METODĂ DE CERCETARE A SUBSOLULUI CU AJUTORUL MICROSEISMELOR ÎN VEDEREA DESCIFRĂRII UNOR OBIECTE GEOLOGICE

VIRGIL BARDAN, DOREL ZUGRĂVESCU, LAURENȚIU ASIMOPOLOS

Institutul de Geodinamică "Sabba S. Ștefănescu" al Academiei Române Str. Jean-Louis Calderon, 19–21, 020032 București, România

INTRODUCERE

Utilizarea microseismelor – oscilații de fond, dar de mică amplitudine de la suprafața Pământului – prezintă interes în obținerea de informații privind parametrii mecanici și particularitățile specifice ale structurii zonelor din subsol. În primul rând, microseismele sunt semnale prezente în orice punct de la suprafața Pământului. În al doilea rând, măsurătorile înseși, atât din punctul de vedere al metodicii, cât și al costului sunt mult mai convenabile, în comparație cu alte metode seismice. De aceea, mulți geofizicieni au dezvoltat metode care utilizează microseismele ca semnal de investigare. Mai mult sau mai puțin s-a stabilit terminologia care a apărut în acest domeniu. Clasificarea între perioada lungă (T>1s) și perioada scurtă (T<1s) corespunde tradiționalei distincții între "microseisme" cu origine naturală și "microvibrații (microtrepidații)" cu origine artificială. Microseismele sunt folosite pe scară largă pentru studii despre modul răspunsului într-un anumit punct de pe suprafața Pământului. Este cunoscută importanța utilizării microseismelor în microzonarea seismică.

Cercetarea microseismelor a apărut încă de la începutul secolului trecut (Omori, 1908) și a fost dezvoltată atât prin studierea surselor naturale de microseisme și aplicarea lor în probleme de răspuns al subsolului într-un anumit punct, cât și în scopuri inginerești. În ceea ce privește originea microseismelor, Gutenberg (1927) a arătat că ele apar ca rezultat al transmiterii perturbațiilor atmosferice la apele oceanelor și propagarea valurilor create pe continent sub forma undelor seismice de tip Love și Rayleigh. Mecanismul acestei propagări este explicat prin natura de "suprafață" a acestor unde.

Mulți autori au analizat natura microseismelor. De exemplu, Aki (1957), Lacoss *et al.* (1969), Omote și Nakajma (1973), Sato *et al.* (1992), Gorbatikov și Barabanov (1994) au studiat microseismele de perioadă scurtă și legătura dintre structura geologică și proprietățile lor, folosind grupări de receptori seismici și instrumente separate. Sakajiri (1982) și Horike (1985) au investigat natura microseismelor de perioadă lungă și legătura lor cu structura subsolului.

St. cerc. GEOFIZICĂ, tomul 44, p. 17-35, București, 2006

