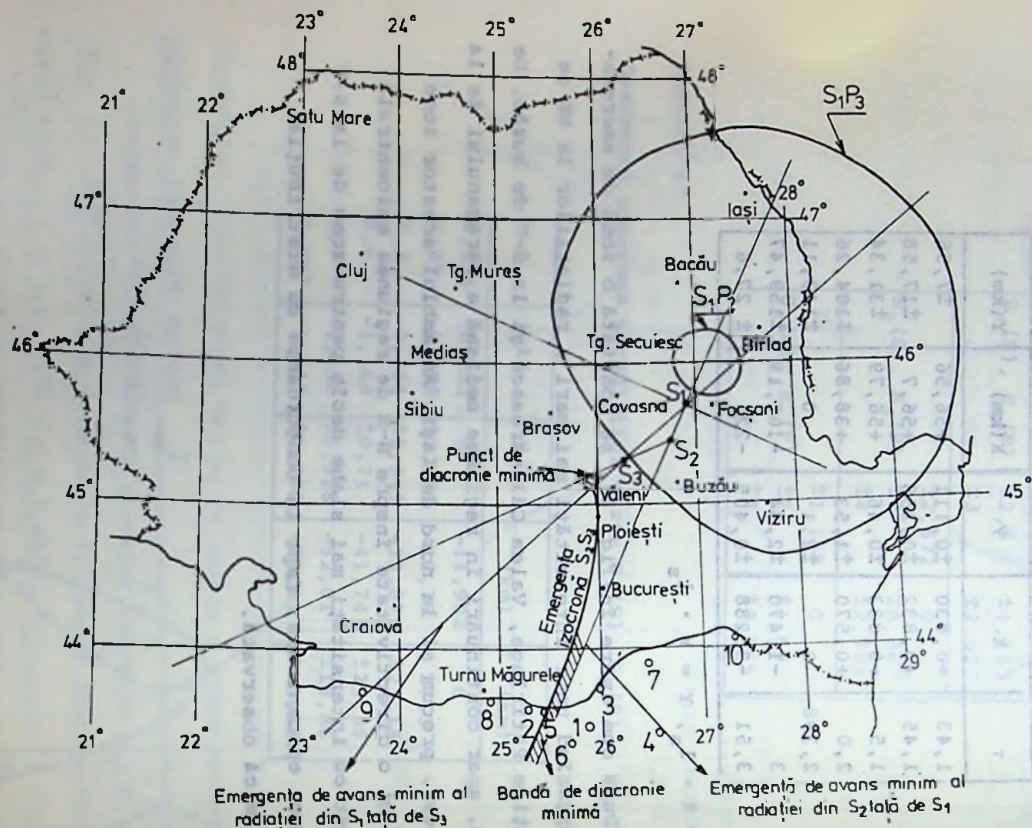


Fig. 16. Distribuția ale emergentelor și diacroniei minime

CONCLUZII

Aplicarea unor prime analize teoretice, adoptate tipurilor de șocuri puse în evidență cu ocazia cutremurului de la 4 martie 1977, concordă cu observațiile macroseismice sub raportul direcțiilor și localizărilor efectelor mai importante atât în țară cât și în regiunile învecinate.

O analiză ulterioară va completa aspectele prezentate în vederea obținerii unor date adiționale privind amplitudinile, acceleratiile, energiile, propagările de undă, spectrele de frecvență, evaluări statistice, cât și influența mecanismelor de rupere din surse.

BIBLIOGRAFIE

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72, 1217-1231.
- Aki, K., 1972. Scaling law of earthquake source time function. *Geophys. J.* 31, 3-25.
- Archuleta, R.J. and Brune, J.N., 1977. Surface strong motion associated with a stick-slip event in a foam rubber model of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1059-1071.
- Benioff, H., 1955. Mechanism and strain characteristics of the White Wolf fault as indicated by the aftershock sequence, in *Earthquakes in Kern County California during 1955*, G.B. Oakeshott, Editor, *Calif. Div. Mines Bull.* 171, 199-202.
- Ben-Menahem, A., 1961. Radiation of seismic surface waves from finite moving sources. *Bull. Seism. Soc. Am.* 51, 401-435.
- Blandford, R.R., 1975. A source theory for complex earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1385-1405.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B., 1978. The influence of rupture incoherence on seismic directivity. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 283-300.

- Burridge, R., 1974-1975. Some mathematical topics in seismology, Courant Institute of Mathematical Sciences, New York University.
- Constantinescu, L., Cornea, I., Lăzărescu, V., 1973. An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Sér. Géophys. 17, 133-143.
- Hartzell, S., 1979. Analysis of the Bucharest strong ground motion record for the March 4, 1977 Romanian Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 69, 513-530.
- Haskell, N.R., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Bull. Seism. Soc. Am. 54, 1811-1841.
- Haskell, N.R., 1966. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model, Bull. Seism. Soc. Am. 56, 125-140.
- Iosif, T., Iosif, S., 1975. Some tectonic aspects of Vrancea region (Roumania). Proc. XIVth Gen. Ass. Europ. Seism. Comm. at Trieste, 417-426.
- Iosif, T., Iosif, S., 1977. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 - a multiple seismic event and its tectonic implications. Institutul central de fizică, CFPS, 26 p.
- Müller, G., Bonjer, K.-P., Stöckl, H., and Enescu, D., 1978. The Romanian Earthquake of March 4, 1977. I. Rupture Process Inferred from Fault-Plane Solution and Multiple-Event Analysis. J. Geophys. 44, 203-218.
- Radu, C., 1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du Bassin Méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France. Thèse Dr. Sci., Université de Strasbourg, 472 pp.

ACTIVITATEA SEISMICĂ DIN PARTEA DE EST A PLATFORMEI MOESICE,
 DUPĂ CUTREMURUL DIN 4 MARTIE 1977 *)

I. CORNEA, G. POLONIC

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
 seismologie, C.P. MG-2, București, România.

CORNEA, I., POLONIC, G., 1978. THE SEISMIC ACTIVITY IN THE
 EASTERN PART OF THE MOESIAN PLATFORM, AFTER THE EARTHQUAKE
 OF MARCH 1977. The seismic activity in the eastern part
 of the Moesian Platform, especially that which followed the
 Vrancea earthquake of March 1977, and the seismotectonics
 of this region, are presented. The relation between the
 normal earthquake epicentres and the principal tectonic
 lines is assumed. The high seismic activity corresponds
 to the crossing zones of the longitudinal and transverse
 faults.

INTRODUCERE

Activitatea seismică din partea de est a Platformei
 Moesice a înregistrat, după seismul din 4 martie 1977, o deosebită
 intensificare.

Studiul acestei activități, cu seisme ce își au focarul
 în scoarța terestră, a permis corelarea cu particularitățile struc-
 turale regionale.

*) Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată
 și fizica Pământului din noiembrie 1978 - București.

Lucrarea de față își propune să prezinte relațiile dintre distribuția spațială a activității seismice și activitatea tectonică, în vederea determinării modelului acestor procese ce au loc în platformă.

ACTIVITATEA SEISMICĂ

Date privind seismicitatea acestei regiuni sînt cuprinse în lucrările întocmite de Florinescu (1958), Tanasiu (1961), Iosif (1960), Iosif și Iosif (1971), Padu (1974), Cornea și Padu (1975), Padu și Polonic (1977), Fuchs et al. (1978).

Principalii parametri ai seismelor asupra cărora avem informații sînt sintetizați în Tabela I.

Informațiile se referă la data și ora producerii cutremurului, coordonatele epicentrului, adîncimea focarului, intensitatea în epicentru I_0 , mîgnitudinea M și energia E . Subliniem că numai la cutremurele produse după 1960 s-au făcut determinări de mîgnitudine după înregistrări instrumentale, la celelalte, mîgnitudinea s-a calculat pe baza intensității în epicentru, conform formulei (Radu, 1974):

$$M = 0,66 I_0 + 1,23 \quad (1)$$

Aceeași relație s-a folosit pentru calcularea intensității în epicentru, la acele cutremure la care se cunoștea mîgnitudinea.

Energia E , pentru seismele notate în această regiune, s-a calculat folosind relația (Gutenberg și Richter, 1956):

$$\log E = 11,8 + 1,5 M \quad (2)$$

Catalogul cutremurelor din această regiune a fost completat cu datele obținute după seismul din 4 martie 1977, cînd în urma

TABELA I

Catalogul cutremurelor produse în partea de est a Platformei Moesice

Nr	Data		Ora	φ° N	λ° E	h	M	I_0	F. erg	Zona epicentrala	Sursa
0	1	2		3	4	5	6	7	8	9	10
1	1897 XI	25	23:50	$44^{\circ}42,7'$	$26^{\circ}35,5'$	30	3,8	IV	$3,17 \cdot 10^{17}$	Urziceni	AI.FA
2	1898 X	26	15:32	$44^{\circ}42,7'$	$26^{\circ}35,5'$	30	3,8	IV	$3,17 \cdot 10^{17}$	Urziceni	AI.FA
3	1900 VI	22	14:11:43	$44^{\circ}25,4'$	$26^{\circ}08,7'$	15	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	București	AI.FA
4	1901 II	16	noaptea	$44^{\circ}56'$	$26^{\circ}18,3'$	30	3,8	IV	$3,17 \cdot 10^{17}$	Tomșani	AI
5	1903 II	1	23:50	$44^{\circ}49'$	$25^{\circ}55'$	30	3,2	III	$3,99 \cdot 10^{16}$	Cocorăști-Colt	AI.FA
6	IV	11	01:00	$44^{\circ}56'$	$26^{\circ}01'$	30	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	Ploiești	AI-FA
7	1904 VI	6	14:25	$44^{\circ}43'$	$27^{\circ}26'$	30	3,8	IV	$3,17 \cdot 10^{17}$	Iazu	AI
8	1905 VIII	5	08:19	$44^{\circ}25,4'$	$26^{\circ}08,7'$	15	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	București	AI.FA
9	XI	18	13:40	$44^{\circ}15,7'$	$26^{\circ}17'$	15	3,2	III	$3,99 \cdot 10^{16}$	Vidra	AI.FA
10	1907 VI	9	02:09	$44^{\circ}43'$	$27^{\circ}26'$	30	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	Iazu	RC
11	VIII	13	02:12	$44^{\circ}25,4'$	$26^{\circ}08,7'$	15	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	București	RC
12	1910 I	14	07:05	$44^{\circ}25,4'$	$26^{\circ}08,7'$	15	2,5	II	$3,55 \cdot 10^{15}$	București	AI.FA

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
13	1910 XI	7	15:29	44°25,4'	26°08,7'	25	2,5	II	3,55.10 ¹⁵	București	AI
14	1916 V	18	23:55	44°57,3'	27°00'	30	2,5	II	3,55.10 ¹⁵	Pogoanele	AI.PC
15	1960 I	4	12:51:52	44°06'	27°00'	40	5,4	VI	7,95.10 ¹⁹	Căzănești	PC
16	1967 II	27	21:00:43	44°08'	26°06'	46	5,0	V	2,00.10 ¹⁹	Rădulești	PC
17	1975 II	8	08:21:00	45°09'	26°00'	31	4,6	IV	5,02.10 ¹⁸	Plopeni	RC
18	1977 III	9	03:25:27,4	45°01,0'	26°16,1'	25,7	3,3	III	5,63.10 ¹⁶	Urlati	GIK
19			03:52:50,0	45°04,3'	26°18,3'	35,6	2,5	II	3,55.10 ¹⁵	Cornetu-Cricov	GIK
20	III	12	08:18:29,9	44°56,7'	26°10,2'	36,2 (2,0)	7		6,31.10 ¹⁴	Berceni	GIK
21	III	13	22:06:49,4	44°58,7'	26°18,7'	23,8	3,0	II-III	2,00.10 ¹⁶	Tomșani	GIK
22	III	26	21:50:55,1	44°17,3'	26°41,1'	37,3	3,5	III	1,13.10 ¹⁷	Ciorușel	GIK
23			22:21:26,0	44°30,9'	26°32,4'	29,8	3,4	III	7,95.10 ¹⁶	Fundulele	GIK
24	III	28	22:20:04,4	44°33,3'	26°24,7'	24,5	3,7	III-2	2,24.10 ¹⁷	Hagiești	GIK
25	III	29	17:16:28,5	44°25,9'	26°19,6'	57,6	3,4	IV III	7,95.10 ¹⁶	Cernica	GIK
26	1977 IV	1	07:26:51,6	44°41,5'	26°21,0'	2,4	3,1	II-III	2,82.10 ¹⁶	Fierbinti	GIK
27			17:04:58,4	44°32,8'	26°03,0'	8,8	3,1	II-III	2,82.10 ¹⁶	Otopeni	CFPS

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
28	1977	IV 2	23:18:07	44°57,3'	26°27'	30	3,4	III	7,95.10 ¹⁶	Raba Ana	CFPS
29		IV 6	12:12:33,5	44°63'	26°27'	20	3,6	III	1,59.10 ¹⁷	Est Căciulați	CFPS
30		IV 13	01:06:08,1	44°42,0'	26°19,5'	70,6	2,4	II	2,32.10 ¹⁵	vest Fierbinți	Cr IK
31		IV 20	21:16:17	44°30'	26°30'	22	3,9	IV	4,47.10 ¹⁷	Frumușani	CSEM
32		IV 20	22:17:27	44°30'	26°30'	22	3,4	III	7,95.10 ¹⁶	Frumușani	CSEM
33		IV 30	01:37:09,2	44°29,2'	26°13,4'	10	(2,0)	0	6.31.10 ¹⁴	Pantelimon	GIK
34		VI 29	18:17:27	44°60'	26°23'	20	3,0	III	1,59.10 ¹⁷	Vărăști	CFPS
35		VI 29	18:48:42	44°60'	26°23'	20	1,8	0	3,17.10 ¹⁴	Vărăști	CFPS
36		VI 29	18:57:07,5	44°60'	26°23'	20	1,9	0	4,47.10 ¹⁴	Vărăști	CFPS
37		VI 29	19:26:39,5	44°60'	26°23'	20	2,1	0	8,96.10 ¹⁴	Vărăști	CFPS
38		VI 29	21:46:04,5	44°60'	26°23'	20	2,8	II	1,00.10 ¹⁶	Vărăști	CFPS
39		VI 29	22:06:11	44°60'	26°23'	20	1,7	0	2,24.10 ¹⁴	Vărăști	CFPS
40		VI 29	22:08:42	44°60'	26°23'	20	1,8	0	3,17.10 ¹⁴	Vărăști	CFPS
41		XII 1	12:57:41,5	44°54'	25°94'	15	3,7	III- IV	2,24.10 ¹⁷	Periș	CFPS

F.Ț. - Florinescu A., 1958
A.Ț. - Atanasiu I., 1961
R.C. - Radu Cornelius, 1974

C.F.P.S. - Centrul de fizica Pământului și seismologie
G.I.V. - Geophysikalische Institut Karlsruhe (Fuchs, K. et al. 1978)
CSEM - Centre Seismologique Europeo-Mediterranée, Strasbourg.

extinderii rețelei seismice și echipării stațiilor cu aparatură de înaltă sensibilitate, a fost posibilă urmărirea microactivității seismice locale, care a înregistrat o intensificare neobișnuită.

Calculul magnitudinii seismelor înregistrate s-a făcut cu ajutorul relației (Lee et al., 1972):

$$M = -0,87 + 2,2 \log z + 0,0015 \times (S-P) \quad (1)$$

Determinarea poziției epicentrelor seismelor produse după 4 martie 1977 s-a efectuat de către CEPS cu ajutorul programului de calcul (autor Rothé, modificat și adaptat de Șteflea et al., 1977, în limbaj FORTRAN IV, rulat pe un calculator IBM-370), și de către Institutul de Geofizică din Karlsruhe, cu programul HYPO 71 (Lee și Lahr, 1972).

La întocmirea hărții cu distribuția epicentrelor (Fig. 1) s-au luat în considerare datele menționate mai sus.

Din analiza materialului prezentat rezultă că în sectorul estic al Platformei "oeseice seisme au un caracter local, cu o magnitudine cuprinsă între 2,1 - 5,4. Cel mai puternic cutremur cunoscut în această parte a platformei a fost cel din 4 I 1960 ($M = 5,4$), cu epicentrul la Căzănești.

Pentru a exemplifica modul de manifestare al acestor cutremure locale am ales seismul din 20 aprilie 1977, cu epicentrul în vecinătatea localității Frumusani (Tabela I), care a fost simțit pe o arie macroseismică de cca 200 km lungime și 75 km lățime, cuprinsă în mare, între localitățile Ciurgiu-Mărșă-Snagov-Mrsova (Fig. 2 - Radu și Polonic, 1977). În urma anchetei macroseismice efectuate, intensitatea maximă IV - V grade pe scara MSK - 64, s-a înregistrat în zona localităților Frumusani-Budești-Curcani.

Izoseistele au o formă elipsoidală, mult alungită după o direcție preferențială est-vest, ce coincide cu orientarea liniilor tectonice, cunoscute în formațiunile cretacice și neogene și anume: Videle-Călăria, Novaci-Fundeni, Cartojani-Grădinari și Belciugatele-Ileana (Fig. 3).

CONSIDERATII SEISMOTECTONICE

În această regiune, Platforma Moesică se caracterizează prin prezența unui fundament baikalian peste care se dispune o cuvertură sedimentară, paleozoică, mezozoică și neozoică, cu o grosime de peste 6.000 m.

Structura profundă a acestei zone, determinată prin cercetări seismologice și sondeje seismice profunde, se caracterizează prin grosimi ale scoartei terestre, respectiv adâncimi ale discontinuității Mohorovičić, ce variază de la 27 km pe Dunăre, la 40 - 45 km spre zona subcarpatică. Adâncimile care marchează poziția celorlalte discontinuități majore sînt situate între 13 km și 23 km pentru discontinuitatea Conrad și 3 - 6 km pentru suprafața fundamentului cristalin (Constantinescu, Cornea et al., 1972 a, 1972 b, Rădulescu, Cornea et al., 1976).

Liniiile tectonice majore cunoscute în această regiune sînt: linia Rîbești-Tinosu, echivalentul liniei pericarpatice, după care depozitele cutate ale depresiunii încalecă peste cele ale platformei, liniile Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu, ce păstrează orientarea structurilor hercinice dobrogene, precum și linia Tinosu-Tg. Fierbinți-Călărași, cu aceeași orientare, linie ce împarte platforma în două blocuri majore.

Dintre acestea, falia Tinosu-Tg. Fierbinți-Călărași prezintă caracteristicile unei falii crustale care s-a dovedit activă geologic tot timpul neogenului și până în prezent. La baza neogenului, compartimentul nord-estic apare coborât cu cca 600 m. Falia aparține tipului "transcurrent", iar sensul mișcării, determinat pentru cutremurul de la Ploeni din 8 II 1975 (Cornea și Radu 1975) este sinistral. Pe baza datelor seismologice, se consideră că fractura se continuă, spre nord, până la Cîmpulung (Pădulescu, Cornea et al., 1976). La sud de Călărași, pe teritoriul Bulgariei, această falie a fost trasată până la nord de Sabla (Darakiev, Atanasov și Iordanov, 1963; Spasov și Ianev, 1965).

Venirile de apă fierbinți din adâncime, apărute pe această falie, la Tg. Fierbinți, după seismul din 4 martie 1977, relevă caracterul profund al acestui accident tectonic, cât și faptul că prezintă porțiuni deschise spre suprafață.

În ce privește cuvertura sedimentară a platformei, aceasta se îngroașă, înclină și se afundă, în trepte, de-a lungul unor linii de falii, în general paralele sistemului carpatic. Stilul tectonic dominant, comun întregii succesiuni de depozite este cel câșant, imprimat de o rețea de falii, în care se disting două direcții dominante: una est-vest, care aparține celor mai extinse falii din platformă și alta nord vest-sud est, comună faliilor transversale, cu amplitudini și extinderi mai reduse.

În general, toate aceste linii au fost întregite de informațiile obținute de la nivele situate în baza Neogenului, Cretacului, Jurasicului, deoarece lipsa de contraste din Neogen nu permite decât o urmărire discontinuă a acestora. Datele de foraj au dovedit, totuși, existența unei fragmentări intense chiar și în termenii superiori

plioceni. Această constatare presupune o reactivare în Pliocen-Cuaternar a vechilor falii, ca urmare a unor mișcări epirogenetice diferențiate ce s-au produs în timpul sau ca urmare a ultimelor cutări din Subcarpați.

Analiza faciesurilor și grosimii depozitelor de acoperire neogene ale platformei și avânfosiei carpatice a permis câteva constatări utile pentru aprecierea mișcărilor verticale.

Astfel se constată în Neogen prezenta unor zone caracteristice și anume:

- o zonă constant subsidentă, la nord de faliile Videle-Bălăria și Novaci-Tundeni, cu un sector de maximă subsidență în zona din fața curbării Carpaților, unde grosimea depozitelor neogene și cuaternare depășește 10.000 m;

- o zonă ridicată, la sud de faliile Videle-Bălăria și Novaci-Tundeni, care la sfârșitul Pliocenului se scufundă iar în Cuaternar prezintă inversiuni ale sensului de mișcare;

- o zonă subsidentă în Mio-Pliocen și ridicată în Cuaternar;

- o zonă în ridicare continuă corespunzătoare Orogenului carpatic, care antrenează în Cuaternar și depozitele mio-pliocene adiacente din zona de curbură;

- o zonă relativ stabilă la nord est de falia Dunării, corespunzătoare Dobrogei centrale.

Există, de asemenea, elemente pentru admiterea unei mișcări generale, de orizontală, către nord-vest, cu viteze diferite, a compartimentelor separate de falia Tinosu-Tg.Fierbinți-Călărași (Cornea et al., 1975).

Din analiza figurii 3 se poate accepta ideea unei decrăsări a sistemului de falii longitudinale și chiar a celor transversale, datorate acestei mișcări.

Mișcarea diferențială a acestor mari compartimente caracterizează intensitatea forțelor tectonice ce au acționat în regiune, din care o parte s-a consumat și în lungul sistemului de fracturi ale platformei. Desigur că în lungul faliiilor poate avea loc și o alunecare gradată care să nu implice producerea de seisme. O schimbare bruscă de stress, cum a fost cea cauzată de seismul din 4 martie 1977, poate fi luată în considerare ca factor ce a influențat intensificarea activității seismice în platformă.

În această idee, am legat seismele produse de activitatea unor falii din imediata apropiere a focarelor stabilite (Fig. 3 și 4).

În lungul faliei adânci crustale Tinosu-Tg. Fierbinți-Călărași se dispun epicentrele cutremurelor de la Plopeni (8 II 1975, $M = 4,6$), Ploiești (11 IV 1903, $M = 2,5$) și Cocorăști Colț (1 II 1903, $M = 3,2$). Activarea recentă a acestei falii apare clar în urma cutremurului din 4 martie 1977, prin producerea seismelor cu epicentrele la Tg. Fierbinți (1 și 13 IV 1977, $M = 3,1$ și $2,4$), la Hagiești (28 III 1977, $M = 3,7$) la Fundulele (26 III 1977, $M = 3,4$) și Ciorușel (26 III 1977, $M = 3,5$).

Din analiza figurii 3, apare clară dispunerea unor epicentre în lungul faliiilor de direcție est-vest, de cedare a fundamentului și de afundare în trepte de la sud către nord, falii activate în urma șocului puternic din 4 martie 1977.

Astfel menționăm: falia Videle-Bălăria, în lungul căreia se situează epicentrele de la Vidra (18 XI 1905, $M = 3,2$) și Frumusanii (20 IV 1977, $M = 3,9$ și $3,4$); falia Belciugatele-Ileana, de care sînt legate cutremurele locale bucurestene (22 IV 1900, 5 VIII 1905, 14 I și 7 XI 1910, $M = 2,5$) și cutremurul cu epicentrul la Cernica (29 III 1977, $M = 3,4$); falia Moara Vlăsiei - Urziceni, în lungul căreia se dispun epicentrele de la Căciulați (6 IV 1977, $M = 3,6$) și Vărăști (29 VI 1977, $M = 3,9$), acesta din urmă fiind însoțit de 6 replici, cu magnitudini cuprinse între 1,7 și 2,8; falia Periş, pe care este dispus epicentrul de la Periş (1 XII 1977, $M = 3,7$) și falia Pogoanele, pe care se află la Pogoanele, epicentrul cutremurului din 18 V 1916, $M = 2,5$.

Arealele de intersecție ale faliiilor active sau ale zonelor tectonice mobile, apar ca cele mai active seismic.

În acest sens menționăm intersecția liniei Bîbești-Mînosu, linie care marchează contactul dintre compartimentul corespunzător orogenului carpatic, în continuă ridicare și zona de maximă subsidență de la exteriorul curburei Carpaților, linie în lungul căreia se creează continuu tensiuni, cu două falii nord-sud, pe care se situează epicentrele de la Tomșani (16 II 1901, $M = 3,8$ și 13 III 1977, $M = 3,0$), Urlați (9 III 1977, $M = 3,3$), Gornetu Cricov (9 III 1977, $M = 2,5$) și respectiv Baba Ana (2 IV 1977, $M = 3,4$). În lungul acestei din urmă falii, în punctele de intersecție cu faliile Bărăitaru-Făurei-Oprișenești și Moara Vlăsiei-Urziceni se dispun epicentrele de la Pădulești (27 II 1967, $M = 5,0$) și respectiv Urziceni (25 XI 1897, $M = 3,8$ și 26 X 1898, $M = 3,8$).

De asemenea, în nodul creat de sistemul de falii est-vest și nord vest-sud est de la Colelia - Căzănești este localizat epicentrul seismului produs la Căzănești (4 I 1960, $M = 5,4$).

CONCLUZII

Datele prezentate confirmă existența unor relații strinse între activitatea seismică și aranjamentul structural al regiunii.

Astfel, seismicitatea părții de est a Platformei Moesice apare controlată de structura geologică adâncă, de accidentele tectonice mai importante, precum și de mișcările diferențiale existente între diferitele compartimente ale platformei.

Din distribuția spațială a cutremurelor rezultă că aproape întreaga activitate seismică din regiune se concentrează în lungul fracturii crustale Tinosu - Tg. Fierbinți - Călărași și a faliilor pe care aceasta le intersectează.

Falia Tinosu - Tg. Fierbinți - Călărași întrunește toate caracteristicile unei fracturi crustale active. Aceasta împarte platforma în două mari blocuri aflate în mișcare către nord vest, blocul nord estic prezentînd probabil, o viteză de avansare mai mare, odată cu afundarea sa sub orogenul carpatic. Pe laturile blocului nord-est, în lungul fracturilor Tinosu - Tg. Fierbinți - Călărași și Peceneaga - Camena, se înregistrează o activitate seismică normală. Marginea frontală a blocului care se subduce sub orogenul carpatic, cu o poziție mult mai coborîtă, pare să fie implicată în producerea puternicelor cutremure intermediare vrîncene.

EXPLICATIA FIGURILOR

Fig.1. Distribuția epicentrelor în partea de est a Platformei Moesice. 1 = epicentru; 2 = data și magnitudinea. (După Radu și Polonic, 1977).

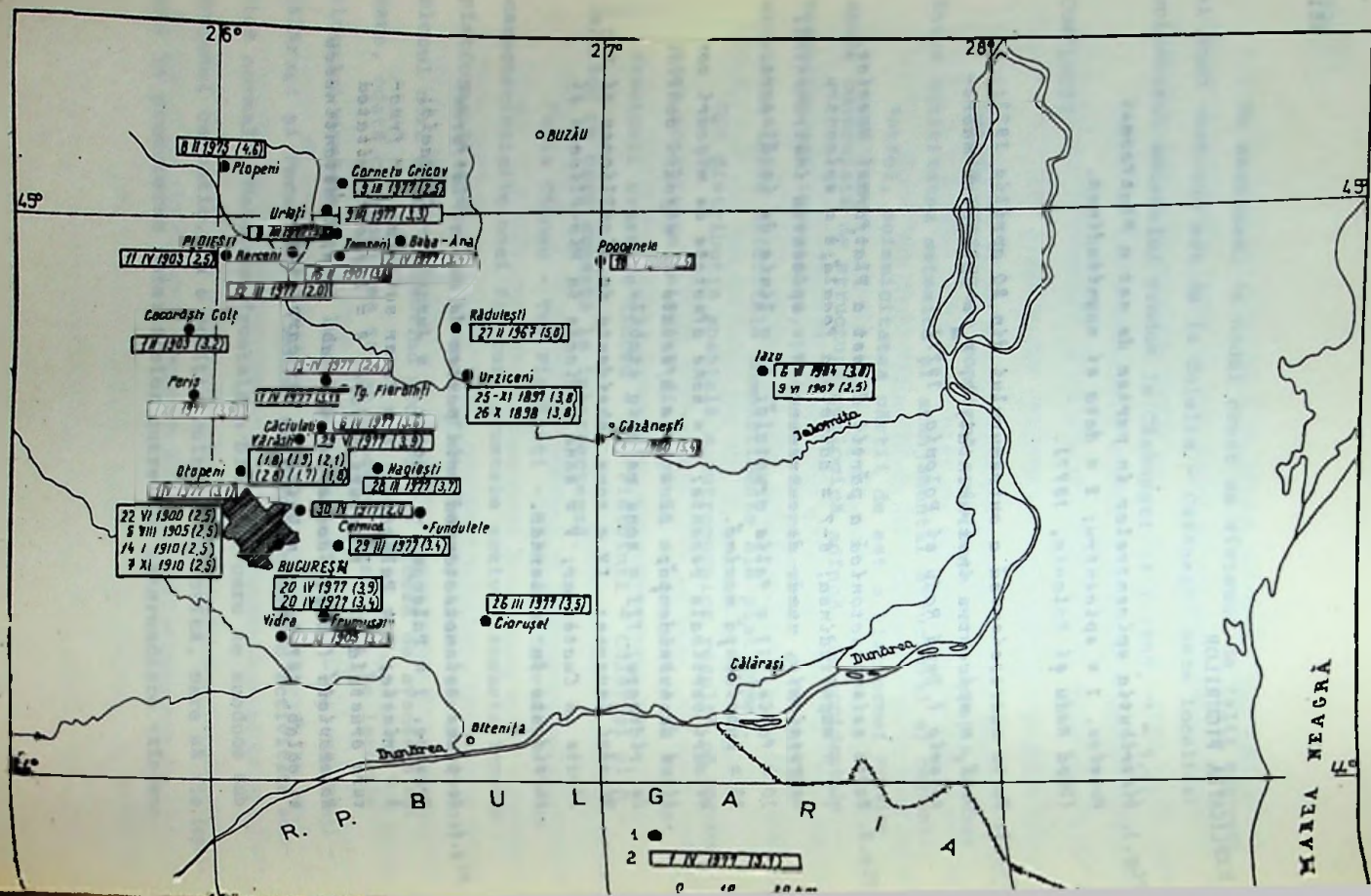
Fig.2. Harta macroseismică a cutremurului din 20 aprilie 1977; 1. E_i = epicentru instrumental; 2. E_m = epicentru macroseismic (După Radu și Polonic, 1977).

Fig.3. Harta seismotectonică a părții de est a Platformei Moesice. 1-5 = magnitudinea; 6-7 = adâncimea focală; 8 = epicentru macroseismic, număr de cutremure; 9 = epicentru instrumental; 10 = falie; 11 = falie crustală; 12 = linie de încălzare; 13 = subsidență maximă.

Mișcări verticale recente: I = zone afectate de mișcări continue de subsidență; II = zone afectate de mișcări continue de ridicare; III = zone relativ stabile.

Mișcări inverse: IV = zone subsidente în Mio-Pliocen și ridicate în Cuaternar; V = zone ridicate în Mio-Pliocen și subsidente în Cuaternar.

Fig.4. Secțiune seismotectonică prin partea de est a Platformei Moesice. 1 = Paleogen - Neogen; 2 = Jurasic - Cretacic; 3 = Triasic; 4 = Paleozoic; 5 = foaar seismic; 6 = fractură crustală; 7 = fracturi majore; 8 = Discontinuitatea Mohorovičić (după Socolescu și colab. 1984; Constantinescu și colab. 1970); 9 = Unitatea Pericarpatică.



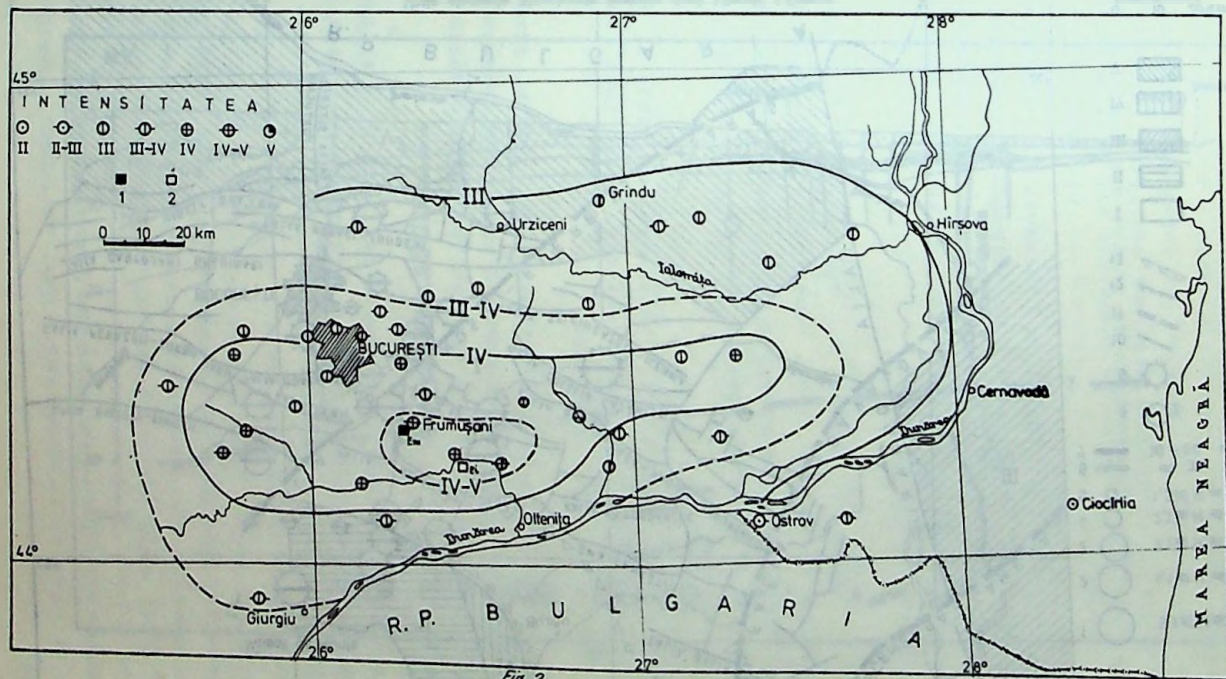
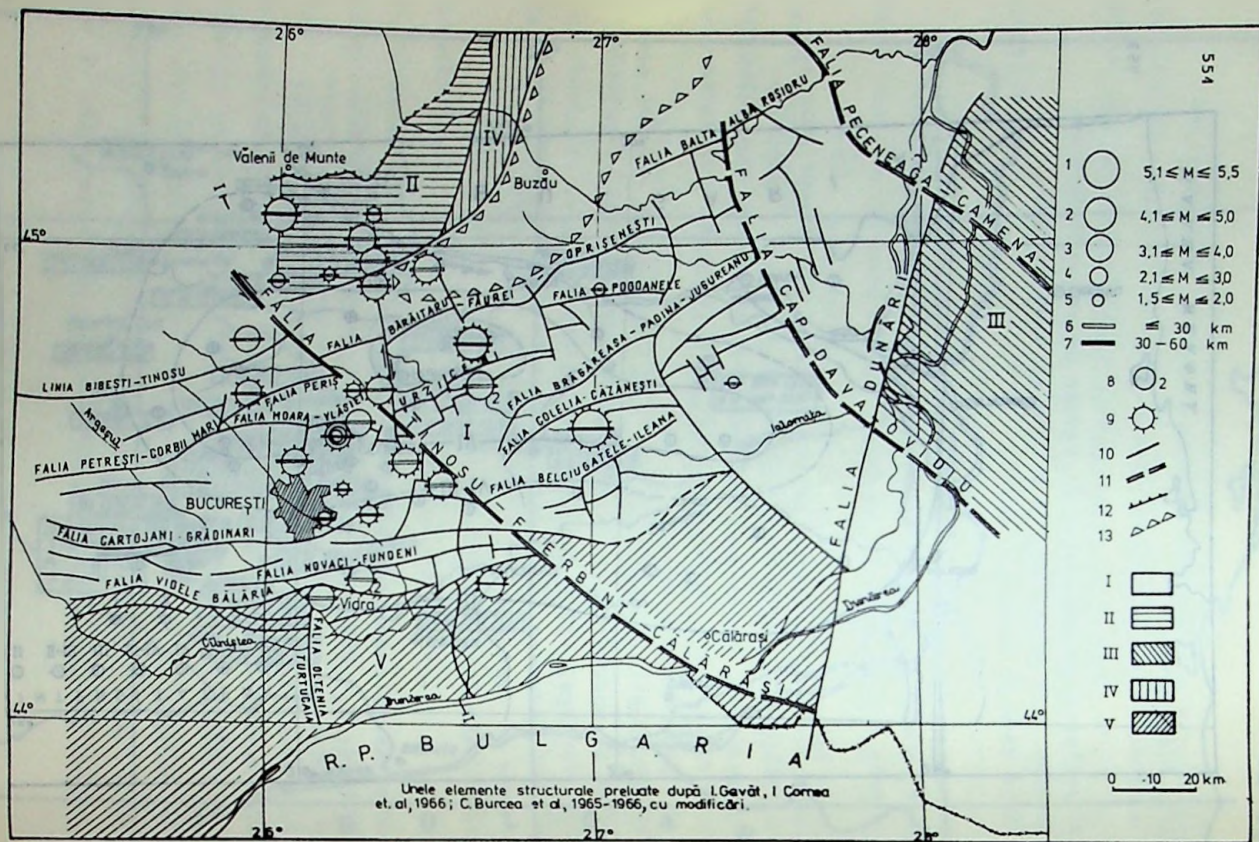


Fig. 2



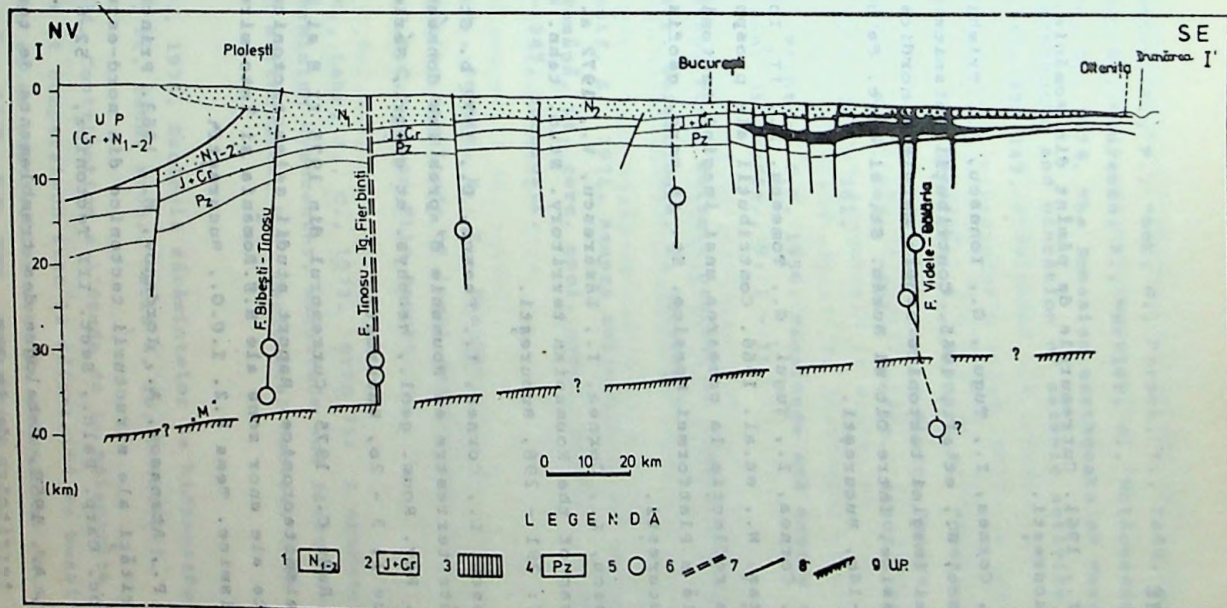


Fig. 4

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu, I., 1961. Cutremurele de pământ din România, Ed. Acad. PPR, București.
- Burcea, C., Cornea, I., Tugu, G., Ionescu, E., Trimbițaș, M., Georgescu, S., et al., 1965. Contribuții seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moesice, între Olt și Ruzău. St. și cerc. de geofiz. 3: 129-140, București.
- Burcea, C., Cornea, I., Tugu, G., Tomescu, L., II, Ionescu, E., Trimbițaș, M., et al. 1966. Contribuții ale prospecțiunii seismice de reflecție la crearea unei imagini tectonice în zona centrală a Platformei Moesice. St. și cerc. geofiz. 4: 347 - 354, București.
- Constantinescu, L., Cornea, I., Lăzărescu, V., 1972 a. Seismotectonic map of the Roumanian territory. Stud. tehn. ec. seria D. 10, III: 291 - 298, București.
- Constantinescu, L., Cornea, I., Ionescu, D., 1972 b. Structure de la croûte terrestre en Roumanie d'après les données géophysiques. Rev. Roum. géol., géophys. et géogr., Série de géophysique 1: 3 - 20, București.
- Cornea I., Radu C., 1975. Cutremurul din 1975 II 8 și implicațiile sale seismotectonice. Raport studii seismotectonice și de seismicitate ale unor zone ale R.S. România și întocmirea buletinelor seismice. Tema 8.2. I.G.G., București.
- Darackiev, P., Atanasov, A., Iordanov, M., 1963. Principalele particularități ale structurii tectonice din nord-estul Bulgariei. Asoc. Carp. Balc., Sect. III Tectonica, 52-63, București.
- Florinescu, A., 1958, Catalogue des tremblements de terre ressentis sur le territoire de la RPP., Com. Nat. Geol., Geophys., Bucharest.

- Fuchs, K., Bonjer, V., P., Rock, G., Cornea, T., Padu, C., Enescu, D., Jianu, D., Nourescu, A., Markler, G., Moldoveanu, T., Tudorache, G., 1979. The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity, *Tectonophysics*, 53; 225-247.
- Gavat, I., Cornea, I., Gheorghe, A., Gaspar, P., Tomescu (II) L., 1966. Structura fundamentului moezic dintre Dunare, Ialomița, Ruzău, Siret, *Stud. Cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofizica*, 4, 2, 253 - 261.
- Gutenberg, B., Richter, C.F. 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. di Geofis.*, 9: 1 - 15.
- Iosif, T., 1960. Focar seismic profund in Cîmpia Română. *Stud. cerc. astr. seismologie*, 2, București.
- Iosif T., Iosif, S., 1971. Asupra cutremurelor cu epicentrele in Cîmpia Română. *St. cerc. geol. geogr. geofiz., Seria geofiz.*, 9: 235 - 247, București.
- Lee, W., H., K., Senett, R., F., Meagher, P., L., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. U.S.C.S. Open File Report.
- Lee, W., H., K., Jah, J., C., 1972. HYPO 71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey, Open File Report.
- Paraschiv, D., 1975. Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România, *St. tehn. econ., Seria A*, 10, București.
- Padu, C., 1974. Contribution a l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France. Thèse Dr. Sci., Strasbourg.

- Radu, C., Polonic, G., 1977. Contribuții la studiul seismicității părții de est a Platformei Moesice. Raport CSEN, III, 2, decembrie, 1977, București.
- Radulescu, D., P., Cornea, I., Săndulescu, M., Pădulescu, Fl., Pompilian, A., 1976. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. An. I.G.G.I : București.
- Spasov, H., Ianev. St., 1965. Vîrsta și structura tectonică a fundamentului paleozoic al Platformei Moesice. Traducere din Dokladi Izd. Bolgarskoj An. Sectia Gheotektonica, VII Kongress : 219 - 224, Sofia.
- Steflea, V., Danchiv, D., Georgescu, L., Smalberger, V., 1977. Cercetări privind prelucrarea automată a datelor seismologice. 2. Determinarea parametrilor cutremurelor apropiate, algoritmi și program de calcul automat. Tema 14/1977 MMPG, București.

CUTREMURUL VRINCEAN DE LA 4 MARTIE 1977 SI MISCARILE CRUSTALE
VERTICALE RECENTE PE TERITORIUL R.S. ROMANIA

I. CORNEA și M. POPESCU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Colectivul pentru
Studiul Scoarței, C.P. MG-2, București, România

CORNEA, I., AND POPESCU, M., 1979. THE VRANCEA EARTH-
QUAKE OF MARCH 4, 1977 AND THE RECENT CRUSTAL
MOVEMENTS ON THE TERRITORY OF THE SOCIALIST REPUBLIC
OF ROMANIA. Between earthquakes and recent crustal
movements there is a strong connexion wordly recognized.
In this note the authors presume that subsidence areas
are the most sensible to the seismic activity. There-
fore - in change - uplift areas would be preserved by
earthquake influence, even becoming protection zones
for the regions behind them. For the study of recent
vertical movements the earthquake of March 4, 1977
might have a secondary but not neglecting importance.
It pointed out some possible lacunas of the map of
recent crustal vertical movements in S.R. of Romania,
scale 1:1.000.000, printed in 1977, that needs a comple-
tion of information in order to clear up the not yet
solved problems.

INTRODUCERE

O monografie a importantului cutremur vrincean, care
s-a produs la 4 martie 1977, nu poate fi socotită completă fără
o analiză comparativă cu mișcările crustale verticale recente.
Legătura dintre mișcările recente ale scoarței terestre și cu-
tremurele de pământ este un fapt recunoscut pe plan mondial.

Tările cele mai avansate din lume din punct de vedere al studiilor seismologice (SUA, URSS, Japonia, China) acordă o atenție deosebită mișcărilor crustale recente - care se produc atât pe verticală cât și pe orizontală - nu numai pentru zonarea seismică a teritoriului, ci și pentru studiile de predicție ale cutremurelor.

Cea mai recentă imagine a variației vitezelor de mișcare verticală ale scoarței terestre în R.S. România este concretizată în Harta mișcărilor crustale verticale recente, scara 1: 1.000.000 (Cornea et al., 1978, 1979), tipărită în anul 1977 la Institutul de Geologie și Geofizică, sub girul a trei prestigioase instituții de profil: IGG (M. Visarion și M. Săndulescu), IGFCOT (I. Drăgoescu și M. Drăghici) și CFPS (I. Cornea și M. Popescu). Această hartă reprezintă un important salt atât calitativ, cât și cantitativ, față de imaginea primei hărți publicată în 1965 de R. Ciocârdel și M. Popescu, dar și ea poate fi considerată susceptibilă de îmbunătățiri.

S-ar putea ca însăși comparația cu comportamentul teritoriului țării noastre la cutremurul din 4 martie 1977 să conducă la o îmbunătățire a actualei hărți, știut fiind că ea este numai o etapă în realizarea unei hărți ameliorate, care este în programul de perspectivă, pentru care se vor repeta lucrările de nivelment de mare precizie și se vor îndesi liniile cu punctele de măsurătoare.

ANALIZA COMPARATIVĂ A COMPORTAMENTULUI TERITORIULUI R.S. ROMANIA

Pentru analiza comparativă realizată în această lucrare s-a luat în considerație Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977 (Radu et al., 1979).

Zonele cu diverse mișcări, fie ascensionale, fie de coborîre, au o legătură vădită cu comportamentul teritoriului țării noastre la seismul din 4 martie 1977. Din efectele majore ale cutremurului s-a putut constata că zonele de coborîre din fața lanțului Carpaților au fost cele mai afectate. Astfel, toate județele din Cîmpia Română - dintre care unele (Ilfov, Iași, Botoșani, Brăila, Galați, Vrancea, Buzău) au fost vizitate imediat după cutremur de unul din autorii acestei lucrări în cadrul unei grupe mixte geologo-geofizice care a constatat urmările seismului - au suferit mai mult datorită tocmai faptului că, prin subsidența de care sînt afectate formațiunile geologice tinere care constituie terenul de fundație pentru construcțiile și obiectivele civile și industriale, prezintă un grad scăzut de rigiditate seismică (Ciocârdel et al., 1972).

Cîmpia Română, ca principală zonă de afundare din țara noastră, este conturată de izobaza cu valoarea zero, care începe de la sud-est de Galați și urmărește aproximativ cursul Dunării pînă la Zimnicea și Turnu Măgurele, orașe de asemenea greu încercate de seismul de la 4 martie 1977 (intensitatea I = VII - VIII grade). Zona de coborîre pare că se extinde pînă la est de Olt și la sud de zona cutelor diapire din nordul Munteniei, închizîndu-se la nord de Focșani de unde izobaza zero se întoarce spre confluența Prutului cu Dunărea, trecînd pe teritoriul URSS la nord de Galați. Faptul că zona se limitează la linia Focșani-Galați ar explica oarecum efectele mai reduse ale seismului pe teritoriul Podișului Moldovenesc, totuși orientarea izoanabazelor, dintre care aceea cu valoarea +0,5 mm/an conturează Depresiunea Bîrladului, indică un intrînd spre nord est, ceea ce justifică efectele constatate la Iași, pe baza cărora

s-a acordat intensitatea I = VII - VIII grade.

Trebuie să se țină seama însă și de efectul de direcțivitate al undelor seismice care au impulsionat în special falile și fracturile cu orientarea corespunzătoare. În acest fel se explică stricăciunile din zona Vălenii de Munte, care, în harta mișcărilor verticale recente, se înscrie în regiunea cu viteză de mișcare ascensională a lanțului carpatic. Indesirea izolinilor în această zonă sub forma unui cordon de gradient, respectiv tranziția mai rapidă de la o zonă de viteză la alta este în concordanță cu ipoteza anunțată mai sus privind sensibilitatea seismică a unor zone.

În zona Craiova, similar cu ceea ce s-a afirmat pentru zona Iași și unde intensitatea seismică a fost tot de VII-VIII grade, justificarea efectelor cutremurului de la 4 martie 1977 se poate face prin tendința netă de alungire care se observă în alura izoanabazelor hărții mișcărilor crustale verticale recente și anume de la Pitești spre sud-vest, spre Slatina și implicit spre Craiova.

Tot de la Pitești alura izoanabazelor arată o tendință de alungire și spre vest, care indică direcționarea acțiunii seismice spre Drobeta-Turnu Severin. În apropierea acestei localități izolinile hărții mișcărilor verticale execută o întoarcere, justificând astfel atenuarea definitivă a efectelor cutremurului. Această incurbare a izoanabazelor ar fi putut să fie mai accentuată dacă s-ar fi avut la dispoziție o informație mai abundentă, respectiv o densitate mai mare a punctelor de măsurătoare.

Munții Carpați și în special rădăcinile lor adânci - conform ipotezelor izostatice (Constantinescu, 1974; Airinei,

1977 a) - fiind zone de ridicare intensă - formează un contrafort cu efect de ecran pentru undele porduse de seismul de la 4 martie 1977. Astfel, în Transilvania și în celelalte provincii transcarpatice, efectele cutremurului au fost mult atenuate. Totuși se poate face o diferențiere a sensibilității seismice a anumitor zone pe baza corespondenței cu mișcările crustale verticale recente. Astfel, Cîmpia de Vest, aparținînd Depresiunii Pannonice, este o zonă de coborîre care se accentuează începînd de la liziera muntoasă spre graniță și unde zone de sensibilitate seismică sînt sectoarele Oravița-Baziaș, Timișoara-Arad, Carei-Valea lui Mihai și N Satu-Mare-Halmeu. Aceasta confirmă încă o dată afirmația că zonele descensionale sînt cele mai afectate de activitatea cutremurului.

Zona de sensibilitate seismică de la Sighetul Marmăției corespunde oarecum cu alura izoliniilor de viteză de mișcare, însă lipsa informațiilor geodezice face ca similitudinea să se rezume la schimbarea direcției izoanabazelor.

Centrul Depresiunii Transilvaniei nu este străbătut de nici un profil de nivelment de mare precizie. Din această cauză, regiunea este considerată ca prezentînd o stabilitate relativă. În consecință, zona de sensibilitate seismică de la Mediaș-Trînăveni nu apare asociată cu o zonă de coborîre. Singurul indicu ar fi o valoare negativă de viteză de mișcare înregistrată lîngă Turda, care însă a trebuit să fie circumscrisă local din lipsă de date.

În privința zonelor de ridicare unde cutremurul de la 4 martie 1977 s-a resimțit mult mai puțin, trebuie semnalată partea de nord-vest a Moldovei, deși ca distanță se află situată destul de aproape de epicentru. Această regiune este antrenată

Intr-o mișcare de ridicare a cărei viteză este cea mai pronunțată de la noi din țară.

O discuție specială merită zona București, care, în urma cutremurului de la 4 martie 1977, a fost încadrată în gradul VIII de intensitate (Radu et al., 1979; Măndrescu, 1978), ceea ce este pe deplin justificat prin dezastrelor provocate de seism. În această zonă harta mișcărilor crustale verticale recente a fost construită pe baza a două profile de nivelment repetat, care se intersectează la nord-vest de capitală, astfel încât se poate considera că informațiile geodezice de mare precizie au fost suficiente. Imaginea astfel construită indică o scindare a zonei din interiorul izoseistei de VIII grade în două compartimente dintre care cel de est este antrenat într-o mișcare de coborîre mai accentuată decât compartimentul vestic, fapt care ar putea fi interpretat ca o justificare pentru efectele mai pronunțate ale seismului catastrofal în acest compartiment.

Nu se poate încheia această scurtă prezentare fără a spune câteva cuvinte despre Dobrogea. Această regiune face parte din microplaca Mării Negre care se continuă la vest de Dunăre și se scufundă sub zona de curbură a Carpaților (Constantinescu et al., 1973; 1976). Mișcarea microplăcii spre VNV este datorită împingerii microplăcii Anadolienne, care, la rîndul ei, este pusă în mișcare de placa Arabiei (Airinei, 1979). Partea de la vest de Dunăre a acestei microplăci începe să coboare pentru a se subduce sub regiunea Vrancea, unde sînt localizate focarele celor mai importante cutremure de la noi din țară (Atanasiu, 1961; Socolescu et al., 1975; Airinei, 1977 b) și respectiv și a celui de la 4 martie 1977. Sectorul median al Dobrogei, de la nord pînă la sud, apare ca o zonă de ridicare a microplăcii, dinainte

de scufundare, datorită împingerilor destul de puternice care se manifestă în această mișcare. Această ridicare mediană este dovedită și de regimul hidrografic, atât apele care se scurg în Dunăre, cât și cele care se varsă în mare își au izvorul în așa zisul podiș care formează zona mediană.

În concordanță cu cele afirmate anterior, zona de ridicare mediană a Dobrogei a constituit o baricadă de apărare pentru zona litoralului românesc al Mării Negre, care este afectat de mișcări descensionale, în special porțiunea Constanța-Mangalia. De altfel și din lucrarea Ciocârdel et al., 1972 reiese că Dobrogea este o regiune cu grad ridicat de rigiditate seismică. Astfel se explică de ce cutremurul catastrofal din 4 martie 1977 nu a avut repercursiuni nefaste asupra acestei regiuni.

CONCLUZII

Ținând seama de cele spuse mai sus, se poate concluziona că zonele cu mișcări de scufundare au fost cele mai afectate de cutremurul din Vrancea de la 4 martie 1977 și că zonele de ridicare au avut mult mai puțin de suferit. În acest consens, Munții Carpații Orientali, Meridionali și Apuseni, împreună cu rădăcinile lor, au constituit un ecran de protecție pentru toate provinciile transcarpatice. Ei apar în harta mișcărilor crustale verticale recente ca zonele cu vitezele cele mai intense de ridicare. În mod similar s-a comportat și zona mediană a Dobrogei, care este de asemenea antrenată într-o ușoară mișcare ascensională, ca o pavăză pentru zona de litoral.

Cele mai afectate au fost zonele de coborîre din Cîmpia Română, de la Galați și Brăila pînă la Zimnicea și Turnu

Măgurele, iar în nord pînă la Vălenii de Munte. De asemenea, sînt de menționat apofizele acestei zone principale spre NE pînă la Iași, iar spre E pînă la Drobeta-Turnu Severin și Craiova.

În mod evident, cele mai importante pagube atît materia-
le cît mai ales omenești s-au produs în București, al cărui an-
plasament în harta mișcărilor crustale verticale recente este
chiar pe izocatabaza de $-0,5$ mm/an, ceea ce permite constituirea
a două compartimente cu sensibilitate eventual diferențiată.

În final se poate afirma că între mișcărilor crustale re-
cente și activitatea seismică este o corelație destul de strînsă
și că analiza acestei corelații poate avea efecte importante
atît pentru studiile de seismologie, cît și pentru acelea care
pun în evidență mișcărilor scoarței terestre.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei, St., 1977 a. Geneza Pămîntului. Evoluția și structura
lui internă. Edit. științifică și enciclopedică, București.
- Airinei, St., 1977 b. Geofizica pentru geologi. Edit. Tehnică,
București.
- Airinei, St., 1979. Teritoriul României și tectonica plăcilor.
Edit. științifică și enciclopedică, București.
- Atanasiu, I., 1961. Cutremurele de pămînt în România. Edit.
Acad. RPR, București.
- Ciocărdel, R. et Popescu, M., 1965. Tendances actuelles de mou-
vement de l'écorce terrestre en Roumanie. Rev. roum. géol.,
géophys. et géogr., Série de Géophysique, 9, 2, 141-147,
Buc.
- Ciocărdel, R., Socolescu, M. et Popescu, M., 1972. Éléments
pour la sismicité de la Roumanie. Rev. roum. géol.,
géophys. et géogr., Série de Géophysique, 16, 1, 21-34, Buc.

- Constantinescu, L., Cornea, I., and Lăzărescu, V., 1973. An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique*, 17, 2, 133-143, Buc.
- Constantinescu, L., 1974. Mesaje ale Pamîntului în descifrări actuale. Edit. științifică, București.
- Constantinescu, L., Constantinescu, P., Cornea, I., and Lăzărescu, V., 1976. Recent seismic information on the lithosphere in Romania. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique*, 20, 33-40, Buc.
- Cornea, I., Drăgoescu, I., Popescu, M. și Viasarion, M., 1978. Monografia mișcărilor crustale verticale recente în R.S. România. Inst. Central de Fizică, EP-5, București-Măgurele.
- Cornea, I., Drăgoescu, I., Popescu, M. și Visarion, M., 1979. Harta mișcărilor crustale verticale recente pe teritoriul R.S. România. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, 17, 1, 3-20, București.
- Măndrescu, N., 1978. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 and the seismic microzonation of Bucharest. Inst. Central de Fizică, EP-3, București-Măgurele.
- Radu, C., Polonic, G., and Apopei, I., 1979. Macroseismic field of the March 4, 1977 Vrancea earthquake (Abstr.). *Tectonophysics*, 53:185-186, Amsterdam.
- Socolescu, M., Ciocârdel, R., Airinei, St. și Popescu, M., 1975. Fizica și structura scoarței terestre din România. Edit. tehnică, București.

CUTREMURUL VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977 ; ASPECTE ALE COMPORTARII TERENULUI^{*)}

N. MANDRESCU

Centrul de fizica Pământului și selsmologie, Laboratorul de selsmologie, C.P. MG-2, București, România

MANDRESCU, N., 1978. THE VRANCEA EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977; ASPECTS OF SOIL BEHAVIOUR. The 4 March 1977 earthquake was one of the most disastrous seismic movements that affected the Romanian territory. During the earthquake, a variety of soil-related phenomena took place: landslides, subsidences, soil liquefactions, cracks and fissures, etc., occurred in many places, especially in the south-western part of the country. The most damaging effects were determined by liquefaction processes of the sandy deposits in the Danube (Giurgiu, Ostroveni) and Jiu (Sadova) river meadows in the southern part of the country, as well as by landslides, having occurred especially in the hilly area (Iabala, Slon, Dumitresti). Using the field data, a map of these phenomena has been drawn up. This map has been compared with a similar one made after the November 10, 1940 earthquake. The soil-related phenomena analysis is correlated with the affected areas by the present-day geological dynamical processes in order to appraise seismic risk for the regional and detailed urban planning.

INTRODUCERE

Cutremurul din 4 martie 1977 se înscrie printre cele mai violente mișcări seismice care au lovit teritoriul României. Acest cutremur a avut, după CSEM (Strasbourg), următorii parametrii: latitudinea, $\varphi = 45^{\circ}80'N$; longitudinea, $\lambda = 26^{\circ}79'E$; adâncimea hipo -

^{*)} Lograre prezentată la a XVI-a Adunare Generală a Comisiei Seismologice Europene, 25 august - 5 septembrie 1978, Strasbourg.

centrului, $h = 95$ km; magnitudinea, $M = 7.2$, iar timpul la origine, $R = 19h21m56s07$ GMT. Coordonatele geografice plasează epicentrul cutremurului în zona de curbură a munților Carpați.

Mișcarea seismică a fost înregistrată în București de un accelerometru SMAC-B. 1967, instalat la INCERC, Sos. Pantelimon, la aproximativ 185 Km distanță focală. Valorile maxime ale accelerației, obținute pe direcția NS, EW și vertical sînt 0,20g, 0.16 g și respectiv 0.10 g. Înregistrarea obținută cu un seismoscop Wilmot, instalat de asemenea la INCERC, arată o dublă amplitudine a mișcării, avînd 41 mm pe direcția NS și 33 mm pe direcția EW (Ambraseys, 1977). Un alt seismoscop, de același tip, aflat la Galați, la cca. 155 Km distanță focală, prezintă o dublă amplitudine a mișcării terenului pe direcția EW de 27 mm. Durata șocului maxim ($a \geq 0.05$ g), determinată pe accelerograma înregistrată la București a fost de 14,5 sec.

Studiile seismologice au stabilit caracterul de șoc multiplu al acestui cutremur, evidențiind procesul deplasării ruperii în focar (Müller, et al., 1977).

După cutremur, Centrul de fizica Pămîntului și seismologie a inițiat, pe lîngă alte activități, cercetări de teren îndreptate în două direcții principale :

- aprecierea comportării terenului sub acțiunea forțelor seismice:

- evaluarea efectelor cutremurului asupra construcțiilor.

Aceste cercetări au acoperit în cea mai mare parte zona afectată puternic de șocul seismic, situată la exteriorul Orogenului carpatic.

Lucrarea de față își propune să prezinte unele date privind prima dintre direcțiile de cercetare menționate. Sînt semnalate și

descrise succint zonele mai importante de apariție a deformărilor permanente ale terenului. De asemenea, sînt prezentate unele date comparative privitoare la comportarea terenului în timpul ultimelor două cutremure Vîncene puternice (10 noiembrie 1940, $M = 7,4$ și 4 martie 1977, $M = 7,2$).

CARACTERIZAREA GEOLOGICA A TERITORIULUI EXTRACARPATIC

Zona puternic afectată de cutremurele vîncene, situată la exteriorul Orogenului carpatic, se suprapune parțial unor mari unități structurale din alcătuirea teritoriului românesc. Aceste unități aparțin atât ariilor consolidate timpuriu, care formează vîndul Carpaților (Platforma Valahă, Platforma Moldovenească, Dobrogea de Nord și Depresiunea Predobrogeană), cît și zonelor care au suferit transformări profunde în ciclul orogenic Alpin (Avanfosa Carpatică și Zona Flișului).

Deoarece date privitoare la alcătuirea geologică a unităților amintite (Planșa i), sînt expuse pe larg, în diferite lucrări (Constantinescu et al., 1973; Grigoraș et al., 1963; Herz N., Savu, H., 1974; Paraschiv, 1975; Săndulescu, 1975), în cele ce urmează vom încerca să menționăm numai unele dintre particularitățile mai importante ale acestora.

Platforma Valahă (Moesică), situată în partea sudică a României, este alcătuită dintr-un soclu Precambrian format din șisturi cristaline și o cuvertură de depozite sedimentare paleozoice, mezozoice și terțiare. Forajele geologice au întîlnit în unele zone intruziuni granitice, atribuite precambrianului inferior și mediu.

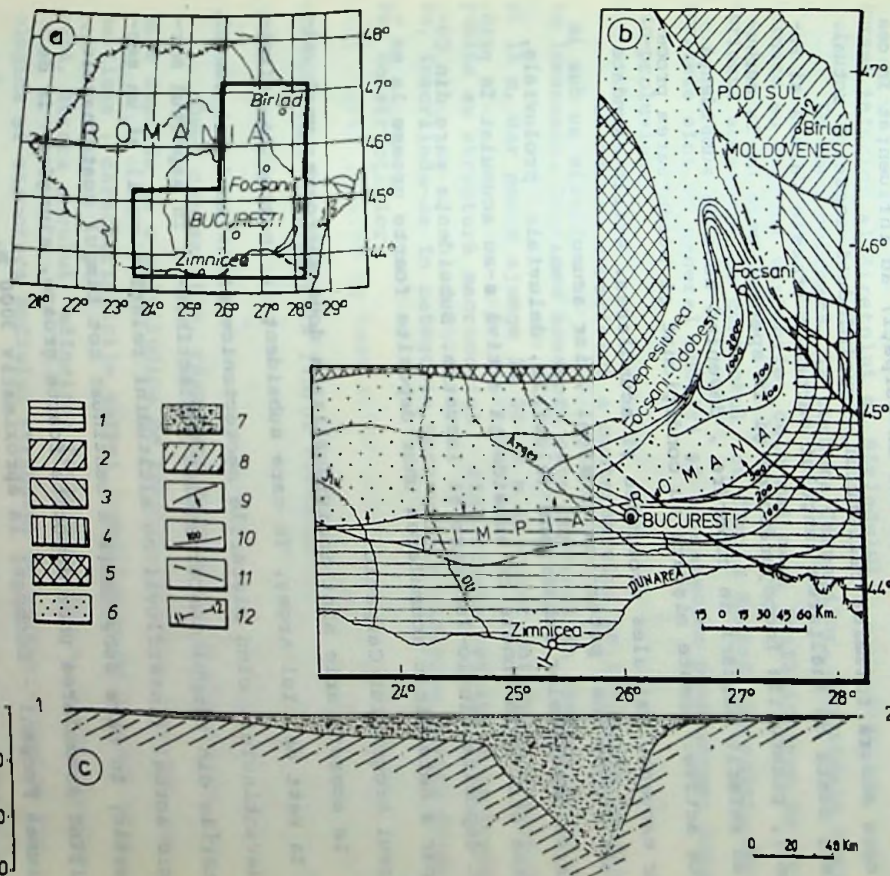
Către nord, platforma se afundă în lungul unei flexuri importante sub Avanfosa Carpatică. Platforma Valahă este fragmentată în

blocuri, situate la diferite adâncimi, printr-un sistem de fâșii longitudinale și transversale.

Platforma Moldovenească, ocupă extremitatea nord-estică a ținutului din fața Carpaților; această platformă reprezintă terminația sud-vestică a marii Platforme est-europene și este alcătuită dintr-un soclu, format din șisturi cristaline, consolidat în Arhaic și Proterozoic inferior și o cuvertură de depozite sedimentare aparținând unora dintre termenii paleozoicului, mezozoicului și terțiului, separate prin lacune stratigrafice. Spre vest, către Avanfosa Carpatică, platforma se afundă progresiv, în trepte, în lungul unor fracturi avînd orientarea generală a Orogenului Carpatic. Extremitatea sudică a platformei se afundă de asemenea, către sud, în lungul unor fracturi formate probabil în timpul orogenezei chimerice vechi, orientate în general est-vest.

Zona Flișului, înfrîntă în partea vestică a ținutului analizat (Planșa 1), este alcătuită din roci sedimentare dispuse în pînze de șariaj. Depunerea formațiunilor de fliș a început la sfîrșitul jurasicului și a continuat pînă în miocenul inferior. Din punctul de vedere stratigrafic se constată o importantă schimbare de la o pînză la alta, datorită "migrării spre exterior a zonei de sedimentare".

Avanfosa Carpatică corespunde zonei de molasă neogenă, dezvoltată la exteriorul flișului carpatic. În cuprinsul său se distinge o zonă internă, alcătuită în principal din formațiuni de molasă de vîrsta miocenă, cutată și faliată și o zonă externă, reprezentată prin molasă nedeformată, care înconjoară Carpații la exterior. În zona externă, de maximă curbură a Carpaților se dezvoltă depresiunea Focșani - Odobești, în cuprinsul căreia depozitele sedimentare au grosimi foarte mari, depășind 17 Km. Sfîrșitul paleogenului încheie etapa evolutiv structurală în care s-a realizat ansamblul



PLANȘA Nr.1

tectonic general al unităților prezentate.

În Cuaternar, mișcările neotectonice și factorii de ordin climatic (instalarea glaciațiunii în Carpați) au influențat în cea mai mare măsură formarea reliefului, imprimându-i aspectul actual. Astfel, odată cu înălțarea lanțului carpatic (fazele Valahă și Pasadenă), ținuturile înconjurătoare și în special cele de la curbura, au suferit mișcări de coborîre, devenind zone de subsidență foarte active. Aceste mișcări au condiționat și accentuarea proceselor exogene, mai ales eroziunea și acumularea. Ariile exondate au fost supuse unei puternice eroziuni, iar acumulările au dus la formarea depozitelor subaerene (eluviale, deluviale, proluviale, eoliene etc.; în zonele cu subsidență activă s-au acumulat în principal depozite fluvio-lacustre și lacustre. Subsidența mare din Cuaternar a determinat acumularea unor depozite foarte groase la exteriorul Orogenului Carpatic.

În această arie sînt individualizate două sectoare: unul, situat la vest de râul Argeș, în care subsidența a încetat la sfîrșitul levantinelui, cînd mișcările neotectonice și-au schimbat sensul ridicările din timpul cuaternarului reflctîndu-se în aspectul morfologic actual (interfluvii cu altitudini relative mari) și un sector estic, în care subsidența a continuat tot timpul cuaternarului, permițînd acumularea unor depozite foarte groase, ajungînd în depresiunea Focșani - Odobești la aproximativ 3000 m.

Depozitele cuaternare, cu geneză, structură și grosime diferite acopăr aproape în întregime zona de care ne ocupăm.

În partea de sud și sud-est a țării, care corespunde din punctul de vedere morfologic mării unități, cunoscută sub numele de Cîmpia Română, se întîlnesc asocieri de depozite fluvio-lacustre (la contactul cu zonele piemontane), depozite loessoide, eoliene și aluvionare.

În podișul Moldovenesc sînt răspîndite depozite eluviale și deluviale, mai ales la nord de localitatea Bîrlad și depozite deluvio-proluviale, fluvio-lacustre și aluvionare în sud, pe cursul inferior al Siretului și Bîrladului.

În zona colinară, la curbura Carpaților, depozitele cuaternare au grosimi variabile, cele mai mari întîlnindu-se la exteriorul acesteia, la contactul cu Cîmpia Română. Pe culmi, depozitele sînt în general subțiri și au caracter predominant deluvio-proluvial.

La partea superioară a cuaternarului se întîlnesc depozite loessoide. Grosimea acestora este cuprinsă în general între 8 și 15 m, dar poate ajunge la 30-40 m și chiar mai mult. Aceste depozite au structură macroporică sînt foarte sensibile la înmuiere, înscriindu-se în categoria terenurilor dificile pentru fundarea construcțiilor.

COMPORTAREA TERENULUI ÎN TIMPUL CUTREMURELOR

Date generale

După cum se știe, răspunsul terenului la solicitări seismice depinde de o multitudine de factori, printre care se pot menționa : caracteristicile sursei (cantitatea de energie eliberată, durata șocului, adîncimea focarului, etc.), alcătuirea geologică și structura mediului străbătut de undele seismice din focar la zona considerată, precum și particularitățile locale ale terenului (caracteristicile litofaciale ale depozitelor, aspectul morfologic, adîncimea nivelului hidrostatic, etc.). Caracteristicile dinamice ale terenului de fundare influențează direct tipul și amploarea distrugerilor provocate de cutremur. Se știe că distrugerile construcțiilor se pot datora atât vibrațiilor seismice,

dacă terenul de fundare rămâne stabil în timpul cutremurelor, cât și deformărilor permanente suferite de acesta. Fără excepție, cutremurele puternice produc modificări importante în starea de echilibru a depozitelor superficiale, în general neomogene și slab consolidate, declanșând alunecări de teren, compactări, lichefierii, etc. Adesea aceste procese se condiționează reciproc, efectele lor cumulate putând provoca însemnate pagube materiale și victime omenești.

În timpul unor cutremure, deformările permanente ale terenului au provocat distrugerii mult mai mari decât cele produse de șocul seismic însuși. În acest sens pot fi menționate alunecările, compactările și unele procese tectonice declanșate de cutremurul din Alaska (1964) ale căror efecte au fost deosebit de grave în orașele Anchorage, Valdez, Seward și Portage. În unele zone terenul s-a tasat cu aproape trei metri (Scott, 1973; Seed și Wilson, 1973). Alunecările de teren și lichefierile au produs mari distrugerii în zonele Rinihue și Puerto Montt în timpul cutremurului din Chile (1960), iar cutremurul San Fernando (1971) a reactivat în California mai mult de 1000 de alunecări (Nilsen și Brabb, 1972).

După Sherif M.A., (Scott, 1973) distrugerile cele mai mari care au avut loc în orașul Seattle (SUA) în timpul cutremurului din anul 1965 s-au datorat tasărilor diferențiate ale depozitelor granulare afinate.

Lichefierea depozitelor nisipoase saturate în timpul vibrațiilor seismice a provocat foarte multe distrugerii. Acest fapt a fost ilustrat în mod dramatic în timpul cutremurului din anul 1964 în orașul japonez Niigata (Ishihara, 1972). Structurile amplasate pe astfel de depozite s-au tasat (unele cu aproape un metru), au suferit rotiri și înclinări care au ajuns în unele cazuri până la 80°.

După Ohsaki (1972) au fost distruse mai mult de 1000 de construcții ca urmare a lichefierii nisipului.

Cercetările lui Seed (1973) au arătat că foarte multe alunecări de teren, produse în timpul cutremurelor s-au datorat de asemenea, lichefierii depozitelor nisipoase aflate sub formă de strate sau lentile în masa alunecată. Aceste alunecări au afectat atât formele naturale de relief (zonele de coastă, malurile râurilor și ale lacurilor), cât și lucrările ingineresti (baraje, diguri, căi de comunicații etc.). Ele s-au produs în timpul unor cutremure cu magnitudini cuprinse între 5.5 (Parkfield, 1966) și aproximativ 8.7 (Lisabona, 1755; Assam, 1897). Printre cele mai cunoscute prin efectele lor distrugătoare menționăm cutremurele : Santa Barbara (1925, $M = 6.3$); Anchorage (1954, $M = 6.7$); Chile (1960, $M = 8.4$; 1965, $M = 7.2$); Alaska (1964, $M = 8.4$); Niigata (1964, $M = 7.3$) și Seattle (1965, $M = 6.7$).

În țara noastră, deși cutremurele vrâncene mai vechi (1471, 1620, 1802, 1829, 1838 și 1940) au produs, fără îndoială, importante deformări permanente ale terenului, date asupra acestora sînt destul de sărace. Descrieri relativ mai ample se referă la efectele cutremurelor din 1838 (Schüller, 1882) și 1940 (Atanasiu, 1961; Rădulescu, 1940; 1941).

Cutremurul din 1838 a produs importante modificări în aspectul morfologic al terenului. S-au format crăpături în luncile râurilor de la exteriorul Carpaților (Siret, Putna, Rîmnicul Sărat, Buzău), au apărut mici cratere de nisip și depresiuni, efect al compactării depozitelor granulare afînate. Acumularea apei, provenită din precipitații a transformat unele depresiuni în adevărate bălți, care, cu timpul s-au colmatat. După Ștefănescu (1901) una dintre aceste bălți, relativ mare ca întindere, situată în lunca râului Putna și alimentată probabil și de o serie de izvoare, s-a

menținut foarte mult timp, fiind înfrântă pînă la începutul acestui secol.

Date mai numeroase privesc cutremurul din 10 noiembrie 1940. Pe baza cercetărilor de teren, Rădulescu (1941) prezintă o descriere succintă a efectelor produse de cutremur. Schița care însoțește lucrarea amintită relevă faptul că cele mai importante deformări permanente ale terenului au avut loc pe cursurile inferioare ale râurilor din zona de curbură a Carpaților, în zona subcarpatică precum și în părțile centrală și de sud a Podișului Moldovenesc.

Unele date de observație cuprinse în chestionarele Observatorului Seismologic din București au fost prelucrate și publicate de Radu C. și Spinoche E (1977).

Aspecte ale comportării terenului în timpul cutremurului din 4 martie 1977

În timpul cutremurului din 4 martie 1977 s-au produs pe teritoriul României importante deformări permanente ale terenului: alunecări, lichefierii, crăpături, etc.. Cercetările de teren, efectuate imediat după cutremur au permis identificarea și descrierea zonelor mai importante în care au avut loc astfel de procese. Ele sînt figurate în Plasa 2 prin simboluri; deoarece scara hărții nu permite menționarea tuturor localităților sau zonelor în care au avut loc astfel de deformări, denumirile celor mai importante sînt înlocuite prin cifre și numere.

Alunecări de teren

Alunecările de teren, în general procese lente de deplasare a maselor de roci pe versanți, pot fi declanșate și de cutremurele de pămînt; alunecările pot avea loc atît în timpul, cît și la cîte-

va ore, zile sau chiar săptămîni după încetarea cutremurului, în funcție de forța și durata șocului seismic și de potențialul de alunecare al zonei considerate. Cu cît potențialul de alunecare este mai ridicat (în funcție de natura masei alunecate, substratul de alunecare și condițiile meteo-climatice), cu atît momentul declanșării alunecării în timpul vibrațiilor seismice este mai scurt, tinzînd către zero.

Cele mai multe alunecări au avut loc în zona subcarpatică dar au fost semnalate și în alte zone cu potențial de alunecare ridicat. În general s-a constatat o reactivare a alunecărilor mai vechi, însă au apărut și altele noi. Alunecări importante au avut loc în zonele Albești (1), Bălcești (2), Bratovoești (3), Brăești (4), Buda (5), Cîmpinița (6), Drajna (7), Dumitrești (8), Fălcoiu (9), Jugureni (10), Lădești (11), Sărari (12), Siriu (13), Slon (14), Starchiojd (15) și Zăbala (16).

Unele alunecări au avut o amploare deosebită (Albești, Slon, Zăbala și Dumitrești), dar cele mai multe au afectat suprafețe de teren relativ mici.

Majoritatea alunecărilor s-au produs în timpul sau imediat după încetarea cutremurului și numai cîteva s-au declanșat la un interval de timp mai mare (Jugureni 24 ore, Slon 44 ore, Albești 3 săptămîni și Zăbala 5 săptămîni). În unele cazuri (Slon, Zăbala) materialul alunecat de pe versanți a barat cursurile de apă (Drăjnița, Zăbala), formînd lacuri. Astfel, lacul de pe rîul Zăbala, format la aproximativ 20 Km amonte de localitatea Nereju, a avut circa 2 km lungime și aproape 40 m adîncime.

Barajele naturale, formate prin alunecarea depozitelor de pe versanți au fost îndepărtate la timp, nefînregistrîndu-se pagube provocate de eventuala lor rupere.

Se pare că unele alunecări (Albești, Cîmpinita), s-au datorat proceselor de lichefiere care au afectat intercalatiile de nisipuri din patul masei alunecate.

Alunecarea de la Slon. A fost deplasată de pe versant (malul stîng al rîului Drăjîna), o porțiune de teren avînd lungimea de cca. 350 m, lățimea de 250 m, iar grosimea 4-5 m (plansa 3 a). Masa alunecată este alcătuită din argile și argile nisinoase în care sînt blocuri și fragmente de gresii. Substratul alunecării este format din argile și sisturi argiloase în alternanță cu gresii fine, grosiere (faciesul de Slon). Argilele au caracter elastoplastic și coeficient de frecare interioară mic. Suprafața alunecării este undulată, avînd trepte rotunjite, cu o pantă generală de cca. 30° - 35° . Fruntea alunecării a barat valea Drăjîna iar apele rîului s-au acumulat în spatele barajului pe o distanță de cca. 500 m. (Fig. 31,32).

Compactarea depozitelor necoezive

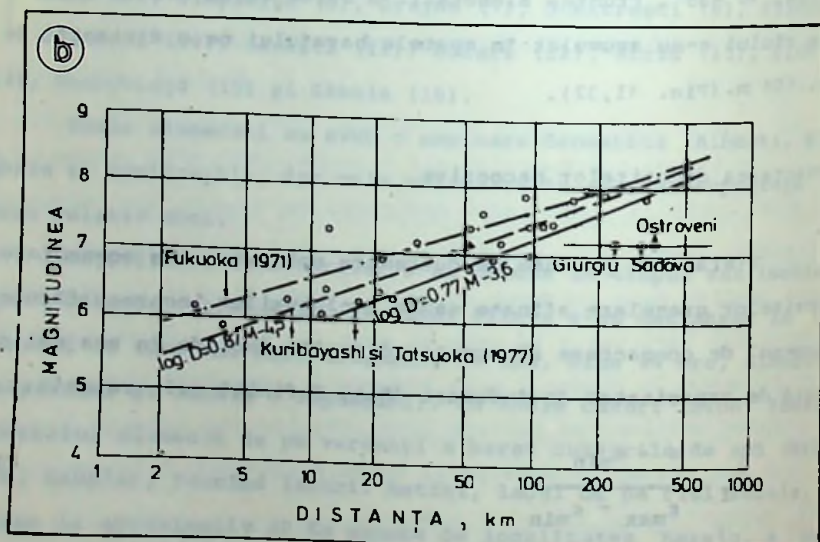
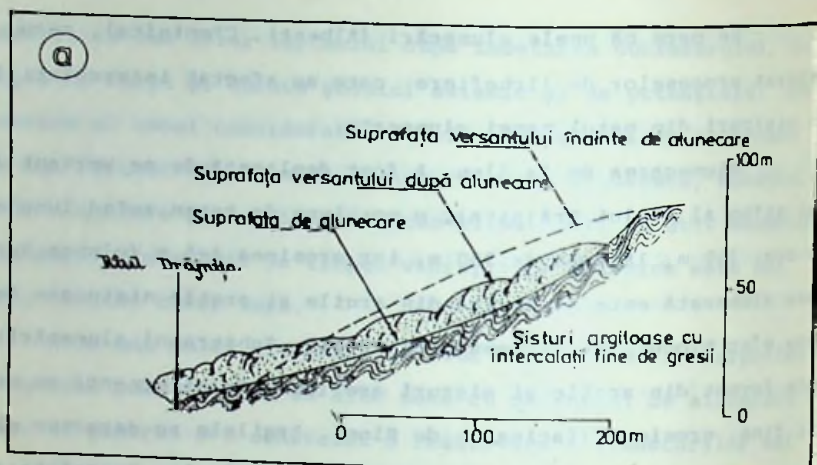
Vibrațiile produse de cutremure pot determina compactarea depozitelor granulare afinate sau a umolurilor incorect făcute. Fenomenul de compactare al acestor depozite depinde în cea mai mare măsură de capacitatea de îndesare (D_f), definită prin relația:

$$D_f = \frac{\epsilon - \epsilon_{\min}}{\epsilon_{\max} - \epsilon_{\min}} \quad (1)$$

unde, ϵ - indicele porilor este stabilit prin raportul:

$$\epsilon = \frac{V_p}{V_s} \quad (2)$$

unde V_p - volumul porilor; V_s - volumul scheletului solid;



PLANSĂ Nr. 3.

$\epsilon_{\max}$, $\epsilon_{\min}$ - indicele porilor în starea cea mai afînată, respectiv cea mai îndesată a depozitelor.

Capacitatea de îndesare mai depinde și de alți factori, printre care forma și mărimea granulelor, gradul de rulare al acestora, etc. Prin unele tehnici de laborator s-a încercat să se determine tasarea totală a depozitelor în funcție de numărul de cicluri de forfecare la care este supusă proba respectivă (Tassios, 1974).

În timpul cutremurului din 4 martie 1977 au avut loc compactări ale depozitelor granulare afînate dar fără efecte notabile asupra stabilității construcțiilor. Măsurătorile efectuate la unele construcții din București, amplasate în special în lunca Dîmboviței, au evidențiat tasări de ordinul centimetrilor.

Au fost semnalate de asemenea tasări ale depozitelor loess-oidice și în zonele Slobozia (40), Craiova (45) și Zimnicea (39). Unele tasări se datoresc combinării efectelor vibrațiilor seismice cu cel al creșterii umidității în aceste depozite, efect al ridicării nivelului hidrostatic.

Lichefierea depozitelor nisipoase

În cazul depozitelor nisipoase saturate, tendința de comoactare care apare în timpul vibrațiilor produse de cutremure poate determina creșterea presiunii hidrostatice în așa măsură, încît să conducă la lichefierea acestora, producînd tasarea, înclinarea sau chiar prăbușirea construcțiilor pe care le suportă.

Fenomenul, cunoscut de multă vreme, a fost studiat de numeroși cercetători (Finn, 1972; Ishihara, 1972', 1977; Ishihara și Yasuda, 1973, 1975; Seed, 1973; Sherif, 1972). Se știe că rezistența

pe care un nisip o opune forfecării, depinde de efortul normal pe o suprafață potențială de cedare (σ') și de unghiul de frecare interloară (ϕ'), conform relației:

$$\tau_f = \sigma' \operatorname{tg} \phi' \quad (3)$$

unde, σ' - efortul normal efectiv; ϕ' - unghiul de frecare interloară.

În cazul unui nisip saturat, efortul normal efectiv σ' este efortul normal total σ mai puțin presiunea apei din pori (u):

$$\sigma' = (\sigma - u) \quad (4)$$

deci,

$$\tau_f = (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi' \quad (5)$$

Din ecuația (5) se observă că, cu cât presiunea apei crește, rezistența la forfecare τ_f , în lungul unui plan de rupere descrește. Când $u = \sigma$; $\tau_f = 0$, nisipul pierzînd în întregime rezistența la forfecare; în acest caz se spune că nisipul a lichefiat.

Presiunea apei în pori poate crește fie datorită ridicării rapide a nivelului hidrostatic, care modifică condițiile presiunii statice, fie datorită vibrațiilor naturale sau artificiale.

Nisipul saturat, supus unor încărcări vibratorii tinde să-și micșoreze volumul. Dacă drenarea este împiedicată, schimbarea de volum nu poate avea loc iar slăbirea scheletului solid, transmite o parte din încărcarea sa apei. Încărcările transferate produc ridicarea presiunii apei în pori. În general, creșterea presiunii apei

este cu atât mai mare cu cât intensitatea și durata vibrațiilor sînt mai mari. În condiții corespunzătoare, presiunea apei din pori poate crește în suficientă măsură pentru a determina lichefierea nisipurilor.

Cercetările experimentale, impulsionate de efectele dezastruoase ale lichefierilor produse în timpul unor cutremure puternice (Niigata, 1964; Alaska, 1964; Chile, 1960 și 1965; Takachioki, 1968), au evidențiat factorii de variabilitate ai procesului de lichefiere. Aceștia sînt determinați atât de parametrii solicitării seismice (acclerația, durata socului maxim, etc.), cât și de caracteristicile litofaciale și geotehnice ale depozitelor.

Apăriția fenomenului de lichefiere a nisipurilor este pusă în legătură cu accelerația maximă a mișcării seismice în zona considerată. Se admite în general că limita inferioară a accelerației (la nivelul rocii de bază) pentru producerea lichefierii este de 100 de gali. După cercetătorii japonezi pot avea loc lichefierii în zonele în care intensitatea seismică este de cel puțin 5 grade (pe scara japoneză), careia îi corespunde accelerații de 80-250 gali. Au fost efectuate încercări pentru determinarea distanței epicentrale maxime la care se pot produce lichefierii pe baza corelației existente între accelerația mișcării seismice și magnitudinea cutremurului. Pentru cutremurele japoneze (planșa 3b) distanța maximă (D , în km) la care pot avea loc lichefierii, în funcție de magnitudinea cutremurului (M) se determină cu formula:

$$\log D = 0,77M - 3,6$$

$$(\text{pentru } M \geq 6) \quad (6)$$

Printre criteriile obișnuite de apreciere a susceptibilității la lichefiere a depozitelor nisipoase sînt: compoziția granulometrică, densitatea aparentă, textura, adîncimea la care se află stratul de

nisip, adâncimea nivelului hidrostatic, vârsta depozitelor etc.

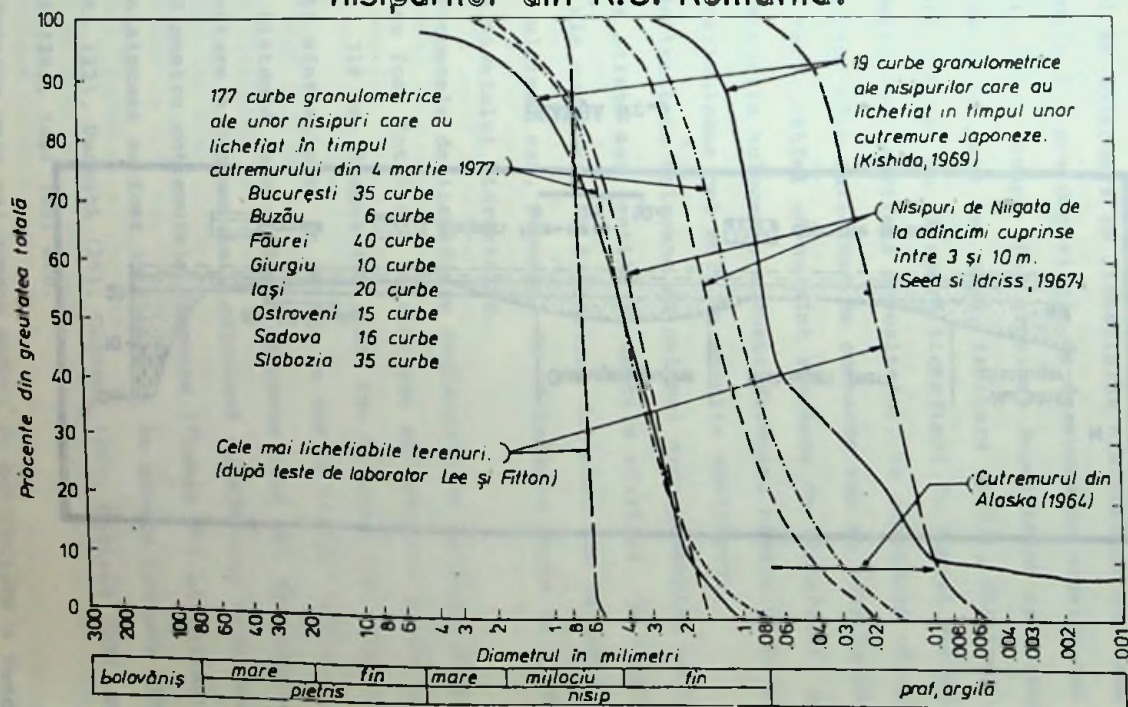
Compoziția granulometrică condiționează în mare măsură sensibilitatea la lichefiere. Datele de laborator și observațiile din teren au arătat că nisipurile fine și prafurile nisipoase sînt cele mai susceptibile de lichefiere. Deși au fost întîlnite situații în care au avut loc lichefierii în depozite cu mărirea granulelor cuprinse între 20 μ pînă la 600 μ , se consideră că acest interval este mult mai îngust, fiind cuprins între 75 μ și 200 μ (Tassios, 1974). În general, creșterea procentuală a fracțiunii argiloase în masa depozitelor nisipoase împiedică distrugerea structurii și deci apariția lichefierii. (Planșa 4).

Cu privire la forma granulelor, Lee (Finn, 1972) arată că deviația maximă a ciclurilor de încărcări care au determinat lichefierea unor nisipuri avînd forme diferite a granulelor a fost de 12% la o densitate relativ constantă. Astfel s-a considerat că forma granulelor nu a influențat în mare măsură lichefierea nisipurilor.

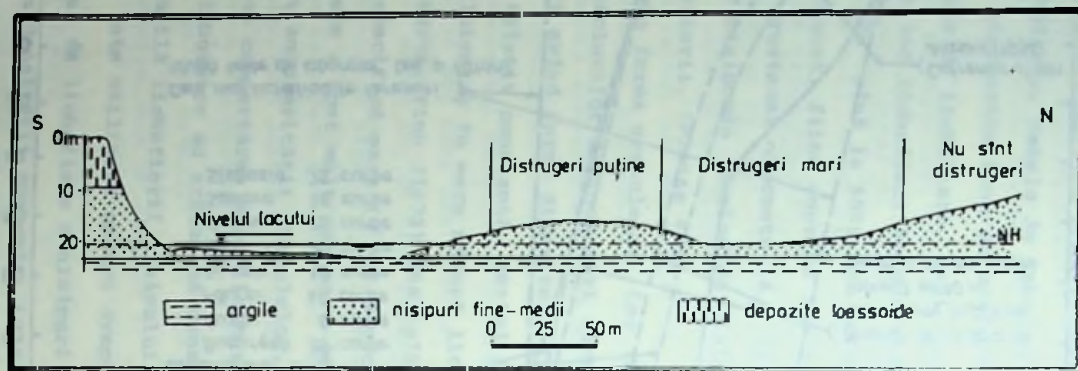
Pe de altă parte, Finn (1972) analizînd unele nisipuri angulare cu greutate specifică mare ($\gamma = 2.8 \text{ g/cm}^3$) a constatat că rezistența la lichefiere a fost mult mai mare decît era de așteptat, atribuind acest fapt angularității granulelor. Același lucru a fost observat urmărindu-se comportarea unor nisipuri din Chile.

Testele de laborator au arătat că densitatea aparentă mai mică este mai favorabilă lichefierii nisipului; astfel, valoarea densității aparente este utilizată uneori drept criteriu de apreciere a potențialului de lichefiere a nisipurilor. Dar, avînd în vedere că determinarea densității aparente, in situ, este destul de dificilă, aceasta este estimată în general pe baza corelației dintre rezultatele penetrării standard (valoarea N) și densitatea stabilită prin determinări de laborator.

Compoziția granulometrică a nisipurilor care au lichefiat în timpul unor cutremure (Finn, 1972) în comparație cu a nisipurilor din R.S. România.



PLANSĂ Nr.4.



PLANȘA Nr.5

Adîncimea la care se găsesc depozitele nisipoase are de asemenea un rol important în apariția fenomenului de lichefiere. În general se consideră că lichefierea nisipurilor nu poate avea loc în zonele în care depozitele de deasupra au grosimi mai mari de 3 metri. Chiar atunci cînd grosimea depozitelor care acopăr stratele de nisip este mai mică, Ishihara (1977), distinge situații în care pot sau nu să apară lichefierii în timpul cutremurelor.

Referitor la vîrsta depozitelor, se consideră că sedimentele preholocene sînt suficient de compacte sau se află la adîncimi destul de mari, astfel că nu sînt afectate de lichefierii. De asemenea, nisipurile holocene, situate deasupra nivelului hidrostatic sînt periculoase cel mult în anumite anotimpuri.

Sedimentele holocene cu cel mai mare potențial de lichefiere apar ca strate sau lentile în luncile râurilor, în zonele de confluență ale acestora, în formațiuni deltaice sau în componența dunelelor. În ultimul caz, procesul de lichefiere poate fi favorizat de creșterea nivelului hidrostatic.

Procesele de lichefiere declanșate de cutremurul din 4 martie 1977 au fost întîlnite la distanțe epicentrale foarte mari: Ostroveni (17), 319 km; Sadova (18), 290 km; Giurgiu (19), 220 km. Aceste localități sînt situate în partea de sud a țării, aflîndu-se la distanțe care depășesc de peste trei ori distanța maximă de manifestare a fenomenului, calculată cu ajutorul formulei (6) stabilită pentru cutremurele japoneze (Planșa 3b). Lichefierii ale depozitelor nisipoase au fost întîlnite și în zonele Craiova (20), Plopii Slăvitești (22), Budești (25), Ciorani (26), Perieți (27), Făurei (28), București (29), Iași (45) etc.

Printre cele mai comune moduri de manifestare a fenomenului sînt acumulările de nisip, sub forma unor mici "cratere", circulare

sau alungite, după cum materialul a fost ejectat la suprafața terenului prin orificii izolate sau în lungul unor crăpături (Fig. 9-20; 30). Dimensiunile acestora sînt de la cîțiva centimetri în diametru, pînă la cîțiva zeci sau chiar sute de centimetri. Cele mai impresionante "cratere" au fost întîlnite în zona Ostroveni, în lunca Dunării. Ele au măsurat 3-4 m lungime și 2-3 m lățime, iar înălțimea de cca. 0,60 m. După informațiile localnicilor, imediat după cutremur, unele cratere au avut înălțimi mai mari de 1 metru. Aceste cratere sînt alcătuite din nisipuri fine, foarte uniforme, de culoare galben cenușiu.

Un fenomen de amploare deosebită, efect probabil al lichefierii depozitelor nisipoase, saturate, s-a produs în lunca Dunării, în zona Giurgiu. Aici a avut loc o prăbușire care a afectat un dig, formîndu-se o groapă cu dimensiunile 40 x 30 x 8 m (Fig.22). Prăbușiri asemănătoare dar de dimensiuni ceva mai mici au fost întîlnite și în alte zone din lunca Dunării (în vecinătatea orașului Giurgiu).

În localitatea Damian, situată pe malul drept al unui afluent al rîului Jiu, s-au produs importante procese de lichefiere. Terenul de fundare este reprezentat prin nisipuri eoliene, fine-medii cu grad redus de neuniformitate (Planșa 5).

Analizarea aerofotoqramelor ridicate imediat după cutremur a evidențiat prezența a numeroase "cratere" și acumulări de nisip în lunca Dunării, între Ostroveni și Giurgiu, cele mai importante fiind întîlnite la T.Măgurele (21), Zimnicea (23) și Năsturelu(24).

Lichefierea nisipurilor a produs, de asemenea, colmatarea completă a numeroase fîntîni din localitățile situate în lunca Dunării. Martori oculari au relatat că în unele fîntîni nisipul, în amestec cu apa, a fost ejectat, în timpul cutremurului de 2-3 m înălțime.

Crăpături și fisuri

Crăpăturile și fisurile formate în timpul cutremurului au afectat în principal depozitele slab consolidate, cuaternare. Ele au frecvență mare în luncile și terasele râurilor, pe malurile lacurilor, precum și în zonele lucrărilor ingineresti (diguri, canale, drumuri, etc.). Crăpăturile păstrează în general orientarea elementelor morfologice sau ale lucrărilor ingineresti în cuprinsul cărora apar (Fig. 23, 24, 25, 26, 29, 36). Unele crăpături au avut dimensiuni destul de mari, dar, cele mai multe au fost reduse ca amploare și la scurt timp după cutremur s-au închis de la sine. Adâncimea acestor crăpături nu a depășit 1,5 m.

După Scott (1973), crăpăturile formate la suprafața terenului în timpul cutremurelor se datoresc, cel puțin unuia dintre următoarele mecanisme:

- comprimarea și dilatarea succesivă a depozitelor slab consolidate sub acțiunea vibrațiilor seismice;
- deplasarea laterală a depozitelor, către o suprafață liberă;
- modificarea volumului datorită consolidării unor depozite cu importantă variație laterală în grosime și proprietăți geotehnice.

Cele mai importante crăpături s-au format în lunca Dunării, în apropierea localităților Bujoru (33), Bechet (30) Turnu Măgurele (34), precum și în luncile râurilor Olt, Jiu, Vedea, Dimbovița, Ialomița, Ruzău, etc. De asemenea au fost întâlnite crăpături în lungul unor canale din sistemele de irigație din Cîmpia Română și în lungul drumurilor.

Unele crăpături au secționat drumuri și șosele în localitățile: Berca (32), Breaza (31), Turnu Măgurele (34) și Mitreni (35),

dar denivelările între compartimente (nu au fost semnalate deplasări laterale) au fost destul de mici (10-15 cm).

Prăbușiri și căderi de stînci

Vibrațiile seismice pot declanșa prăbușiri, mai ales pe versanții abrupti, alcătuiți din roci dure dar puternic fisurate, precum și pe versanții lipsiți de vegetație din regiunile colinare. Astfel de procese afectează de asemenea și malurile râurilor din Cîmpia Română precum și cele din partea de sud a Podișului Moldovenesc, alcătuite în principal din loessuri și depozite loessoide. Fig. 27, 28. În timpul cutremurului au avut loc prăbușiri de stînci la Siriu (41), Calvinii (42) și Drajna (44), din zona subcarpatică, iar în malul drept al râului Ialomița s-au semnalat prăbușiri ale depozitelor loessoide în apropierea localității Slobozia (43).

Alte manifestări

Eforturile la care au fost supuse masele de roci din unele mine din zona Subcarpatică au provocat prăbușirea unor porțiuni din abataje (mina Polenari) și au rupt numeroși bolțari din susținerea miniere din zidărie (minele Godeni și Pescăreasca). În unele exploatarea miniere a crescut afluxul de apă ca și cantitatea de material antrenat în suspensie, fapt pus în evidență la filtrele pompei lor (mina Ceptura).

S-a constatat o ridicare generală a nivelului apelor în puțuri, în special în zona Subcarpatică și în lunca Dunării, iar în unele zone din Cîmpia Română nivelul apelor a scăzut; după cîteva zile acesta a revenit la normal.

Foarte multe monumente au fost deplasate sau rotite pe soclurile lor (Fig. 37, 38), unele s-au prăbușit.

Nu au fost constatate deplasări ale șinelor de cale ferată pe terasamentele lor, manifestări frecvente în timpul cutremurului din 10 noiembrie 1940 (Fig. 33, 34, 35).

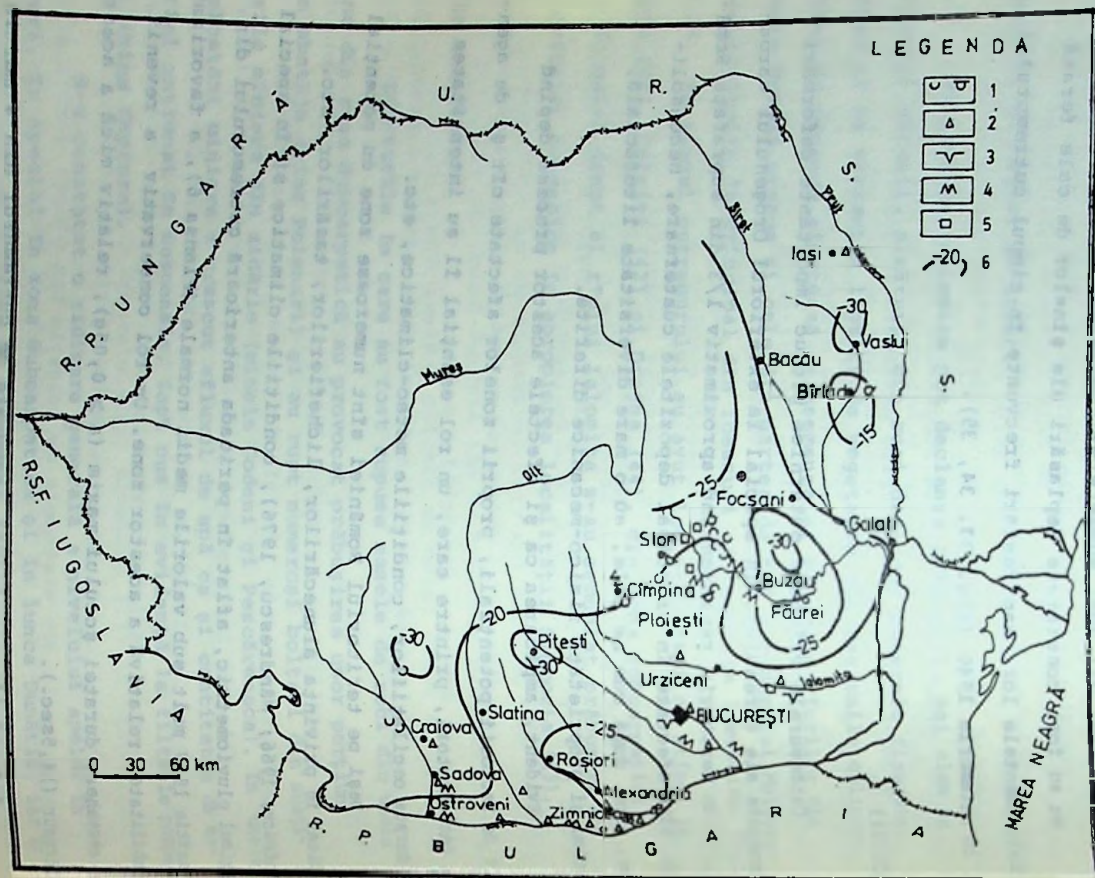
CONCLUZII

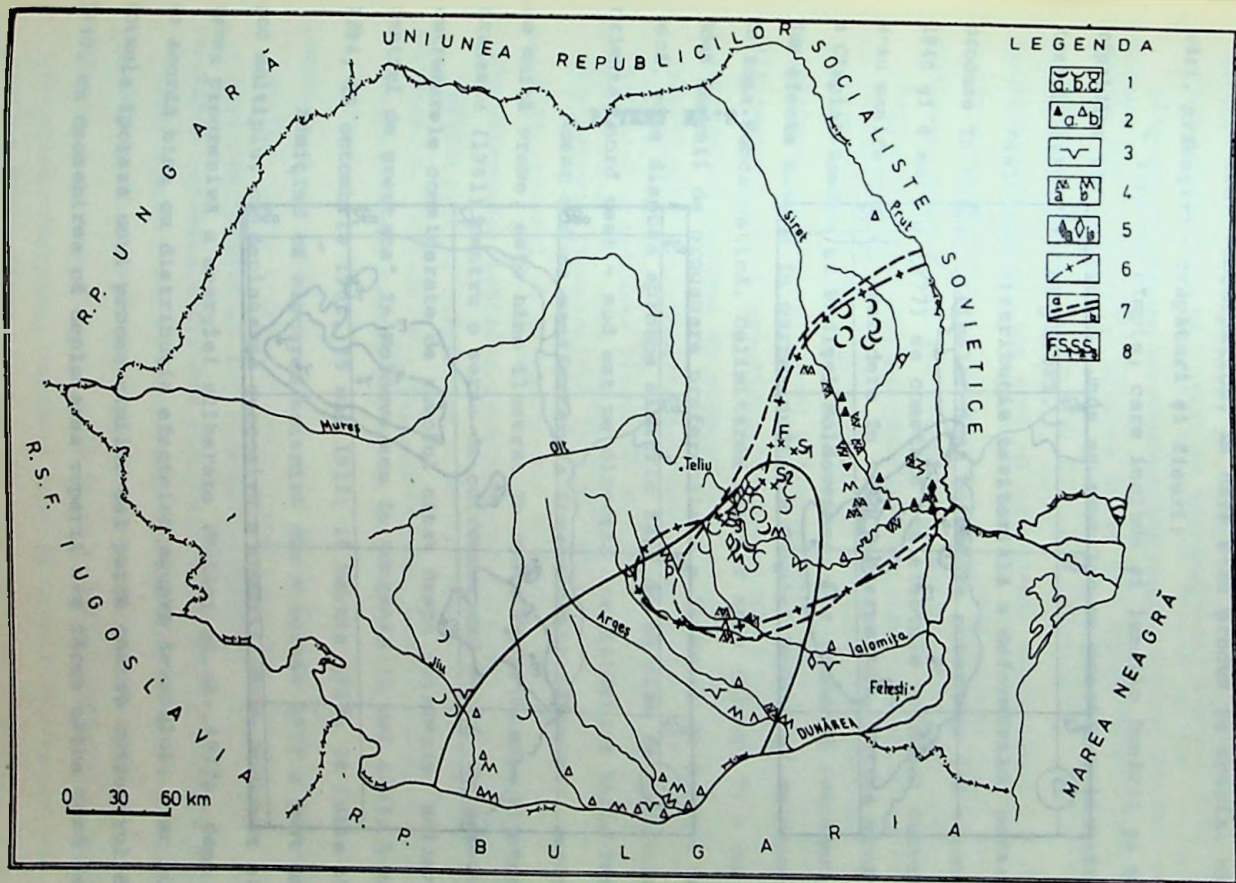
Cutremurele vrfncene puternice produc importante deformări permanente ale terenului, în special la exteriorul Orogenului carpatic, pe un teritoriu reprezentînd aproximativ 1/3 din suprafața României. Sînt afectate în principal depozitele cuaternare, neconsolidate, care, după cum se știe, au o mare diversitate litofacială, grosimi și proprietăți fizico-mecanice diferite.

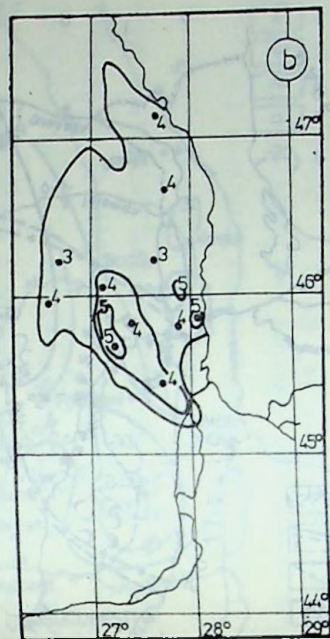
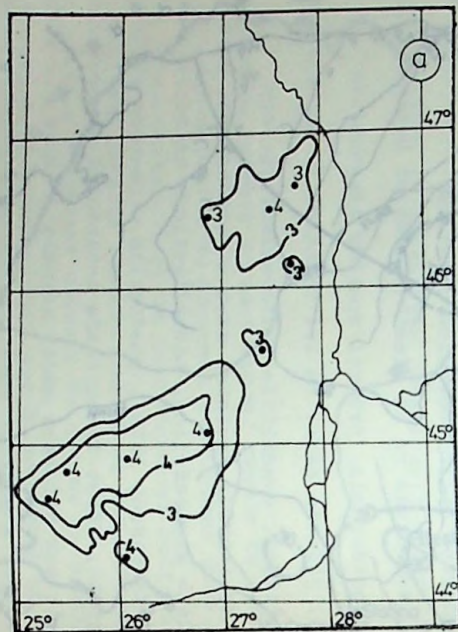
Evident, amploarea ca și efectele acestor procese depind atât de factorii potențiali, proprii zonelor afectate cît și de agenții declanșatori, printre care, un rol esențial îl au intensitatea și durata oscilațiilor, condițiile meteo-climatice, etc.

Deși pe teritoriul României sînt numeroase zone cu potențial ridicat în privința alunecărilor, lichefierilor, tasărilor, etc. (Tufescu, 1966; Măndrescu, 1976), condițiile climatice și în special regimul pluviometric, aflat în perioada anterioară cutremurului din 4 martie 1977 mult sub valorile medii normale (Planșa 6), a favorizat stabilitatea relativă a acestor zone. Un rol conservativ a revenit, de asemenea, duratei șocului maxim ($a \geq 0,05g$), relativ mică a acestui cutremur (14,5sec.).

Deformările permanente provocate de cutremurul din 4 martie 1977 pot fi grupate în două zone distincte:







ПЛАНКА № 8.

- zona Subcarpatică, în care s-au produs în special alunecări, prăbușiri, crăpături și fisuri;

- zona de cîmpie, care include și luncile Dunării și principalilor săi afluenți, unde au avut loc cu precădere lichefierii, tasări, crăpături și fisuri.

Analizînd distribuția teritorială a deformărilor permanente produse în timpul ultimelor două cutremure puternice (10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977) se constată că efectele primului cutremur s-au manifestat cu precădere în zona Subcarpatică, partea nord-estică a Cîmpiei Române și Podișul Moldovenesc, iar recentul cutremur a produs efecte maxime în partea sudică a Cîmpiei Române și de asemenea în zona Subcarpatică. Delimitarea acestor zone (Planșa 7) a conturat două domenii de propagare preferențială a fluxului de energie seismică, zone dispuse aproape simetric față de un plan de separație orientat nord vest - sud est pe direcția localităților Telieș-Fetești.

Acest mod de manifestare a intensității seismice, remarcat de multă vreme, este bine ilustrat în unele hărți (Planșa 8) întocmite de Atanasiu (1961) pentru o serie de cutremure mai vechi. Ne referim la cutremurele considerate de autorul citat drept cutremure "moldavice cu centrul de greutate" în Moldova sau în Muntenia (1 mai 1893, 1 martie 1894, 15 octombrie 1905, 25 mai 1912; 14 martie 1913, 24 iulie 1913).

Admițînd că mișcarea seismică din 4 martie 1977 a fost un șoc multiplu, cu deplasarea succesivă a ruperii către sud-vest și creșterea progresivă a energiei eliberate (Müller et.al., 1977), fapt care se acordă bine cu distribuția efectelor asupra terenului, s-ar putea formula ipoteza unui proces similar cel puțin pentru cutremurul din 1940, cu deosebirea că deplasarea ruperii s-a făcut către nord est.

Una dintre cel mai importante concluzii, cu aplicație practică, desprinsă din analiza efectuată se referă la necesitatea eliminării neconcordanței existente între harta de zonare seismică a României (STAS 11100/77) care, în forma actuală reflectă în mod corespunzător efectele cutremurului din 1940 (Planșa 7), dar nu exprimă în nici un fel realitățile constatate în urma analizării efectelor cutremurului din 4 martie 1977.

Pe baza celor prezentate, considerăm că, pentru evaluarea corespunzătoare a distribuției energiei cutremurelor vrâncene pe teritoriul României este necesar ca, alături de studiul chestionarelor obișnuite să se efectueze cercetări pentru evaluarea comportării terenului, ținându-se seama, evident, atât de factorii potențiali, cât și de durata și tăria vibrațiilor produse de agentul declanșator.

Analiza efectuată a pus în evidență importanța identificării și delimitării zonelor susceptibile de deformări permanente datorită solicitărilor seismice sau a altor factori declanșatori, cunoașterii caracteristicilor geologice-tehnice ale terenului de fundare, atât pentru menținerea sau eventual îmbunătățirea calității acestuia, cât și pentru evitarea celor susceptibile de modificări la amplasarea obiectivelor de importanță economică deosebită.

BIBLIOGRAFIE

- Ambraseys, N.N., 1978. Le tremblement de terre du 4 mars 1977 Part I: The earthquake of 4 March 1977 and its principal effects. Paris, UNESCO, Rapport technique, pp 7-13.
- Stanasiu, I., 1961. Cutremurele de pământ din România, Ed. Academiei Republicii Populare Române, pp. 23-51.

- Constantinescu, L., Cornea, I., Iăzărescu, V., 1973. Seismotectonic map of Romania. Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic map of the Balkan Region. Dubrovnik.
- Demetrescu, G. și Petrescu, C., 1940. Cutremurul de la 10 noiembrie 1940. Harta macroseismică. Observatorul din București, stațiunea seismică, București.
- Dumitrescu, I. and Săndulescu, M., 1972, Carte tectonique de la Roumanie, echelle 1:1.000.000, Inst. Geol. București.
- Fallgren, R.B., Smith J.L. Ground displacement at San Fernando Valley Juvenile Hall during San Fernando Earthquake. San Fernando Earthquake of 1971, U.S. Department of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, pp.189-196.
- Finn, W.D. Liam., 1972. Soil dynamics-liquefaction of sands. Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle, Washington, 1:87-111.
- Grigoraș, N., Pătruț, I., Popescu, M., 1963. Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R., Congr. V. Asoc. Geol., Carpato-Balcanică, București.
- Herz, N., Savu, H., 1974. Plate tectonics history of Romania. Bull. Geol. Soc. Am. 85: 1429-1440.
- Ishihara, K., 1972. Liquefaction of subsurface soil during earthquakes. Technocrat. Survey of Japanese technology and industry, Tokyo.
- Ishihara, K., Yasuda, S., 1973. Sand liquefaction under random earthquake loading condition. Fifth world Conference on earthquake engineering, Rome.
- Ishihara, K., Yasuda, S., 1975. Sand liquefaction in hollow cylinder torsion under irregular excitation. Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering 15.1:45-59.
- Ishihara, K., Matsumoto, K., 1975. Bearing capacity of saturated sand deposits during vibration. Proceedings of the 4th Japan earthquake engineering symposium, pp. 431-437.
- Ishihara, K., Watanabe, T., 1976. Sand liquefaction through volume decrease potential, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, 16.4:61-69.

- Ishihara, K., 1977. Procedures for classifying sand deposits for liquefaction microzonation in Tokyo, University of Tokyo.
- Long, E.L., 1973. Earth slides and related phenomena. The great Alaska earth of 1964, Engineering, National Academy of Sciences, Washington D.C., pp.644-773.
- Mândrescu, N., 1976. Report on seismic microzonation investigations in Romania (May 1974 to May 1976), UNDP UNESCO Seminar on microzonation, Thessaloniki.
- Mândrescu, N., 1976. Seismic microzonation of areas with difficult ground conditions, Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Série Géophysique, 20, 1:121-132.
- Mândrescu, N., 1978. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 and the seismic microzonation of Bucharest. Proc. Intern. Conf. Microzonation, San Francisco, 1:399-411.
- Mândrescu, N., 1979. Geological hazard estimation in Romania (in Manuscript, Bucharest).
- Muller, G., Bonjer, K.P., Stockl, H., Finescu, D., 1977. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple - event analysis, Journal of Geophysics, 44; 203-218.
- Nilsen, Tor, H., Brabb, Earl, E., 1972. Preliminary analysis of seismic microzonation in the San Francisco Bay Region: Landslides, Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle, Washington, 2: 863.
- Ohsaki, Y., 1972. Japanese microzonation methods. Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle, Washington, 1:161-182.
- Paraschiv, D., 1975. Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. Studii Tehnico-Economice, 10.
- Radu, C., Spinoche, E., 1977. On geological phenomena associated with the 10 November 1940 earthquake, Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Série Géophysique, 21, 1:159-165.

- Rădulescu, Al. N., 1940. Cercetări în Moldova de sud asupra cutremurului din 10 noiembrie 1940, Revista Geografică Română, Anul III - Fasc. II-III pp. 188 - 209.
- Rădulescu, Al. N., 1941. Considérations géographiques sur le tremblement de terre du 10 November 1940. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Roumanie, 5, 3.
- Săndulescu, M., 1975. Essai de synthèse structurale de Carpathes, B.S.G.F. (7) XVII: 299-354.
- Schüller, G., 1882. Raport asupra cutremurelor de pământ întimplate în Țara Românească în anul 1838. Pul. Soc., Geogr. Române. III.
- Scott, R.F., 1973. Behaviour of soil during the earthquake. The great Alaska earthquake of 1964, Engineering National Academy of Sciences, Washington D.C. pp. 49-72.
- Seed, B.H., 1970. Soil problems and soil behaviour. Chapter 10 in Earthquake engineering, R.L. Wiegel, Editor, Prentice-Hall. Englewood Cliffs. N.J.
- Seed, B.H., 1973. Landslides caused by soil liquefaction. The great Alaska earthquake of 1964. Engineering, National Academy of Science, Washington D.C. pp. 73-119.
- Seed, B.H., Wilson, D.S., 1973. Turnagain Heights landslide. The great Alaska earthquake of 1964, Engineering, National Academy of Sciences, Washington D.C. pp. 120-143.
- Sherif, M.A., Wu, C. Bostrom., 1972. Reduction in soil strength due to dynamic loading. Proc. Intern. Conf. Microzonation Seattle, Washington, 1:439-454.
- Stefănescu, Gr., 1890-1891. Fenomene geologice vechi, întimplate în România. Analele Acad. Române XIII.
- Stefănescu, Gr., 1901. Cutremurele de pământ în România în timp de 1391 de ani, de la anul 455 până la 1874. Analele Academiei Române XXIV.
- Tassiou, P.T., 1974. Investigations on difficult soils in seismic regions. UN-ECE Seminar. Construction in seismic regions and in regions with difficult ground conditions, Bucharest.

Tufescu, V., 1966. Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată. Editura Academiei R.P.Romania. București.

Yerkes, R.F., Effects of San Fernando earthquake as related to geology, San Fernando earthquake of 1971. U.S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, pp: 137-154.

EXPLICAREA PLANSELOR SI FIGURILOR

Planșa nr.1 - a. Localizarea teritoriului cercetat; b. Schița geologică a teritoriului extracarpatic (După Constantinescu et al. 1974); c. Secțiune geologică între Birlad și Zimnicea. 1. Platforma Valaha (Moenică); 2. Platforma Moldovenească; 3. Depresiunea Predobrogeană; 4. Dobrogea de Nord; 5. Zona flișului; 6. Avânfosa Carpatică; 7. Depozite cuaternare (în secțiunea geologică); 8. Formațiuni precuaternare; 9. Zona de fleșură; 10. Izopahitele depozitelor cuaternare; 11. Fracturi de adâncime; 12. Poziția secțiunii geologice.

Planșa nr. 2 - Cutremurul din 4 martie 1977; distribuția deformărilor permanente ale terenului pe teritoriul României. 1. alunecări de teren (a - produse în timpul cutremurului; b. produse după cutremur) 2. lichefierii; 3. crăpături și fisuri; 4. prăbușiri și căderi de stânci; 5. tasări; 6. trasee parcurse în cercetările de teren; 7. numerele corespund denumirii localității în care s-a produs fenomenul respectiv.

Planșa nr. 3 a. Alunecarea de la Slon; secțiune litologică;
b. Corelația dintre magnitudinea cutremurului și distanța epicentrală maximă la care au loc lichefierii (după cercetătorii japonezi)

- Planşa nr. 4 - Compoziția granulometrică a nisipurilor care au lichefiat în timpul unor cutremure (Finn, 1972) în comparație cu a nisipurilor din R.S. România.
- Planşa nr. 5 - Lichefierea terenului în zona Sadova: secțiune litologică.
- Planşa nr. 6 - Abatarea valorilor medii ale precipitațiilor față: de media multianuală pentru lunile ianuarie, februarie și martie 1977. 1 - alunecări de teren; 2 - lichefierii; 3 - tasări; 4 - crăpături și fisuri; 5 - prăbușiri; 6 - valorile precipitațiilor (mm/m²).
- Planşa nr. 7 - Cutremurele vrâncene din 10 noiembrie 1940 și 4 martie 1977; Deformări permanente ale terenului pe teritoriul României. 1 - alunecări; 2 - lichefierii; 3 - tasări; 4 - crăpături și fisuri; 5 - prăbușiri; 6 - izoseista de gradul VIII - IX a cutremurului din 10 noiembrie 1940, trasată de Demetrescu; 7 - delimitarea aproximativă a zonelor de maximă eliberare a energiei; 8 - epicentrele preșocului (P) și șocurilor principale (S_1 , S_2 , S_3) ale evenimentului seismic din 4 martie 1977;
 a - simboluri referitoare la cutremurul din 10 noiembrie 1940
 b - simboluri referitoare la cutremurul din 4 martie 1977
 c - alunecări produse la diferite intervale de timp după cutremur
- Planşa nr. 8 - Hărțile cu izoseistele cutremurelor moldavice (Atanasiu, 1961) din 1 martie 1893 (a) și 1 mai 1894 (b)
- Figurile 9-20 Lichefierea depozitelor nisipoase "Cratere" și acumulări de nisip în luncile Dunării și ale principalelor săi afluenți.

Figurile 21, Crăpături la suprafața terenului
25, 26 și 36

Figura 22 - Prăbușirea unui dig în lunca Dunării (Giurgiu)

Figura 23 - Crăpături în lungul unui drum și a căii ferate Tecuci-
și 24 Bîrlad în timpul cutremurului din 10 noiembrie 1940.

Figurile 27 - Prăbușiri ale malurilor unor râuri din partea de sud
și 28 a Moldovei (10 noiembrie 1940).

Figura 29 - Crăpătură în malul stîng al râului Jiu.

Figura 30 - Acumulări de nisip la Iași.

Figurile 31. - Alunecarea de la Slon. Vedere parțială
și 32

Figurile 33, - Deplasarea orizontală și ondulara căii ferate Tecuci-
34 și 35 Bîrlad în timpul cutremurului din 10 noiembrie 1940.

Figurile 37 - Deplasarea monumentelor.
și 38



FIGURA Nr.9

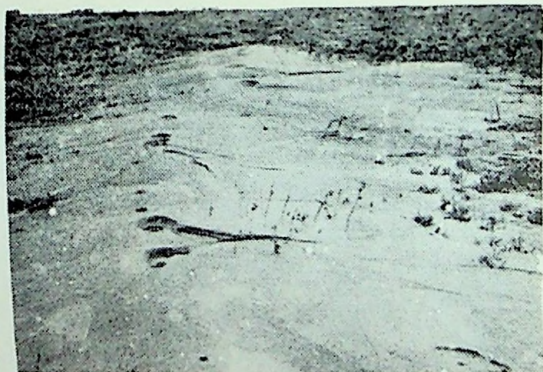


FIGURA Nr.10

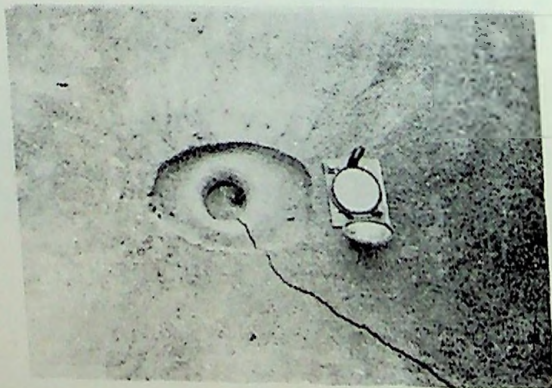


FIGURA Nr.11

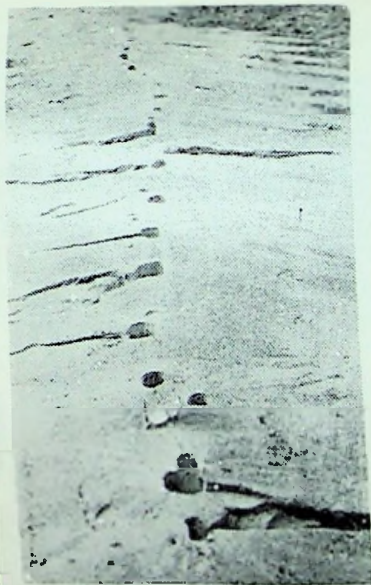


FIGURA Nr.12

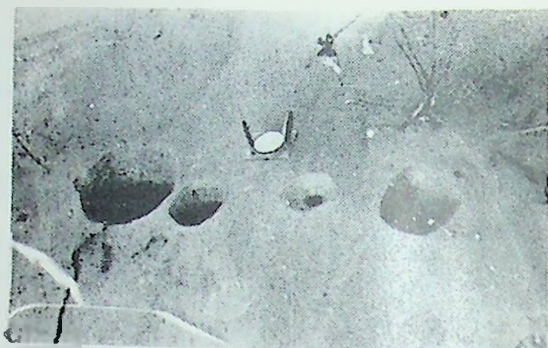


FIGURA Nr.13



FIGURA Nr.14



FIGURA Nr.15



FIGURA Nr.16



FIGURA Nr.17



FIGURA Nr.18



FIGURA Nr.19



FIGURA Nr.20



FIGURA Nr.21



FIGURA Nr.22

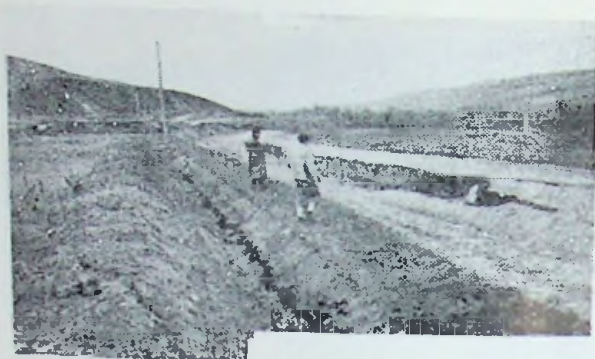


FIGURA Nr.23

Foto: Prof I. Atanasiu

FIGURA Nr.24



Foto: Prof. I. Atanasiu

FIGURA Nr.25

FIGURA Nr.26

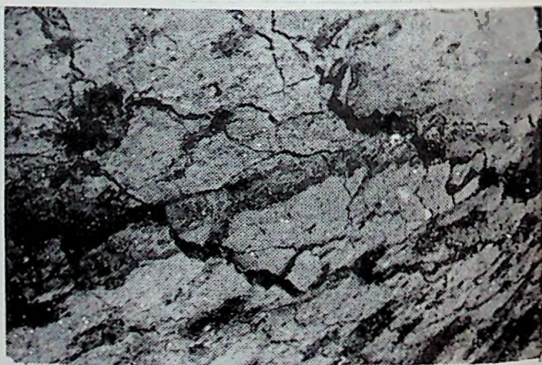




Foto: Prof. I. Atanasiu

FIGURA Nr.27



Foto: Prof. I. Atanasiu

FIGURA Nr.28



FIGURA Nr.29



Foto: Prof. D. Diaconu

FIGURA Nr. 30

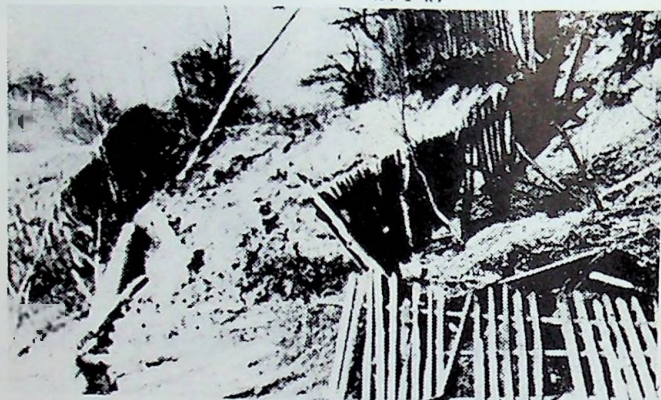


FIGURA Nr. 31

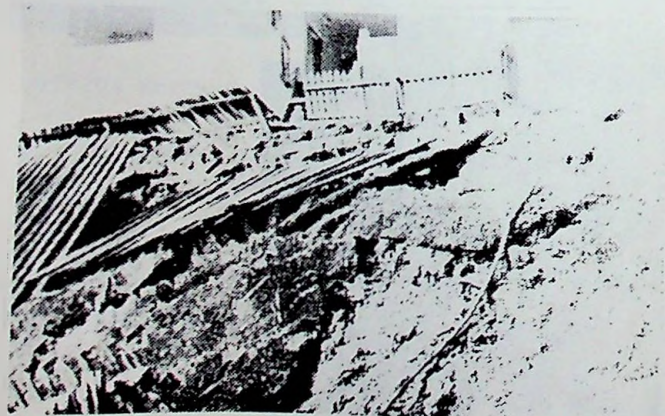


FIGURA Nr. 32

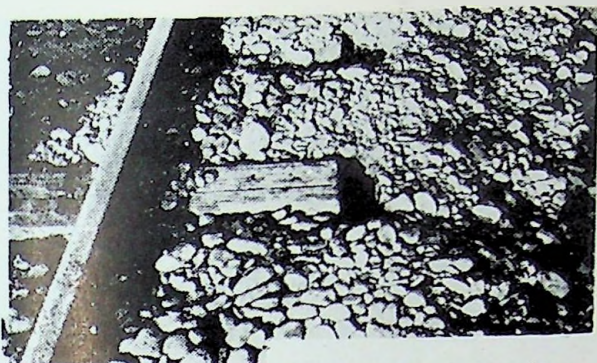


FIGURA Nr.33

Foto: Prof. I. Atanasiu

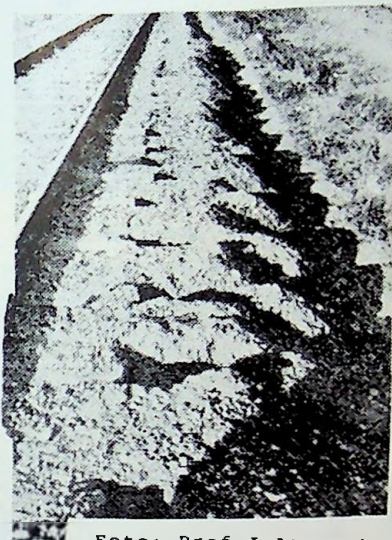


FIGURA Nr.34

Foto: Prof. I. Atanasiu



FIGURA Nr.35

Foto: Prof. I. Atanasiu



FIGURA Nr.36



FIGURA Nr.37

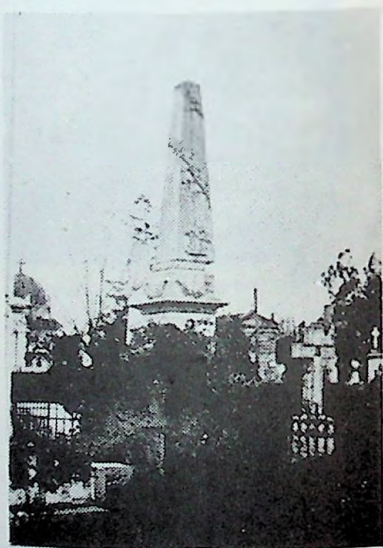


FIGURA Nr.38

EFECTE MACROSEISMICE ALE CUTREMURULUI DIN 4 MARTIE 1977, OBSERVATE IN JUDETELE PRAHOVA, DIMBOVITA SI ARGES

A. PANTEA

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. HG-2, București, România.

A. PANTEA. MACROSEISMIC EFFECTS OF THE MARCH 4, 1977, EARTHQUAKE AS OBSERVED IN PRAHOVA, DIMBOVITA AND ARGES DISTRICTS. This paper presents some observational data related to macroseismic effects of the large Vrancea earthquake of March 4, 1977, which have been noticed in Prahova, Dimbovita and Arges districts. The analysis of these data has led to some hypothesis and conclusions concerning the relations between the characteristics of the ascertained effects, on the one hand and the earthquake mechanism, the physico-geological features of the soil and building type, on the other hand.

INTRODUCERE

In zilele imediat următoare cutremurului din 4 martie 1977, echipe de seismologi de la Centrul de fizica Pământului și seismologie și geologi de la Institutul de geologie și geofizică s-au deplasat în zona de curbură a Carpaților și în alte zone din țară pentru studierea efectelor macroseismice ale acestui cutremur (Pântea et al., 1977).

In această lucrare prezentăm contribuția noastră la lucrarea citată mai sus, contribuție care se referă la o zonă ce cuprinde județele Prahova, Dimbovița și Argeș.

DATE DE OBSERVAȚIE

Datele folosite se referă la efecte geologice și efecte asupra construcțiilor pe care le-am constatat și analizat în teren, în diferite sectoare din zona studiată.

a) Prăbușiri de roci. Prăbușirile sînt caracterizate prin deplasări de teren care au loc într-un interval scurt de timp și pe versanți abrupti cu pante cuprinse între $40-50^\circ$. În cazul prăbușirilor, suprafața pe care a avut loc prăbușirea rămîne cu un relief accidentat; în general, prăbușirile au loc de regulă în roci stîlcoase. O astfel de prăbușire s-a produs în malul stîng al rîului Teleajen, amonte de confluența acestuia cu Telejenelul. Volumul rocilor prăbușite a fost aproximat la 20 m^3 și a obturat parțial albia rîului.

b) Alunecări de teren. Fac parte din categoria proceselor fizico-geologice și au ca urmare restabilirea echilibrului natural al versanților. Viteza de desfășurare a acestor fenomene variază de la m/s la mm/an. Legat de viteză și mai ales cînd sînt antrenate suprafețe mari, ele pot produce catastrofe prin pierderile de vieți omenești și pagube materiale. Cauzele producerii alunecărilor de teren pot fi numeroase, ca de exemplu acțiunea apelor, acțiunea înghețului, alterarea rocilor, acțiunea vibrațiilor provocate de răgini, explozii, cutremure etc.

În cazul celor două alunecări de teren, produse în localitățile Predealul-Sărari și Slon (juđ. Prahova), toate condițiile producerii alunecărilor erau îndeplinite, cutremurul a declanșat producerea fenomenului nu prin reducerea forțelor de forfecare a rocilor, ci prin creșterea forței de alunecare. Alunecarea a fost declanșată de primele mișcări produse de scism și a continuat mult timp pînă la atingerea echilibrului.

Prima alunecare cercetată a fost cea din satul Zimbroaia, com. Predealul-Sărari. Suprafața de alunecare a fost de aproximativ 10 hectare. Fruntea alunecării, în anumite zone, a secționat porțiuni din drumul comunal, creștând denivelări de aproximativ 2 m (Fig. 1). În general, fruntea alunecării a generat fețe de desprindere cu înclinări mari apropiate de verticală (trepte de desprindere) - Fig. 2-3. Masa alunecătoare a avut o grosime mică de aproximativ 5 m, arborii păstrându-și poziția verticală.

O altă alunecare de teren s-a produs în comuna Slon, la Sud de Izvorul Negru și la Est de Valea Drăjnuței; suprafața alunecată însumează circa 12 hectare; fruntea alunecării prezintă o față de desprindere cu o lungime de aproximativ 3 m (Fig. 4).

Roca de bază pe suprafața căreia s-a produs alunecarea este de natură argiloasă. Deplasarea masei alunecătoare, după desprinderea ei de versant, a avut caracterul unei mișcări de translație pe direcția NE-SV. Fața de desprindere prezenta o suprafață cu luciu accentuat și cu numeroase șanțuri de rabotare. Datorită faptului că a afectat roca în loc, ea se încadrează în categoria alunecărilor de ordinul I.

Grosimea alunecării (grosimea masei alunecate) a variat de la fruntea alunecării la baza alunecării.

Baza alunecării a ocupat Valea Drăjnuței, formând un baraj natural (Fig. 5). Au apărut pe suprafața masei alunecătoare o serie de crăpături în teren (Fig. 6) datorate conformației suprafeței de alunecare.

Construcțiile (casele de locuit și anexele), aflate pe suprafața terenului alunecat, au suferit avarii grave în timpul deplasării terenului (Fig. 7-10), astfel încât toți locuitorii



Fig. 1. Fruntea alunecării a secționat drumul comunal producând o denivelare (săritură) a acestuia de 2 m înălțime (alunecare de teren în com. Predealul-Sărari, jud. Prahova)



Fig. 2. Fruntea alunecării a produs fețe de desprindere cu înclinări foarte mari (trepte de desprindere) (alunecare de teren în com. Predealul-Sărari, jud. Prahova)



Fig. 3. Fruntea alunecării (alunecare de teren în com. Predealul Sărarilor, jud. Prahova)



Fig. 4. Fruntea alunecădrii, fața de desprindere (alunecare teren în com. Slon, jud. Prahova)



Fig. 5. Baraj natural format de alunecarea de teren din com. Slon, jud. Prahova



Fig. 6. Crapături în teren datorate alunecării de teren din com. Slon, jud. Prahova



*Fig. 7. Case avariate de alunecarea de teren din
com. Slon, jud. Prahova*



*Fig. 8. Case avariate de alunecarea de teren din
com. Slon, jud. Prahova*



*Fig. 9. Case avariate de alunecarea de teren din
com. Slon, jud. Prahova*



*Fig. 10. Case avariate de alunecarea de teren din
com. Slon, jud. Prahova*

În comuna Plopeni Sat, podul peste râul Cosmina a fost deplasat pe orizontală pe direcția N20°E cu aproximativ 10 cm (Fig. 11-13).



Fig. 11. Pod peste râul Cosmina (jud. Prahova) avariat în timpul cutremurului din 4 martie 1977

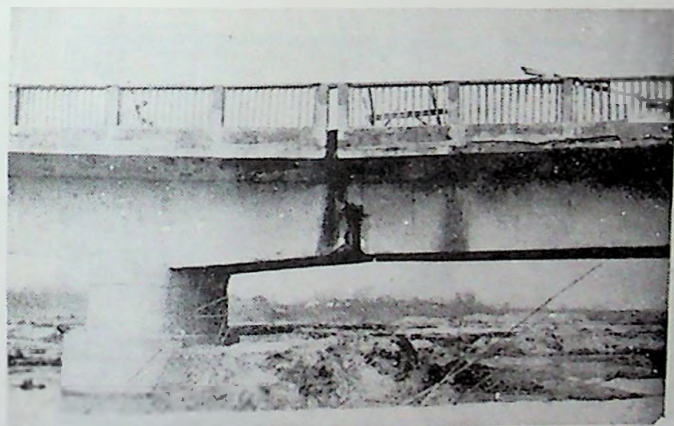


Fig. 12. Pod peste râul Cosmina (jud. Prahova) avariat în timpul cutremurului din 4 martie 1977



Fig. 13. Pod peste râul Cosmina (jud. Prahova)

Dero-Plciești, Ceramica Ploiești, Flacăra, Rafinăria nr. 1 etc. In cazul coșurilor fracturate putem da exemplu într. IFET Mîneciu, unde coșul prezenta o fractură circulară și o alta elicoidală la partea superioară. Toate coșurile de fabrică s-au prăbușit pe direcția $N50^{\circ}E$ (Fig. 18).

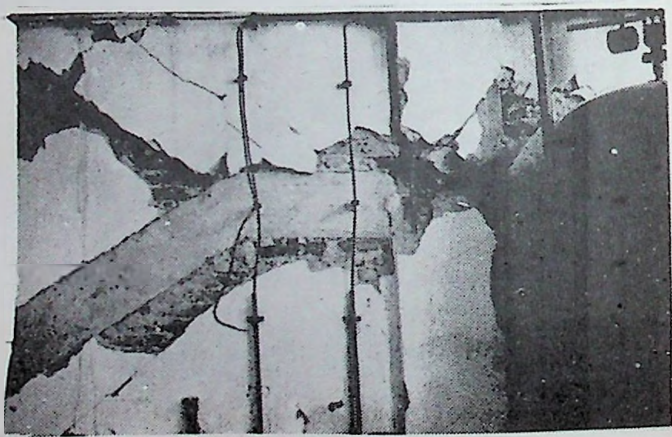


Fig. 14. Dislocarea unor structuri de rezistență la un obiectiv industrial (jud. Prahova)

Acetui catun au fost evacuați din cele 22 construcții distruse. Ei au fost martori la desfășurarea fenomenului și au urmărit modul în care s-au comportat construcțiile în timpul alunecării. Din relatarea acestora reiese că pe măsură ce se producea deplasarea, construcțiile se ruineau, toate acestea fiind însoțite de un zgomot puternic de lemnărie sfărâmată. Alunecarea terenului s-a desfășurat cu o viteză lentă și a continuat încă mult timp după aceea.

c) Reactivarea unor falii

Începînd din spatele gării Breaza s-a observat o fractură a terenului cu orientarea N70E care a traversat albia râului Prahova, fiind observată pînă în satul Corbu. Această fractură a avut o deschidere de aproximativ 4 cm. Din harta 1:200.000 foia 35 reiese că a fost reactivată o falie normală (verticală) cu orientarea N70E, cu o lungime de aproximativ 9 km.

d) Fisuri în șosele și poduri

Fractura menționată mai sus a secționat șoseaua Floiești-Drașov, în dreptul gării Breaza.

e) Avarii la construcțiile industriale. În cazul unor obiective industriale din județele amintite s-au produs avarii însemnate ce au constat în deteriorarea structurilor de rezistență (Fig. 14-17), în deteriorarea zidurilor despărțitoare sau în desprinderea unor utilaje din fundații și deplasarea acestora cu aproximativ 10 cm pe direcția N30E. La salina Slănic s-au fracturat stâlpii de rezistență la instalația de încărcare a sării. În multe localități s-au prăbușit numeroase coșuri de fabrică, iar o parte din ele au fost fracturate. Printre obiectivele la care s-au prăbușit coșurile de fabrică putem cita:



Fig. 15. Fracturarea unui stîlp de rezistență la un obiectiv industrial (jud. Prahova)

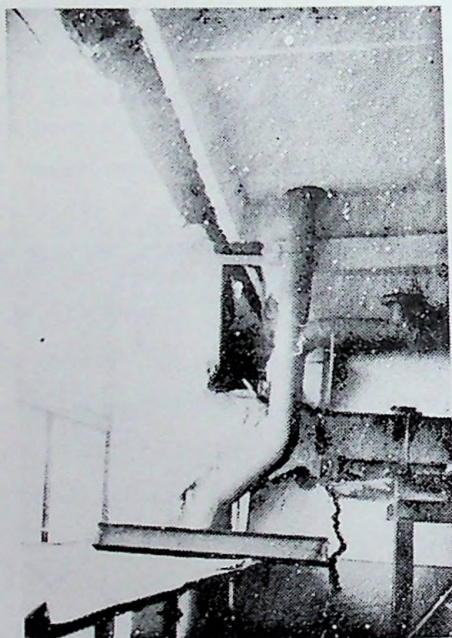


Fig./16. Deteriorarea unor instalații și a unor ziduri portante la un obiectiv industrial (jud. Prahova)



Fig. 17. Retezarea unor grinzi de susținere la un obiectiv industrial (jud. Prahova)



Fig. 18. Coș de fabrică prăbușit (jud. Prahova)

Majoritatea rezervoarelor de apă (castele de apă) au avut de suferit avariei prin fracturarea structurii de rezistență sau prin prăbușirea acestora (Fig. 19-20).



Fig. 19. Castel de apă prăbușit (jud. Prahova)



Fig. 20. Castel de apă prăbușit (jud. Prahova)

f) Avarii asupra construcțiilor civile: În mare parte construcțiile civile au avut de suferit de pe urma cutremurului,

dar au fost localități unde avarierea acestora a avut un grad foarte avansat, în localitățile Drajna de Sus, Vălenii de Munte, Lipănești, Baldești, Plopeni, Slănic, Cîmpina, avariile au fost pronunțate mergînd pînă la prăbușirea unor construcții. Coșurile de fum s-au prăbușit pe direcția N50 E.

Pietrele funerare din cimitire s-au prăbușit prin simplă răsturnare, iar o bună parte prin fracturare, în cazul unor cruci vechi din gresie din anul 1600 din cimitirul Drajna de sus.

Antenele colective de televiziune-radio, precum și cele individuale s-au prăbușit după direcția N50E.

O bună parte din școlile vechi au fost grav avariate în localitățile vizitate. La liceul nr. 5 din Ploiești (Fig. 21) se observă modul cum s-au comportat zidurile desoartitoare. Sînt vizibile fracturi în formă de X.



Fig. 21. Fracturarea unor ziduri despartitoare
(Liceul nr. 5 Ploiești)

Liceul nr. 6 Ploiești, construcție nouă, a fost de asemenea grav avariat.

Blocurile de locuințe din zona Ploiești Nord, construite din cărămidă au fost grav avariate. S-au fracturat zidurile de rezistență și cele despărțitoare, începînd de la parter pînă la ultimul etaj. Coșurile termocentralelor de bloc s-au desprins de construcția propriu-zisă și s-au fracturat la diferite nivele (Fig. 22).

La edificiile de cultură din Ploiești au apărut avarii prin prăbușirea unor frontoane (Fig. 23). Au avut de suferit stricăciuni Teatrul de Stat, Muzeul de Artă, Muzeul de Istoric, Casa Corpului Didactic, Filarmonica. La Palatul administrativ din Ploiești au fost fracturate zidurile despărțitoare, forma fracturilor a fost în general în X.

Avarierea edificiilor de cult s-a manifestat în întreaga zonă cercetată prin crăpături în ziduri și prăbușiri de ziduri sau a construcției în totalitate (Fig. 23-24-25-26-27-28-29).

În orașul Boldești, pe o arie relativ restrînsă, efectele cutremurului au fost foarte puternice. Mișcarea pe orizontală a avut caracterul unui șoc puternic de scurtă durată, astfel încît construcțiile aproape că s-au răsturnat, secționîndu-se de la aproximativ 1/2 din înălțime. Direcția șocului N30E a fost determinată după construcțiile avariate (Fig. 30-33). Tot în această localitate, în apropierea sondei nr. 361, au apărut fracturi în teren (Fig. 34) și sonda sus amintită a fost avariata.

În cazul construcțiilor spitalicești s-au observat avarii importante atât la structura de rezistență, cît și la zidurile despărțitoare. În cazul unor construcții noi (spitalul județean Ploiești) au apărut deplasări de la N spre S ale blocului

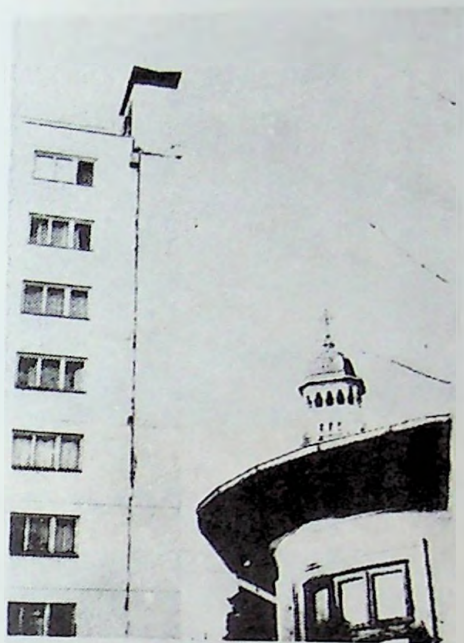


Fig. 22. Desprinderea unui cos de termocentrala. Ploiești, bloc 7 etaje



Fig. 23. Prabușirea unui fronton (Palatul Culturii Ploiești)

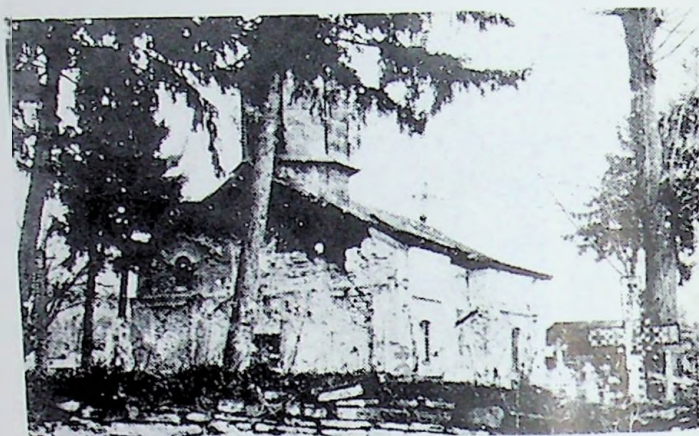


Fig. 23. Biserica avariata (com. Dragăna de Sus, jud. Prahova)

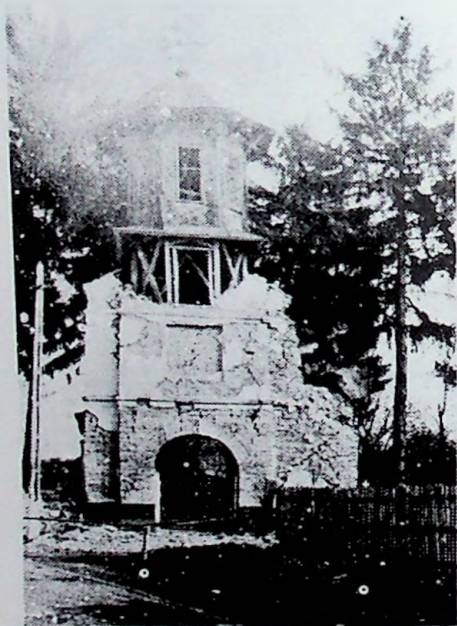


Fig. 24. Clopotniță avariată (com. Dragăna de Sus, jud. Prahova)



Fig. 25. Biserica prăbușita (Valenii de Munte)



Fig. 26. Clopotnița avariata (Valenii de Munte)



Fig. 27. Biserică avariată (Vdlenii de Munte)



Fig. 28. Biserică avariată (Vdlenii de Munte)



Fig. 33. Biserică avariata (com. Poiana Cimpina, jud. Prahova)

și fracturarea în formă de X a unor ziduri despărțitoare. Spitalul de copii Ploiești a fost avariata atât la structura de rezistență, cât și zidurile despărțitoare. În cazul Preventoriului Drajna, construcția veche a fost grav avariata (Fig. 35); la fel și construcția nouă a suferit avarii la structura de rezistență și ziduri despărțitoare; sînt prezente fracturile în formă de X. Preventoriul se află amplasat pe marginea terasei superioare a rîului Teleajen (Fig. 34).

S-au observat, de asemenea, avarii importante în toate localitățile cercetate din cele 3 județe. De menționat că în localitatea Pucioasa, jud. Dîmbovița, pe lângă alte avarii, s-au rupt o serie de conducte de apă care alimentau orașul.

ANALIZA DATELOR

Zona cercetată se caracterizează printr-o serie de particularități ale avariilor produse construcțiilor. Aceasta se



*Fig. 30. Construcție avariata (localitatea Boldești,
jud. Prahova)*



*Fig. 31. Construcție avariata (localitatea Boldești,
jud. Prahova) **



*Fig. 32. Biserica prăbușită (localitatea Boldești,
jud. Prahova)*



*Fig. 33. Biserica prăbușită (localitatea Boldești,
jud. Prahova)*



Fig. 34. Fracturi în teren, în apropierea sondei nr. 361 (localitatea Boldești, jud. Prahova)

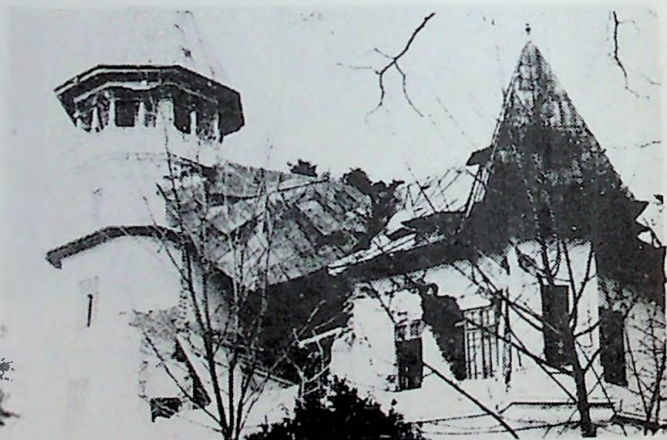


Fig. 35. Preventoriul Drajna, jud. Prahova (construcție veche), distrugere parțială

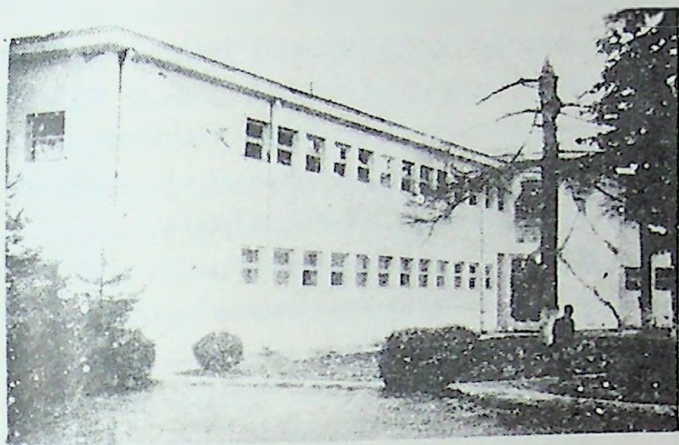


Fig. 3ă. Preventoriul Draşneşti, jud. Prahova (construcţie nouă), avarii importante

datorită, pe de o parte, elementelor de natură geologică, tectonică, hidrogeologică, ce caracterizează zona cercetată şi, pe de altă parte, distanţei faţă de focar şi, probabil, mecanismului de producere a cutremurului. În zona cercetată au fost constatate avarii la toate tipurile de construcţii. De menţionat că, pe măsură ce creştea distanţa localităţii faţă de focar, se constata o diminuare a efectelor seismice. În multe localităţi s-a observat că în cazul unor construcţii asemănătoare, dar amplasate la distanţe nu prea mari una de alta, efectele cutremurului au fost diferite. Aceste moduri de comportare a structurilor pot fi puse şi pe seama structurii geologice locale. Structura geologică regională s-a evidenţiat prin aria de manifestare a cutremurului pe o suprafaţă mare, întâlnindu-se acelaşi mod de comportare a structurilor cu o diminuare a gradului de avariere în funcţie de distanţa faţă de focar.

O altă explicaţie a modului de comportare diferită a

construcțiilor poate fi și existența în cadrul zonei a unor structuri geologice de tipul anticlinalelor și sinclinalelor și orientarea acestora în spațiu față de frontul de unde seismice generate de focar. În cazul unor construcții identice amplasate pe structuri geologice cutate (anticlinale și sinclinale) este posibil ca și comportarea lor să fie diferită.

S-a evidențiat cu ocazia denlăsării în teren că majoritatea coșurilor de fum ale caselor și a coșurilor de fabrică s-au prăbușit după direcția NE-SV, cu căderi ale acestora în general spre NE. În cazul coșurilor de fabrică, prăbușirea a fost spre NE.

Antenele colective de televiziune-radio au fost îndoite spre NE. Pietrele funerare s-au prăbușit după direcția NE-SV.

Din datele prezentate reiese, de asemenea, că în generația și propagarea undelor s-a manifestat o anumită directivitate: sensul primei mișcări a fost în general de la NE către SV, ceea ce este în strinsă legătură cu mecanismul de producere a cutremurului.

CONCLUZII

Din datele de observație prezentate și din analiza făcută rezultă următoarele concluzii mai importante:

1. La majoritatea clădirilor cercetate s-au observat fracturi ale zidăriei în formă de X, datorate deformărilor la care au fost supuse structurile respective. Aceste manifestări au apărut în general în cazul construcțiilor cu schelet de beton armat.

2. La construcțiile înalte distrugerile apar începând de la fundație până la jumătate din înălțimea acestora, după care,

la nivelele superioare, distrugerile sînt mai diminuate.

3. Prăbușirea unor ziduri, desprinderea acestora din cadrele de beton și mai cu seamă prăbușirea calcanelor s-a produs de regulă cînd aceste elemente erau dispuse perpendicular pe direcția de propagare a undelor seismice, iar fracturarea în formă de X a acelorași elemente s-a produs cînd acestea erau orientate paralel cu direcția de propagare a undelor seismice.

4. Desprinderea unor elemente de rezistență din zidărie în cazul cînd acestea nu au continuitate.

5. Prăbușirea unor construcții cu centrul de greutate la înălțime (castele de apă); căderea acestora spre NE.

6. Prăbușirea unor coșuri de fabrică sau fracturarea acestora după direcția NE-SV.

7. Deplasarea pe orizontală a construcțiilor și utilajelor grele pe fundațiile proprii pe direcția NE-SV.

8. Ruperea unor stâlpi de rezistență la diferite construcții și dislocarea acestora.

9. Producerea unor alunecări de teren, prăbușirea unor roci și apariția unor fracturi în teren, în zone susceptibile unor asemenea manifestări.

În încheiere doresc să exprim mulțumirile mele Comitetelor județene de Partid și Consiliilor Populare județene pentru sprijinul acordat cu ocazia cercetărilor efectuate pe teren.

BIBLIOGRAFIE

- A. Pantea, N. Măndrescu, M. Popescu, E. Mihu, G. Borîea (pentru seismologie) - Asupra efectelor macroseismice ale cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN, I, 4 decembrie 1977, București.

ANALIZA FRECVENTA-TIMP A OSCILATIILOR GENERATE DE CUTREMURUL VRINCEAN DIN 4 MARTIE 1977^{*)}

SIEGLINDE IOSIF¹, J. STŘEŠŤÍK², T. IOSIF¹

¹Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România.

²Institutul de geofizică al Academiei cehoslovace de științe, Praha, Cehoslovacia.

IOSIF, S., STŘEŠŤÍK, J. AND IOSIF, T., 1979. FREQUENCY-TIME ANALYSIS OF OSCILLATIONS GENERATED BY MARCH 4, 1977 VRANCEA EARTHQUAKE. The method of dynamic spectral analysis is applied to the study of seismic oscillations generated by the March 4, 1977 earthquake. This method is analogous to so-called method of "moving window analysis". The fine structure of amplitude spectra both in frequency and time domain is described and is printed by means of mutually overlapping symbols.

INTRODUCERE

Ingineria cutremurelor și seismologia inginerască sînt domenii ale științei și tehnicii direct interesate în studiul vibrațiilor și distrugerilor cauzate de cutremure diferitelor clădiri, poduri, baraje etc. Aceste domenii, de cea mai mare importanță practică, includ, pe lângă analiza oscilațiilor solului, și cea a vibrațiilor structurilor, precum și inter-

*) Lucrarea a apărut pentru prima dată - sub același titlu - în Raportul CSEN, 1978, Tema 30.78.1: 36-46.

acțiunea sol structură. În studiul unor astfel de probleme, utilizarea analizei spectrale devine din ce în ce mai importantă.

O structură, în cazul cel mai simplu, este un sistem liniar, cu un grad de libertate. Spectrul mișcării, în orice punct al ei, este produsul dintre spectrul mișcării solului și cel al clădirii, reprezentat prin factorul de transfer. Acest factor de transfer reprezintă spectrul de răspuns al clădirii în banda caracteristică de frecvență a seismografului.

Precizia spectrelor de răspuns este limitată în special de erorile în procesul de digitizare, erori care pot fi de ordinul 15-20% (Nigam și Jennings, 1969).

Una din aplicațiile importante ale spectrelor de răspuns constă în evaluarea intensității într-un mod mai adecvat decât este posibil să se facă pe baza datelor macroseismice.

Un inconvenient general al spectrelor este însă acela că dau un tablou static, fără să țină cont de factorul timp, care, considerând natura nestaționară a mișcărilor provocate de cutremure, este foarte important. Pentru remedierea acestui neajuns, Liu (1970) a elaborat o metodă pentru calculul spectrului evolutiv, demonstrând că spectrele variază în timp, atât în amplitudine, cât și în localizarea maximelor.

În acest sens, concluziile optimiste, în general, privind rezultatele obținute în decursul anilor, sînt într-un fel demobilizate de lucrarea lui Hudson (1972), în care se pun în evidență variațiile mari ale spectrelor de răspuns, în funcție de diferiți parametri: structura geologică locală și topografia suprafeței ei, propagarea undelor seismice, durata lor etc.

De aceea, am introdus în cadrul preocupărilor noastre

analiza spectrală în domeniul temporal.

METODA

Pentru obținerea spectrogramelor (sau sonagramelor) există mai multe posibilități, ilustrate schematic în Fig. 1.

Lipsa aparatului special ne-a obligat să recurgem la a treia metodă și anume să transformăm înregistrarea analogă în digitală și să obținem apoi, prin intermediul calculatorului, o reprezentare grafică identică cu cea dată de analizorii electronici spectrali.

Inregistrările sonografice pun în evidență variația amplitudinilor oscilațiilor seismice atât în funcție de frecvență, cât și în funcție de timp.

Principiul construirii unei sonagrame constă în calculul spectrului complex evolutiv de frecvență al înregistrării amplitudine-timp ($A-t$) pentru semnalul analizat (Dobes et al., 1971):

$$S_t(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t'-t)f(t')\exp(-i\omega t')dt' \quad (1)$$

În care $g(t'-t)$ este o funcție de pondere. Prin alegerea unor valori convenabile pentru funcția g , este posibil să se modeleze diferite regimuri de lucru. Un exemplu de funcție, deseori folosită, este dată în Fig. 2. Funcția g este o funcție exponențială, deformată numai în vecinătatea punctului $t' = t-w$ (unde este lărgimea ferestrei), astfel încât $g(-w) = 0$. Fereastra egală, rectangulară este ilustrată prin linia punctată ($g \equiv 1$).

Dacă fereastra are o lărgime finită, w , ecuația (1) se reduce la:

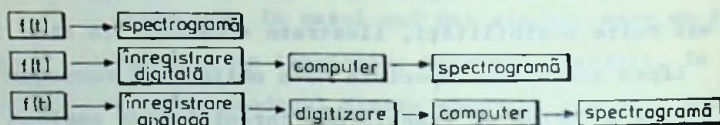


Fig. 1. Schema metodelor de obținere a spectrogramelor (sonogramelor)

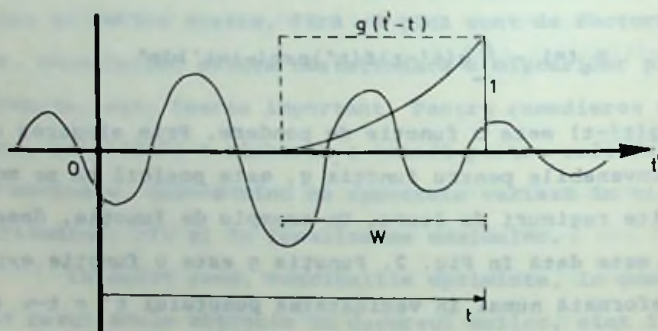


Fig. 2. Definiția funcției de pondere $g(t'-t)$. Linia continuă reprezintă o fereastră exponențială iar linia punctată o fereastră rectangulară

$$S_t(\omega) = \int_{t-w}^t g(t'-t)f(t')\exp(-i\omega t')dt' \quad (2)$$

Amplitudinea reală a spectrului complex de frecvență (2) este modificată în final de curba de calibrare a seismografului $\epsilon(\omega)$:

$$\phi(\omega, t) = \epsilon(\omega) |S_t(\omega)| \quad (3)$$

Funcția $\epsilon(\omega)$ poate fi și ea modelată, aplicând înregistrării un filtru de frecvență.

Amplitudinea spectrului evolutiv de frecvență (3) reprezintă, în același mod, ca și sonagramele standard, grafice sub forma unei funcții de două variabile ω și t , desenate cu ajutorul unor simboluri parțial suprapuse. Porțiunile mai negre ale figurii rezultante corespund valorilor mai mari ale funcției ϕ sau $S_t(\omega)$.

ALEGEREA PARAMETRIILOR PENTRU CALCUL

Programul de calcul permite obținerea spectrogramei pentru o formă arbitrară a funcției de pondere g și o caracteristică de frecvență a instrumentului $\epsilon(\omega)$ (sau un filtru convenabil de frecvență), în care axele de coordonate sînt timpul Δt și frecvența $\Delta\omega$.

Intervalul $\Delta\omega$ este astfel ales încît să conțină frecvența oscilațiilor pe care dorim să o studiem. Este necesar să fie incluse, în special, valorile care corespund amplitudinilor mari. Raportul dintre $\Delta\omega$ și Δt trebuie ales astfel încît zonele mai negre, reprezentînd poziția maximului în frecvența oscilațiilor, să se extindă de-a lungul axei timp, obținînd un contrast suficient pentru structura internă a spectrelor individuale ale sonagramei. Aceasta facilitează observarea schimbării frecvenței

cu timpul.

În încercările făcute cu diferite forme ale funcției g am găsit că maximele amplitudinilor, reprezentate prin zonele mai negre, sînt mai pronunțate cînd se aplică o fereastră dreptunghiulară. O fereastră exponențială netezește maximele pe verticală.

DATE DE OBSERVAȚIE. REZULTATE

Am aplicat analiza frecvență-timp în studiul oscilațiilor generate de cutremurul vrîncean din 4 martie 1977, înregistrate la 8 stații seismice situate la distanțe epicentrice $\Delta \approx 14^\circ - 65^\circ$. În Tabela I sînt trecute: distanța epicentrică Δ , azimutul Az , ora de sosire, componenta, tipul seismografului și caracteristicile sale - amplificarea și intervalul de perioade.

Cele 15 seismograme au fost digitizate cu un pas optim, cuprins în intervalul 0,087 - 0,176 sec.

Calcululele s-au efectuat utilizînd ferestre de timp rectangulare, în două variante: $\Delta t = 9,92$ sec. și $\Delta t = 4,91$ sec. Întrucît rezoluția spectrală este afectată de lungimea ferestrei, varianta optimă obținută este pentru $\Delta t = 9,92$ sec.

Domeniul de frecvență ($f = \omega/2\pi$) în care s-a făcut analiza este 0,1 - 2,05 rad/sec, cu o deplasare $\Delta\omega = 0,05$ rad/sec.

În Fig. 3-10 sînt prezentate spectrogramele obținute. Ele oferă o reprezentare tridimensională a densității spectrale de energie, în funcție de două variabile: ω (în domeniul frecvenței și t (în domeniul timp).

Bakuriani (Fig. 3). S-a supus analizei componenta E-V a înregistrării seismografului SKD, de perioade medii (0,3-18 s) și de joasă amplificare ($V = 970$). A fost digitizat un

TABELA 1

Date de observație

Nr.	S t a ț i a	Δ°	Az°	C sau D	h m s	(O-C)s	Comp.	Seismograf	Amplif.	$(\Delta T)_s$
1	Bakuriani	12,77	102	C	19 24 55,0	1,6	E - V	SKD	1040	0,2 - 20,0
2	Makhachkala	14	100		19 25		^Z E - V	SVK SGK	50 50	0,3 - 9,0 0,3 - 11,0
3	Goris	15,69	107	C	19 25 35,6	4,5	N - S E - V	SGK SGK	202 202	0,5 - 10,0 0,5 - 10,0
4	Apatity	22,10	7		19 26 41,0	-1,2	^Z E - V	SKD SGK	1000 1000	0,2 - 20,0 0,2 - 20,0
5	Frunze	33,97	77	D	19 28 30,0	-0,3	N - S E - V	SKM-3 SKM-3	2600 2600	0,46 - 1,0 0,46 - 1,0
6	Novosibirsk	36,30	54	D	19 28 52,0	-0,2	Z	SKM-3	50000	0,2 - 1,4
7	Yakutsk	56,24	34		19 31 22,4	-3,9	N - S	SKD	1040	0,2 - 20,0
8	Iultin	65,04	10	D	19 32 24,0	-1,8	N - S E - V Z Z	SKM-3 SKM-3 SKM-3 SVK	50000 50000 50000 5000	0,2 - 1,0 0,2 - 1,0 0,2 - 1,0 0,2 - 1,0

BAKURIANI E-V

MAKHACHKALA Z

MAKHACHKALA E-V

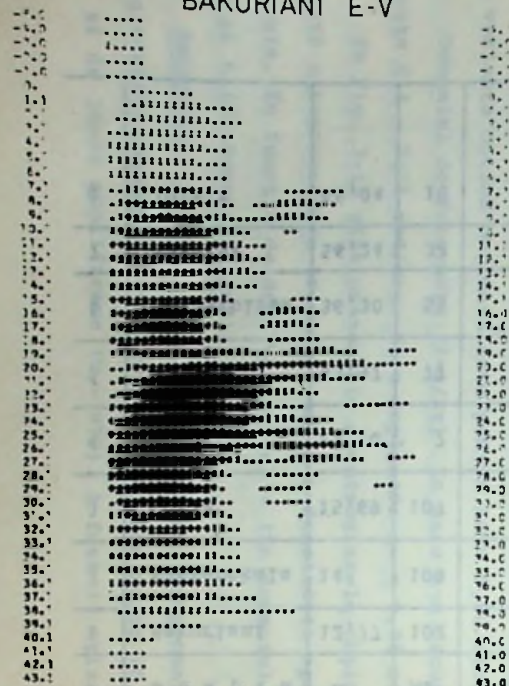


Fig. 3. Sonagrama obținută la stația seismică Bakuriani

Fig. 4 (a,b). Sonagramme obținute la stația seismică Makhachkala

interval de 37,06 s. Pe sonagrama din Fig. 3 se observă la 8-9 s prima creștere a energiei care corespunde șocului major E_m al secvenței (vezi Iosif și Iosif, 1977). După maximele de la 16 s și 21 s se atinge o valoare extremă la 22-23 s, ca apoi, după un alt maxim secundar, la 28-29 s, să urmeze o descreștere progresivă a energiei din trenul undelor P. În frecvență energia se distribuie într-o bandă mai largă, $\Delta f = 0,06 - 0,127$ Hz.

Makhachkaia (Fig. 4 a,b). Stația este situată la aproximativ aceeași distanță epicentrală și în același azimut ca și BKR. Este dotată cu penduli de mică amplificare, $V = 50$. Am analizat componentele Z și E - V ale înregistrării cutremurului de la 4 martie 1977 (pe ambele s-au digitizat 40 s). Distribuția spectrală a energiei se prezintă grupată în timp $\Delta t_Z = 18 - 27$ s și frecvență $\Delta f_Z = 0,06 - 0,127$ Hz și respectiv $\Delta t_E = 17 - 26$ s și $\Delta f_E = 0,05 - 0,135$ Hz.

Goris (Fig. 5 a,b). Au fost digitizate înregistrările componentelor orizontale N - S (49,7 s) și E - V (48 s) ale seismografului SGK de joasă amplificare $V = 202$, cu banda de perioade 0,2 - 20 s. Pe ambele componente se observă o creștere a energiei la 9 s, un maxim la 17 - 18 s în intervalul de frecvență $\Delta f = 0,05 - 0,103$ Hz.

Novosibirsk (Fig. 6). Deși cu amplificări mari, seismografele SKM-3, funcționând în domeniul de scurtă perioadă (0,2 - 1,4 s) au înregistrat o cantitate energetică redusă, intrucît la cutremurele puternice, energia seismică este conținută în unde de perioadă lungă și foarte lungă. Astfel încît am digitizat numai componenta Z (24,71 s), spectrul prezentînd maxime de valoare redusă, dispersate atît în timp, cît și în frecvență.

Apatity (Fig. 7 a,b). S-au supus analizei componentele

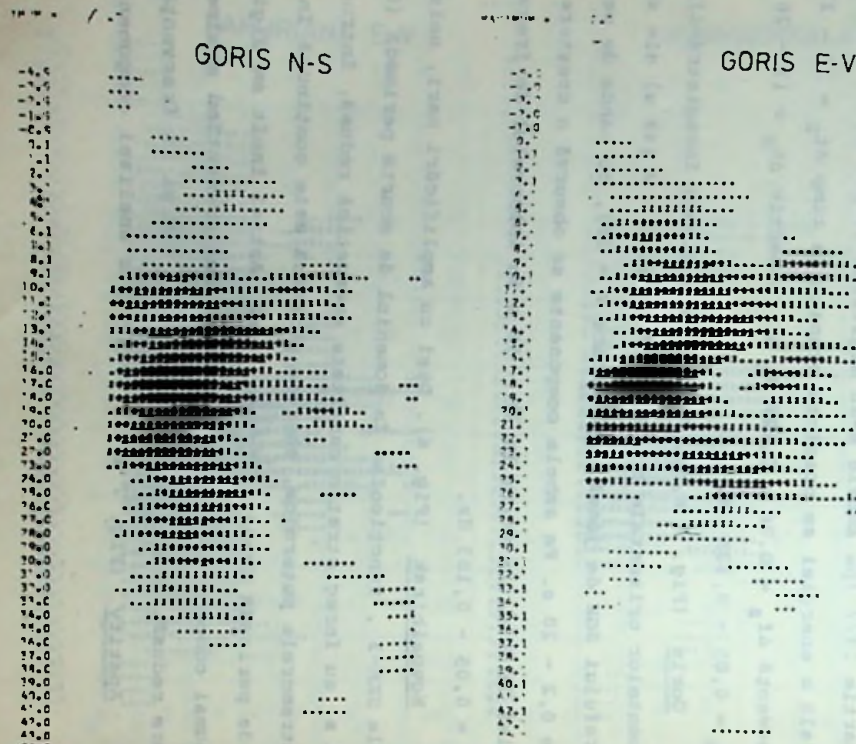


Fig. 5 (a,b). Sonograme obținute la stația seismică Goris

GORIS E-V

NOVOSIBIRSK Z



Fig. 6. Sonograma obținută la stația seismică Novosibirsk

APATITY Z



APATITY E-V



IULTIN Z



Fig. 7 (a,b). Sonagramme obținute la stația seismică Apatity

Fig. 8

Z (interval digitizat 40,59 s) și E - V (interval digitizat, 42,35 s) înregistrate cu seismograful SGK de perioade 0,2 - 20 s. Se observă gruparea densității energetice la $\Delta t_Z = 20 - 30$ s și $\Delta f_Z = 0,06 - 0,135$ Hz și respectiv $\Delta t_E = 20 - 30$ s și $\Delta f_E = 0,06 - 0,127$ Hz.

Iultin (Fig. 8 a,b,c,d). Stația fiind dotată cu penduli de diferite amplificări, am analizat pentru comparație componentele Z de la SKM-3 cu $V = 5000$ și SKM-3 cu $V = 50.000$, ambele de scurtă perioadă. Au fost digitizate 21,71 s și 15,65 s. Din Fig. 8 a și d se observă conținutul energetic crescut pe sonagrama corespunzătoare seismogramei cu amplificări mari, unde se evidențiază foarte bine faza P_u a evenimentului. Energia maximă se grupează în timp la 10 - 20 s și în banda de frecvență $\Delta f = 0,25 - 0,33$ Hz.

Pe seismogramele orizontale N - S (30,43 s) și E - V (31,30 s) de înaltă amplificare, spectrele se prezintă sub o formă neregulată atât în domeniul temporal cât și în frecvență.

Frunze (Fig. 9 a,b). Pe componenta N - S a înregistrării, primul maxim apare la ≈ 4 s, care corespunde cu șocul P_u , după care energia scade, ca la ≈ 9 s, odată cu șocul P_u , energia să crească iar. În banda de frecvență $\Delta f = 0,103 - 0,231$ Hz, energia atinge maximul (deci spre perioade scurte). Pe componenta E - V (interval de digitizare 26,48 s) energia spectrală este mai concentrată în timp $\Delta t = 15 - 23$ s și frecvență, $\Delta f = 0,143 - 0,222$ Hz.

Yakutsk (Fig. 10). S-au digitizat 48 - 46 s pe seismograma N - S înregistrată cu seismograful SKD, avînd amplificarea $V = 1040$ în banda 0,2 - 20 s. Se observă foarte clar gruparea energiei la frecvențe mici $\Delta f = 0,016 - 0,064$ Hz și în intervalul $\Delta t = 11 - 21$ s.

IULTIN N-S



IULTIN E-V



IULTIN Z



Fig. 8 (a,b,c,d). Sonagrams obținute la stația seismică Iultin

FRUNZE N-S

FRUNZE E-V

YAKUTSK N-S

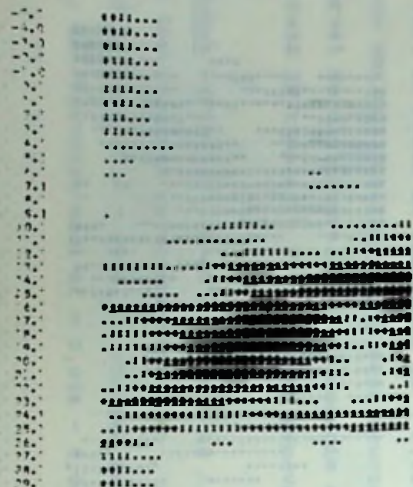


Fig. 9 (a,b). Sonagramme obținute la stația seismică Frunze

Fig. 10. Sonagrama obținut la stația seismică Yakutsk

OBSERVAȚII

Din studiul efectuat se pot trage următoarele concluzii:

1. Energia maximă, în undele P, ale multipletului se înregistrează după $t = 10 - 30$ sec, primul impuls de pe seismogramă fiind considerat la $t = 0$ sec. Durata energiei maxime este de 3 - 8 secunde, fără să pară a fi influențată de distanța epicentrică și azimut.

2. Conținutul în frecvență variază în funcție de filiația undelor seismice la șocurile evenimentului vrincean. Subliniem că pentru fiecare punct de observație se pune în evidență existența unui interval de perioade predominante și nu a unei perioade predominante singulare, așa cum ar rezulta dintr-un spectru Fourier, de exemplu. Acest fapt este deosebit de important pentru caracterizarea condițiilor microgeologice de sub stații, condiții cu rol esențial în proiectarea și construirea structurilor civile și industriale.

3. Se observă net influența aparaturii prin aceea că filtrează undele prin banda proprie de frecvențe. Astfel, pe sonagramele corespunzătoare unor înregistrări cu seismografe de scurtă perioadă, maximele energetice sînt vizibil deplasate spre frecvențe mari.

4. În etapa următoare se impune abordarea unor studii similare în care să se aplice datelor de observație curbele de răspuns ale seismografelor.

BIBLIOGRAFIE

- Dobes, K., Strestik, J. and Prikner, K., 1971. Numerical calculation of frequency-time displays using amplitude-time records. *Studia geoph. et geod.* 15:331-339.
- Hudson, D.E., 1972. Local distribution of strong earthquake ground motions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62:1765-1786.
- Iosif, T. si Iosif, S., 1977. The Vrancea earthquake of March 4, 1977 - a multiple seismic event and its seismotectonic implications. Preprint ICEFIZ - Bucharest - Magurele.
- Liu, S.C., 1970. Evolutionary power spectral density of strong motion earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 60:891-900.
- Nigam, N.C., and Jennings, P.C., 1969. Calculations of response spectra from strong-motion earthquake records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59:909-922.

SPECTRE FOURIER SI ACCELEROGRAME SINTETICE ALE MISCARII SOLULUI
PRODUSA IN ZONA BUCURESTI DE PUTERNICUL CUTREMUR VRINCEAN DIN
4 MARTIE 1977*)

D. ENESCU, A. PANTEA, V. SMALBERGHER

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România

ENESCU, D., PANTEA, A., SMALBERGHER, V., 1979. SYNTHETIC
FOURIER SPECTRA AND ACCELEROGRAMS OF THE GROUND MOTION
PRODUCED IN THE BUCHAREST AREA BY THE STRONG VRANCEA
EARTHQUAKE OF MARCH 4, 1977. Using a method elaborated
by Enescu and Plaviț, the authors computed the
synthetic spectra and accelerograms for the horizontal
and for the N-S, E-W, SVH and SH ground movement
components. The calculus for these spectra and
accelerograms is based upon the knowledge of the
geometric and dynamic parameters for the focus and of
the physical parameters of the propagation medium. The
comparison between the computed and observed spectra and
accelerograms shows a good concordance.

INTRODUCERE

Rezolvarea în cele mai bune condițiuni a principalelor
probleme privind determinarea parametrilor seismici necesari în
calculul și proiectarea antiseismică a construcțiilor cere ca în
amplasamentele respective să fi existat cel puțin cîte o stație
seismologică dotată cu aparatura corespunzătoare care să fi

*) Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată
și fizica Pământului din noiembrie 1978 - București.

înregistrat cel puțin cîte un cutremur puternic din zonele seismice ce determină seismicitatea acelor amplasamente.

În lipsa unor asemenea înregistrări se apelează la alte căi de rezolvare a problemei.

Existența unor accelerograme, cum sînt cele înregistrate la București (INCERC), în timpul puternicului cutremur vrîncean din 4 martie 1977, face posibilă acea cale de rezolvare a problemei care constă în deconvoluarea accelerogramelor existente pînă la diferite nivele în subsol, folosind funcțiile de transfer ale mediului de propagare și sursei, iar rezultatele obținute prin deconvoluție sînt, după aceea, convolute în zonele amplasamentelor studiate, folosind funcțiile de transfer corespunzătoare.

A doua cale de rezolvare a problemei constă în determinarea seismogramelor sintetice (artificiale) pe baza cunoașterii parametrilor geometrici și dinamici ai focarelor și a parametrilor fizici ai mediului de propagare.

În această lucrare folosim cea de a doua cale din cele două enunțate mai sus, determinînd spectre Fourier și accelerograme sintetice ale mișcării solului produsă în zona București (Pantelimon-INCERC) de puternicul cutremur vrîncean din 4 martie 1977 (Enescu et al., 1979).

Am ales zona Pantelimon-INCERC, întrucît putem compara rezultatele obținute cu accelerogramele înregistrate la INCERC, comparație care ne va permite să tragem concluzii asupra aplicabilității metodei pentru amplasamente în care nu s-au înregistrat accelerograme ale puternicelor cutremure intermediare din zona Vrancea.

METODA APLICATA

După cum se știe, operația de sinteză Fourier poate fi exprimată prin relația:

$$f(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} [a(\omega) \cos \omega t + b(\omega) \sin \omega t] d\omega, \quad (1)$$

în care, în cazul nostru, $f(t)$ reprezintă acceleroograma corespunzătoare unei anumite unde sau grup de unde, iar $a(\omega)$ și $b(\omega)$ sînt coeficienții din relația:

$$S(\omega) = a(\omega) + j b(\omega) = |S(\omega)| e^{j\varphi(\omega)}, \quad (2)$$

unde $S(\omega)$ este spectrul complex al funcției $f(t)$.

După cum vedem, problema fundamentală a determinărilor noastre este reprezentată de calcularea spectrului $S(\omega)$. Aceasta este o problemă extrem de complicată de modelare a sursei generatoare de unde seismice și a mediului de propagare a acestor unde.

O soluție a acestei probleme a fost dată pentru cazul cutremurelor intermediare și adînci de Enescu și Plaviță (1978 a). Încercăm în cele ce urmează să folosim metoda de calcul a spectrului $S(\omega)$ elaborată de autorii citați mai sus.

Modulul funcției complexe $S(\omega)$ este dat de relația (Enescu și Plaviță, 1978 a):

$$|S(\omega)| = |S^*(\omega)| \left[1 + \frac{f(L)}{R'_0} \right] |K_S(\omega)|, \quad (3)$$

sau, mai accesibil pentru calcul:

$$|S(\omega)| = |S^*(\omega)| \left[1 + \beta \frac{r}{R'_0} \right] |K_S(\omega)|, \quad (3')$$

în care: $K_S(\omega)$ este funcția de transfer a stratelor aflate deasupra fundamentului; L reprezintă lungimea suprafeței de falieră din focar; r - raza ariei circulare echivalente suprafeței de

faliere; B este o constantă de proporționalitate.

Mărimea $\bar{R}'_0$ este o distanță care poate fi calculată cu ajutorul relației:

$$\bar{R}'_0 = \bar{R}_0 - f\left(\frac{L}{q}\right), \quad (4)$$

În care $\bar{R}_0$ este distanța măsurată ținând seama de traiectoria unei seismice din hypocentru pînă la punctul de intensitate seismică maximă ($I = I_0$) și este exprimată de relația (Keylis-Borok et al., 1957):

$$\bar{R}_0 = \left[(R_1 + \sum_{k=2}^m R_k \frac{V_k}{V_1}) (R_1 + \sum_{k=2}^m R_k \frac{\cos^2 i_k}{\cos^2 i_1} \frac{V_k}{V_1}) \right]_{I=I_0}^{I=I_0}, \quad (5)$$

unde R_1 este lungimea razei seismice care pleacă din sursă sub unghiul $i_1 = i_h$ și incide pe prima limită de separație; V_1 este viteza de propagare pe drumul R_1 ; V_k , R_k și i_k sînt parametrii (viteza, lungimea, unghiul de incidență) corespunzători razei seismice k cuprinsă între două puncte de incidență consecutive.

Mărimea q este o constantă care este egală cu 1 în cazul faliei unilaterale și cu 2 în cazul faliei bilaterale.

Modulul funcției $S^*(\omega)$ este exprimat de relația (Enescu și Plaviță, 1978 a):

$$\log |S^*(\omega)| = A_1 + B + C + F_A(\omega), \quad (6)$$

În care:

$$A = (A_1 - 2A_2 - A_3)A_4, \quad (7)$$

$$B = (A_1 - 2A_2 - A_3)B_4 + B_1 - 2B_2 - B_3,$$

unde A_i , B_i ($i = 1, 2, 3, 4$) sînt coeficienții relațiilor:

$$\log M_0 = A_1 M + B_1,$$

$$\log r = A_2 M + B_2 \quad (8)$$

$$\log \psi(\eta) = A_2 M + B_2$$

și

$$M = A_4 I_0 + B_4, \quad (9)$$

în care M_0 este momentul seismic, η reprezintă eficiența seismică și M este magnitudinea cutremurului.

Mărimea C se exprimă prin relația:

$$C = \log \left[\frac{c v^2 g^2 f(\sigma, Y, \rho) K_{\text{ref.0}}}{\bar{R}'_0} \right], \quad (10)$$

unde c și g sînt niște constante; $f(\sigma, Y, \rho)$ este o funcție de coeficientul Poisson σ , modulul lui Young Y și densitatea ρ ; v reprezintă viteza de propagare în mediul sursei; $K_{\text{ref.0}}$ reprezintă coeficientul prin care se ia în considerare efectul reflexiei și refracției undelor în mediul de propagare cuprins între sursă și fundament, corespunzător drumului parcurs de unde pentru a sosi în punctul de intensitate maximă $I = I_0$.

În sfîrșit, funcția $F_a(\omega)$ are forma:

$$F_a(\omega) = \log \left[K_{ab}(\omega, \bar{R}'_0) \frac{\omega^2}{v^2} F\left(\frac{\omega}{v}\right) \right], \quad (11)$$

în care $v = \omega_0$, ω_0 este frecvența predominantă sau frecvența "de colț" din spectrul undei generată de sursă, $K_{ab}(\omega, \bar{R}'_0)$ exprimă atenuarea undelor datorită absorbției dependentă de frecvența ω și, bineînțeles, de distanța parcursă de undă; F este funcția spectrală a sursei.

MODELUL SEISMOLOGIC. REZULTATE

Înainte de a prezenta parametrii modelului, menționăm că în calcule a fost luată în considerare unda transversală, întrucît aceasta este unda cea mai importantă pentru calculul

construcțiilor ce trebuie să reziste la cutremurele intermediare vrîncene.

Pentru efectuarea calculelor am luat în considerare modelul seismologic exprimat de relațiile și mărimile prezentate mai jos.

S-a admis următoarea formă a funcției spectrale a sursei:

$$F\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right) = \frac{1}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^2} \quad (\text{Brune, 1970}). \quad (12)$$

Determinările făcute de Enescu et al (1978 a) privind parametrii geometrici și dinamici ai focarelor au arătat că frecvența predominantă ω_0 a oscilațiilor generate de puternicul cutremur vrîncean din 4 martie 1977 a fost

$$\omega_0 = 0,982 \text{ cps} . \quad (13)$$

Evaluările făcute de noi au condus la următoarea valoare a frecvenței "de colț" pentru același cutremur:

$$\omega_c = 0,540 \text{ cps}, \quad (14)$$

în concordanță satisfăcătoare cu valoarea $\omega_c = 0,440$, dedusă de Fuchs et al (1979) pentru același cutremur.

S-au mai luat în considerare, de asemenea, următoarele valori:

$$g = 2,34 \quad (\text{Brune, 1970})$$

$$c = \frac{1}{4\pi}; \quad f(\eta, Y, \rho) = \frac{1}{\rho V_s^3}; \quad \psi(\eta) = 1 \quad (\text{Randall, 1973}) \quad (15)$$

$$V_s = 4,5 - 4,7 \cdot 10^3 \text{ cm/sec}; \quad \rho = 3,3 \text{ g/cm}^3$$

Rezultatele obținute de Enescu et al (1978 a) ne oferă, în afară de frecvența predominantă ω_0 , o gamă foarte importantă de parametri utili la calculul spectrelor și seismogramelor

sintetice. Aceștia sînt coeficienții relațiilor (8):

$$A_1 = 1,30; \quad B_1 = 17,91 \quad (16)$$

$$A_2 = 0,39; \quad B_2 = 3,48,$$

precum și valorile razei r și lungimii L ale suprafeței de fa-
liere pentru cutremurul din 4 martie 1977:

$$r = 19,4 \text{ km}; \quad L = 45,4 \text{ km}. \quad (17)$$

Coeficienții relației (9) au valorile

$$A_u = 0,56; \quad B_u = 2,18 \quad (\text{Radu, 1974}). \quad (18)$$

După estimările făcute de noi, au mai rezultat valori-
le:

$$\bar{R}'_0 = 73 \text{ km}; \quad K_{\text{ref.o}} = 2,45. \quad (19)$$

Valorile (19) au fost determinate pe baza rezultatelor
din lucrarea lui Müller et al (1977/1978), precum și pe baza
datelor din lucrarea lui Fuchs et al (1979). Mărimea $K_{\text{ref.o}}$,
calculată independent de datele din cele două lucrări citate,
coincide practic cu valoarea exprimată de (19). Menționăm că la
calculul mărimii $K_{\text{ref.o}}$ a fost luat în considerare coeficientul
de conversie corespunzător componentei orizontale. De aceea,
spectrul $S^*(\omega)$ și, evident, spectrul $S(\omega)$, determinate în modul
arătat mai sus, reprezintă spectre ale componentei orizontale.

Funcția $K_{ab}(\omega, \bar{R}'_0)$ a fost determinată pe baza datelor
din lucrarea lui Berzon et al (1962), date care se bazează pe
un foarte bogat material de observație privind undele provenite
din scoarța terestră și din mantaua superioară, adică tocmai
ceea ce trebuie folosit în cazul nostru.

Un rol de asemenea foarte important în determinarea
spectrului $S(\omega)$ îl are funcția de transfer $K_s(\omega)$. Noi am luat
în considerare funcția de transfer calculată de Enescu et al

(1978 b) pentru zona NE București (Pantelimon, INCERC).

Spectrul de amplitudine sintetic $|S(\omega)|$ pentru componenta orizontală, calculat în modul și pe baza datelor arătate mai sus, este reprezentat în Fig. 1, alături de spectrul de amplitudine al componentei orizontale observate (Enescu și Plavița, 1978 b). Cu toată marea complexitate a modelării proceselor implicate în rezolvarea problemei abordate în această lucrare, observăm că rezultatul obținut este satisfăcător, întrucât gradul de asemănare a celor două spectre (Fig. 1) este suficient de mare pentru a încerca aplicarea metodei și la alte cazuri.

Calculul accelerogramelor sintetice l-am făcut aplicând operația de sinteză Fourier, conform relației (1). De obicei, în asemenea cazuri se admite pentru spectrul de fază $\phi(\omega)$ o formă aleatoare. Din mulțimea de forme posibile le-am preferat pe acelea care au fost observate în cazul cutremurului vrancean din 4 martie 1977 (Enescu și Plaviță, 1978 b). În felul acesta sînt luate în considerare și fazele corespunzătoare unor eventuale unde care s-au suprapus peste unda transversală.

Pentru calculul accelerogramelor sintetice a fost realizat programul de sinteză a semnalelor seismice în limbajul FORTRAN IV, bazat pe algoritmul lui Cooley și Tukey de calcul al transformatei Fourier rapide, care prezintă avantajul că reduce mult timpul de calcul, în special pentru serii lungi de date. Rularea programului a fost făcută la calculatorul IBM-370, utilizînd pentru sinteză un număr de 512 valori.

În Fig. 2 este prezentată accelerograma sintetică pentru componenta orizontală, calculată de noi prin procedeul arătat mai sus. Comparația cu accelerograma observată (Fig. 2) arată unele diferențe dar și multe asemănări. Asemănările ne

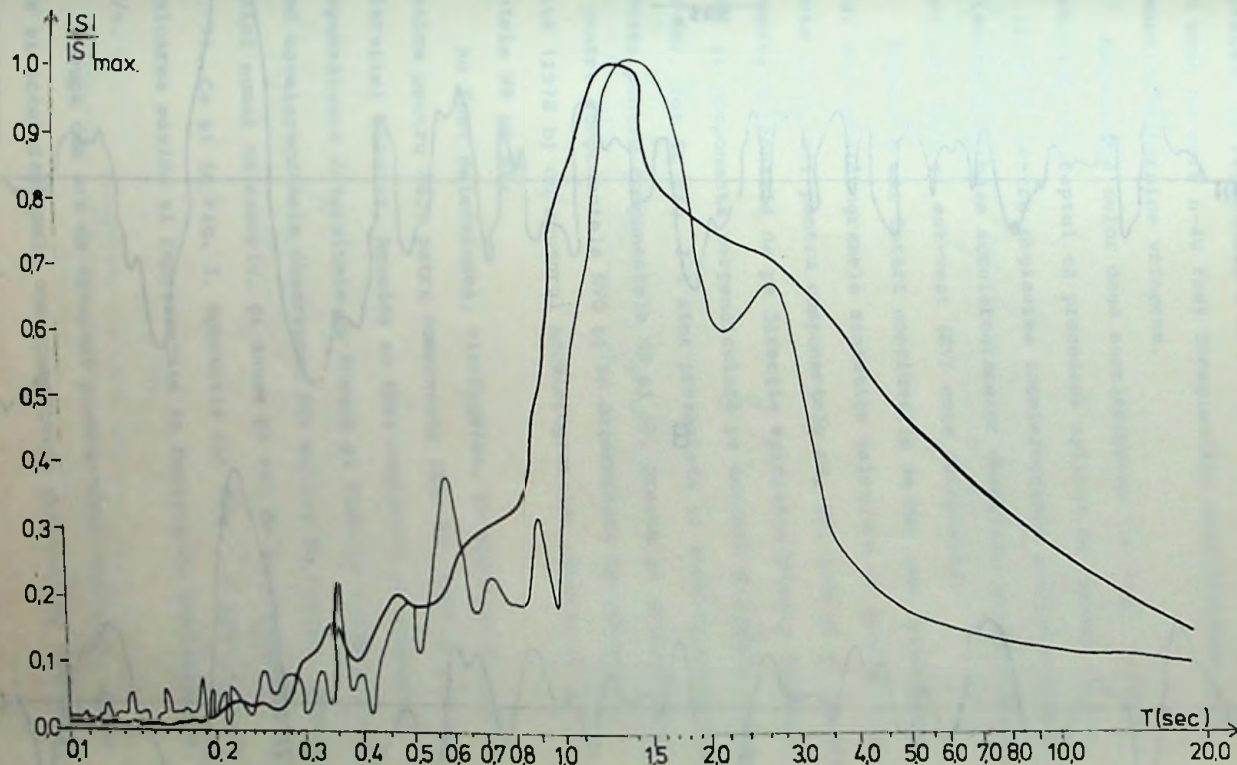


Fig 1. Spectrul de amplitudine sintetic (curba groasă) și spectrul de amplitudine observat (curba subțire) pentru componenta orizontală a accelerației mișcării solului produsă în zona București (INCERC) de cutremurul din 4 martie 1977.

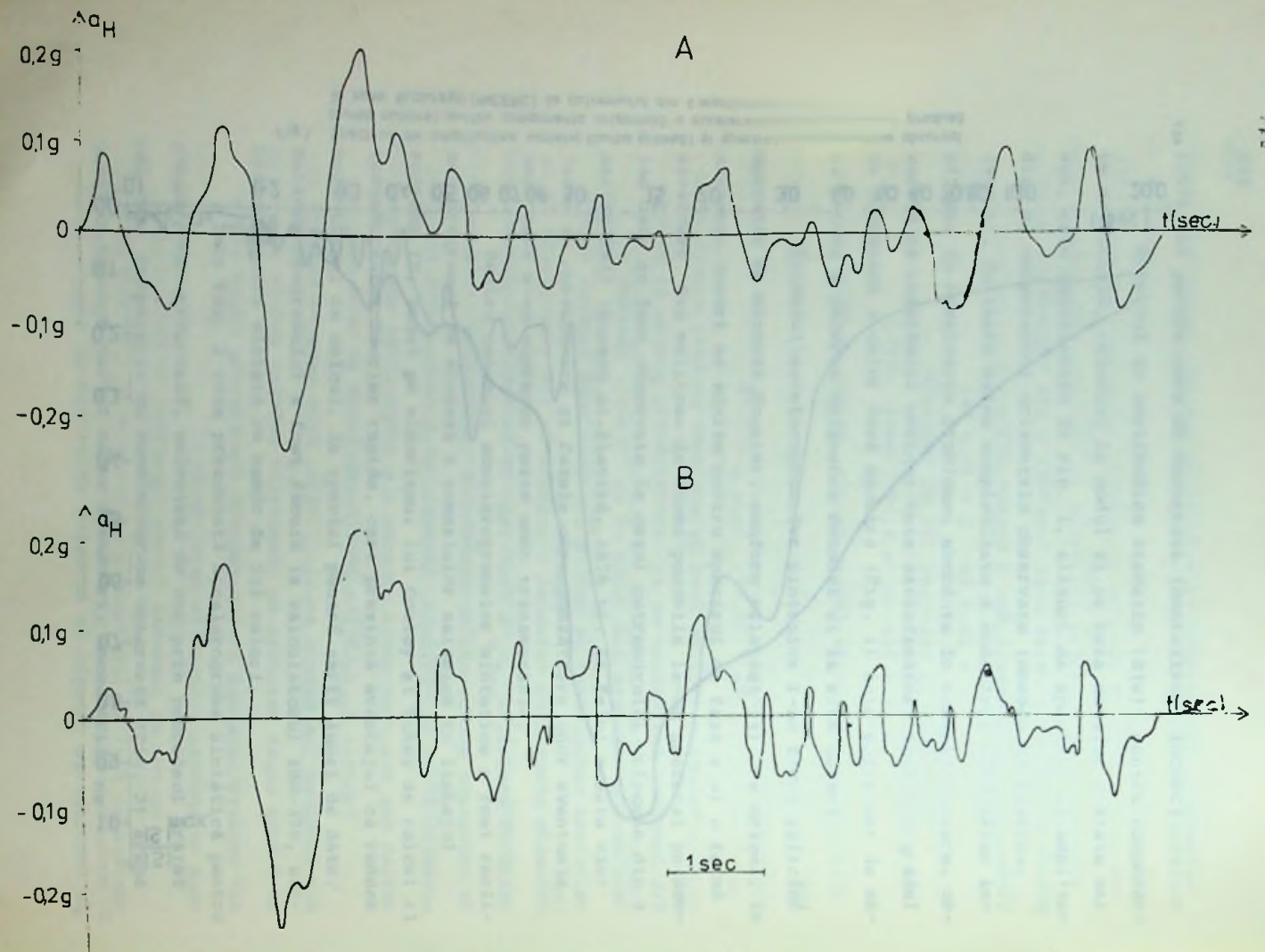


Fig 2. Accelerograma sintetică (A) și accelerograma observată

îndreptăţesc să recomandăm a se încerca aplicarea metodei şi pentru zone în care n-au fost înregistrate accelerograme ale cutremurelor puternice vrîncene.

Asemănarea celor două accelerograme din Fig. 2 confirmă, totodată, şi faptul că procedeul aplicat de Enescu şi Plăviţă (1978 b) pentru obţinerea accelerogramei pentru componenta orizontală pe baza accelerogramelor observate pe componentele nord-sud (NS) şi est-vest (EV) este acceptabil.

Pentru a mai întări concluziile de mai sus, prezentăm în Fig. 3-6 accelerogramele sintetice calculate de noi în două variante (A şi B), pentru componentele NS, EV, precum şi pentru componenta orizontală de pe direcţia epicentru-staţie (notată cu SVO) şi componenta perpendiculară pe această direcţie (notată cu SH). Tot în Fig. 3-6 sînt prezentate şi accelerogramele observate pentru componentele NS şi EV, precum şi accelerogramele pentru componentele SVO şi SH determinate de Enescu şi Plăviţă (1978 b) cu ajutorul accelerogramelor observate pe componentele NS şi EV.

Au fost determinate, bineînţeles, şi spectrele Fourier sintetice pentru cele patru componente (NS, EV, SVO şi SH) ale acceleraţiei solului. Acestea au fost comparate cu spectrele corespunzătoare determinate de Enescu şi Plăviţă (1978 b), folosind accelerogramele observate. Din motive de spaţiu, prezentăm aici numai un exemplu, şi anume pe cel de pe componenta EV (Fig. 7). Ca şi în Fig. 1, spectrele din Fig. 7 sînt normate la valoarea maximă şi reprezentate în funcţie de perioada $T = \frac{2\pi}{\omega}$.

Dupa cum era de aşteptat pentru cazul analizat, spectrele şi accelerogramele corespunzătoare componentei SVO sînt

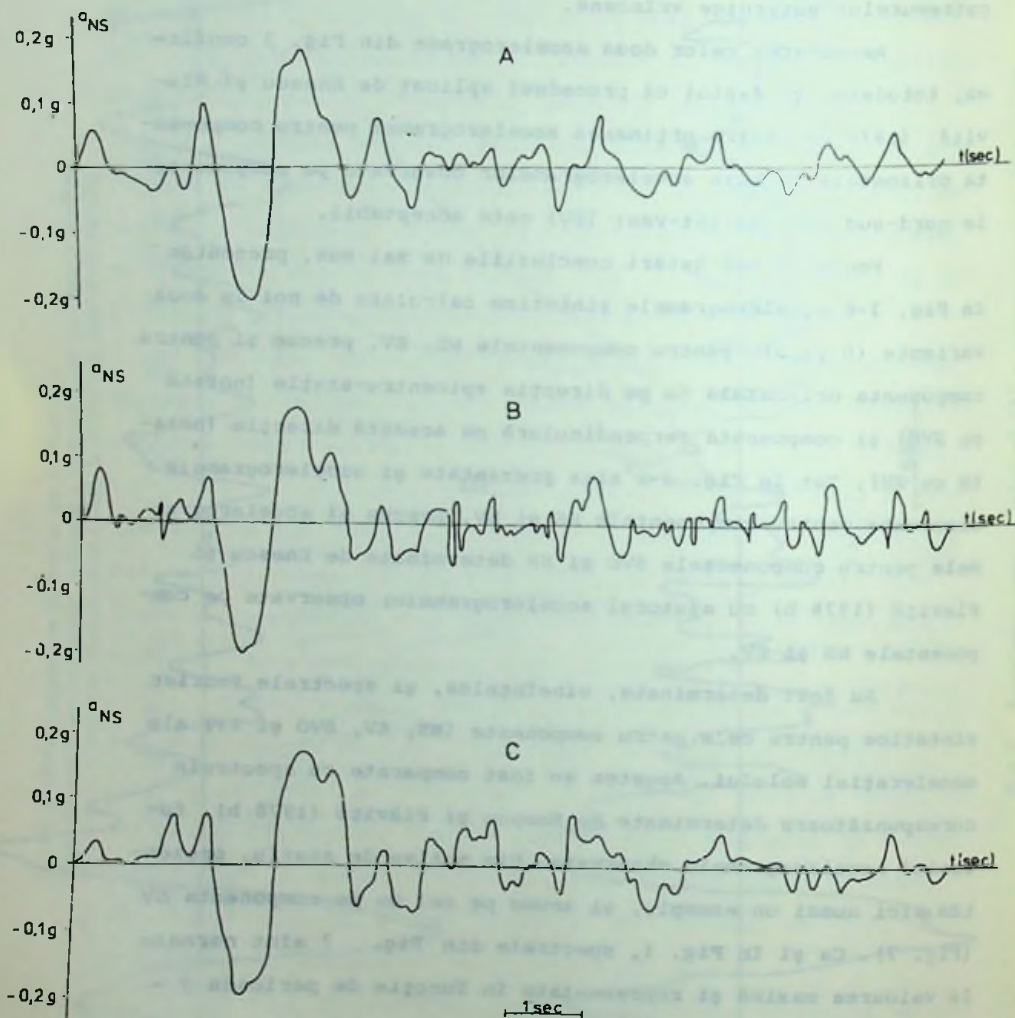


Fig 3. Accelerograme sintetice (A și B) și accelerograma observată (C) pentru componenta nord-sud (NS) a mișcării solului.

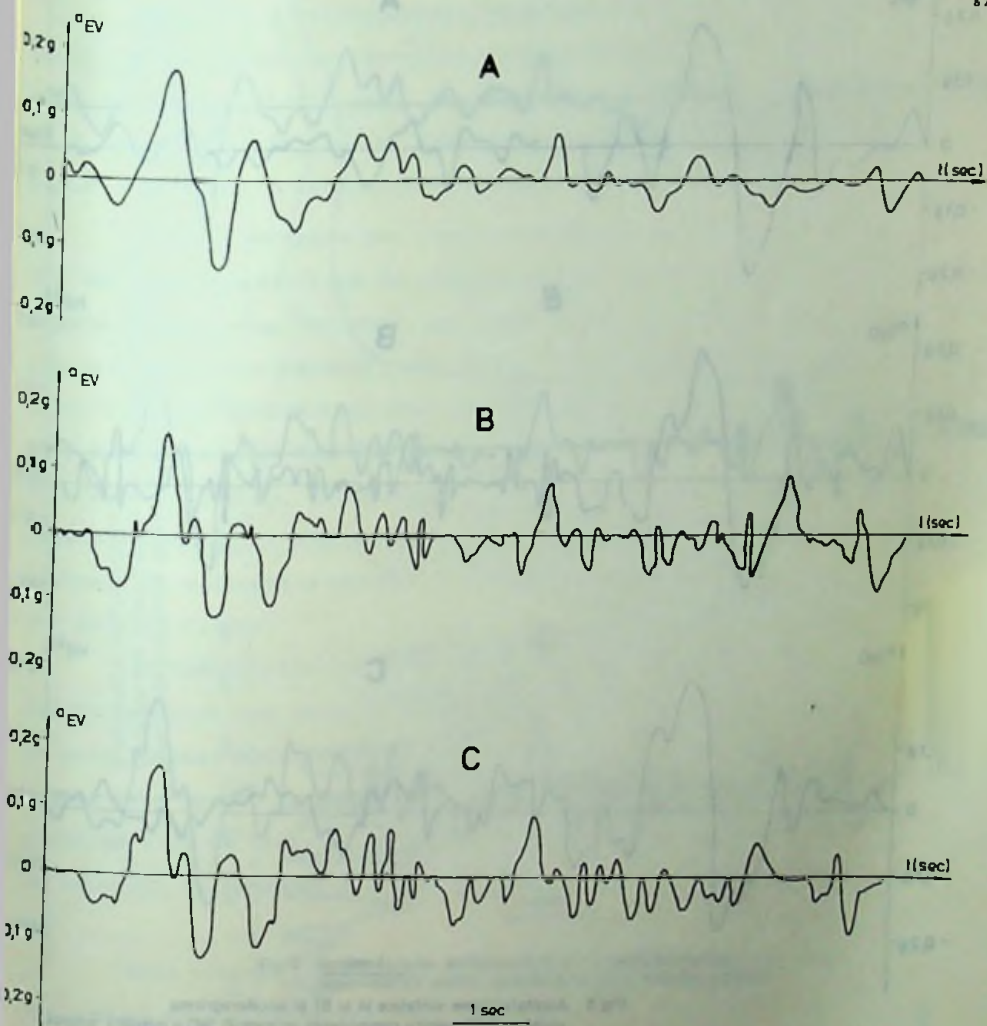


Fig 4. Accelerograme sintetice (A și B) și accelerograma observată (C) pentru componenta est-vest (EV) a mișcării solului.

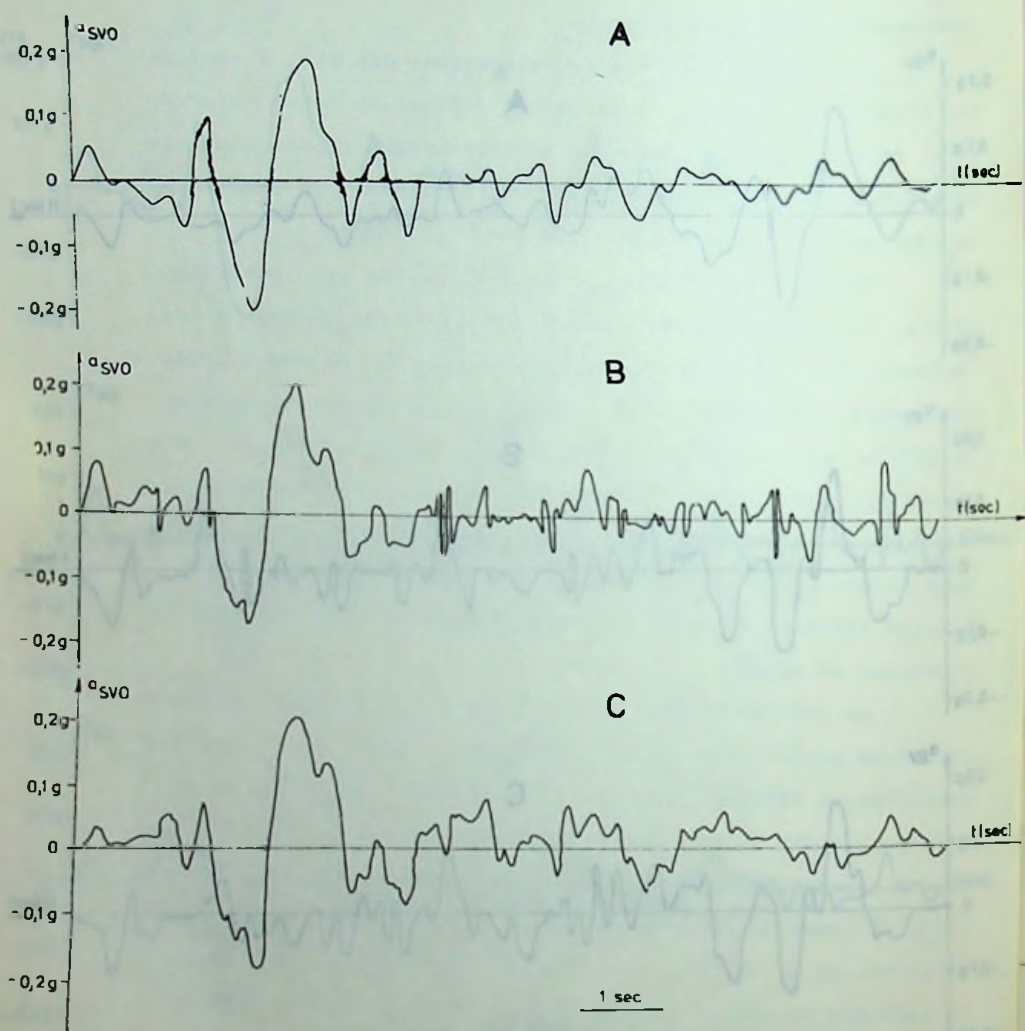


Fig. 5 Accelerograme sintetice (A și B) și accelerograma observată (C) pentru componenta orizontală SVO a mișcării solului.

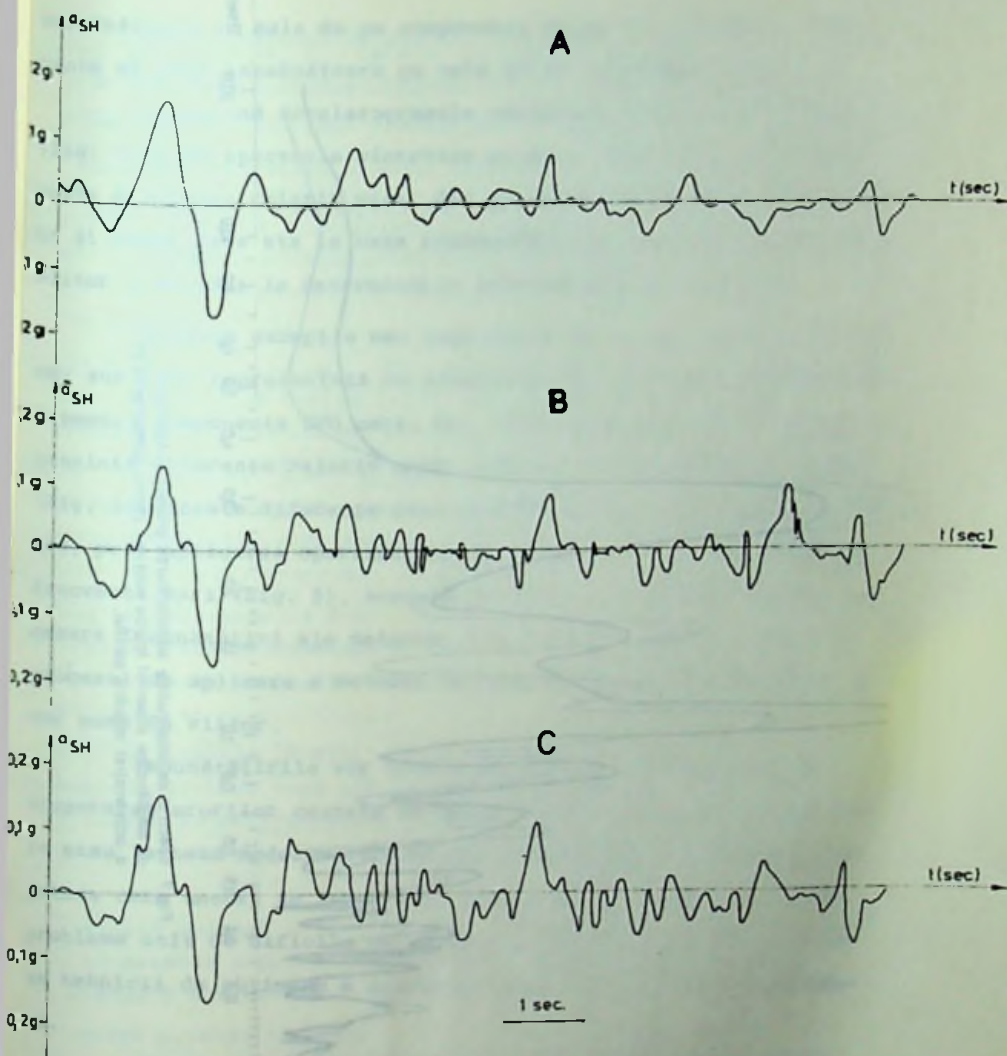


Fig. 6 Accelerograme sintetice (A și B) și accelerograma observată (C) pentru componenta SH a mișcării solului.

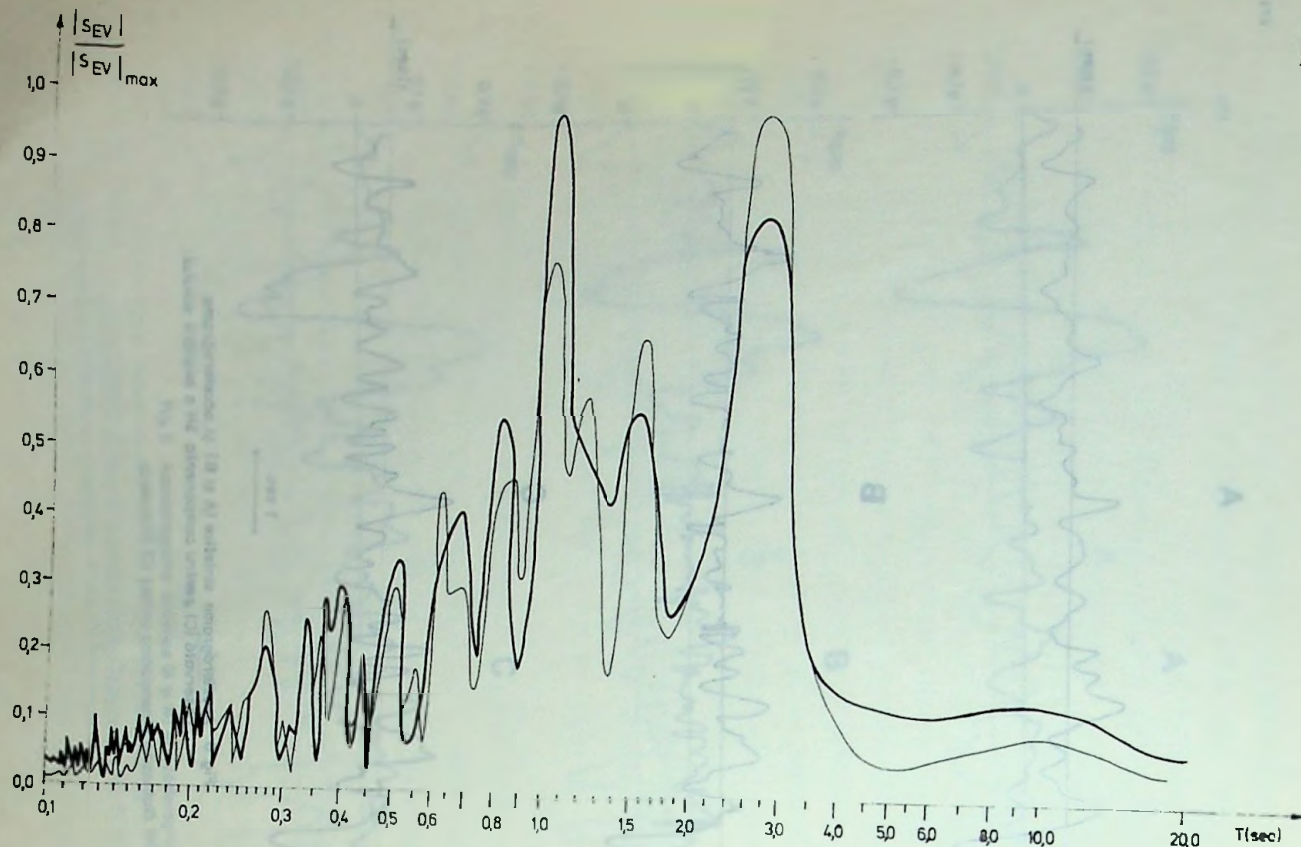


Fig. 7 Spectrul de amplitudine sintetic (curba groasă) și spectrul de amplitudine observat (curba subțire) pentru componenta EV a accelerației mișcării solului.

asemănătoare cu cele de pe componenta NS și cele pentru componenta SH sunt asemănătoare cu cele de pe componenta EV.

Comparând accelerogramele sintetice cu cele observate (Fig. 3-6) și spectrele sintetice cu cele observate, constatăm unele diferențe relativ mici, dar și multe concordanțe importante și demne de a sta la baza recomandării privind aplicarea în viitor a metodei la determinarea seismogramelor sintetice

Singura excepție mai importantă de la constatarea făcută mai sus este reprezentată de accelerograma sintetică în varianta B pentru componenta SVO care, mai ales în partea a doua a ei, prezintă diferențe relativ mari față de accelerograma observată (Fig. 5). Aceste diferențe sunt cauzate în special de amplificarea, prin aplicarea operatorilor de calcul, a unor componente de frecvențe mari (Fig. 5). Aceasta ne arată că mai sunt totuși necesare îmbunătățiri ale metodei. Ele pot fi făcute mai ales în procesul de aplicare a metodei la rezolvarea unor probleme ce se vor pune în viitor.

Îmbunătățirile vor trebui să se refere în special la micșorarea erorilor cauzate de unele ipoteze simplificatoare care stau la baza modelării focarului și mediului de propagare (ipoteze care uneori se impun a fi admise pentru rezolvarea unor probleme atât de dificile ca aceea a modelării), precum și la baza tehnicii de obținere a accelerogramelor pe diferite componente.

Deși efectul influenței aparaturii de înregistrare asupra formei accelerogramelor observate nu este foarte mare, va trebui totuși să se țină seama și de acesta; eventual să se încerce eliminarea lui.

În încheiere, considerăm necesar să subliniem faptul ca, ținând seama de complexitatea extrem de mare a problemelor implicate de modelarea celor două procese fundamentale ale seismologiei (generarea și propagarea undelor seismice), rezultatele obținute în această lucrare sînt neașteptat de bune, ceea ce ne va face să continuăm cercetările în această direcție

BIBLIOGRAFIE

- Berzon, S.I. et al., 1962. Dinamiceskie harakteristiki seismicheskikh voln v realnih sredah. Izdatelstvo Ak. Nauk SSSR.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res., 75:4997-5009.
- Enescu, D., Crișan, E. și Plavita, R., 1978 a. Determinarea parametrilor geometrici și dinamici ai focarelor unor cutremure intermediare din Vrancea. Raport final, tema 30.78.1, Arhiva CSEN - București.
- Enescu, D., Măndrescu, N., Plavita, R., 1978 b. Funcții de transfer ale complexului sedimentar din zona Nord-Est, București (Pantelimon-INCERC), Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului - București, noiembrie 1978.
- Enescu, D., Pântea, A., Smalbergher, V., 1979. Spectre Fourier și accelerograme sintetice ale mișcării solului produsă în zona București de puternicul cutremur vrancean din 4 martie 1977. Studii și cercetări de geol., geof. și geogr., Seria geofizică, 17:2.
- Enescu, D. and Plavița, R., 1978 a. A method for determining the ground acceleration and oscillation velocity spectra produced by earthquakes. Rev. roum. de geol., geoph. et géogr., série Géophysique, 22:15-24.

- lescu, D., Plavita, R., 1978 b. Deconvoluarea unor accelerograme ale cutremurului vrancean din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizica aplicată și fizica Pământului - București, noiembrie 1976.
- Sch, K., Bonjer, K.P., Bock, G., Cornea, I., Radu, C., Enescu, D., Jianu, D., Nurescu, A., Merkler, G., Moldoveanu, T., and Tudorache, G., 1979. The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity. *Tectonophysics*, 53:
- Plis-Borok, V.I. et al., 1957. Issledovanie tekhanizma zemletriaseni. *Trudi Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR*, 40(166):1-148.
- iller, G., Bonjer, K.P., Stockl, H. and Enescu, D., 1977, 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. Preprint, 1977; *Journal of Geophysics* 44:203-218, 1978.
- adu, C., 1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. *These Dr. Sci. Université de Strasbourg*.
- andall, M.J., 1973. The spectral theory of seismic sources. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63:1133-1144.

ACTIVITATEA SEISMICĂ PRECURSORE A CUTREMURULUI VRANCEA DE LA 4 MARTIE 1977

V. MĂRZA

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România

MARZA, I.V., 1979. PRECURSOR SEISMIC ACTIVITY OF
MARCH 4, 1975 VRANCEA, ROMANIA EARTHQUAKE. The ana-
lysis of seismicity data, for Vrancea region, in
the period 1961 - 1977 revealed a conspicuous seis-
micity fluctuation yielding a precursory time of
3416 days and a spatial extension with a mean equi-
valent radius of 25 Km. A discussion is done to in-
fer from above prediction input parameters a useful
long term prediction output. Finally is concluded
that if Vrancea focus exhibits a recurrent seismic
activity, then this pattern in seismicity would be
a useful deterministic precursory phenomena.

INTRODUCERE

Obiectul prezentului studiu îl constituie analiza sche-
mei de seismicitate anormală care a precedat cutremurul vrân-
cean major de la 4 martie 1977 și discuția posibilităților de
utilizare a fenomenului în vederea prognozei cutremurelor vrân-
cene.

În ceea ce privește predicția cutremurelor, în prezent,
comunitatea seismologică internațională se află într-o situație
caracterizată a fi de sobru realism, după ce, cu cîțiva ani
înainte, era optimistă, ba chiar cuprinsă de euforie.

Intr-adevăr, predicția se dovedește derutantă, succesele și eșecurile alternează. Motivul rezidă în extraordinara complexitate și variabilitate a fenomenului pe de o parte și lipsa unei lungi și detaliate serii de dovezi observaționale - în instrumentale cuplate cu o slabă înțelegere a mecanismului de producere a cutremurelor (a fizicii cutremurelor) pe de altă parte. Depășirea impasului constă în intensificarea culegerii de observații (la care prezenta lucrare își aduce o modestă contribuție) privind fenomenele precursore prin cât mai multe căi, acțiune ce trebuie conjugată cu cercetarea de bază privind fizica procesului seismic.

Indreptîndu-ne atenția asupra cutremurelor focarului intermediar vrîncean, am vrea să subliniem că acesta (focarul) reprezintă o situație specială, prin faptul că se prezintă ca un focar aparent singular și particular, ale cărui caracteristici (evidențiate de Demetrescu, 1941) sînt : pachet izolat , adînc, concentrat și persistent de cutremure. La aceste particularități s-ar mai putea adăuga acelea de periodicitate în apariție (Popescu , 1958, Enescu et al., 1974, Purcaru, 1979), și am completa noi că focarul este recurent și multiplu activ.

Recentul cutremur distrugător vrîncean pe lângă o seamă de particularități : șoc multiplu, migrația replicilor, cîmp macroseismic cu caracteristici particulare, efecte predominante de lungă perioadă, etc. (Müller et al., 1977/78; Radu et al., 1979 a, b) a atras atenția și prin seismicitatea anomală care l-a precedat. În continuare, vom prezenta datele observaționale și vom încerca o interpretare a lor.

TABELUL 1

Anul	Luna	Ziua	Lat. N	Long. E	Adfn.km	MB	MS	Sursa
1961	APR	5	45.700	26.600	139.0		4.2	CBE
1961	IUN	1	46.000	27.000	150.0		4.5	BCI
1961	IUN	29	45.500	26.600	100.0		4.7	BCI
1961	AUG	4	45.500	27.000	80.0		4.2	CBE
1961	SEP	25	45.500	26.500	160.0		4.1	CBE
1961	NOV	17	45.900	26.800	140.0		4.2	CBE
1961	NOV	18	45.500	26.700	100.0		4.7	CGS
1962	FEB	27	45.700	26.400	145.0		4.8	CGS
1962	MAR	31	45.800	26.700	140.0		4.0	CBE
1962	APR	22	45.400	26.500	110.0		4.1	CBE
1962	AUC	30	45.500	26.000	108.0		4.9	CGS
1962	NOV	9	45.700	26.700	129.0		4.7	CGS
1963	IAN	14	45.900	26.700	117.0		5.4	CGS
1964	IUN	17	45.900	26.700	145.0		4.3	CGS
1964	AUG	8	45.400	27.100	33.0		4.3	ISC
1964	AUG	22	45.400	27.100	33.0		3.8	CBE
1964	NOV	13	45.600	26.500	135.0		4.3	CBE
1965	IAN	10	45.800	26.600	128.0	5.3	5.0	CGS
1965	APR	12	45.300	26.400	67.0	4.1	4.0	ISC
1965	MAI	11	45.900	26.900	84.0	4.4	4.6	CGS
1965	MAI	12	45.900	27.600	174.0			ISC
1965	IUN	4	46.000	26.400	121.0			ISC
1965	IUL	8	45.500	26.400	140.0		4.0	RA2
1965	SEP	16	46.100	27.100	45.0	4.2	4.3	CGS
1965	OCT	14	45.600	26.500	100.0			MOS
1966	IAN	18	46.000	26.800	69.0	4.4	4.7	CGS
1966	IUN	28	45.600	26.400	158.0	4.2	4.2	CGS
1966	SEP	4	45.700	26.600	136.0	4.1	4.3	CGS
1966	OCT	2	45.700	26.500	140.0	5.2	5.1	CGS
1966	OCT	15	45.600	26.400	140.0	4.9	4.7	CGS
1966	OCT	16	45.800	26.500	129.0			CGS
1966	DEC	14	45.700	26.400	150.0	4.9	4.8	CGS

Anul	Luna	Ziua	Lat.N	Long.E	Adm.km	MB	MS	Sursa
1966	DEC	29	45.500	26.400	129.0	4.3	4.3	CGS
1967	IAN	4	45.660	26.220	150.0			BUC
1967	MAR	5	45.813	26.815	131.0	4.4	4.4	CGS
1967	MAR	5	45.284	25.951	64.0	4.0		CGS
1967	APR	4	45.732	26.366	161.0	4.6	4.5	CGS
1967	MAY	13	45.677	26.919	144.0			CGS
1967	MAY	26	45.394	26.134	162.0	4.2	4.3	CGS
1967	JUL	25	45.800	26.500	146.0	3.9	4.2	CGS
1967	OCT	27	45.830	26.700	99.0		4.0	CGS
1968	IAN	6	45.800	26.600	163.0	4.6	4.6	CGS
1968	FEB	9	45.600	26.400	122.0	4.6	4.6	CGS
1968	FEB	24	45.900	26.600	134.0	4.4		CGS
1968	AUG	14	45.709	26.500	128.0	4.3	4.3	CGS
1968	SEP	21	45.702	26.593	128.0	4.3	4.2	CGS
1968	OCT	20	45.729	26.573	123.0	4.5	4.6	CGS
1968	NOV	20	45.724	26.804	110.0	4.0	4.2	CGS
1968	NOV	26	45.710	27.850	46.0	4.4	4.7	ISC
1969	IAN	15	45.561	26.418	135.0	4.5	4.6	CGS
1969	JUL	27	45.651	26.437	163.0	4.2	4.3	CGS
1969	DEC	18	45.350	26.500	33.0			ISC
1969	DEC	21	45.564	26.931	34.0	4.5	4.6	CGS
1970	IAN	2	45.463	26.308	134.0	4.4		CGS
1970	MAY	30	46.234	27.113	59.0	4.0		CGS
1970	JUN	5	45.655	26.619	129.0	4.4		CGS
1970	JUL	9	45.708	26.474	143.0	4.6		CGS
1970	AUG	4	45.850	25.400	33.0		4.0	ISC
1971	JUL	18	45.710	26.313	137.0	4.6		ERL
1971	JUL	22	45.571	26.139	128.0	4.2		ERL
1971	SEP	8	45.789	27.028	140.0	3.4		ERL
1972	APR	16	45.529	26.437	136.0	4.6		ERL
1972	AUG	23	45.945	26.771	82.0	4.7		ERL
1972	OCT	1	45.799	26.176	155.0	4.6		ERL
1972	DEC	25	45.901	26.732	132.0	4.3		ERL
1973	IAN	5	45.555	26.589	131.0	4.4		ERL

Anul	Luna	Ziua	Lat.N	Long.E	Adin.KM	MS	MS	Sursa
1973	JAN	25	45.691	26.276	156.0	3.8		EPL
1973	MAR	12	45.573	26.259	138.0	3.7		EPL
1973	MAR	31	45.720	26.658	159.0	4.1		EPL
1973	AUG	20	45.735	26.477	73.0	5.6		EPL
1973	SER	7	45.795	26.481	140.0	4.6		CS
1973	OCT	23	45.689	26.496	174.0	4.9		CS
1973	OCT	25	45.547	26.520	137.0	3.8		CS
1973	DEC	21	45.557	26.477	172.0	4.0		CS
1974	JAN	5	45.430	25.675	90.0	3.9		CS
1974	FEB	22	45.646	26.305	149.0	4.2		CS
1974	APR	4	46.100	27.400	33.0			CS
1974	IUN	10	45.645	26.460	167.0	4.2		CS
1974	IUL	17	45.750	26.531	145.0	5.1		CS
1974	IUL	18	45.670	27.000	33.0			ISC
1974	AUG	17	45.400	25.200	33.0			ISC
1974	AUG	22	46.100	27.100	33.0			ISC
1974	OCT	29	45.300	25.400	0.0			ISC
1975	FEB	8	45.715	25.996	23.0	4.6		CS
1975	FEB	25	45.695	26.457	147.0	4.1		CS
1975	MAR	2	45.819	27.144	33.0	3.8		CS
1975	MAR	7	45.858	26.627	21.0	4.9	4.5	CS
1975	MAR	8	45.774	26.589	146.0	4.2		CS
1975	MAR	31	45.630	26.355	140.0	4.7		CS
1975	MAR	13	45.606	26.734	144.0	3.0		CS
1975	MAR	26	45.603	26.995	62.0	3.0		CS
1975	MAR	26	45.522	26.963	50.0	3.8		CS
1975	IUL	6	45.770	26.620	106.0			ISC
1975	AUG	11	45.300	26.000	33.0			ISC
1975	SEP	3	45.600	26.300	142.0			ISC
1975	SER	5	45.682	26.635	155.0	4.0		CS
1975	OCT	6	45.610	26.594	88.0			CS
1975	NOV	9	45.700	25.500	33.0			ISC
1975	DEC	11	45.100	26.500	0.0			ISC
1975	DEC	27	45.750	26.740	129.0			ISC
1976	FEB	3	45.316	25.993	184.3	3.7		CS

Anul	Luna	Ziua	Lat.	Long.	Adn.km	MB	MS	Sursa
1976	JUN	19	45.737	26.937	77.0	3.7		GS
1976	JUL	15	45.900	27.000	177.0			ISC
1976	AUG	19	45.537	26.371	162.0	3.5		GS
1976	SEP	7	45.623	26.504	155.2	4.4		GS
1976	OCT	1	45.681	26.492	146.0	5.2		GS
1976	DEC	13	45.660	26.490	157.0			ISC
1976	DEC	21	45.600	27.100	33.0			ISC
1976	DEC	24	45.801	26.860	161.0			GS
1977	IAN	20	45.625	26.749	130.0			GS
1977	MAR	4	45.780	26.780	93.0		5.5	MU
1977	MAR	4	45.720	26.940	79.0		6.5	MU
1977	MAR	4	45.180	26.780	93.0		6.5	MU
1977	MAR	4	45.340	26.300	109.0		7.2	MU
1977	MAR	4	46.367	26.080	76.6			FUC
1977	MAR	4	45.488	26.358	109.1			FUC
1977	MAR	4	45.721	26.651	141.0			GS
1977	MAR	5	45.483	27.088	104.2	4.9		GS
1977	MAR	5	45.627	26.188	121.3			FUC
1977	MAR	6	45.830	26.632	112.3			FUC
1977	MAR	8	45.955	26.443	80.4			FUC
1977	MAR	9	45.780	26.995	108.0			GS
1977	MAR	9	45.435	27.070	118.0			GS
1977	MAR	9	45.702	26.658	66.0			FUC
1977	MAR	9	45.505	26.600	105.0			FUC
1977	MAR	11	45.493	26.757	87.1			FUC
1977	MAR	12	45.945	26.170	36.2			FUC
1977	MAR	12	45.745	26.702	99.0			FUC
1977	MAR	12	45.790	26.892	100.0			FUC
1977	MAR	12	45.732	26.802	97.9			FUC
1977	MAR	13	45.698	26.583	87.5			FUC
1977	MAR	13	45.751	27.080	136.0			GS
1977	MAR	14	45.488	26.900	23.1			FUC
1977	MAR	21	45.752	26.723	69.7			FUC
1977	MAR	22	45.667	27.785	25.8			FUC

Anul	Luna	Ziua	Lat.N	Long.E	Adm.km	MB	MS	Sursa
1977	MAR	22	44.512	26.151	167.0			GS
1977	MAR	25	44.305	26.650	54.7			FUC
1977	MAR	26	45.773	26.397	123.6			FUC
1977	MAR	30	45.643	26.998	73.4			FUC
1977	APR	4	45.610	26.572	98.2			FUC
1977	APR	12	45.677	26.492	108.9			FUC
1977	APR	13	44.700	26.325	70.6			FUC
1977	APR	13	45.340	26.240	91.2			FUC

PREZENTAREA DATELOR SI ANALIZA LOR

Fenomenele precursoare de natură seismică au cîștigat recent, o atenție particulară în predicția cutremurelor, iar între acestea concepțul de fluctuație în seismicitate, înaintea cutremurelor mari, este unul din cele mai studiate și utile în același timp (Fedotov et al., 1970, Kelleher și Savino, 1975, Evison 1977 a și b, Ishida și Kanamori, 1977 , Ohtake et al., 1977, EOS, 1977, Science , 1978 etc).

Apariția unor schimbări semnificative în seismicitate, precedînd unele cutremure mari, a fost raportată de unii autori (Evison, 1977 a , b, și c; Engdahl și Kisslinger, 1977, Ohtake et al., 1977, Usami 1977, Mizoue et al., 1978, Yamashina și Inoue 1979 etc.), totuși numai pentru cutremure superficiale.

Recent, o relevantă schemă de seismicitate anomală , precedînd cutremurul adînc vrîncean din 1977, a fost semnalată de Mărza (1979 a și b). Datele utilizate (Tabelul 1) se referă la totalitatea cutremurelor din zona Vrancea (perioada 1961 - 1977) pentru care s-au determinat parametrii în mod instrumental. Pentru omogenitatea datelor s-au folosit parametrii cutremurelor determinați de o singură agenție. Astfel, cu puține excepții, sursa utilizată a fost USGS-NEIS (GS). Erorile de localizare sînt cuprinse în medie între +5 pînă la +10 Km (precizia localizărilor epicentrale fiind spre limita inferioară a intervalului de mai sus , iar cea a adîncimilor calculate fiind situată spre limita superioară a aceluiași interval). Ast-

fel, chiar dacă localizările absolute au erori mai mari, cele relative sînt reciproc consistente.

Datele de seismicitate arată în mod clar o descreștere în activitatea seismică, în domeniul de adîncimi 85 - 130 Km, cu aproximativ 14 ani înaintea șocului principal din martie 1977. Semnificativ, și nu întîmplător, adîncimea la care aceeașă descreștere în activitatea seismică s-a manifestat se corelează bine cu aceea a șocului principal și a activității replicilor lui.

Schema de seismicitate evidențiată (în domeniul de adîncimi 85 - 130 Km) este următoarea : (Fig. 1 și 2 a , b) :

- A. Seismicitate minoră normală (perioada 1961-1963)
- B. Primul stagiul al liniștii anormale (lacuna/groapa seismică) (perioada 1963 - 1967)
- C. O explozie de activitate ("roiul precursor") (în principal la sfîrșitul lui 1968),
- D. Al doilea stagiul al liniștii anormale (lacuna seismică) începînd cu sfîrșitul lui 1968 și durînd pînă la 4 martie 1977, cînd
- E. Șocul principal a apărut, tocmai în domeniul de adîncime mai sus menționat.

În Fig. 2a și b sînt trasate cu linie continuă și întreruptă două limite, posibile, ale extinderii volumului în care s-a manifestat lacuna seismică (stagiul al doilea). Noi preferăm volumul elipsoidal delimitat de linia continuă groasă. Sfera cu volumul echivalent acestui elipsoid are o rază r_p - rază medie echivalentă. În cazul nostru, $r_p \approx 25$ km.

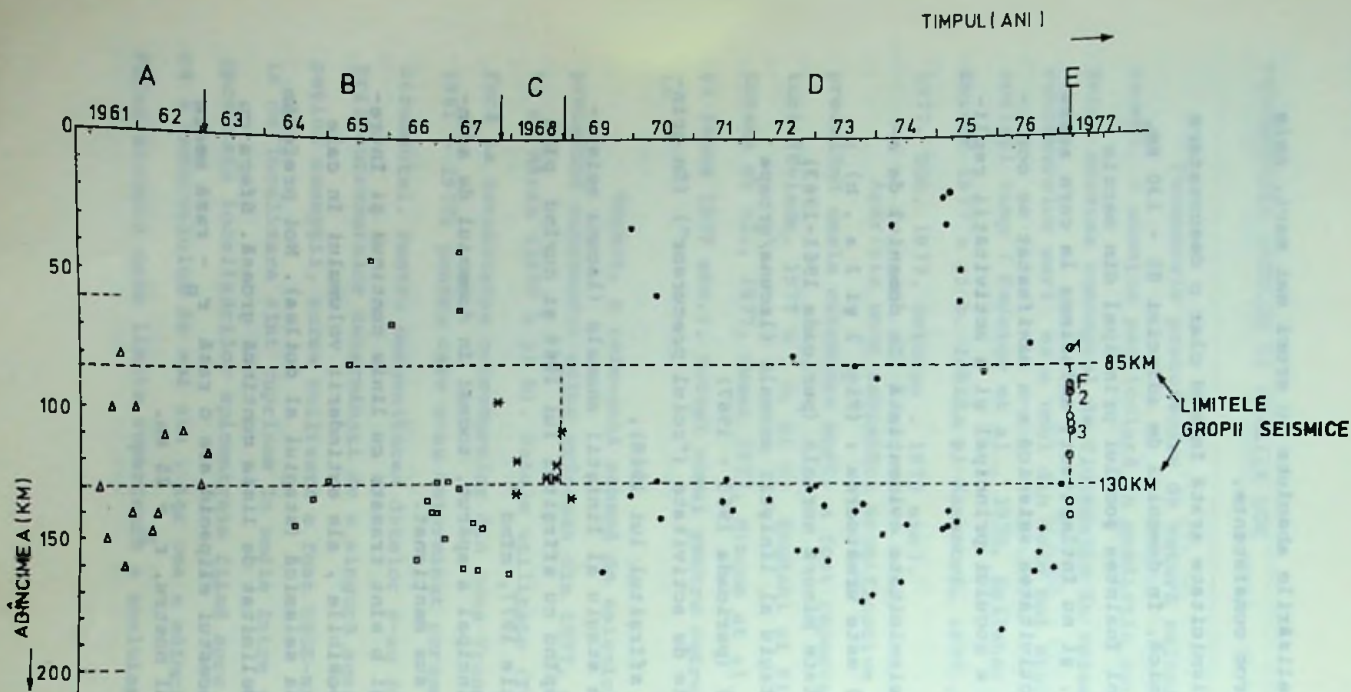


Fig. 1. - Diagrama spatio-temporala a activitatii seismice in zona focala Vrancea, prezentind fluctuatiile precursoare in domeniul de adincime 85-130 km, pentru cutremurul din 4 martie 1977, $M=7,2$. Episoadele seismice indicate sint urmatoarele: A. Seismicitate normala (Δ), 1 ian.1961-14 ian.1963; B. Primul stagiul al linistii anormale ($\square$), 15 ian.1963-26 oct.1967;; C. Roiul precursor (*), 27 oct.1967-20 nov.1968; D. Al doilea stagiul al linistii anormale (lacuna seismica) ($\bullet$) 21 nov.1968-3 mar.1977 si E. Socul principal (multipletul) ($\circ$) si replicile ($\circ$), 4 martie 1977.

Distanța N 33° E de la 45.5° N; 25.4° E (KM)

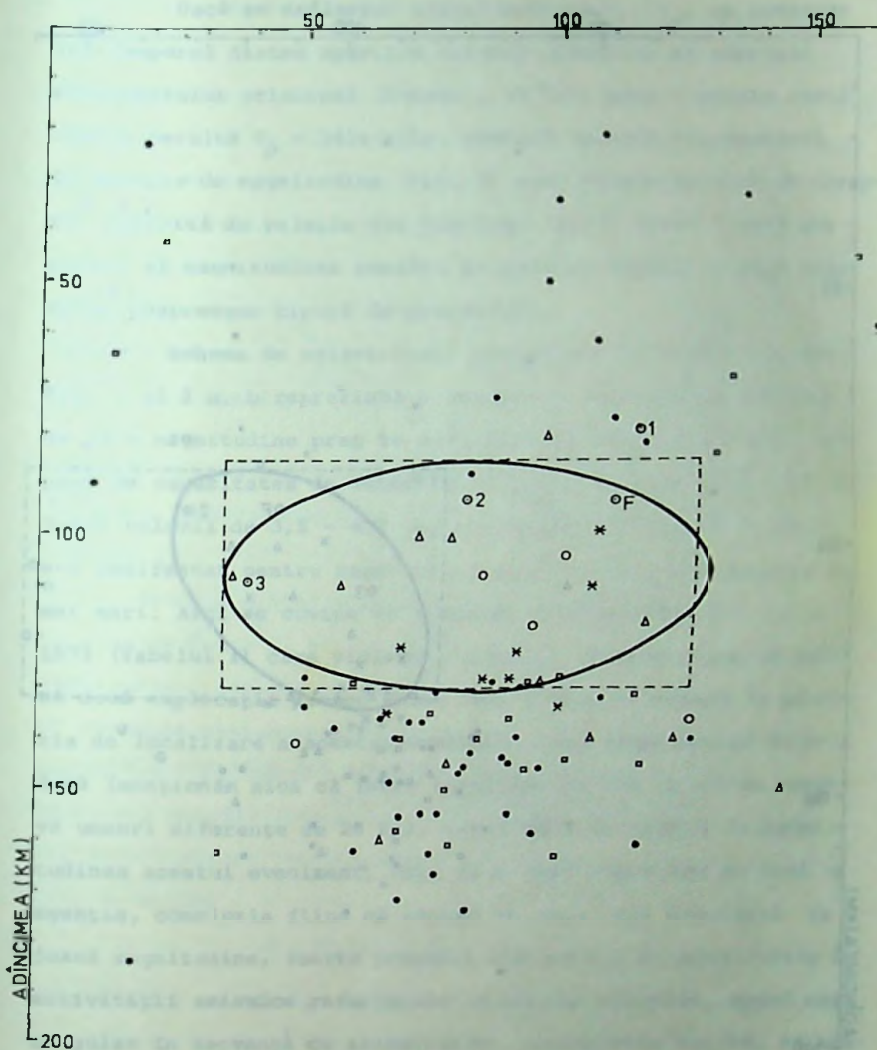


Fig.2 a. Secțiune verticală în zona Vrancea prezentând distribuția hipocentrelor pe direcția: N 35° E. Simbolurile sînt aceleași ca în Fig.1. Linia continuă și întreruptă prezintă două limite tentative pentru zona seismică. Nu există exagerare a dimensiunilor pe verticală.

DISTANTA S 57°E DE LA 455°N; 254°E (KM)

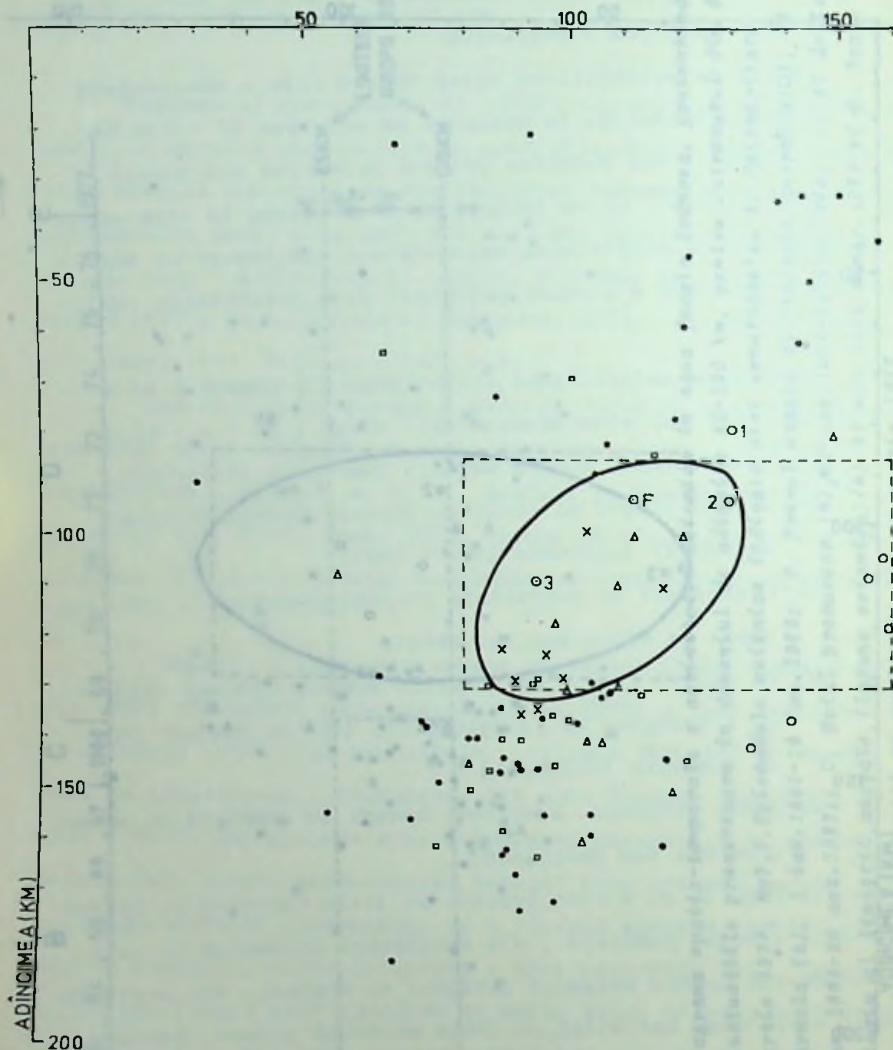


Fig. 2 b. Secțiune verticală în zona Vrancea prezentând distribuția hipocentrelor pe direcția S 57°E. Simbolurile sînt aceleași ca în Fig. 1. Liniiile continuă și întreruptă prezintă două limite tentative pentru groapa seismică. Nu există exagerare a dimensiunilor pe verticală.

Dacă se definește timpul precursor , T_p , ca intervalul temporal dintre apariția roiului precursor și apariția evenimentului principal (Evison , 1977a), atunci pentru cazul nostru rezultă $T_p = 3416$ zile. Această valoare reprezentată în funcție de magnitudine (Fig. 3) cade foarte aproape de dreapta definită de relația lui Rikitake (1975) între timpul precursor și magnitudinea șocului pe care să apară, relație bazată pe unsprezece tipuri de precursori.

Schema de seismicitate prezentată în Tabelul 1 sau Fig. 1 și 2 a, b reprezintă o imagine a activității seismice de la o magnitudine prag în sus. Această magnitudine prag impusă de capacitatea de detecție și localizare este situată în jurul valorii de 3,5 - 4,0 (M_S). Înseamnă că lacuna seismică s-a manifestat pentru magnitudini egale cu această valoare sau mai mari. Aici se cuvine să discutăm cutremurul din 6 iulie 1975 (Tabelul 1) care violează, aparent, lacuna seismică. Există două explicații pentru acest caz. Prima se referă la precizia de localizare a acestui eveniment care este destul de redusă (menționăm aici că între localizările ISC și GS se observă uneori diferențe de 20 Km), iar a doua se referă la magnitudinea acestui eveniment, care nu a fost raportată de nici o agenție, concluzia fiind că sîntem în fața unui eveniment de joasă magnitudine, foarte probabil sub pragul de magnitudine a activității seismice referitoare la lacuna seismică. Acest caz singular în secvența de seismicitate, considerăm noi că, nu neagă existența lacunei/gropii seismice.

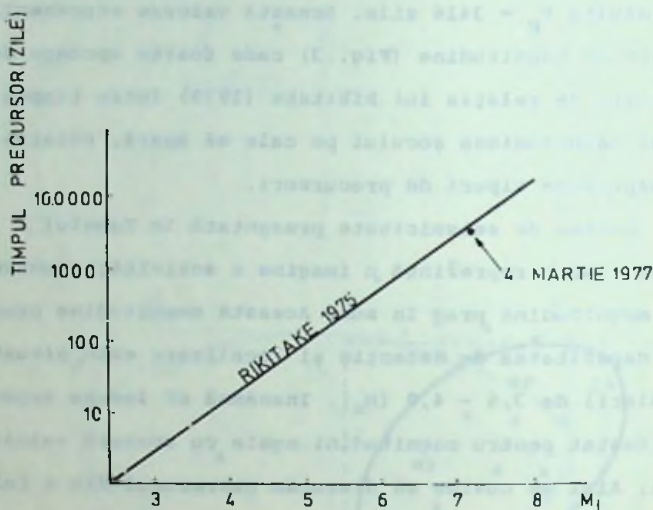


Fig. 3. Timpul precursor în funcție de magnitudinea socului principal. Relația lui Rikitake (1975) este, de asemenea, indicată.

Din trecerea în revistă a literaturii pertinente nu am găsit semnalat, pînă în prezent, un caz similar de fluctuație în seismicitate pentru cutremure de adîncime intermediară sau mai adînci. Aici, în continuarea lui Mărza (1979 a și b) vom cauta să prezentăm utilizarea fenomenului ca potențial furni - zor de informație premonitoare de termen lung.

Dambara (1966) prezintă o relație empirică care leagă extinderea spațială a fenomenului precursor de mărimea șocului iminent :

$$M = 1,96 \log r_p + 4,45 \quad (1)$$

unde r_p este raza medie a anomaliei (deformația solului) precursoare, determinată prin metode geodezice și exprimată în kilometri.

Așa cum a fost sugerat, de către Rikitake (1978), această relație poate fi utilizată în mod tentativ pentru deducerea mărимitudinii șocului pe cale să se producă, în momentul în care anomalia și-a conturat extinderea spațială și manifestă stabilitate (în cazul cutremurului de la 4 martie 1977 acest lucru era posibil în perioada : sfîrșitul lui 1975 - începutul lui 1976). Astfel, introducînd valoarea $r_p = 25$ km, în relația (1), se obține :

$$M = 7,189 \approx 7,2 \quad (1')$$

surprinzător ie aproape de valoarea mărимitudinii stabilite pentru cutremurul de la 4 martie 1977.

*) Raza medie r_p a anomaliei precursoare (formula 1) este diferită de raza medie a sferei cu volumul echivalent elipsoidului lacunei seismice (Fig.2 a, b) (Nota editorilor).

Acum, cu această valoare a magnitudinii, utilizând relația lui Rikitake (1975) :

$$\log_{10} T_p = 0,76 M - 1,83 \quad (2)$$

(unde T_p se exprimă în zile), rezultă o valoare

$$T_p = 3408 \text{ zile} \quad (2')$$

iarăși neașteptat de aproape de valoarea observată de 3416 zile.

Astfel , fluctuația în seismicitatea minoră poate oferi o predicție (de termen lung) așa cum a fost exemplificat (aposteriori) mai sus, cu condiția ca fenomenul să fie confirmat și pentru alte cazuri. Cît privește consistența schemei observate, arătăm că o examinare a fost efectuată și pentru cazul precedentului eveniment seismic major din zona Vrancea (cutremurul din 10 noiembrie 1940, $M_s = 7,4$) și în ciuda lipsei de date, se pare că o lacună seismică a existat și pentru acel eveniment.

CONCLUZII

Avînd în vedere particularitățile de persistență, izolare, periodicitate etc. ale focarului vrîncean, putem trage concluzia foarte probabilă, că dacă fôcarul vrîncean dă dovadă de recurență în activitatea seismică (observație ce pare confirmată de evenimentele din 1940 și 1977 și urmează a fi verificată în viitor), atunci această schemă în seismicitate ar fi un foarte util fenomen precursor determinist de termen lung.

BIBLIOGRAFIE

- Dambara, T., 1966. Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake. *J. Geod. Soc. Jap.*, 12 : 10-45 (in japoneza).
- Demetrescu, G., 1941. Cutremurele vrâncene în seismicitatea generală a Pământului. Publ. Obs. București, Stația Seismol. București.
- Enescu, D., Mârza, V. and Zărnărcă, I., 1974. Contributions to the statistical prediction of Vrancea earthquakes. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr.*, sér. Géophys., 18 : 67-79.
- Engdahl, E.R. and Kisslinger, C., 1977. Seismological precursors to a magnitude 5 earthquake in the central Aleutian Islands. *J. Phys. Earth.*, 25 : Suppl., S 243 - S 250.
- Evison, F.F., 1977 a. Fluctuations of seismicity before major earthquakes. *Nature*, 266 : 710 - 712.
- Evison, F.F., 1977b. Precursory seismic sequences in New Zealand. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 20 : 129 - 141.
- Evison, F.F., 1977 c. The precursory earthquake swarm. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 15 : 19-23.
- E.O.S., 1977. U.S.-Japan seminar on earthquake prediction. *Trans. Am. Geophys. Union*, 58 : 600-603.
- Fedotov, S.A., Dolbilkina, N.A., Morozov, V.N., Myachkin, V.I., Preobrazensky, V.B. and Sobolev, G.A., 1970. Investigation on earthquake prediction in Kamchatka. *Tectonophysics*, 9 : 249 - 258.
- Ishida, M. and Kanamori, H., 1977. The spatio-temporal variations of seismicity before the 1971 San Fernando earthquake, California. *Geophys. Res. Letters*, 4 : 345 - 346.
- Kelleher, J. and Savino, J., 1975. Distribution of seismicity before large strike-slip and thrust-type earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 80 : 260 - 271.

- Mărza, V., 1979 a. The March 4, 1977 Vrancea earthquake seismic gap. Bull. Seism. Soc. Am., 69 : 289 - 291.
- Mărza, V., 1979 b. A seismicity pattern of March 4, 1977 Vrancea Romanian earthquake : an earthquake prediction insight. Tectonophysics, 53 : 217 - 222.
- Mizoue, M., Nakamura, M., Ishiketa, Y. and Seto, N., 1978. Earthquake prediction from microearthquake observation in the vicinity of Wakayama city, northwestern part of the Kii Peninsula, Central Japan, J. Phys. Earth., 26 : 397 - 416.
- Müller, G., Bonjer, K.-P., Stöckl, H., and Enescu, D., 1977/1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis. J. Geophys., 44 : 203 - 218.
- Ohtake, M., Matumoto, T. and Latham G., 1977. Temporal changes in seismicity preceding some shallow earthquakes in Mexico and Central America. Bull. I.I.S.E.E., 15 : 105 - 123.
- Popescu, I.G., 1958. Despre periodicitățile în frecvența cutremurelor din țara noastră. St. Cerc. Astr. Seism., 3 : 165 - 179.
- Purcaru, G., 1979. The Vrancea, Romania, earthquake of March 4, 1977 - a quite successful prediction. Phys. Earth. Planet. Inter., 18 : 274 - 287.
- Rădu, C., Polonic, G. and Apopei, I., 1979a. Macroseismic field of the Vrancea earthquake of March 4, 1977. Tectonophysics, 53 : 185-186.
- Radu, C., Kárník, V., Polonic, G., Procházková, D. and Schenková, Z., 1979b. Isoseismal map of the Vrancea earthquake of March 4, 1977. Tectonophysics, 53 : 187 - 193.
- Rikitake, T., 1975. Earthquake precursors. Bull. Seism. Soc. Am. 65 : 1133 - 1162.
- Rikitake, T., 1978. Classification of earthquake prediction information for practical use. Tectonophysics, 46 : 175 - 185.
- Science, 1978. Earthquake prediction proving elusive. Science, 200 : 419 - 421.

Usami, T., 1977. Earthquake prediction studies in Japan.

Endeavour, 1:92 - 96.

Yamashina, K. and Inoue, Y., 1979. A doughnut - shaped pattern of seismic activity preceding the Shikane earthquake of 1978.

Nature, 279:48 - 50.

CATALOGUL CUTREMURELOR CU MAGNITUDINEA $M_L \geq 3,0$ PRODUSE PE
TERITORIUL ROMÂNIEI ÎN ANUL 1977^{*)}

C. RADU, A. UTALĂ

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
seismologie, C.P. MG-2, București, România.

RADU, C., UTALĂ, A., CATALOGUE OF EARTHQUAKES
WITH MAGNITUDE $M_L \geq 3.0$, ORIGINATED ON THE
ROMANIAN TERRITORY DURING 1977. The careful ana-
lysis of different information about the seismic
activity on the Romanian territory during 1977
is presented as the catalogue of earthquakes
with magnitude $M_L \geq 3.0$ ($M_S \geq 2.0$) which have
occurred. The catalogue has undoubtedly a spe-
cial importance for the seismicity studies on
the Romanian territory.

INTRODUCERE

Studiul detaliat al unei regiuni necesită întocmirea
catalogelor de cutremure care să reflecte, într-o formă sinte-
tică, activitatea seismică în zona cercetată.

În ceea ce privește activitatea seismică pe terito-
riul României, aceasta se află centralizată într-o serie de
cataloge de cutremure, dintre care amintim pe cele elaborate
de Atanasiu (1961), Florinescu (1958), Radu (1971 a, 1971 b,
1974, 1976) și Radu și Utală (1979 a, 1979 b).

^{*)} Lucrare anărută pentru prima dată - sub același titlu - în
Panort CSEN/CFPS, 11, 5, 47 - 61, iunie, 1979, București.

TABELA I

Catalogul cutremurelor românești cu $M_L \geq 3,0$ produse în anul 1977.

Nr.	Data	Ora h: m: s	Zona epicen- trală	φ_N	λ_E	h Km	$M_L = V$ M_L	M_S (7)	M_B (5)	M_S I_o	Observații
o	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1977 Ian. 2	04:12	Vrancea	45,63	26,75	1	3,2	2,25	4,19	0,2	
2	Ian. 6	16:14	Cheia			n	3,9	3,16	4,69	3,0	
3	Ian. 13	07:20	Cheia			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
4	Ian. 16	04:25	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
5	Ian. 20	23:23:54	Vrancea			130	4,4	3,80	5,03	2,9	
6	Ian. 22	23:23	Vrancea			n	4,2	3,55	4,36	3,6	
7	Ian. 24	03:16	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	0,1	
8	Ian. 25	11:22	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
9	Ian. 26	04:48	Romania			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
10	Ian. 29	08:00	Romania			n	3,3	2,38	4,24	1,8	
11	Ian. 31	13:12	Vrancea			1	3,6	2,78	4,47	1,1	
12	Feb. 1	13:14	Vrancea			1	3,7	2,89	4,52	1,3	
13	Feb. 1	13:43	Vrancea			1	3,2	2,25	4,30	0,2	
14	Feb. 2	10:33	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
15	Feb. 2	14:53	Cheia			n	3,2	2,25	4,19	1,6	
16	Feb. 5	08:26	Cîmpulung			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
17	Feb. 7	19:24	Romania			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
18	Feb. 8	21:45	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
19	1977 Feb. 9	03:56	Vrancea			1	3,6	2,78	4,47	1,2	
20	Feb.16	12:17	Vrancea			1	3,2	2,25	4,13	0,2	
21	Feb.17	13:06	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
22	Feb.19	07:19	Romania			n	3,2	2,25	4,19	1,6	
23	Feb.20	10:33	Vrancea			1	3,9	3,16	4,69	1,8	
24	Mar. 4	19:21:56,2	Vrancea	45,78	26,78	93	-	5,5	-	-	M,1977
25	Mar. 4	19:22:00,9	Vrancea	45,72	26,94	79	-	6,5	-	-	L,1977
26	Mar. 4	19:22:08,5	Vrancea	45,48	26,78	93	-	6,5	-	-	M,1977
27	Mar. 4	19:22:15,4	Vrancea	45,34	26,30	109	-	7,2	6,9 ^c	8,0	M,1977
28	Mar. 4	21:21:01	Vrancea	45,22	26,65	141	3,3	2,38	4,24	0,4	NOAA
29	Mar. 4	22:25	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
30	Mar. 4	22:47	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
31	Mar. 4	22:54	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	
32	Mar. 4	23:17	Vrancea			1	3,4	2,51	4,30	0,6	
33	Mar. 4	23:31	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
34	Mar. 4	23:57	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
35	Mar. 5	00:00:46	Vrancea	45,48	27,09	104	4,3	3,68	4,97	2,7	NOAA
36	Mar. 5	00:06	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
37	Mar. 5	00:08	Vrancea			1	3,9	3,03	4,58	1,5	
38	Mar. 5	00:13:08	Vrancea	45,22	26,96	70	3,5	2,65	4,41	0,9	
39	Mar. 5	00:40	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
40	Mar. 5	02:35	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
41	Mar. 5	03:02	Vrancea			1	3,6	2,76	4,47	1,1	
42	Mar. 5	03:08	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
43	Mar. 5	03:57	Vrancea			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
44	Mar. 5	04:48	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
45	1977 Mar. 5	05:50	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
46	Mar. 5	08:22	Vrancea			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
47	Mar. 5	10:37	Cheia			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
48	Mar. 5	12:08:45	Vrancea	45,27	26,19	98	3,7	2,89	4,52	1,3	
49	Mar. 5	19:38	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
50	Mar. 6	01:03	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
51	Mar. 6	02:52	Romania			n	3,4	2,51	4,30	1,9	
52	Mar. 6	04:07	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
53	Mar. 6	04:39	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
54	Mar. 6	04:47	Romania			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
55	Mar. 7	21:33	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
56	Mar. 8	09:16	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
57	Mar. 8	17:21	Vrancea			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
58	Mar. 9	03:25	Vrancea			n	3,3	2,38	4,24	0,4	
59	Mar. 9	10:23	Cimpulung			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
60	Mar. 9	10:37:30	Vrancea	45,36	27,00	108	3,3	2,38	4,24	0,4	NOAA
61	Mar. 9	11:05:48	Vrancea	45,44	27,07	118	3,8	2,03	4,58	1,5	NOAA
62	Mar. 9	11:08	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
63	Mar. 9	11:21	Vrancea			1	3,3	2,38	4,24	0,4	
64	Mar. 9	20:42	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
65	Mar. 10	10:44	Romania			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
66	Mar. 10	19:31	Romania			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
67	Mar. 11	21:12	Vrancea			1	(3,0)	1,99	4,02	-0,3	
68	Mar. 12	13:27	Vrancea			1	4,0	3,29	4,75	2,0	
69	Mar. 12	18:02	Vrancea			1	3,7	2,89	4,52	1,3	
70	Mar. 13	05:46	Vrancea			1	(3,2)	2,25	4,19	0,2	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
71	1977 Mar.13	18:48	Vrancea	45,75	27,08	136	3,7	2,89	4,52	1,3	
72	Mar.13	22:06	Vrancea			1	3,0	1,99	4,02	-0,3	
73	Mar.14	12:49	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
74	Mar.15	10:53	Vrancea			1	(3,0)	1,99	4,02	-0,3	
75	Mar.16	19:03	Vrancea			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
76	Mar.21	00:36	Vrancea			1	(3,0)	1,99	4,02	-0,3	
77	Mar.22	02:21	Vrancea			1	3,7	2,89	4,52	1,3	
78	Mar.22	03:24	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
79	Mar.22	03:55	Vrancea			1	(3,4)	2,51	4,30	0,6	
80	Mar.22	08:26	Cimpulung			n	3,7	2,89	4,52	1,3	
81	Mar.22	09:44	Vrancea			n	3,1	2,12	4,08	1,3	
82	Mar.24	01:15	Vrancea			1	(3,0)	1,99	4,02	-0,3	
83	Mar.26	21:51	Vrancea			1	3,5	2,65	4,41	0,9	
84	Mar.26	22:21	Vrancea			1	3,4	2,51	4,30	0,6	
85	Mar.28	15:17	Vrancea			1	3,4	2,51	4,30	0,6	
86	Mar.28	22:20	Vrancea			1	3,7	2,89	4,52	1,3	
87	Mar.29	08:19	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	
88	Mar.29	08:28	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	
89	Mar.29	08:33	Vrancea			1	3,2	2,25	4,19	0,2	
90	Mar.29	17:16	Vrancea			1	3,4	2,51	4,30	0,6	
91	Mar.29	17:31	Vrancea			1	(3,5)	2,65	4,41	0,9	
92	Mar.31	20:58	Vrancea			1	(3,1)	2,12	4,08	-0,1	
93	Apr. 1	07:27	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	
94	Apr. 1	17:05	Vrancea			1	3,1	2,12	4,08	-0,1	
95	Apr. 2	23:18	Cimpia Rom.			n	3,5	2,65	4,41	2,2	
96	Apr. 4	02:15:50	Vrancea	45,67	26,64	72	3,9	3,16	4,13	1,8	

10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
97	1977 Apr. 4	11:25	Vrancea			i	3,2	2,25	4,19	0,2	
98	Apr. 6	12:12	Cimpia Rom.			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
99	Apr.10	00:26	Vrancea			i	3,5	2,65	4,41	0,9	
100	Apr.14	12:58	Vrancea			i	3,0	1,99	4,02	0,3	
101	Apr.14	17:22	Vrancea			i	3,0	1,99	4,02	0,3	
102	Apr.14	18:14	Vrancea			i	3,2	2,25	4,19	0,2	
103	Apr.19	12:52	Vrancea			i	3,2	2,25	4,19	0,2	
104	Apr.20	21:16:17	Cimpia Rom.	44,30	26,30	11	4,4	3,8	5,03	3,9	CSEM
105	Apr.20	23:17:23	Cimpia Rom.	44,27	26,12	10	3,8	3,0	4,58	2,6	CSEM
106	Apr.24	22:09	Vrancea			i	(3,8)	3,03	4,58	1,5	
107	Apr.25	20:21	Cimpulung			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
108	Apr.30	03:56	Vrancea			i	3,1	2,12	4,08	0,1	
109	Apr.30	12:18	Vrancea			i	(3,4)	2,51	4,30	0,6	
110	Mai 1	19:33	Vrancea			n	3,6	2,78	4,47	2,4	
111	Mai 2	21:22	Cheia			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
112	Mai 4	11:41	Vrancea			i	3,6	2,78	4,47	1,1	
113	Mai 4	19:00	Romania			n	(4,1)	(3,40)	(4,80)	3,3	
114	Mai 5	09:10	Romania			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
115	Mai 5	11:47	Romania			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
116	Mai 5	21:24	Romania			n	3,0	1,99	4,02	1,2	
117	Mai 6	12:48	Vrancea			i	3,6	2,78	4,47	1,1	
118	Mai 7	14:11	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
119	Mai 8	10:07	Cheia			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
120	Mai 8	19:57	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
121	Mai 10	06:09	Cheia			n	3,4	2,51	4,80	1,9	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
122	1977 Mai 17	09:09	Cimpulung			n	3,7	2,89	4,97	2,4	
123	Mai 17	14:30	Vrancea			i	3,4	2,51	4,80	0,6	
124	Mai 18	09:58	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
125	Mai 18	10:28	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
126	Mai 21	14:48	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
127	Mai 23	08:10	Romania			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
128	Mai 25	09:11	Cheia			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
129	Mai 25	11:07	Cheia			n	4,2	3,55	5,24	3,6	
130	Mai 25	11:59:23	Cheia	45,34	26,02	38	3,7	2,89	4,6	2,4	NOAA
131	Mai 25	12:02	Cheia			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
132	Mai 25	12:05	Cheia			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
133	Mai 25	12:09	Vrancea			i	4,1	3,42	5,20	2,2	
134	Mai 25	13:18	Cheia			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
135	Mai 25	16:03	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
136	Mai 26	01:10	Vrancea			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
137	Mai 27	10:10	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
138	Mai 30	02:11	Vrancea			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
139	Iun. 1	14:49	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
140	Iun. 2	03:10	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
141	Iun. 3	04:09	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
142	Iun. 3	06:36	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
143	Iun. 5	05:26	Vrancea			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
144	Iun. 5	17:05	Vrancea			i	3,7	2,89	4,97	1,3	
145	Iun. 8	15:32	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
146	Iun.10	09:44	Vrancea			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
147	Iun.11	10:03	Cheia			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
			Cimpulung			n	3,9	3,16	5,08	3,0	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
148	1977 Iun.16	02:26:10	Vrancea	45,74	26,61	151	-	-	4,1*	-	NOAA
149	Iun.16	02:42-	Vrancea			1	3,5	2,65	4,86	0,2	
150	Iun.16	12:15	Cimpulung			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
151	Iun.20	11:11	Cheia			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
152	Iun.21	09:40	Romania			n	3,4	2,51	4,80	1,9	
153	Iun.21	10:32	Vrancea			1	3,0	1,99	4,58	-0,3	
154	Iun.23	16:49	Vrancea			1	3,0	1,99	4,58	-0,3	
155	Iun.25	17:41	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
156	Iun.26	15:33	Romania			n	3,9	3,16	5,08	3,0	
157	Iun.26	22:51	Vrancea			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
158	Iun.28	22:46	Cheia			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
159	Iun.29	01:01	Vrancea			1	3,4	2,51	4,80	0,6	
160	Iun.29	18:17	Cimpia Rom.			n	4,4	3,80	5,36	3,9	
161	Iun.30	02:23	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
162	Iun.30	05:58	Vrancea			1	3,8	3,03	5,03	1,5	
163	Iul. 4	11:00	Vrancea			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
164	Iul.12	22:13	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
165	Iul.17	17:34:21	Vrancea	45,60	26,65	106	4,2	3,55	5,24	2,5	NOAA
166	Iul.19	10:28	Vrancea			1	3,2	2,25	4,69	0,2	
167	Iul.19	10:29	Vrancea			1	3,5	2,65	4,86	0,9	
168	Iul.21	10:21	Vrancea			1	3,6	2,78	4,92	1,1	
169	Iul.21	11:28	Romania			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
170	Iul.22	05:43	Vrancea			1	3,5	2,65	4,86	0,9	
171	Iul.24	05:57	Vrancea			1	3,8	3,03	5,03	1,5	
172	Iul.24	17:07	Vrancea			1	3,8	3,03	5,03	1,5	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
173	1977 Jul.26	06:46:26	Vrancea	46,24	27,05	122	4,4	3,80	5,36	2,9	NOAA
174	Jul.26	14:28	Banat			n	3,2	2,25	4,69	2,9	
175	Jul.27	06:46:26	Vrancea			1	3,2	2,25	4,69	0,2	
176	Jul.28	06:24:46	Vrancea	45,64	26,71	(139)	4,1	3,42	5,20	2,2	NOAA
177	Jul.28	13:16	Romania			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
178	Aug. 2	04:24	Vrancea			1	4,4	3,80	5,36	2,9	
179	Aug. 4	22:32:02	Vrancea	45,68	26,62	146	-	-	4,7*	-	NOAA
180	Aug. 5	18:05	Vrancea			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
181	Aug. 6	12:54	Cheia			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
182	Aug. 9	11:11	Transilvania			n	3,6	2,78	4,92	3,8	
183	Aug.15	08:10	Vrancea			1	3,1	2,12	4,64	-0,1	
184	Aug.15	08:29	Vrancea			1	3,2	2,25	4,69	0,2	
185	Aug.15	09:31	Vrancea			1	3,1	2,12	4,64	-0,1	
186	Aug.15	10:08	Vrancea			1	3,1	2,12	4,64	-0,1	
187	Aug.16	11:52	Cîmpulung			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
188	Aug.16	14:33	Vrancea			1	3,0	1,99	4,53	-0,3	
189	Aug.17	14:36	Vrancea			1	3,4	2,51	4,80	0,6	
190	Aug.18	13:28	Cîmpulung			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
191	Aug.19	09:53	Vrancea			1	3,0	1,99	4,58	-0,3	
192	Aug.20	15:09	Vrancea			1	3,2	2,25	4,69	0,2	
193	Aug.26	09:48	Cheia			n	3,7	2,89	4,97	2,4	
194	Aug.26	22:18	Vrancea			1	3,2	2,25	4,69	0,2	
195	Aug.26	23:49	Cheia			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
196	Aug.27	20:26	Vrancea			1	3,0	1,99	4,58	-0,3	
197	Aug.28	13:14:16	Vrancea	45,51	26,55	125	3,9	3,16	5,08	1,8	NOAA
198	Aug.30	13:56	Cheia			n	3,2	2,25	4,69	1,6	

•	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
199	1977 Sep. 4	21:30	Vrancea			i	3,7	2,89	4,97	1,3	
200	Sep.10	10:27	Banat			n	3,1	2,12	4,64	2,7	
201	Sep.17	08:24	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
202	Sep.20	08:47	Vrancea			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
203	Sep.20	12:40	Cheia			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
204	Sep.23	13:51	Vrancea			i	3,1	2,12	4,64	-0,1	
205	Sep.24	20:45	Cheia			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
206	Sep.27	08:49	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
207	Sep.27	22:05	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
208	Sept.28	08:18	Banat			n	3,1	2,12	4,64	2,7	
209	Oct. 1	12:16	Romania			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
210	Oct. 1	13:50	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
211	Oct. 2	15:12	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
212	Oct. 2	15:45	Vrancea			n	3,7	3,89	4,97	4,1	
213	Oct. 2	20:57	Vrancea			n	3,5	2,65	4,86	2,2	
214	Oct. 4	15:38	Romania			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
215	Oct. 7	02:12	Vrancea			n	3,2	2,25	4,69	1,6	
216	Oct. 7	02:27	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
217	Oct. 7	13:13	Cîmpulung			n	3,6	2,78	4,92	2,4	
218	Oct. 8	18:00	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	-0,1	
219	Oct. 9	15:51	Banat			n	3,1	2,12	4,64	2,7	
220	Oct.10	14:06	Vrancea			i	3,3	2,38	4,75	0,4	
221	Oct.12	06:10	Vrancea			n	3,6	2,78	4,92	2,4	
222	Oct.13	15:37	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
223	Oct.16	04:35	Cheia			n	3,2	2,25	4,69	1,6	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
224	1977 Oct.16	08:10	Romania			n	3,2	3,25	4,69	1,6	
225	Oct.19	07:33	Cheia			i	2,1	2,12	4,64	-0,1	
226	Oct.21	21:56	Vrancea			i	3,4	2,51	4,80	0,6	
227	Oct.24	20:36	Cimpulung			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
228	Oct.25	07:58	Cimpulung			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
229	Oct.25	08:25	Vrancea			n	3,5	2,65	4,86	2,2	
230	Oct.26	13:15	Vrancea			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
231	Oct.26	14:17	Banat			n	3,1	2,12	4,64	2,7	
232	Oct.27	15:46	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
233	Oct.28	12:30	Cimpulung			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
234	Nov. 3	12:56	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
235	Nov. 6	03:51	Vrancea			i	3,1	2,12	4,64	-0,1	
236	Nov. 6	13:02	Cimpulung			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
237	Nov. 6	17:11:50	Vrancea	45,44	26,42	(120)	4,3	3,68	4,2	2,7	NOAA
238	Nov. 9	19:48:35	Vrancea	46,04	26,10	10	3,7	2,89	4,97	2,4	OSM
239	Nov. 9	23:31:14	Vrancea	45,81	26,30	10	3,9	3,16	5,08	3,0	OSM
240	Nov.10	09:58	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
241	Nov.15	04:53	Romania			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
242	Nov.16	12:08	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
243	Nov.22	02:17	Vrancea			i	4,2	3,55	5,24	2,5	
244	Nov.22	09:51	Vrancea			i	3,6	2,73	4,92	1,1	
245	Nov.25	18:57	Vrancea			i	3,4	2,51	4,80	0,6	
246	Nov.29	09:51	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
247	Nov.30	14:34	Oltenia			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
248	Dec. 1	12:49	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
249	Dec. 1	12:57:34	Cimpia Rom.	44,20	25,33	10	1,1	3,42	5,20	3,0	

10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
250	1977 Dec. 1	21:00	Vrancea			i	3,0	1,99	4,58	-0,3	
251	Dec. 2	10:33	Vrancea			i	3,4	2,51	4,80	0,6	
252	Dec. 4	10:36	Banat			n	3,4	2,51	4,80	3,3	
253	Dec. 6	10:29	Cimpulung			n	3,6	2,78	4,92	2,4	
254	Dec. 6	13:09	Oltenia			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
255	Dec. 8	17:17	Vrancea			i	3,2	2,25	4,69	0,2	
256	Dec. 8	19:15	Vrancea			n	3,5	2,65	4,86	2,2	
257	Dec. 9	07:58	Cheia			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
258	Dec. 9	13:29	Vrancea			i	3,3	2,38	4,75	0,4	
259	Dec.11	15:22	Cimpulung			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
260	Dec.12	17:18	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	
261	Dec.13	19:07	Vrancea			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
262	Dec.15	09:03	Banat			n	3,8	3,03	5,03	4,1	
263	Dec.15	09:51	Banat			n	3,1	2,12	4,64	2,7	
264	Dec.19	09:07	Vrancea			i	3,6	2,78	4,92	1,1	
265	Dec.20	16:55	Dobrogea			n	3,1	2,12	4,64	1,2	
266	Dec.20	21:36	Dobrogea			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
267	Dec.23	13:02	Banat			n	3,9	3,16	5,08	3,0	
268	Dec.24	02:52	Cheia			n	3,4	2,51	4,80	1,9	
269	Dec.25	20:57	Vrancea			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
270	Dec.27	11:56	Cheia			n	3,3	2,38	4,75	1,8	
271	Dec.27	14:07	Romania			n	3,1	2,12	4,64	1,3	
272	Dec.30	10:55	Cheia			n	3,8	3,03	5,03	2,6	
273	Dec.31	11:13	Vrancea			n	3,0	1,99	4,58	1,2	

Nota: CSEM-Centre Sismologique Europeo-Méditerranéen, Strasbourg-France

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Agency, Colorado-SUA

M,1977-Müller et al., 1977

4,1^a-Magnitudinea M_B determinată de NOAA

TABELA II

Distribuția temporară (lunară) și spațială (zone epicentrale)

Nr.	L u n a	Total seisme	Zonele epicentrale								
			Vrancea	Cheia	Cîmpu- lung	Cîmpia Română	Dobro- gea	Oltenia	Banat	Transil- vania	România
1	Ianuarie	11	7	2	-	-	-	-	-	-	2
2	Februarie	12	8	1	1	-	-	-	-	-	2
3	Martie	69	62	1	2	-	-	-	-	-	4
4	Aprilie	17	12	-	1	4	-	-	-	-	-
5	Mai	29	11	9	1	-	-	-	-	-	8
6	Iunie	24	14	3	2	1	-	-	-	-	4
7	Iulie	15	12	-	-	-	-	-	1	-	2
8	August	21	14	4	2	-	-	-	-	1	-
9	Septembrie	10	4	2	-	-	-	-	2	-	2
10	Octombrie	25	11	2	4	-	-	-	2	-	6
11	Noiembrie	14	11	-	1	-	-	1	-	-	1
12	Decembrie	26	11	7	2	1	2	1	4	-	1
T o t a l		273	177	28	16	6	2	2	9	1	32

Pentru a avea o imagine completă asupra activității seismice din anul 1977, anul catastrofalului cutremur de la 4 martie 1977, ne-am propus să întocmim Catalogul cutremurelor românești cu magnitudinea $M_L \geq 3,0$ produse în acest an.

Catalogul prezintă un deosebit interes științific deoarece va servi ca bază pentru o serie de cercetări complexe asupra activității seismice care a urmat cutremurului din 4 martie 1977. Acest interes este confirmat de numeroasele cereri primite din partea CNST, INCREST, INCERC, ISPH, etc.

DATE DE OBSERVAȚIE

Pentru întocmirea Catalogului de cutremure românești cu $M_L \geq 3,0$, produse în anul 1977, am folosit, în urma unei analize critice, datele cuprinse într-o serie de studii anterioare asupra activității seismice din anul 1977 (Bazaciu, 1977, 1978; Radu și Anodei, 1977 a, 1977 b; Utale, 1977, 1978 a, 1978 b, 1978 c). Aceste studii se bazează pe înregistrările stațiilor seismice românești și în special pe cele echipate cu aparatură de înaltă sensibilitate - Cheia (MLR) și Vrâncioaia (VRI).

CATALOGUL DE CUTREMURE

Analiza atentă a diferitelor date seismologice a condus la întocmirea Catalogului de cutremure din Tabela I, care cuprinde 273 cutremure cu $M_L \geq 3,0$.

Catalogul centralizează informații privind : data (anul, luna, ziua) și ora (h,m,s), zona epicentrală, coordonatele epi-

centrului - φ și λ , adâncimea focarului - h , mărimea - M_L , M_S și M_B , intensitatea maximă - I_0 , sursa. În continuare vom face o scurtă prezentare a acestor informații.

Data producerii - Distribuția în timp a diferitelor seisme este fixată prin anul - 1977, luna și ziua de producere a acestora. Datele din Tabelul II evidențiază o activitate mai intensă în lunile martie, mai și decembrie 1979.

Ora de apariție - Momentul de apariție (în timp universal) al diferitelor seisme este indicat prin ora (h), minutul (m) și secunda (s) de sosire a undei P, la stația cu cea mai mică diferență S-P.

Zona epicentrală - Pentru localizarea în spațiu a seismelor am folosit momentele de sosire ale undelor P și diferențele S-P observate la diferite stații seismice.

Distribuția cutremurelor pe zone epicentrale (Tabela II) evidențiază principalele zone seismice: Vrancea-177, Cheia-28, Cîmpulung-16, Cîmpia Română-6, Banat-9, Pomănia-32.

Zona epicentrală Vrancea cuprinde cutremurele intermediare și normale produse la curbura Carpaților. Pentru localizarea acestor cutremure un loc important l-au avut stațiile Vrînicioasa (VRI), Cheia (MLR), Carcaliu (CFR) și Istria (ISR).

Zona epicentrală Cheia cuprinde cutremurele normale înregistrate la stația Cheia (MLR) cu diferența S-P $\leq 5,0$ sec.

Zona epicentrală Cîmpulung cuprinde cutremurele normale produse în vecinătatea stațiilor Cîmpulung (CMP) și Argeș (ARS).

Zona epicentrală Cîmpia Română cuprinde cutremurele normale produse în partea de est a Platformei Moesice. Pentru localizarea acestor seisme un rol important îl au stațiile Bucu-

reşti-M, Carcaliu (CFR) şi Istrita (ISR).

Zona epicentrală Banat cuprinde cutremurele normale produse în Banat. Pentru localizarea acestor cutremure un rol important l-au jucat stațiile Deva (DEV), Căruța (CZL) și Șugara (SSP).

Zona epicentrală România cuprinde cutremurele normale înregistrate la stația Cheia (MTR) cu diferența S-P $> 5,0$ sec, dar neînregistrate la stația Vrincioala (VRI).

Zona epicentrală Dobrogea cuprinde cutremurele normale înregistrate în vecinătatea stației Carcaliu (CFR).

Zona epicentrală Oltenia cuprinde cutremurele normale înregistrate în vecinătatea stației Lotru (LOT).

Zona epicentrală Transilvania cuprinde cutremurele normale înregistrate la stația Deva cu diferența S-P $\leq 7,0$ sec.

O încercare de localizare "automată" a unor cutremure românești mai puternice, înregistrate la cel puțin patru stații, a fost făcută de Bazaciu și Smalbergher (1979).

În legătură cu localizarea cutremurelor românești produse în anul 1977, remarcăm studiul detaliat realizat de grupul româno-vest-german pentru seria de replici a cutremurului din 4 martie 1977 (Fuchs et al., 1978).

Localizarea în spațiu și timp a componentelor multivociului din 4 martie 1977 (P, S_1, S_2, S_3) a fost analizată de Müller et al., 1977/1978.

Adâncimea focarului (h)- Pentru aprecierea adâncimii focarului s-au folosit două simboluri: simbolul "i" pentru cutremurele intermediare ($60 < h \leq 160$ km) iar simbolul "n" pentru cutremurele normale ($0 < h \leq 60$ km).

Aprecierea adâncimii focarului în cazul cutremurelor intermediare ($h = i$) s-a făcut pe baza diferențelor S-P observate la stațiile Vrîncioaia (VRI) și Cheia (MLP).

Pentru cutremurele normale ($h = n$) aprecierea adâncimii focarului s-a făcut pe baza diferenței S-P observată la cea mai apropiată stație, precum și prin considerarea caracteristicilor seismotectonice ale regiunii.

Analiza datelor din Tabela I arată că 73% din cutremurele vrîncene cu $M_L \geq 3,0$ produse în anul 1977, sînt de adîncime intermediară, adică cu focarul în partea superioară a mantalei.

Magnitudinea M - Pentru clasificarea magnitudinală a evenimentelor seismice s-au folosit relațiile:

$$M_1 = -0,87 + 2,0 \log \tau + 0,135 K(S-P); h = i, n \quad (1)$$

(Lee et al., 1972)

$$M_2 = 2,25 \log \tau - 1,73; h = i \quad (2)$$

(Radu și Zămarcă, 1975)

$$M_3 = 2,15 \log \tau - 1,42; h = n \quad (3)$$

(Iosif și Iosif, 1976)

unde mărimea τ reprezintă durata de oscilație observată la stația Cheia (MLR), adăugată de noi ca stație de bază.

Magnitudinea M_1 este echivalentă cu magnitudinea M_L (Radu și Apopei, 1977 a), iar magnitudinile M_2 și M_3 sînt echivalente cu M_S .

Compararea magnitudinilor M_1 și M_2 pentru cutremurele intermediare românești din anul 1977, ne-a condus la relația

$$M_1 = M_2 + 0,70 \quad (4)$$

(50 observații: $M = 3,0 - 4,0$)

Magnitudinea M_1 (Tabela I) - echivalenta cu M_1 - a fost adoptată pentru clasificarea magnitudinată a cutremurelor românești (intermediare și normale) produse în anul 1977.

Pentru clasificarea cutremurelor românești, produse în perioada anterioară anului 1977, s-a folosit magnitudinea M_S (Padu, 1971 a, 1971 b, 1974, 1976).

Centrele seismologice internaționale NOAA (Colorado) și ISC (Newbury) folosesc pentru clasificarea cutremurelor magnitudinea M_B .

Între magnitudinile M_L , M_S și M_B au fost stabilite relațiile (Băth, 1973) :

$$M_B = 0,56 M_S + 2,9 \quad (5)$$

$$M_B = 1,7 + 0,8 M_L - 0,01 M_L^2 \quad (6)$$

care combinate conduc la relația

$$M_S = -2,14 + 1,43 M_L - 0,018 M_L^2 \quad (7)$$

Aplicarea relației (7) arată că diferența $\delta M = M_L - M_S$ crește considerabil în domeniul magnitudinilor mici (Tabela III).

Se remarcă o bună concordanță a diferentelor $\delta M = M_L - M_S$ calculate pe baza relațiilor (4) și (7) pentru domeniul de magnitudine $M = 3,0 - 4,0$.

TABELA III

Comparația magnitudinilor M_L și M_S

M_L	M_S	$\Delta M = M_L - M_S$	M_L	M_S	$\Delta M = M_L - M_S$
0,0	-2,14	2,14	5,0	4,56	0,44
5	-1,43	1,43	5	5,19	0,21
1,0	-0,69	1,69	6,0	5,79	0,21
5	-0,04	1,54	5	6,40	0,10
2,0	0,65	1,35	7,0	6,29	0,01
5	1,13	1,17	5	7,57	0,07
3,0	1,09	1,01	8,0	8,15	0,15
5	2,65	0,35	5	8,72	0,32
4,0	3,29	0,71	9,0	9,27	0,27
5	3,94	0,56			

Diferența apreciabilă între cele două sisteme de magnitudini - M_L și M_S trebuie luată în considerație la clasificarea unitară a cutremurelor românești, element de bază în evaluarea riscului seismic. Presupunerea sistemului de magnitudini M_L (Tabela I) fără aplicarea "corecțiilor" necesare ar conduce la o supraevaluare a nivelului activității seismice - pentru $M \geq 4,0$ - pe teritoriul României în anul 1977.

Intensitatea I_0 - Intensitatea maximă I_0 observată în epicentru a fost calculată cu ajutorul relațiilor (Radu, 1974):

$$M_S = 0,56 I_0 + 2,18 \quad (8)$$

(Vrancea - $h = 1$)

$$M_S = 0,66 I_0 + 1,23 \quad (9)$$

(Vrancea, Cîmpia Română, Cîmpulung, Oltenia, Dobrogea, România - $h = n$)

$$M_S = 0,80 I_0 + 0,52 \quad (10)$$

(Banat, Maramures, Transilvania - $h = n$).

Pentru determinarea intensității maxime $I_0 = VIII$ a cutremurului din 4 martie 1977 a fost efectuat un studiu complex pe baza informațiilor culese imediat după cutremur (Radu et al., 1978).

CONCLUZII

Catalogul cutremurelor românești cu magnitudinea $M_L \geq 3,0$ ($M_S \geq 2,0$) reprezintă o importantă contribuție la studiul statistic al seismicității teritoriului României.

Clasificarea magnitudinată uniformă a diferitelor evenimente seismice, are un rol deosebit în estimarea corectă a nivelului activității seismice dintr-o anumită perioadă.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasias, I., 1961, Cutremurele de pământ din România, Edit. Acad. București.
- Bäth, M., 1973. Introduction in seismology. Birkhäuser Verlag Basel and Stuttgart, 395 p.
- Bazaciu, O., 1977. Activitatea seismică pe luna mai 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.77.1, VI, 2, București.
- Bazaciu, O., 1978. Activitatea seismică pe luna august 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, I, 3: 16-23, București.
- Bazaciu, O., Smalbergher, V., 1979. Contribuții la localizarea cutremurelor produse pe teritoriul României în anul 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, II, 6: 62-70, București.
- Florinescu, I., 1958. Catalogue des tremblements de terre ressentis sur le territoire de la RPR. Académie de la RPR, Bucharest.
- Fuchs, K., Bonjer, P.P., Bock, G., Cornea, T., Pnescu, D., Jianu, D., Murescu, A., Warkler, G., Moldoveanu, T., Tudorache, G., 1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity. Tectonophysics, 53: 223-247.
- Iosif, G., Iosif, T., 1977. Earthquake sequences in Vrancea region. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., 7 - 5 (116): 359 - 371.
- Lee, W.H.K., Benet, R.E., Meagher, K.L., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. USGS, Open File Report.

Müller, G., Bonjer, K.-P., Stöckl, H., Enescu, D., 1977/1978. The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Pupture process inferred from fault-plane solution and multiple - event analysis. *J. Geophys.*, 44: 203 - 218.

Radu, C., 1971 a. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada anterioară anului 1901 (CNA), Manuscris Bucureşti.

Radu, C., 1971 b. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada anterioară anului 1901 (CNB). Manuscris, Bucureşti.

Radu, C., 1973-1974. Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. Thèse Dr.Sci., Université de Strasbourg, France, 472 p.

Radu, C., 1976. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României în perioada 1971-1976 (CNC). Raport CSEN/CFPS Tema 12.3,8: 159-173, Bucureşti.

Radu, C., Apopei, I., 1977 a. Asupra replicilor evenimentului seismic din 4 martie 1977, înregistrate la staţia Cheia. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.77.1, I, 7, Bucureşti.

Radu, C., Apopei, I., 1977 b. Studiu comparativ al replicilor cutremurelor din 10 noiembrie 1940 şi 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.77.1, II, 4, Bucureşti.

Radu, C., Polinic, G., Apopei I., 1979. Macroseismic field of the March 4, 1977 Vrancea earthquake. *Tectonophysics*, 53: 185-186.

Radu, C., Utale, A., 1979 a. Catalogul cutremurelor româneşti cu $M \geq 4,0$ produse în perioada 1971-1978. Manuscris, Bucureşti.

- Radu, C., Utale, A., 1979 b. Asupra seismicității și seismo-tectonicii Olteniei și a zonelor învecinate. Partea I. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, I, 1, București.
- Radu, C., Zamarcă, I., 1975. Magnitudinea M a cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea. Raport IGG, Tema 8, București.
- Utale, A., 1977. Activitatea seismică pe luna iunie 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.77.1, II, 3, București.
- Utale, A., 1978 a. Activitatea seismică pe luna septembrie 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, I.3, București.
- Utale, A., 1978 b. Activitatea seismică pe teritoriul României în trimestrul IV al anului 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, II, 5: 77-111, București.
- Utale, A., 1978 c. Activitatea seismică pe teritoriul României în luna iulie 1977. Raport CSEN/CFPS, Tema 30.78.3, II, 6: 112-126. București.

CATALOGUL CUTREMURELOR PUTERNICE PRODUSE PE TERITORIUL ROMÂNIEI:

PARTEA I - ÎNAINTE DE 1901; PARTEA II - 1901 - 1979.

C. RADU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de seismologie, C.P. MG-2, București, România

RADU, C., CATALOGUE OF STRONG EARTHQUAKES ORIGINATED ON THE ROMANIAN TERRITORY: PART I - BEFORE 1901; PART II - 1901-1979. The detailed analysis of different seismological information on the seismicity of our country led to working out the Catalogue of strong earthquakes occurred on the Romanian territory, from remote times (1901) till now (1979).

The catalogue takes in characteristic data for 454 earthquakes grouped in two parts: Part I - the more important earthquakes ($I \geq VI$) occurred before 1901, Part II - the strong earthquakes ($M \geq 4,0$) occurred during the period 1901 - 1979. The magnitude M chosen for the classification is of M_s type and equivalent to M_{GR} .

The present earthquake catalogue (CNR) representing the "extension" of the previous catalogues worked out by the author (Radu, 1971 a, 1971b, 1974, 1976) has a special importance for studying the seismic risk on the Romanian territory and making prediction of the intermediate and strong earthquakes.

The new earthquake catalogue presents under a shortened and approachable form the seismic history of our country.

INTRODUCERE

Studiul detaliat al seismicității unei anumite regiuni necesită cunoașterea distribuțiilor spațiale și temporale a cutremurelor produse în interiorul acesteia.

Caracteristicile geometrice și cinematice ale unui cutremur sunt coordonatele φ , λ , h ale focarului și ora la origine H .

Caracteristica dinamică principală a unui seism este mărimea M (sau energia E).

Cei cinci parametri menționați ($\varphi, \lambda, b, H, M$) reprezintă caracteristica fizică cea mai simplă a unui cutremur și constituie elementele principale ale unui Catalog de cutremure.

În această lucrare se prezintă Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României, din cele mai îndepărtate timpuri (1901) până în prezent (1979).

DATE DE OBSERVAȚIE

Pentru elaborarea Catalogului de cutremure s-au folosit următoarele surse principale de informații:

- Înregistrările stațiilor seismice românești echipate cu aparatură de joasă și înaltă sensibilitate; primele înregistrări datează din 1902 și au fost obținute la stația București;

- Publicațiile (buletine seismice, cataloage, lucrări științifice etc) românești și străine asupra cutremurelor produse pe teritoriul României;

- Publicațiile (difuzări periodice, cataloage, hărți etc) ale Centrelor seismologice internaționale: NEIS (Colorado-SUA), CSEM(Strasbourg-Franța), IFZ (Moscova-URSS) și ISC(Newbury-Anglia);

- Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României din cele mai vechi timpuri până în 1970, lucrare definitivată de autor în 1973 sub numele de "Catalogul național al cutremurelor" (a se vedea Radu - 1971 a, 1971 b, 1974);

* Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada 1971-1979 (a se vedea Radu, 1976; Radu și Utale, 1979a, 1979 b, 1979 c);

* Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul URSS din cele mai vechi timpuri pînă în 1975 (a se vedea Kondorskaya și Shebalin, 1977).

CATALOGUL CUTREMURELOR

La elaborarea Catalogului de cutremure s-a ținut seama de recomandările Comisiei Europene Seismologice (CES) precum și de instrucțiunile Programului PNUD/UNESCO "Studiul seismicității regiunii Balcanilor".

Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României (numit în continuare CNR-Catalog Național Român) totalizează 455 cutremure, grupate în două părți:

Partea I - Catalogul cutremurelor puternice produse anterior anului 1901 (CNR - I) - 78 cutremure (Tabela I). În funcție de omogenitatea datelor de observație se pot distinge două perioade:

I_1 - Perioada 1801 - 1900 ;	$I_0 \geq VII$ (20 seisme;
I_2 - Perioada 1091 - 1800	$I_0 \geq VI \frac{1}{2}$ (23 seisme)

Pentru a avea o imagine mai completă a nivelului seismicității au fost considerate și o serie de cutremure mai "slabe" care se află în afara limitelor de definire a omogenității celor două intervale. Astfel pentru intervalul I_1 au fost considerate

cutremurele cu $I_{\min} = VI$ iar pentru intervalul I_2 , cutremurele cu $I_{\min} = VI-VII$.

Partea II - Catalogul cutremurelor puternice ($M \geq 4,0$) produse în perioada 1901-1979 (CNR-II) 378-cutremure (Tabela II).

Omogenitatea informațiilor pentru perioada 1901-1979 diferă de la o regiune la alta:

Vrancea: $h = 1$ 1936-1979 - $M \geq 4,0$; $I_0 > III$
 (307 seisme) 1931-1979 - $M \geq 4,5$; $I_0 > IV$
 1901-1979 - $M \geq 5,3$; $I_0 \geq V-VI$

Vrancea: $h = n$ 1936-1979 - $M \geq 4,0$; $I_0 \geq IV$ 1/4
 (31 seisme) 1901-1979 - $M \geq 4,5$; $I_0 \geq IV$ 3/4

Banat, Maramureș 1901-1979 - $M \geq 4,1$; $I_0 \geq VI$
 (24 seisme)

Se poate admite că în perioada 1936-1979 informațiile seismologice, asupra teritoriului României sînt omogene pentru cutremurele cu $M \geq 4,0$. Această observație trebuie avută în vedere la realizarea diferitelor studii statistice asupra seismicității țării noastre.

Forma de prezentare a Catalogului este asemănătoare celeia folosită de autor pentru studiul seismicității României (a se vedea Catalogul național - Țădu, 1974).

Pentru cutremurele produse în perioada anterioară anului 1901 (CNR-I) s-au indicat (Tabela I) datele macroseismice privind: data (anul, luna, ziua), timpul (ora, minutul), coordonatele epicentrului - φ , λ , intensitatea seismică maximă - I_0 adîncimea focarului - h , magnitudinea M_I , zona seismică, clasă de precizie, sursa bibliografică.

Pentru cutremurele produse în perioada 1901-1979 (CNR-II) s-au indicat (Tabela II), în paralel, datele macroseismice (data, timpul, coordonatele epicentrului - φ și λ , intensitatea seismică maximă - I_0 , adâncimea focarului - h , magnitudinea M_L) și datele macroseismice privind: ora la origine H , coordonatele epicentrului - φ și λ , adâncimea focarului - h , magnitudinea M , zona epicentrală.

În continuare ne vom referi la definirea datelor macroseismice din Tabelele I și II:

Coloana 1 - Data: Anul, luna și ziua;

Coloana 2 - Timpul: Ora, minutul și eventual secunda, exprimate în timp mediu Greenwich (GMT);

Coloanele 3,4 - Poziția epicentrului exprimată prin coordonatele geografice - latitudinea φ și longitudinea λ . Aceste coordonate corespund centrului ariei de intensitate maximă sau punctului unde s-a observat intensitatea maximă - I_0 . Aria intensității maxime, în cazul cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea, nu se află întotdeauna în zona epicentrală.

Coloana 5 - Intensitatea maximă I_0 - observată în epicentru sau în zona epicentrală - exprimată în scară MSK (Medvedev, Sponheuer, Yarnik);

Coloana 6 - Adâncimea focarului s-a determinat pe baza unei relații de forma:

$$I_0 - I_n = v \log(D_n/h) \quad (1)$$

unde $D_n^2 = h^2 + r_n^2$ (r_n - raza izoseistei de ordinul n).

Pentru unele cutremure s-a făcut numai o estimare a adâncimii h , admitînd clasificarea:

s = superficial ($h = 1-4$ km)

n = normal ($5 \leq h < 60$ km)

i = intermediar ($60 \leq h \leq 163$ km)

Marea majoritate a cutremurelor intermediare (i) au adîncimea $h = 130 \pm 30$ km.

Coloana 7 - Magnitudinea M_x determinate cu ajutorul relației $M = f(I_0)$, stabilită pentru diferite regiuni seismice (Radu, 1974):

$$M = 0,56 I_0 + 2,18 \quad (\text{Vrancea} - h = i) \quad (2)$$

$$M = 0,66 I_0 + 1,23 \quad (\text{Vrancea, Cîmpulung} - h=n) \quad (3)$$

$$M = 0,60 I_0 + 0,52 \quad (\text{Banat, Crișana, Maramureș, Transilvania} - h=n) \quad (4)$$

Coloana 8 - Zona seismică stabilită pe baza hărții seismotectonice a României (a se vedea Radu, 1974).

Coloana 9 - Calitatea determinărilor privind ora la origine H , poziția epicentrului - φ, λ , adîncimea focarului h , intensitatea maximă I_0 , indicată prin clasele a, b și c definite după cum urmează:

Clasa Mărimed	a	b	c
H	± 1 min	± 10 min	1/4-1/2 h
φ, λ	$\pm 0,1-0,2^\circ$	$\pm 1/4-1/2^\circ$	$\pm 3/4-1^\circ$
h	50%	100 %	estimată
I_0	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$

Coloana 10 - Sursa bibliografică principală folosită de autor la elaborarea Catalogului

Coloana 11 - Observații cuprinde informații suplimentare asupra cutremurelor catalogate.

În ceea ce privește definirea datelor *microseismice* (Tabela II) facem următoarele precizări:

Coloana 8 - Ora la origine (ora, minutul și secunda)

exprimată în timp mediu Greenwich (GMT).

Coloanele 9, 10 - Poziția epicentrului exprimată prin coor-

donatele geografice - latitudinea ϕ și longitudinea λ . Aceste coordonate au fost determinate prin diferite metode grafice și numerice cu o precizie de $\pm 0,1^\circ$. Pentru unele cutremure intermediare din regiunea Vrancea s-a adoptat poziția epicentrului mediu:

$\phi = 45,7^\circ\text{N}$; $\lambda = 26,6^\circ\text{E}$. Remarcăm contribuția importantă a Centrelor seismologice internaționale NEIS, CSEM și ISC în localizarea cutremurelor românești.

Coloana 11 - Adâncimea focarului h determinată cu ajuto-

rul a diferite metode grafice și numerice, cu o precizie de ± 10 km. Pentru unele cutremure, s-a făcut numai o estimare a adâncimii folosind aceeași clasificare ca în coloana 6 (date macroseismice). Forma înregistrării și în special diferența S-P observată la stațiile Vrâncioaia și Cheia permite estimarea adâncimii maxime a cutremurelor vrâncene.

Coloana 12 - Magnitudinea M calculată pe baza undelor de suprafață sau a sistemelor echivalente (M_{PAS} , M_{BUC}). Determinarea magnitudinii la stația București s-a făcut cu ajutorul formulei

$$M_{\text{BUC}} = \log(A/T)_{\text{SH}} + 2,74; \quad (\text{Vrancea} - h = 1) \quad (5)$$

Magnitudinea M_S a fost adoptată pentru clasificarea seismelor normale, iar magnitudinea M_{BUC} (echivalentă magnitudinii M_{GR}) pentru clasificarea seismelor intermediare ($60 < h \leq 160$ km).

Pentru cutremurele intermediare din regiunea Vrancea a fost stabilită relația:

$$M_{GS} = 0,73 M_{BUC} + 1,15 \quad (6)$$

Coloana 13 - Zona seismică stabilită ca și în coloana 8 (date macroseismice), adică conform hărții seismotectonice propuse de autor (Radu, 1974).

Definirea sumară a datelor macroseismice și microseismice prezentate mai sus, permite aprecierea materialului de observatie folosit și deci a certitudinii rezultatelor diferitelor cercetări.

În ceea ce privește evidența cutremurelor românești cu $M < 4,0$, în curs de definitivare, aceasta va fi centralizată într-un nou catalog ce va constitui o completare la Catalogul prezentat în această lucrare.

CONCLUZII

Analiza diferitelor informații seismologice de sinteză asupra seismicității teritoriului țării noastre a condus la elaborarea Catalogului de cutremure puternice, produse în România din cele mai îndepărtate timpuri pînă în prezent.

Partea I cuprinde cutremurele mai importante ($I_0 \geq VI-VII$) produse în perioada anterioară anului 1901, iar Partea II cutremurele produse în perioada 1901-1979 ($M \geq 4,0$).

Noul catalog de cutremure care constituie de fapt extinderea cataloajelor anterioare elaborate de autor (Radu, 1971 a, 1971 b, 1974) va constitui baza elaborării hărților de risc seismic pe teritoriul României.

De asemenea, noul catalog va juca un rol important în studiile de predicție statistică a cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea, regiune care a generat cele două cutremure catastrofale recente: 1940 XI 10 - $M = 7,4$ și 1977 III 4 - $M = 7,2$.

Noul catalog de cutremure reprezintă sub o formă prescurtată și accesibilă istoria seismică a țării noastre în ultimii 900 ani.

TABELA I

Catalogul cutremurelor puternice ($I_0 \geq VI$), produse pe teritoriul României în perioada 1891-1900

Nr.	Data	Timpul h:m:s	ϕ_N°	λ_E°	I_0	h	M_I	Zona seismică	Clasa	Sursa	Observații
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	1891 $\pm$ 1 an	—:—	45,7	26,6	VII	i	6,1	Vrancea		KS, 1977	KS-M=6,2
2	1107 II 12	03:00	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		KS, 1977	KS-M=6,2
3	1122 X	—:—	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		KS, 1977	KS-M=5,9
4	1126 VIII 08	08:00	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		KS, 1977	KS-M=6,2
5	1170 IV 01	—:—	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"		KS, 1977	KS-M=7,0
6	1196 II 13	07:00	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"		KS, 1977	KS-M=7,0
7	1230 V 10	07:00	45,7	26,6	VIII-IX	i	6,9	"		KS, 1977	KS-M=7,1
8	1327 $\pm$ 1 an	— —	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"		KS, 1977	KS-M=7,0
9	1446 X 10	04:00	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"		KS, 1977	KS-M=7,3
10	1471 VIII 29	10:—	45,7	26,6	VIII	i	6,9	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=7,1; I_0 =VIII-IX
11	1516 XI 24	12:—	45,7	26,6	IX	i	7,2	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,3; I_0 =VIII
12	1523 VI 09	—:—	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		RC, 1971b	KS-M=5,8; I_0 =VI-VII
13	1523 II 19	Noaptea	46,17	24,37	VIII	n	5,3	Transil- vania	cbca	RC, 1971b RC, 1974	
14	1543		45,7	26,6	VII	i	6,1	Vrancea		RC, 1971b	SKH- I_0 =VIII
15	1545 VII 19	08-09	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,2; I_0 =VII

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
16	1550 X 26	01:-	45,78	24,15	VIII	n	5,3	Transil- vania	cccc	RC, 1971b RC, 1974b	
17	1569 VIII 17	05-06	45,7	26,6	VIII	i	6,7	Vrancea	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,2; I ₀ =VII
18	1571 IV 10	07-08	45,52	24,60	VIII	n	6,5	Cămpu- lung	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,2; I ₀ =VIII
19	v 10	---	45,52	24,60	VIII	n	6,5	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	Identic cu preceden- dentul?
20	1590 VIII 10	---	45,7	26,6	VIII-IX	i	6,9	Vrancea	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-45,7 ⁰ N; 24,6 ⁰ ; 30 km; M=6,8; I ₀ =VIII
21	1590 IV 10	---	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		KS, 1977	KS-M=6,0
22	1592 VI 2	0-03	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		RC, 1971b	KS-M=5,5; I ₀ =VI
23	1592 III 04	---	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		RC, 1971b	KS-M=5,5; I ₀ =VI
24	1604 V 03	03-04	45,7	25,6	VIII	i	6,7	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,2; I ₀ =VII
	1605 XII 14	05-16	45,7	26,6	VIII	i	6,7	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=5,9; I ₀ =VI-VII
26	1600 I 13	01-02	45,7	26,6	VII-VIII	i	6,4	"		RC, 1971b	KS-M=5,5; I ₀ =VI
27	1620 XI 08	13-14	45,7	26,6	VIII-IX	i	6,9	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-46,2 ⁰ N; 23,9 ⁰ ; 30 km; M=6,5; I ₀ =VIII
28	XII	---	45,7	25,6	VII-VIII	i	6,4	"		KS, 1977	KS-M=6,6; Identic cu precedentul?
29	1637 II 01	01-30	45,7	26,6	VII-VIII	i	6,4	"		RC, 1971b	KS-M=6,6
30	1650 IV 19	---	45,7	26,6	VIII	i	6,1	"		KS, 1977	KS-M=6,2
31	1666 II	---	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		KS, 1977	KS-M=6,0
32	1679 VIII 04	06-01	45,7	25,6	VIII	i	6,7	"	cbca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,8

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
33	1681 VIII 18	00-01	45,7	26,6	VIII	i	6,7	Vrancea		RC, 1971b	KS-M=6,8
34	1701 VI 12	00-00	45,7	26,6	VII-VIII	i	6,4	"		RC, 1971b	KS-M=6,9; I ₀ =VIII
35	1711 X 11	00-01	45,7	26,6	VII	i	6,1	"		RC, 1971b	KS-M=6,5; I ₀ =VIII
36	1738 VI 11	10-11	45,7	26,6	VIII-IX	i	6,9	"	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=7,0
37	1740 IV 05	—:—	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		RC, 1971b	KS-M=5,5
38	1746 XII 07	01:—	45,52	24,6	VIII?	n	6,5	Cîmpu- lung	abca	RC, 1971b RC, 1974	
39	1778 I 18	05:45	45,7	26,6	VII	i	6,1	Vrancea		RC, 1971b	KS-M=6,5; I ₀ =VII-VIII
40	1784 I 23	21:00	47,9	23,9	VI-VII	n	4,4	Maramureș		RC, 1974	KS-M=4,6
41	III 18	—:—	46,1	25,7	VII?	n	5,9	Vrancea		RC, 1971b	
42	1786 II 15	02:—	46,8	23,6	VII	n	4,7	Transil- vania		RC, 1971b	
43	1790 IV 06	19:29	45,7	26,6	VIII	i	6,7	Vrancea	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,9
44	1793 XII 08	06:10	45,7	26,6	V	i	6,1	"		RC, 1971b	KS-M=6,4; I ₀ =VI-VII
45	1797 X 19	01:—	46,2	21,3	VII	n	4,7	Banat		RC, 1971b	
46	1802 X 26	10:55	45,7	26,6	IX	i	(7,5)	"	abca	RC, 1971b RC, 1974b	KS-M=7,4; Replici
47	1821 II 10	00:00	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		KS, 1974	KS-M=5,9
48	XI 17	13:45	45,7	26,6	VI-VII	i	5,8	"		RC, 1971b	KS-M=6,7; I ₀ =VII-VIII
49	1823 I 05	02:—	47,93	23,88	VII	n	4,7	Maramu- reș	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=3,8; I ₀ =VI-VII
50	1829 VII 01	03:37	47,57	22,28	VII	n	4,7	Crișana	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,2
51	XI 26	01:40	45,7	26,6	VII-VIII	i	6,4	Vrancea	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,9; I ₀ =VIII SKH-J ₀ =VIII-IX
52	1830 VII 01	04:00	48,0	23,6	VI	n	4,1	Maramu- reș		KS, 1977	KS-M=4,3

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
53	1831 VIII	03	00:00	45,7	26,6	VI	1	5,5	Maramu- res	RC, 1977	KS-M=5,8; M=02h00m
54	1832 II	19	07-08	45,52	24,60	VII	n	5,9	Cîmpu- lung	RC, 1971b RC, 1974	KS-45,7 ⁰ N; 26,6 ⁰ E; 100 km; L=5,7; I ₀ =VI
55	1834 X	15	06-07	47,63	22,33	VIII	n	5,3	Crîșana	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,3
56	1835 IV	21	20:30	45,7	26,6	VI	1	5,5	Vrancea	KS, 1977	
57	1838 I	23	18:45	45,7	26,6	VIII	1	6,7	"	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=6,9
58	1843 IX	10	—:—	45,7	26,6	VI	1	5,5	"	KS, 1977	
59	1847 X	15	06:15	46,18	21,32	VII	n	4,7	Banat	RC, 1971b RC, 1974	
60	1859 X	17	09:30	46,05	20,87	VII	n	4,7	"	RC, 1971b RC, 1974	
61	1862 X	16	01:11	45,7	26,6	VI-VII	1	5,8	Vrancea	RC, 1971b	SKH-I ₀ =(VII)
62	1868 XI	13	07:45	45,7	26,6	VII-VIII	1	6,4	"	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=5,8; I ₀ =VI
63	XI	27	20:39	45,7	26,6	VII	1	6,1	"	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=5,5; M=08h30m
64	1870 XII	21	16:00	48,0	23,6	VI-VII	n	4,1	Maramu- res	KS, 1977	KS-M=4,3
65	1879 X	10	15:45	44,7	21,6	VII	n	4,7	Banat	RC, 1971b RC, 1974	SKH-7replici pu- ternice.
66	X	31	18:30	46,07	20,63	VII	n	4,7	"	RC, 1971b RC, 1974	
67	XII	01	06:00	46,0	20,5	VI	n	4,1	n	RC, 1974	SKH-I ₀ =VII
68	1880 X	03	05:46	46,3	24,14	VII	n	4,7	Transil- vania	RC, 1971b RC, 1974	

o	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
69	1880 XII 25	14:30	45,7	20,6	VII	i	6,1	Vrancea	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-II=6,2
70	1893 III 12	09:23	47,28	23,03	VII	n	4,7	Denet	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-M=3,9
71	VIII 17	14:45	45,7	20,6	VI-VII	i	5,7	Vrancea		RC, 1971b	KS-II=6,1; I ₀ =VII
72	IX 10	03:40	45,7	20,6	VI-VII	i	5,7	"		RC, 1971b	KS-II=6,1; I ₀ =VII; Identical cu' preced- dential?
73	1894 III 01	15:25	45,7	20,6	VI	i	5,8	"		RC, 1971b	
74	III 04	06:35	45,7	20,6	VII	i	6,1	"	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-II=5,8; I ₀ =VI-VII
75	VIII 31	12:20	45,7	20,6	VII	i	6,1	"	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-II=6,5; I ₀ =VIII
76	XII 19	21:30	45,03	21,72	VII	n	4,7	Denet	abca	RC, 1971b RC, 1974	
77	1896 III 11	23:30	45,7	20,6	VI	i	5,5	Vrancea		RC, 1971b	KS-II=4,8
78	1900 I 29	01:15	46,0	21,2	VII	n	4,7	Denet	abca	RC, 1971b RC, 1974	KS-II=VI-VII

Observatii :

s = superficial ($h < 5$ km)

n = normal ($5 < h < 60$ km)

i = intermediar ($60 \leq h \leq 163$ km; $h = 130 \pm 30$ km)

$M_I = 0,56 I_0 + 2,18$ (Vrancea - $h=i$)

$M_I = 0,66 I_0 + 1,23$ (Vrancea, Cimpulung - $h=n$)

$M_I = 0,60 I_0 + 0,52$ (Denet, Crisana, Maramures - $h=n$)

RC, 1971b - Radu, C., 1971b

RC, 1974 - Radu, C., 1974

RC, 1977 - Kondorskaya, M.V., Shebalin, M.V., 1977

SKL, 1974 - Shebalin, M.V., Kozlov, V., Medvedevski, D., 1974

Catalogul cutremurelor cu magnitudinea $M \geq 4,0$ produse pe teritoriul României în perioada 1901-1979.

Nr.	Date macroseismice							Date microseismice					
	Data	Ora h m s	φ_N	λ_E	I_0	h Km	M_m	Ora h m s	φ_N	λ_E	h km	M	Zona
o	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	1901 IV	02	16:55	45,5	20,75	VII	n	4,7	16:55		n		Banat
2	XII	12	10:28	47,9	23,1	VI	n	4,1	10:28		s		Maramureş
3	1902 I	21	12:46	45,8	21,5	VI	n	4,1	12:46		n		Banat
4	III	01	21:45	47,9	24,0	VI	s	4,1	21:45		s		Maramureş
5	III	11	20:14			VI	i	5,5	20:14	45,7	26,6	i	Vrancea
6	1903 VI	08	15:07			VI	i	5,5	15:07	45,7	26,6	i	5,0 ^x "
7	VII	20	10:40	45,5	21,1	VI	n	4,1	10:40		n		Banat
8	IX	13	08:02			VI-VII	i	5,8	08:02	45,7	26,6	i	6,3 ^x Vrancea
9	1904 II	06	02:49			VI	i	5,5	02:49	45,7	26,6	i	5,7 ^x "
10	1906 IV	29	09:15	47,3	22,1	VI	n	4,1	09:15		n		Crigana
11	VI	02	02:23	45,2	28,8	V	n	4,5	02:23		n		Dobrogea
12	X	16	23:30	46,6	27,4	V	n	4,5	23:30		n		Vrancea
13	1907 XI	24	00:31	45,6	26,8	V	n	4,5	00:31		n		"
14	1908 X	06	21:39			VII-VIII	i	6,4	21:39,8	45,5	26,5	150	6 3/4 "
15	1909 VIII	31	21:22	45,1	21,9	VI	n	4,1	21:22		n		Banat
16	1910 X	11	11:53	44,9	22,4	VI	n	4,1	11:53		n		"
17	1912 IV	16	04:30	45,2	21,9	VI	n	4,1	04:20		n		"
18	V	25	18:01			VII	<100	6,1	18:01,7	45,7	27,2	80	6,0 Vrancea
19	V	25	20:15			VI	<100	5,5	20:15	45,7	27,2	80	"
20	V	25	21:15			V-VI	<100	5,3	21:15	45,7	27,2	80	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	1912 V 27	09:20	45,9	27,3	V	n	4,5	09:20			n		Vrancea
22	1913 III 11	03:42	45,6	27,8	V	n	4,5	03:42			n		"
23	III 14	03:40			V-VI	i	5,3	03:40	45,7	26,6	i		"
24	VII 23	22:03			V-VI	i	5,3	22:03	45,7	26,6	i		"
25	1914 VII 31	18:23			V-VI	i	5,3	18:23:12	45,9	26,3	100	5 1/4	"
26	1915 X 09	21:30	45,4	21,1	VII	n	4,7	21:30			n	4,5	Banat
27	X 19	08:30	45,4	21,1	VII	n	4,7	08:30			n	4,8	"
28	X 27	--	45,4	21,1	VII	n	4,7	--			n		"
29	1916 I 26	07:38	45,5	24,6	VIII	n	6,5	07:38			n	6 1/2	Câmpulung
30	1917 V 19	21:00			VI	i	5,5	21:00	45,7	26,6	i		Vrancea
31	VII 11	03:23			VI	i	5,5	03:23:55	45,7	26,6	i	5,5	"
32	1918 II 25	02:07			VI	i	5,5	02:07	45,7	26,5	i		"
33	1919 IV 18	06:20			VI	i	5,5	06:20:05	45,7	26,8	100	5 1/4	"
34	VII 09	14:38			VI	i	5,5	14:38	45,7	26,6	i		"
35	1926 VIII 10	01:10	48,0	23,7	VI	5-10	4,1	01:10			n	4,0	Maramureș
36	1927 V 31	22:58	44,9	21,7	VI	n	4,1	22:58:15	45,0	22,0	n		Banat
37	VII 24	20:17			(VI)	i	5,5	20:17:05	45,7	26,6	i		Vrancea
38	1928 III 30	09:38			VI	i	5,5	09:38	45,9	26,5	i	5,4	"
39	XI 23	04:23			V-VI	i	5,3	04:23:12	45,7	26,6	150	5 1/4	"
40	1929 V 20	12:17			VI	i	5,5	12:17:56	45,8	26,5	100	5 1/4	"
41	XI 01	06:57			VI-VII	i	5,8	06:57:25	45,9	26,5	160	5 3/4	"
42	1932 III 13	02:53			V-VI	i	5,3	02:53	45,7	26,6	i		"
43	V 27	10:42			VI	i	5,5	10:42:15	45,7	26,6	i		"
44	IX 07	18:36						18:36	45,7	26,6	i	5,4	"
45	1934 II 02	10:59			VI	i	5,5	10:59:13	45,2	26,2	150	5 1/4	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
46	1934	III	29	20:06		VII	1	6,1	20:06:51	45,8	26,5	90	6 1/4	Vrancea
47		XII	29	--				--	45,7	26,6	1	4,6	"	
48	1935	II	03	22:48				22:48	45,7	26,6	1	4,6	"	
49		VII	13	00:03		VI	1	5,5	00:03:46	45,3	26,6	140	5 1/4	"
50		VII	13	00:06				00:06	45,7	26,6	1	4,8	"	
51		IX	05	06:00		VI	1	5,5	06:00	45,8	26,7	150	"	
52	1936	V	10	12:41				12:41	45,7	26,6	1	4,0	"	
53		V	14	12:50				12:50	45,7	26,6	1	4,5	"	
54		V	17	17:38		V	1	5,0	17:38:02	45,3	26,3	150	5,1	"
55		VI	22	22:51				22:51	45,7	26,6	1	4,0	"	
56		IX	6	04:49		VII	n	4,7	04:49:02	45,7	21,1	n	4,8	Banat
57		X	31	15:52				15:52	45,7	26,6	1	4,5	Vrancea	
58		XI	01	00:23				00:23:41	45,7	26,6	150	4,5	"	
59	1937	I	26	14:34				14:34	45,7	26,6	1	5,0	"	
60		V	27	01:05				01:05	45,7	26,6	1	4,0	"	
61	1938	VII	04	23:08				23:08	45,7	26,6	1	4,2	"	
62		VII	08	06:32		VI-VII	n	4,4	06:32:49	46,1	21,1	n	4,3	Banat
63		VII	13	20:15		VI	1	5,5	20:15:17	45,9	26,7	120	5 1/4	Vrancea
64	1939	VI	30	12:03				12:03	45,7	26,6	1	4,0	"	
65		VII	28	08:39				08:39	45,7	26,6	1	4,4	"	
66		IX	05	06:02				06:02:00	45,9	26,7	115	5 1/4	"	
67	1940	I	05	02:36	45,3			02:36:09	45,7	26,7	150	4,8	Cimpulung	
68		II	10	18:14	25,2	V	7-8	4,5	18:14:10	45,7	26,6	1	4,6	Vrancea
69		II	14	19:30				19:30	45,7	26,6	1	4,4	"	
70		V	07	07:15				07:15	45,7	26,6	1	4,4	"	
71		V	17	12:50				12:50	45,7	26,6	1	4,0	"	

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
72	1940 VI 24	09:57			V - VI	1	5,3	09:57:27	45,9	26,6	115	5,5	Vrancea
73	VIII 15	18:43						18:43	45,7	26,6	1	4,1	"
74	X 03	15:04						15:04:50	45,6	26,6	150	4,7	"
75	X 22	06:37			VII	1	6,1	06:37:00	45,8	26,4	122	6 1/2	"
76	XI 06	19:58						19:58	45,7	26,6	1	4,5	"
77	XI 08	12:00			VI	1	5,5	12:00:44	45,9	26,2	145	5 1/2	"
78	XI 10	01:39			IX	1	7,2	01:39:07	45,8	26,7	133	7,4	"
79	XI 10	09:03						09:03	45,7	26,6	1	4,1	"
80	XI 10	10:40						10:40	45,7	26,6	1	4,0	"
81	XI 10	13:28						13:28	45,7	26,6	1	4,5	"
82	XI 10	13:37						13:37	45,7	26,6	1	4,4	"
83	XI 10	16:41						16:41	45,7	26,6	1	4,6	"
84	XI 10	19:47						19:47	45,7	26,6	1	4,3	"
85	XI 10	21:41						21:41	45,7	26,6	1	4,4	"
86	XI 11	06:34			VI	1	5,5	06:34:16	46,0	26,8	150	5 1/2	"
87	XI 12	14:48						14:48	45,7	26,6	1	4,2	"
88	XI 12	20:57						20:57	45,7	26,6	1	4,1	"
89	XI 13	05:45						05:45	45,7	26,6	1	4,1	"
90	XI 13	16:51						16:51	45,7	26,6	1	4,8	"
91	XI 14	14:37						14:37	45,7	26,6	1	5,0	"
92	XI 14	22:33						22:33	45,7	26,6	1	4,4	"
93	XI 16	22:31						22:31	45,7	26,6	1	4,5	"
94	XI 17	06:01						06:01	45,7	26,6	1	4,7	"
95	XI 19	20:27			VI	1	5,5	20:27:12	46,0	26,5	150	5 1/4	"
96	XI 21	01:21						01:21	45,7	26,6	1	4,4	"
97	XI 22	02:30						02:30	45,7	26,6	1	4,6	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
98	1940 XI	23	14:50			V-VI	1	5,3	14:49:53	45,8	26,8	150	5 1,4 Vrancea
99	XI	27	08:13						08:13	45,7	26,6	1	4,5 "
100	XII	01	17:19						17:19	45,7	26,6	1	5,1 "
101	XII	06	19:58						19:58	45,7	26,6	1	4,3 "
102	XII	10	01:35						01:35	45,7	26,6	1	4,9 "
103	1941 I	06	16:16						16:16	45,7	26,6	1	4,2 "
104	I	29	07:04						07:04	45,7	26,6	1	5,1 "
105	II	11	08:32						08:32	45,7	26,6	1	4,1 "
106	III	12	23:45						23:45	45,7	26,6	1	4,2 "
107	III	16	06:50						06:50	45,7	26,6	1	4,5 "
108	IV	04	19:27						19:27	45,7	26,6	1	4,6 "
109	V	14	13:45						13:45	45,7	26,6	1	4,4 "
110	V	19	20:25						20:25	45,7	26,6	1	4,3 "
111	VI	27	02:55						02:55	45,7	26,6	1	4,6 "
112	VII	03	10:43						10:43	45,7	26,6	1	4,4 "
113	VII	25	00:01						00:01	45,7	26,6	1	4,1 "
114	VII	29	08:22						08:22	45,7	26,6	1	4,0 "
115	VIII	30	04:41	45,7	20,85	VI	25	4,1	04:41:44			n	4,8 Banat
116	IX	05	08:23						08:23	45,7	26,6	1	4,7 Vrancea
117	IX	26	07:30						07:30	45,7	26,6	1	4,1 "
118	XII	10	07:23						07:23	45,7	26,6	1	4,9 "
119	1942 III	08	22:54						22:54	45,7	26,6	1	4,0 "
120	III	17	00:24						00:24	45,7	26,6	1	4,5 "
121	IV	13	03:07						03:07:22	45,7	26,5	100	5,2 "
122	IV	27	10:59						10:59	45,7	26,6	1	4,8 "
123	V	05	04:58						04:58	45,7	26,6	1	4,5 "

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
124	1942 VI	08	05:49					05:49	45,7	26,6	1	4,0	Vrancea
125	VII	29	19:19					19:19	45,7	26,5	125	5,0	"
126	VIII	27	05:42					05:42	45,8	26,5	100	4,2	"
127	IX	05	12:29					12:29	45,7	26,6	1	4,1	"
128	X	03	12:43					12:43:03	45,7	26,6	125	4,5	"
129	X	14	22:14					22:14	45,7	26,6	1	4,1	"
130	1943 I	04	10:36					10:36	45,7	26,6	1	4,3	"
131	I	05	09:59					09:59	45,7	26,6	1	4,1	"
132	IV	28	19:46		VI	1	5,5	19:46:40	45,8	27,1	66	5,0	"
133	V	18	18:34					18:34	45,7	26,6	117	4,5	"
134	VI	20	01:-		VI	n	4,1	01:-	45,0	23,0	n		Oltenia
135	VI	22	04:25					04:25	45,6	26,4	145	4,1	Vrancea
136	VI	28	14:59					14:59	45,7	26,6	1	4,0	"
137	VII	10	02:50					02:50	45,8	26,8	135	4,9	"
138	X	13	22:57					22:57	45,7	26,6	1	4,1	"
139	X	15	06:37					06:37	45,9	26,7	1	4,0	Vrancea
140	X	15	07:36					07:36	45,6	26,6	60	4,2	"
141	XII	11	01:44					01:44	45,7	26,6	1	4,0	"
142	XII	22	15:35					15:35:20	45,8	26,5	150	4,7	"
143	1944 II	03	03:56					03:56	45,7	26,6	1	4,0	"
144	II	25	16:59					16:59	45,7	26,6	155	5,2	"
145	III	12	21:19					21:19:13	45,8	26,5	150	4,6	"
146	III	26	17:32					17:32	45,7	26,6	1	4,1	"
147	IV	07	02:55					02:55	45,7	26,6	1	4,0	"
148	VI	10	06:16					06:16	45,7	26,6	1	4,2	"
149	VII	08	10:50					10:50	45,7	26,6	1	4,4	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
150	1944 IX	08	06:18					06:18	45,7	26,6	1	4,5	Vrancea
151	IX	08	09:19					09:19	45,7	26,6	1	4,3	"
152	XII	17	12:22					12:22	45,7	26,6	1	4,0	"
153	1945 I	19	23:55					23:55	45,7	26,6	1	4,3	"
154	II	20	03:42					03:42	45,7	26,6	1	4,5	"
155	III	12	16:51					16:51	45,7	26,6	1	4,0	"
156	III	12	20:52		VI	1	5,5	20:51:46	45,6	26,4	125	5,5	"
157	VIII	20	10:34					10:34	45,6	26,4	1	4,0	"
158	IX	07	13:48		VII-VIII	1	6,4	15:48:26	45,9	26,5	75	6 1/2	Vrancea
159	IX	14	17:22					17:22	45,7	26,6	1	(5,1)	"
160	X	23	07:22					07:22	45,7	26,6	1	4,4	"
161	XII	09	06:09		VII	1	6,1	06:08:45	45,7	26,8	80	6,0	"
162	XII	17	22:36					22:36	45,7	26,6	1	4,6	"
163	1946 VII	09	00:42					00:42	45,7	26,6	1	4,4	"
164	IX	07	20:34					20:34	45,7	26,6	1	4,0	"
165	X	03	07:17					07:17	45,7	26,6	1	4,9	"
166	XI	03	18:47		VI	1	5,5	18:46:59	45,6	26,3	140	5 1/2	"
167	XI	15	01:11					01:11	45,7	26,6	1	4,7	"
168	1947 I	03	09:24					09:24	45,7	26,6	1	4,4	"
169	III	13	14:03					14:03	45,7	26,6	1	5,0	"
170	V	15	10:59					10:59	45,7	26,6	1	4,3	"
171	V	29	00:21					00:21	45,7	26,6	1	4,3	"
172	VIII	30	03:54					03:54	45,7	26,6	1	4,7	"
173	X	17	13:25					13:25:20	45,7	26,6	1	5,4	"
174	XI	22	23:07					23:07	45,7	26,6	1	4,8	"
175	1948 I	26	02:05					02:05	45,7	26,6	1	4,9	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
176	1948	III 13	21:06		V	1	5,0	21:05:56	45,9	26,7	1	5,3	Vrancea
177		IV 18	09:02					09:02	45,7	26,6	1	4,3	"
178		IV 24	12:30		IV-V	1	4,7	12:29:31	45,9	26,7	150	4,8	"
179		IV 29	00:34		IV-V	1	4,7	00:33:40	45,9	26,7	150	5,0	"
180		V 29	04:42					04:42	45,7	26,6	1	4,0	"
181		V 29	04:49		VI-VII	1	5,8	04:48:58	45,8	26,5	140	5 3/4	"
182		VII 07	12:41					12:41	45,7	26,6	1	4,1	"
183		VII 29	08:57					08:57	45,7	26,6	1	4,9	"
184		VIII 09	07:45					07:45	45,7	26,6	1	4,5	"
185		VIII 20	18:36					18:36	45,7	26,6	1	4,2	"
186		XII 22	04:18					04:18	45,7	26,6	1	4,8	"
187	1949	VI 29	17:28					17:28	45,7	26,6	1	4,0	"
188		VII 07	-:-					-:-	45,7	26,6	1	4,1	"
189		IX 30	05:57					05:57	45,7	26,6	1	4,0	"
190		XI 25	03:17					03:17	45,7	26,6	1	4,8	"
191		XII 23	19:03					19:03	45,7	26,6	1	4,0	"
192		XII 26	03:36		V-VI	1	5,3	03:36:10	45,7	26,7	135	5,3	"
193	1950	I 16	04:25		V-VI	1	5,3	04:25:01	45,6	26,3	120	5,3	"
194		II 02	05:36					05:36	45,7	26,6	1	4,2	"
195		II 17	18:04					18:04	45,7	26,6	1	4,5	"
196		III 20	17:29					17:29	45,7	26,6	1	4,6	"
197		IV 26	18:45					18:45	45,7	26,6	1	4,2	"
198		IV 30	-:-					-:-	45,7	26,6	1	4,6	"
199		VI 20	01:18		VI	1	5,5	01:18:54	45,9	26,5	160	5,5	"
200		VII 14	06:29		V	1	5,0	06:29:57	45,7	27,1	100	5,1	"
201		VII 25	07:25					07:25	45,7	26,6	1	4,6	"

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
202	1950	XI	09	08:41				08:41:	45,7	26,6	1	4,4	Vrancea	
203	1951	III	18	11:32		IV-V	1	4,7	11:32:30	45,8	26,6	150	4,9	"
204		XII	04	00:30					00:30	45,7	26,6	1	4,2	"
205		XII	13	16:24					16:24	45,7	26,6	1	4,2	"
206		XII	27	04:05					04:05	45,7	26,6	1	4,4	"
207	1952	I	16	17:36					17:36	45,4	26,9	20	4,2	"
208		I	16	23:54					23:54:34	45,4	26,9	20	4,7	"
209		I	17	00:05					00:05	45,4	26,9	20	1,3	"
210		II	01	01:36					01:36	45,7	26,6	1	4,1	"
211		IV	29	16:31					16:31	45,7	26,6	1	4,2	"
212		VI	03	05:53		V	n	4,4	05:53:25	45,4	27,6	20	4,5	"
213		VII	14	21:01					21:01	45,9	26,7	100	4,2	"
214		VII	16	03:57					03:57	45,6	26,7	135	4,6	"
215		VIII	03	16:36		V	1	5,0	16:36:14	45,6	26,5	150	1,1	"
216		VIII	13	16:45					16:45	45,7	26,6	1	4,2	"
217		II	04	22:55					22:55	45,7	26,6	1	1,0	"
218		XI	13	02:39					02:39	45,9	27,6	30	4,3	"
219		XI	13	02:47					02:47	45,9	27,6	30	4,2	"
220	1953	II	22	17:58					17:58:30	45,6	26,7	135	4,8	"
221		V	09	02:59					02:59:17	45,6	26,6	135	4,5	"
222		V	17	02:34		V	1	5,0	02:33:54	45,4	26,3	150	5,0	"
223		V	23	13:09					13:09	46,0	27,4	23	4,6	"
224		VI	21	13:05					13:05	45,7	26,6	1	4,2	"
225		VII	03	15:53					15:53	45,7	26,6	1	4,1	"
226		X	15	04:43					04:43:40	45,3	27,0	15	4,5	"
227	1954	IV	08	15:36					15:36	45,6	26,3	100	4,2	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
228	1954 IV	13	10:06			IV-V	i	4,7	10:06:35	45,7	26,8	120	4,9	Vrancea
229	X	01	13:31						13:31:00	45,5	27,1	50	5,2	"
230	X	21	12:03						12:03:36	45,6	26,6	120	4,6	"
231	X	27	04:42						04:42	45,5	26,7	i	4,3	"
232	1955 V	01	21:23			V	i	5,0	21:22:52	45,5	26,3	135	5,4	"
233	XI	14	17:52						17:52:30	45,7	26,4	150	4,6	"
234	XII	14	19:-	45,4	25,2	IV-V	n	(4,2)	19: -					Cîmpulung
235	XII	27	18:11						18:11:38	45,7	26,4	150	4,6	Vrancea
236	1956 II	13	13:27						13:37:20	45,6	26,5	150	4,0	"
237	II	16	15:50						15:50:53	45,8	26,6	125	4,0	"
238	IV	18	12:52			V	n	4,5	12:52:26	46,1	27,4	20	4,5	"
239	V	07	03:54						03:54:12	45,7	26,9	100	4,5	"
240	VII	16	23:43						23:43:40	45,6	26,1	140	4,2	"
241	XI	18	16:02						16:02:31	45,8	26,8	150	4,2	"
242	1957 XII	02	04:21						04:21:57	45,8	26,5	140	4,2	"
243	XII	23	23:38						23:38:48	45,4	26,9	25	4,0	"
244	1958 VI	09	18:47						18:47:12	45,7	26,6	135	4,1	"
245	VI	25	07:22			IV	i	4,4	07:22:12	45,7	26,8	150	4,5	"
246	XI	11	23:07						23:07:17	45,5	27,2	40	4,2	"
247	1959 IV	16	11:01						11:01:22	45,8	27,4	33	4,1	"
248	IV	29	01:35			IV-V	i	4,7	01:35:31	45,6	26,5	150	4,7	"
249	V	27	20:38			VII-VIII	4,5	5,0	20:38:28	45,7	21,2	5	5,0	Banat
250	V	31	12:15			VI	n	5,2	12:15:48	45,7	27,2	35	5,2	Vrancea
251	VI	26	13:44			V	i	5,0	13:44:40	45,7	26,5	134	4,9	"
252	VI	30	07:26			V	i	5,0	07:26:34	45,6	26,3	150	4,8	"
253	VII	22	03:01						03:01:29	45,8	26,5	150	4,0	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
254	1959 VIII	02	03:33					03:33:04	45,6	26,6	125	4,3	Vrancea
255	VIII	19	15:32			V	i	15:32:03	45,9	26,8	150	5,1	"
256	X	01	16:04				5,0	16:04:46	45,9	26,9	100	4,4	"
257	X	12	16:43					16:43:07	46,1	27,4	33	4,1	"
258	XI	10	18:02					18:02:32	45,5	26,4	150	4,9	"
259	1960 I	04	12:51			V	i	12:51:52	44,6	27,0	41	5,4	Cimpia Română
260	I	05	06:07					06:07:30	45,6	26,5	150	4,6	Vrancea
261	I	26	20:27			V-VI	i	20:27:04	45,8	26,2	140	5,3	"
262	II	21	11:47				5,3	11:47:17	45,8	21,0	n	4,5	Banat
263	II	26	13:33					13:33:40	45,5	26,2	100	4,0	Vrancea
264	IV	28	19:47					19:47:18	45,6	26,9	35	4,4	"
265	IV	30	01:54					01:54	45,4	26,9	25	4,1	"
266	VII	01	09:05					09:05	45,7	26,6	1	4,1	"
267	IX	02	05:39					05:39:30	45,6	26,6	150	4,3	"
268	IX	24	04:40					04:40	45,7	26,6	1	4,1	"
269	X	13	02:21			VI	1	02:21:25	45,7	26,4	160	5,5	"
270	X	22	19:17	45,7	21,2	VI	n	19:17:48	45,9	21,2	25	4,2	Banat
271	1961 IV	05	10:16				4,1	10:16:34	45,7	26,6	1	4,2	Vrancea
272	VI	01	17:06					17:06:13	45,7	26,5	150	4,5	"
273	VI	29	18:08					18:08:59	45,5	26,6	160	4,7	"
274	VIII	04	19:38					19:38:59	45,5	27,0	30	4,2	"
275	1961 II	25	00:42					00:42:37	45,5	26,5	160	4,1	"
276	XI	17	21:06					21:06:42	45,9	26,8	140	4,2	"
277	XI	18	03:18					03:18:44	45,5	26,7	100	4,7	"
278	1962 II	27	21:34					21:34:11	45,7	26,4	146	4,8	"
279	III	31	23:36					23:36:17	45,8	26,7	140	4,1	"

0		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
285	1962	IV	22	21:58					21:58:08	45,4	26,5	110	4,1	Vrancea	
281		VII	26	22:34		V	n	4,5	22:34:47	45,3	23,5	n	4,5	Oltenia	
282		VII	30	07:46					07:46:25	45,5	26,7	100	4,5	Vrancea	
283		XI	09	02:14		IV-V	1	4,7	02:14:48	45,8	26,7	130	4,7	"	
284	1963	I	14	18:33		VI	1	5,5	18:33:25	45,7	26,6	133	5,4	"	
285		V	04	10:48		V	n	4,5	10:48:15	45,2	23,1	n	4,5	Oltenia	
286		VIII	11	15:33					15:33	45,7	26,6	1	4,5	Vrancea	
287	1964	VI	17	13:38					13:38:10	45,7	26,6	145	4,5	"	
288		VIII	08	13:16					13:16:38	45,4	27,1	33 (4,3)		"	
289		XI	13	22:03					22:03:15	45,6	26,5	135	4,3	"	
290	1965	I	10	02:52		VI	1	5,5	02:52:24	45,8	26,6	120	5,4	"	
291		IV	12	19:14					19:14:20	45,3	26,4	67	4,0	"	
292		V	11	22:36		V	1	5,0	22:36:00	45,8	26,9	94	4,7	"	
293		VII	08	00:57					00:57:40	45,5	26,4	140	4,0	"	
294		IX	16	00:40					00:40:13	46,1	27,1	45	4,4	"	
295	1966	I	18	20:20		V	1	5,0	20:20:27	45,9	26,8	96	4,7	"	
296		VI	10	09:12					09:12:00	45,1	24,9	10	4,1	Gimpulung	
297		VI	10	09:12					09:12:44	45,1	24,9	10	4,9	"	
298		VI	28	00:01					00:01:33	45,6	26,3	147	4,0	Vrancea	
299		IX	04	01:29		IV-V	1	4,7	01:29:29	45,8	26,6	130	4,5	"	
300		X	02	11:21		VI ⁺	1	5,6	11:21:45	45,7	26,5	140	5,5	"	
301		X	15	06:59		V	1	5,0	06:59:19	45,6	26,4	140	5,1	"	
302		X	16	02:39					02:39:51	45,7	26,4	100	4,2	"	
303		XII	14	14:50		V	1	5,0	14:50:00	45,7	26,4	150	4,9	"	
304		XII	29	06:30					06:30:02	45,5	26,5	123 (4,1)		"	
305	1967	II	27	21:00	44,8	26,85	V	n	4,5	21:00:43	44,8	26,6	46	5,0	Gimpia Română

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
306	1967	III	05	17:22				17:22:54	45,8	26,8	130	4,5	Vrancea	
307		III	05	18:54				18:54:21	45,3	26,1	80	4,0	V "	
308		IV	04	18:06				18:06:07	45,7	26,2	131	4,1	"	
309		V	26	17:32				17:32:59	45,5	26,3	133	4,3	"	
310		VII	25	12:33				12:33:24	45,8	26,5	146	4,1	"	
311		X	27	07:59				07:59:54	45,8	26,7	85	4,2	"	
312	1968	I	06	10:23		V	1	5,0	10:23:49	45,8	26,6	163	4,8	"
313		II	09	13:22				13:22:53	45,7	26,4	122	4,7	"	
314		II	24	13:23				13:23:54	45,8	26,6	134	4,5	"	
315		VIII	14	15:47				15:47:01	45,7	26,5	128	4,4	"	
316		IX	21	11:05				11:05:53	45,7	26,6	128	4,4	"	
317		X	20	23:15				23:15:04	45,7	26,6	123	4,6	"	
318		XI	20	01:51				01:51:14	45,7	26,8	110	4,3	"	
319		XI	26	09:53				09:53:49	45,7	27,85	36	4,7	"	
320	1969	I	15	08:46		V	1	5,0	08:46:29	45,6	26,4	135	4,7	"
321		IV	12	20:38		VI	n	5,2	20:38:41	45,3	25,1	10	5,2	Cîmpulung
322		VII	27	09:01				09:01:28	45,7	26,4	163	4,3	Vrancea	
323		XII	21	19:06				19:06:23	45,6	27,0	38	4,6	"	
324	1970	I	02	07:31				07:31:38	45,5	26,3	134	4,6	"	
325		V	30	14:22				14:22:55	46,1	27,1	59	4,5	"	
326		VI	05	12:00				12:00:33	45,7	26,6	129	4,5	"	
327		VII	09	21:08				21:08:19	45,7	26,5	145	4,8	"	
328		VII	10	14:18				14:18:59	47,9	25,9	35	4,8	Bucovina	
329	1971	VII	18	16:18				16:18:23	45,7	26,3	137	4,7	Vrancea	
330		VII	22	10:37				10:37:16	45,6	26,1	128	4,2	"	
331	1972	IV	16	00:03				00:03:32	45,5	26,4	136	4,7	"	
332		VIII	23	18:00				18:00:32	45,8	26,8	82	4,9	"	

2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
333	1972 X 01	00:56						00:56:26	45,8	26,2	155	4,7	Vrancea
334	XII 25	12:53						12:53:16	45,8	26,7	132	4,3	"
335	1973 I 05	12:37						12:37:47	45,6	26,6	131	4,5	"
336	III 31	23:34						23:34:08	45,7	26,7	159	4,0	"
337	VIII 20	15:18			VI			15:18:28	45,7	26,5	73	5,5	"
338	IX 07	19:37						19:37:52	45,8	26,5	140	4,7	"
339	X 23	10:50						10:50:59	45,7	26,5	174	5,1	"
340	1974 II 22	13:40						13:40:49	45,7	26,3	149	4,2	"
341	VI 10	05:11						05:11:03	45,7	26,5	157	4,2	"
342	VII 17	05:09			V-VI			05:09:23	45,8	26,5	145	5,4	"
343	1975 IX 08	08:21						08:21:18	45,1	26,0	23	4,7	Cîmpia Română
344	II 25	02:42						02:42:47	45,7	26,5	147	4,0	Vrancea
345	III 07	04:13			VI			04:13:05	45,9	26,6	21	5,1	"
346	III 08	16:39						16:39:25	45,8	26,6	146	4,2	"
347	III 31	08:28						08:28:46	45,6	26,4	140	4,9	"
348	IX 05	00:39						00:39:23	45,7	26,6	155	4,0	"
349	XII 27	18:32						18:32:22	45,7	26,6	125	4,9	"
350	1976 IX 07	17:38						17:38:06	45,6	26,5	155	4,5	"
351	X 01	17:50			V-VI			17:50:43	45,7	26,5	146	5,5	"
352	X 15	10:54						10:54:50	47,2	25,8	30	4,5	Moldova
353	1977 III 04	19:21						19:21:56,2	45,78	26,78	93	5,5	Vrancea
354	III 04	19:22						19:22:00,9	45,72	26,94	79	6,5	"
355	III 04	19:22						19:22:08,5	45,48	26,78	93	5,5	"
356	III 04	19:22			VIII			19:22:15,4	45,34	26,30	109	7,2	"
357	III 05	00:00						00:00:46	45,5	27,1	104	5,0	"

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
358	1977	V	25	11:59		IV-V	1	4,7	11:59:23	45,3	26,0	38	4,7	Vrancea
359		VI	16	02:26					02:26:10	45,7	26,6	151	4,0	"
360		VIII	04	22:32		V	1	5,0	22:32:02	45,7	26,6	146	4,9	"
361		XI	06	17:11					17:11:50	45,4	26,4	126	4,2	"
362	1978	I	01	07:40		V	1	5,0	07:40:15	45,7	26,5	136	4,9	"
363		I	15	10:26		IV-V	1	4,7	10:26:43	45,8	26,7	142	4,7	"
364		I	17	02:29		VI	n	4,1	02:29:32	45,7	21,0	25	(4,1)	Banat
365		VI	30	01:15		V-VI	n	3,8	01:15:29	47,7	23,1	25	(4,1)	Maramu-reg
366		IX	05	13:36					13:36:11	45,7	26,5	152	4,5	Vrancea
367		IX	30	02:24					02:24:52	45,7	26,6	154	4,0	"
368		X	02	20:28		V	1	5,0	20:28:52	45,7	26,7	140	5,0	"
369	1979	I	09	02:08					02:08:20	45,6	26,5	136	(4,1)	"
370		I	24	15:58					15:58:12	45,6	26,4	124	4,0	"
371		III	08	01:20		V-VI	n	3,8	01:20:16	47,7	23,3	25	(4,1)	Maramu-reg
372		III	09	08:17					08:17:47	45,4	26,6	129	4,0	Vrancea
373		III	28	13:02		V-VI	n	3,8	13:02:46	47,7	23,3	25	(4,1)	Maramu-reg
374		III	30	15:56		VI	n	4,1	15:56:24	47,7	23,3	40	(4,4)	"
375		V	31	07:20		V	1	5,0	07:20:07	45,6	26,4	120	5,1	Vrancea
376		VI	07	21:20		IV-V	n	4,2	21:20:36	45,8	27,4	17	4,1	"
377		VI	07	21:26		IV+	n	4,1	21:26:38	45,7	27,3	14	4,0	"
378		IX	11	18:37		V-VI	1	5,3	18:36:55	45,5	26,5	158	5,3	"
Observatii :														

Observații :

- s = superficial ($h < 5$ km); normal ($5 \leq h < 60$ km); i = intermediar ($60 \leq h \leq 163$ km)
M° = mărimea M determinată pe baza înregistrărilor seismografului tip Bosh
M = mărimea M adoptată pentru clasificare.

BIBLIOGRAFIE

- Kondorskaya, N.V., Shebalin, N.V. (Editori), 1977. Noul catalog al cutremurelor produse pe teritoriul UPSS, din cele mai vechi timpuri pînă în 1975 (în rusa), Edit. Nauka, 536 p., Moscova.
- Radu, C., 1971 a. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada 1901 - 1970. Manuscris, Bucureşti.
- Radu, C., 1971 b. Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada anterioară anului 1901. Manuscris, Bucureşti.
- Radu C., 1973 / 1974. Contribution a l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France. Thèse Dr.Sci. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Radu, C., 1976, Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României în perioada 1971 - 1976. Raport IGG, tema 12.3, 8, 159 - 173, Bucureşti.
- Radu, C., Utale, A., 1979 a. Catalogul cutremurelor româneşti cu $M \geq 4,0$, produse în perioada 1971 - 1978. Manuscris, Bucureşti.
- Radu, C., Utale, A., 1979 b. Asupra seismicităţii şi seismotectonicii Olteniei şi a zonelor învecinate. Partea I. Raport CSEN/CFPS, tema 20.78,3 / 1979, I, 1, Bucureşti.
- Radu, C., Utale, A., 1979 c. Catalogul cutremurelor cu magnitudinea $M_L \geq 3,0$ produse pe teritoriul României în anul 1977. Raport CSEN/CFPS, II, 5, 47 - 61, Bucureşti.
- Shebalin, N.V., Kárník, V., Radziewski D (Editori), 1974. Catalogue of earthquakes Part I, 1901 - 1970; Part II, pînă la 1901, UNESCO, Skopje.

BIBLIOGRAFIE ASUPRA CUTREMURULUI ROMANESC DIN 4 MARTIE 1977 (1 DECEMBRIE 1979).

C. RADU

Centrul de fizica Pământului și seismologie, Laboratorul de
Seismologie, C.P. MG-2, București, România.

RADU, C., REFERENCES ON THE ROMANIAN EARTHQUAKE
OF MARCH 4, 1977 (1 December 1979). The analysis
of different reference sources led to the iden-
tification of 118 papers on the earthquake of
March 4, 1977, published in reviews or presented
in reports or at scientific meetings. It is worth
mentioning the special contribution of the Romanian
research institutes for seismology and antiseismic
protection CFPS, ICCPDC and ISPH.

INTRODUCERE

Cutremurul românesc din 4 martie 1977 prin magnitudi-
nea mare a șocului principal ($M = 7,2$) și importanța sa știin-
țifică a condus la elaborarea a numeroase studii de seismologie
și protecție antiseismică. Alături de cercetările românești a-
mintim pe cele ale grupului de lucru româno-vest-german format
din cercetători ai institutelor de specialitate din România -
Centrul de fizica Pământului și seismologie (CFPS) și Institutul
de studii și proiectări hidroenergetice (ISPH) și Republica
Federală Germană - Institutul de geofizică din Karlsruhe (IGK).

Remarcăm de asemenea importanta contribuție a CSEM din Strasbourg (Prof. E. Peterschmitt) în localizarea evenimentului seismic din 4 martie 1977.

Rapoartele științifice elaborate din misiunile științifice ale PNUD și UNESCO precum și de misiunile științifice guvernamentale ale unor state - Anglia, Bulgaria, China, Grecia, Iran, Italia, Iugoslavia, Japonia, Noua Zeelandă, SUA, Turcia, URSS și Venezuela - sosite în România imediat după cutremur, prezintă un deosebit interes științific.

Interesul științific pentru cutremurul din 4 martie 1977 este reflectat și în tematica unor reuniuni științifice internationale. Simpozionul despre Analiza seismicității și riscului seismic (Liblice, 1977); a XVI-a Adunare Generală a CES (Strasbourg, 1978); Congresul CO.P.I.S.E.E. - Protecția construcțiilor în zone seismice (București, 1978) și nationale: Simpozionul - Calculul și comportarea construcțiilor hidrotehnice la acțiuni seismice (București, 1977); al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului (București, 1978).

Materializarea cercetărilor asupra cutremurului din 4 martie 1977 este concretizată în numărul mare de lucrări științifice publicate sau comunicate. Lista lucrărilor identificate de autor, pînă în prezent (1 decembrie 1979) este prezentată în continuare sub numele de "Bibliografie".

BIBLIOGRAFIA

Analiza diferitelor surse bibliografice ne-a condus la identificarea a 118 contribuții care pot fi grupate astfel:

- Lucrări științifice publicate în diferite reviste de specialitate
- Lucrări științifice prezentate în rapoarte interne sau la diferite reuniuni (interne sau internaționale).
- Rapoarte științifice ale diferitelor misiuni internaționale și guvernamentale.

Remarcăm contribuția deosebită a institutelor de specialitate românești - Centrul de fizica Pământului și seismologie (CFPS), Institutul central pentru cercetare, proiectare și directivare în construcții (ICCPDC) și Institutul de studii și proiectări hidroenergetice (ISPH) - la studiul cutremurului vrincean din 4 martie 1977

B I B L I O G R A F I E

(4 martie 1977 - 1 decembrie 1979)

- [1] Ambraseys N.N., Efecte de lungă perioadă la cutremurul românesc din martie 1977 (în engleză). *Nature*, 268, 324-325, 1977.
- [2] Ambraseys N.N., Cutremurul din 4 martie 1977 și principalele lui efecte (în engleză). *Le tremblement de terre du 4 mars 1977. Part. I, Report UNESCO, Paris, 1978.*
- [3] Anghel M., Un nou model fizic pentru explicarea rolului de declanșator de cutremure al activității solare. Aplicație la regiunea Vrancea. Raport MMPC/CFPS, I, 5, 82-109, București, Decembrie 1977/Preprint EP-7, ICEFIZ, București, 1979/ Acest volum, 475-490, București, 1979.
- [4] Apostol A., Molnar-Veress M., Svoronos D., Asupra variației în timp a stării de eforturi în zona unor fracturi geologice. Lucrarea prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului, București, noiembrie 1978.
- [5] Barbaiani M., Aspecte privind comportarea unor clădiri multietajate la seismul din 4 martie 1977. Lucrarea prezentată la Congresul C.O.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [6] Botk G., (Raportor pentru grupul de lucru româno-vest-german). Migrația activității seismice după cutremurul din Vrancea din martie 1977 (în engleză). Lucrarea prezentată la a XVI-a Adunare Generală a CES, Strasbourg, 1978.
- [7] Bolt B.A., Cutremurul românesc din 4 martie 1977 (în engleză). *Preliminary Notes, Berkeley, May, 1977.*

- [8] Bonjer K.-P., Bock., Fucks K., Tornea I., Enescu D., Jianu D., Radu C., Merkler G., Moldoveanu T., Nourescu A., Cutremurul românesc din 4 martie 1977 și replicile lui (în engleză). Newsletter EGS, January, 1979.
- [9] Bușeanu A., Bălcu I., Cercetări experimentale privind efectele cutremurului din România din 4 martie 1977, asupra unor clădiri înalte. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E. "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [10] Buhoiu A., (Coordonator), 4 martie 1977-secunde tragice, zile eroice, Din cronica unui cutremur. 260 p., Edit. Junimea, Iași, 1977.
- [11] Cazaciu A., Aspecte privind comportarea la cutremur a construcțiilor industriale realizate din prefabricate. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E. "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [12] Cișmiciu P., După cutremurul moldavic din 4 martie 1977. Sore noi tipuri de structuri antiseismice. Arhitectura, 4, 1-23, București, 1977.
- [13] Constantinescu L., Cîteva informații cantitative asupra seismului vrincean din 4 martie 1977. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., 1. Geofizică, 15, 177-178, București, 1977.
- [14] Constantinescu L., Un puternic cutremur de pămînt din România și considerabila sa importanță geonomică (în engleză). Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., s. Géographie, 23, 2, 179-206, București, 1978.
- [15] Constantinescu T., Unele aspecte ale cauzalității distribuției neuniforme a efectelor seismului din 4 martie 1977, în zona orașului București. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E. "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.

- [16] Cornea I., Fuchs K., (Raportori pentru grupul de lucru româno-vest-german). Studii seismologice asupra cutremurului din Vrancea din 4 martie 1977 (în engleză). Proceedings of the Symposium on the Analysis of seismicity and on seismic risk (Liblice, 17-22 October, 1977), 107-108, Prague, 1978.
- [17] Cornea I., Țăzărescu V., România în cadrul structural și seismic al Europei. Comunicare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului, București, noiembrie 1978/Acest volum, 1-16, București, 1979.
- [18] Cornea I., Mișicu M., Cojocaru E., Țaicum A., Șteflea V., Influența decalajului în timp și spațiu al surSELor seismice și unele observații referitoare la cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Sesiunea anuală de comunicări ICEFIZ "Progrese în fizică", București, iunie 1979/Acest volum, 491-538, București, 1979.
- [19] Cornea I., Polonic G., Activitatea seismică în partea de est a Platformei Moesice, după cutremurul din 4 martie 1979. Raport CSEN/CFPS, IV, 5, 74-86, București, decembrie 1978/ Acest volum, 539-558, București 1979.
- [20] Cornea I., Popescu M., Cutremurul vrancean de la 4 martie 1977 și mișcările crustale verticale recente pe teritoriul RSR. Acest volum, 559-568, București, 1979.
- [21] Coșovliu O., Mohor I., Rusu A., Considerente privind comportarea unor clădiri din zona Galați la acțiunea seismului din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [22] Dalban C., Dragomirescu E., Comportarea construcțiilor industriale metalice în timpul cutremurului din Vrancea din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congre-

sul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.

- [23] Dabița M., Mucichescu D., Considerații privind conformarea structurilor pentru clădiri de producție cu mai multe nivele legate de analiza comportării acestora la cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [24] Despeyroux J., Analiza comportării construcțiilor (în franceză). Le tremblement de terre du 4 mars 1977, Part II. Report UNESCO, Paris, 1978.
- [25] Diaconu D., Cirlan S., Aspecte privind comportarea construcțiilor din panouri mari cu P+4 etaje realizate la Iași. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [26] Dinescu T., Din N., Cișmigiu A., Dascălu G., Considerații asupra comportării silozurilor de cereale în P.S. România la cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [27] Drumea A.V., Perelberg A.V., Alkaz V.G., Ghinsar V.M., Roman A.A., Înregistrări ale oscilațiilor terenului și ale unei clădiri cu cinci nivele din panouri mari, în Chișinău, în timpul cutremurului din 4 martie 1977 (în rusă) Seismostoikoe stroitelstva 8, 33-38, Chișinău (MSSR), 1977.
- [28] Ene M., Imagini ale efectelor produse de cutremurul din 4 martie 1977, în București, Raport CSEN/CFPS, III, 9 București, decembrie 1977.

- [29] Enescu D., Crișan E., Plaviță R., Parametrii geometrice și dinamici ai focarului cutremurului din 4 martie 1977 în comparație cu parametrii altor cutremure vrâncene. Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului, București, noiembrie 1978/ Acest volum, 148-168, București, 1979.
- [30] Enescu D., Jianu D., (Raportori pentru grupul de lucru română-vest-german). Date privind localizarea replicilor cutremurului cutremur vrâncian din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, III, 5, București, decembrie 1977.
- [31] Enescu D., Pântea A., Smalbergher B., Spectre Fourier și accelerograme sintetice ale mișcării solului produse în zona București de cutremurul cutremur din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pământului, București, noiembrie 1978/ Acest volum, 659-678, București, 1979.
- [32] Făcăoaru I., Teodorescu D., Păpășanu I., Taflan Fl., Fenomene de coroziune în construcții de beton armat puse în evidență de cutremurul din 4 martie 1977. Construcții, 11, 39-43, ICCPDC, București, 1978.
- [33] Fuchs K., (Raportor pentru grupul româno-vest-german). Cutremurul din Vrancea din 4 martie 1977 - șocurile principale și replicile (în engleză). Lucrare prezentată la a XVI-a Adunare Generală a CES, Strasbourg, 1978.
- [34] Fuchs K., Bonjer K.-P., Rock C., Cornea I., Radu C., Enescu D., Jianu D., Nădărescu A., Merkle G., Moldoveanu T., Tudorache G., Cutremurul românesc din 4 martie 1977. II. Replicile și migrația activității seismice (în engleză). Tectonophysics, 53 225-247, Amsterdam, 1979/ Acest volum, 215-250, București, 1979

- [35] Griqorova Ek., Glavcheva R., Efectele microseismice ale cutremurului din Vrancea din 4 martie 1977, în Bulgaria (în engleză). Proceedings of the Symposium on the Analysis of seismicity and on seismic risk (Liblice, 17-22 October, 1977) 109-114, Praque, 1978.
- [36] Guterech B., Lewandowska - Marciniak H., Cutremurul românesc din 4 martie 1977: înregistrări și intensitatea simtită în Polonia (în engleză). Acta Geoph. Polonica, 24, 4, 333-337, Warsaw, 1977.
- [37] Hartzell S.H., Analiza înregistrării mișcării puternice pentru cutremurul românesc de la 4 martie 1977 (în engleză). Bull. Seism. Soc. Am., 69, 2, 513-530, 1979.
- [38] Hartzell S.H., Brune J.N., Analiza înregistrării mișcării puternice de la București pentru cutremurul românesc din 4 martie 1977. Pezumat (în engleză), Earthquake Notes, 49, 1, 66, 1978.
- [39] Hédervári P., Cutremurele din România. Terita Direkt. Geologi /Geosurvey Newsletter, 9, 23, 252-264, Bandung, 1977.
- [40] Ifrim M., Factorii esențiali care au guvernat comportarea structurilor la cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [41] Iordăchescu E., Zorapapel T., Markovici D., Comportarea unor clădiri de locuit în panouri mari din București în timpul cutremurului vrincean din 4 martie 1977. Construcții, 11, 23-27, ICCPDC, București, 1978.
- [42] Iosif S., Iosif T., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Vrincioala. Raport CSEN/CFPS, I., 8, București, iunie 1977 a/ Acest volum, 315-328, București, 1979.

- [43] Iosif S., Iosif T., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977, înregistrate la stația Cîmăluș. Raport CSEN/CFPS, I, 9, București, iunie 1977 b/Acest volum, 329-344, București, 1979.
- [44] Iosif S., Iosif T., Procházková,, Parametrii sursei pentru cutremurul vrîncean din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, I, 1, 1-45, București, iunie 1979/Acest volum, 169-219, București, 1979.
- [45] Iosif S., Iosif T., Střeštík J., Cervený V., Transformata Hilbert, înfășurătoarea și fazograma în analiza oscilațiilor seismice generate de cutremurul vrîncean din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pămîntului, București, noiembrie 1978/Raport CSEN/CFPS, II, 54-71, București, decembrie 1978.
- [46] Iosif S., Střeštík J., Iosif T., Analiza frecvență-timp a oscilațiilor generate de cutremurul vrîncean din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pămîntului, București, noiembrie 1978/Raport CSEN/CFPS, II, 36-46, București, decembrie 1978/Acest volum, 643-658, București, 1979.
- [47] Iosif T., Iosif S., Cutremurul vrîncean din 4 martie 1977-eveniment seismic multiplu și implicațiile lui seismotectonice. Preorint EP-1, ICEFIZ, București, noiembrie 1977/ Raport CSEN/CFPS, III, 6, București, decembrie 1977/ Acest volum, 65-102, București, 1979.
- [48] Iosif T., Iosif S., Defectul specific de arie pentru cutremurul din 4 martie 1977. Stud.cerc.fizică, 6, 597-599, București, 1978.

- [49] Iosif T., Iosif S., Cutremurul din Vrancea din 4 martie 1977 - eveniment seismic multiplu (în engleză), Rev. Roum. Phys., 3, 307-309, București, 1978.
- [50] Iosif T., Iosif S., Determinări spectrale ale mișcării solului în timpul cutremurului din 4 martie 1977. Partea I. Raport CSEN/CFPS, II, 19-30, București, iunie 1978.
- [51] Iosif T., Iosif S., Determinări spectrale ale mișcării solului în timpul cutremurului din 4 martie 1977. Partea II. Raport CSEN/CFPS, II, 17-31, București, decembrie 1978.
- [52] Iosif T., Iosif S., Oncescu M.C., Procesul focal al cutremurului din 4 martie 1977. Partea I. Raport CSEN/CFPS, I, 46-61, București, iunie 1979/Acest volum, 103-124, București 1979.
- [53] Karydis P., Spectrele accelerației, vitezei și deplasării pentru cutremurul românesc din 4 martie 1977, (în engleză). Manuscris, Atena 1977.
- [54] Karydis P., Fortele seismice în structurile simple după cutremurul românesc din 4 martie 1977 (în engleză). Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24, noiembrie 1978.
- [55] Konodorskaya N.V., Solovieva O.N., Zakharova A.J., Yanovskaya T.B., Chepkunas L.S., Pavlova C.N., Cutremurul din 4 martie 1977. particularități ale înregistrării lui și parametrii sursei (în engleză), Tectonophysics, 53, 203-215, Amsterdam, 1979.
- [56] Leeds D.J. (Editor), Cutremurul din România din 4 martie 1977, Raport preliminar al EERI (în engleză), Newsletter EERI, 11, 3 B, Losangeles, mai 1977.

- [57] Măndrescu N., Cutremurul din 4 martie 1977 și microzonarea orașului București, Raport CSEN/CFPS, I, 5, București, iunie 1977/ Preprint EP-3, ICEFIZ, București, 1978/Proc.Intern.Conf.Microzonation, 1 399-411, San Francisco, 1978/Acest volum, 389-408, București 1979.
- [58] Măndrescu N., Microzonarea seismică a orașelor Craiova și Zimnicea. Raport CSEN/CFPS, I, 6, București, iunie 1977.
- [59] Măndrescu N., Cutremurul vrincean din 4 martie 1977. Aspecte ale comportării terenului. Raport CSEN/CFPS, III, 1, București, septembrie 1979/Preprint EP-9, ICEFIZ, București, 1979/Acest volum, 569-614 București, 1979.
- [60] Măndrescu N., Cutremurul din 4 martie 1977 - Distribuția distrugerilor, Acest volum, 371-388, București 1979.
- [61] Mărza V., Cutremurul din Vrancea din 4 martie 1977, o lacună seismică (în engleză) Preprint EP-2, ICEFIZ, București, aprilie 1978/Bull. Seism. Soc. Am., 69, 289-291, 1979.
- [62] Mărza V., Un model de seismicitate al cutremurului din 4 martie 1977 din Vrancea, România: O incursiune în predicția cutremurelor (în engleză).
- [63] Mărza V., Activitatea seismică precursoră a cutremurului din 4 martie 1977. Acest volum, 679-698, București, 1979.
- [64] Mărza V., Pânteș A., Anghel M., Irimescu D., O abordare a problemei predicției cutremurelor vrinceane. Raport CSEN/CFPS, I, 2, București, 1977.
- [65] Medvedev S.V., Izoseistele cutremurului din 4 martie 1977 (în rusă), Hartă, București, martie 1977.

- [66] Medvedev S.V., Pletnev K.G., Fremd V.M., Shebalin N.V., Steinberg V.V., Concluziile grupului de seismologi sovietici asupra cutremurului din 4 martie 1977, ca urmare a vizitei de lucru în R.S.România, în perioada 19 martie - 16 aprilie 1977 (în rusă). Raport, Moscova, octombrie 1977.
- [67] Moifar A.A., Cutremurul românesc din 4 martie 1977 (în engleză). Techn. Res. Stand. Bureau Publ., 77 Teheran, January 1978.
- [68] Moldoveanu T., Unele considerații și rezultate obținute din prelucrarea datelor privind cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Simpozionul "Calculul și comportarea construcțiilor hidrotehnice la acțiuni seismice", București, noiembrie 1978.
- [69] Müller G., Cutremurul românesc din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Simpozionul "Zilele luxemburgheze ale geodinamicii" (în engleză), Luxembourg, 9-10 May 1977.
- [70] Müller G., Bonjer K.-P., Stöckl H., Enescu D., Cutremurul românesc din 4 martie 1977. Procesul de rupere dedus din soluția planului de falie și analiza evenimentului multiplu (în engleză). Adunarea Generală a ESG, München, septembrie 1977/ Raport CSEN/CFPS, III,4, București, decembrie 1977/J.Geophys. 44, 203-218, Hamburg, 1978/Acest volum, 17-38, București, 1979.
- [71] Naumovski N., Petrovski D., Analiza înregistrărilor mișcării puternice a cutremurului din Vrancea - România din 4 martie 1977, obținute la Niš - Iugoslavia (în engleză). Publ. 55, IZIS, Skopje, 1977.

- [72] Naumovski N., Petrovski D., Caracteristicile mişcării terenului în Bucureşti în timpul cutremurului din Vrancea din 4 martie 1977 (în engleză). Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecţia construcţiilor în zone seismice", Bucureşti, 21-24, noiembrie 1978.

- [73] Negoită A., Anastasescu D., Brînzan I., Marcu I., Unele observaţii privind comportarea la cutremure a structurilor multietajate din diafragma. Construcţii, 11, 15-22, ICCPDC, Bucureşti, 1978.

- [74] Negoită A., Ciornei A., Comportarea construcţiilor din zidărie portantă în timpul cutremurului din 4 martie 1977 în zona municipiului Iaşi. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecţia construcţiilor în zone seismice", Bucureşti, 21-24 noiembrie 1978.

- [75] Negetvaridze S., Sachansky S., Paskaleva I., Determinarea acceleraţiei de vîrf la cutremurul din Vrancea din 4 martie 1977 (în engleză). Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E "Protecţia construcţiilor în zone seismice", Bucureşti, 21-24 noiembrie 1978.

- [76] Păntea A., Efecte macroseismice ale cutremurului din 4 martie 1977 observate în judeţele Prahova, Dâmboviţa şi Argeş. Acest volum, 643-658, Bucureşti, 1979.

- [77] Peterschmitt E., Note asupra seismului din Vrancea din 4 martie 1977 (în franceză). CSEM, Strasbourg, 20 iulie, 1977 a.

- [78] Peterschmitt E., Distribuţiile hipocentrale din 10 martie, 31 martie, 13 aprilie, 21 aprilie, 30 iunie şi 8 august pentru seismul din Vrancea din 4 martie 1977 (în franceză) CSEM, Strasbourg, 1977 b.

- [79] Petrovski K., Paumovski N., Caracteristicile mișcărilor de deplasare ale cutremurului (în engleză). Proceedings of the Symposium on the Analysis of seismicity and on seismic risk (Liblice, 17-22 October (1977), 241-254, Prague, 1978.
- [80] Popn T., Soluții de consolidare și reparare după cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.F.E " Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [81] Prișcu P., Comportarea barajelor din România la cutremurul din 4 martie 1977. Lucrare prezentată la Simpozionul "Calculul și comportarea construcțiilor hidrotehnice la acțiuni seismice", București, noiembrie 1977.
- [82] Purcaru G., Cutremurul din 4 martie 1977 din Vrancea, România - O predicție aproape reușită. Phys. Earth. Plant. Inter. 18, 274-287, Amsterdam, 1979.
- [83] Radu C., Raport științific asupra cutremurului românesc din 4 martie 1977 (în engleză). Lucrare prezentată (invitată) la Simpozionul "Analiza seismicității și riscului seismic", Liblice, 17-22 octombrie 1977/ Raport CSEN/CFPS, III, 1, 1-13, București, decembrie 1977.
- [84] Radu C., Asupra magnitudinii cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, II, 5, 84-96, București, septembrie 1977/ Acest volum, 125-142, București, 1979.
- [85] Radu C., Cutremurul din 4 martie 1977. Considerații seismologice și ingineresti (în engleză). Lucrare prezentată (invitată) la a XVI-a Adunare Generală a CES, Strasbourg, 1978.

- [86] Radu C., Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României. Partea I - înainte de 1901; Partea II- 1901-1979. Acest volum, 723-754 , Bucuresti, 1979.

- [87] Radu C., Apopei I., Contributii la studiul mecanismului în focar al evenimentului seismic din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, I, 3, 7-32, iunie 1977/Acest volum, 39-64, Bucuresti, 1979.

- [88], Radu C., Apopei I., Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977 înregistrate la statia Cheia. Raport CSEN/CFPS, I, 7, Bucuresti, iunie 1977/ Acest volum, 251-314, Bucuresti, 1979.

- [89] Radu C., Apopei I., Studiu comparativ al replicilor cutremurelor din 4 martie 1977 și 10 noiembrie 1940. Raport CSEN/CFPS, II, 1, 68-83, 1977.

- [90] Radu C., Cornea I., Apopei I., Polonic G., Noua hartă de zonare seismică a R.S. România. Raport CSEN/CFPS, I, 1-2, Bucuresti, decembrie 1977.

- [91] Radu C., Kární V., Polonic G., Procházková D., Schenková Z., Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, III, 1, 2-15, Bucuresti, septembrie 1978/ Tectonophysics, 53: 187-193, Amsterdam, 1979/Acest volum, 359-370, Bucuresti, 1979.

- [92] Radu C., Polonic G., Contributii la studiul seismicității părții de sud-est a Platformei Moesice. Raport CSEN/CFPS, III, 2, Bucuresti, decembrie 1977.

- [93] Radu C., Polonic G., Fenomene luminoase asociate cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, I, 1, 3-9, Bucuresti, martie 1978/Acest volum, 423-430, Bucuresti, 1979.

- [94] Radu C., Polonic G., Apopei I., Cîmpul macroseismic al cutremurului vrfincean din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, I, 1, 1-6, Bucuresti, iunie 1977/Rev.Roum. Géol., Géophys., Géogr. s. Géophysique, 23, Bucuresti, 1979/Tectonophysics, 53, 185-186, Amsterdam, 1979/Acest volum, 345-358, Bucuresti, 1979.
- [95] Radu C., Polonic G., Apopei I., Fenomene geologice asociate cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, II, 1, 2-27, Bucuresti, septembrie 1977/Acest volum, 409-422, Bucuresti, 1979.
- [96] Radu C., Polonic G., Apopei I., Utale A., Fenomene geologice, fizice si biologice asociate cutremurului din 4 martie 1977 (în franceză). Lucrare prezentată la a XVI-a Adunare Generală a CES, Strasbourg, 1978.
- [97] Radu C., Utale A., Catalogul cutremurelor cu magnitudinea $M_L \geq 3,0$ produse pe teritoriul României în anul 1977. Raport CSEN/CFPS, II, 5, 47-61, Bucuresti, iunie, 1979/Acest volum, 699-722, Bucuresti, 1979.
- [98] Radu C., Utale A., Caleriu A., Fenomene biologice asociate cutremurului din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, I, 2, 10-15, Bucuresti, martie 1978/Acest volum, 431-446, Bucuresti, 1979.
- [99] Radu C., Winter M., Polonic G., Asupra roiului de cutremure înregistrate la statia Vrfincioala în perioada 2-5 iulie 1977. Raport CSEN/CFPS, III, 3, Bucuresti, decembrie 1977/Acest volum, 453-474, Bucuresti, 1979.
- [100] Sandi H., Serbănescu G., Zoranabel T., Unele învățăminte în urma cutremurului din 4 martie 1977. Constructii, 11, 3-14, ICCPDC, Bucuresti 1978.

- [101] Sandi H., Zorababel T., Cutremurul din România din 4 martie 1977. Probleme puse în fața seismologiei incorecte (în engleză). Lucrare prezentată la a XVI-a Adunare Generală a CES, Strasbourg, 1978.
- [102] Săndulescu C., Aprecieri asupra comportării halelor parter cu structura din beton armat la seismul din 4 martie 1977. Construcții, 11, 27-34, CCCPDC, București, 1978.
- [103] Shebalin N.V., Izoseistele cutremurului din 4 martie 1977 (în engleză), Martă, Moscova, aprilie 1977.
- [104] Skinner R.I., Studiu comun al distrugerilor produse în București de cutremurul din 4 martie 1977 (în engleză). Preliminary Report, Wellington, 1978.
- [105] Stoian M., 21 h 22 m: Seism 4 martie și după, 367 p. Edit. Eminescu, București, 1977.
- [106] Stojković M., Kapsarov H., Galbov S., Distribuția accelerației solului și vitezei pe teritoriul R.S.România afectat de cutremurul din Vrancea din 4 martie 1977 (în engleză). Preliminary Report 77-11, IZIR, Skopje, 1977.
- [107] Tezcan S.S., Yerlici V., Durgunoğlu H.T., Cutremurul românesc din 4 martie 1977 (în engleză). Report, Istanbul, 1977.
- [108] Tezcan S.S., Yerlici V., Durgunoğlu H.T., Raport științific asupra cutremurului românesc din 4 martie 1977 (în engleză). Earth. Engin. and Struc. Dynam. 6, 397-421, Istanbul, 1977.
- [109] Trită L., Gavriliță V., Băbălău N., Cea mai lungă noapte a Craiovei, 194 p., Edit. Oltenia, Craiova, 1978.

- [110] Velkov M., Cavrilović P., Comportarea unei clădiri de locuit cu 10 nivele amplasate în Zajecar - Iugoslavia, în timpul cutremurului din Vrancea - România din 4 martie 1977 (în engleză). Lucrare prezentată la Congresul CO.P.I.S.E.E. "Protecția construcțiilor în zone seismice", București, 21-24 noiembrie 1978.
- [111] Youd T.L., Raport științific asupra observațiilor geotehnice pentru cutremurul din 4 martie 1977 (în engleză). USCS Open File Report, No. 77-375, 18 p., Reston, Virginia, 1977.
- [112] Zoran M., Concentrații anormal ridicate ale descendentilor radonului în atmosfera joasă în relații cu seismul românesc din 4 martie 1977. Raport CSEN/CFPS, III, 8, București, decembrie 1977/Acest volum, 147-452, București, 1979.
- [113] * * Raportul Comisiei CNST, privind analiza statistică a efectelor cutremurului din 4 martie 1977, în vederea microzonării municipiului București. Raport, CNST, București, mai 1977.
- [114] * * * Cutremurul în România din 4 martie 1977 și efectele sale asupra structurilor. Monografie - 12 volume, CCPDC, București, 1977.
- [115] * * Spectrul de răspuns al accelerației S_a al cutremurului din 4 martie 1977, obținut la București. Raport, INCERC, București, 1977.
- [116] * * * Raportul Comisiei tehnico-științifice asupra efectelor cutremurului din 4 martie 1977, în Bulgaria (în bulgară). Raport, Sofia, 1977.

[117] * * Raportul delegației japoneze asupra cutremurului
din 4 martie 1977 (în japoneză). Raport, Tokyo,
octombrie, 1977.

[118] * * Raportul științific al grupului de experți și
specialiști desemnați de guvernul japonez, pentru
cutremurul din România (în engleză). Japan Intern.
Coop. Agency, 235 p. Tokyo, Iuna 1977.

INDEX DE AUTORI

<u>Autor</u>	<u>Nr. pag.</u>	<u>Autor</u>	<u>Nr. pag.</u>
Anghel, M.,	475	Müller, G.,	17
Apopei, I.,	39,251,345, 409	Nourescu, A.,	215
Bock, G.,	215	Onescu, M.,	103
Bonjer, K.-P.,	17, 215	Pântea, A.,	615, 659
Cojocaru, E.,	491	Plaviță, R.,	143
Cornea, I.,	1, 215,491, 539, 559	Polonic, G.,	345,359,409, 423,453,539
Crîșan, E.,	143	Popescu, M.,	559
Enescu, D.,	17,143,215, 659	Procházková, D.,	169, 359
Fuchs, K.,	215	Radu, C.,	39, 125,215, 251,345,359, 409,423,431, 453,699,723, 753.
Galeriu, A.,	709	Schanková, Z.,	359
Iosif, S.,	65, 103,169, 315,329,643	Stöckl, H.,	17
Iosif, T.,	65, 103,169, 315,329,643	Stefătik, J.,	643
Jianu, D.,	215	Șmalberghe, V.,	659
Kárník, V.,	359	Șteflea, V.,	491
Lăzărescu, V.,	1	Tudorache, G.,	215
Mârza, V.,	679	Utele, A.,	431,699
Mândrescu, N.,	371,389,569	Vaicum, A.,	491
Merkler, G.,	215	Winter, V.,	453
Mișicu, M.,	491	Zoran, M.,	447
Moldoveanu, T.,	215		





DIO Printed at
Central Institute of Physics
Institutul Central de Fizica
Information and Documentation
Office
Bucharest POB 5206 ROMANIA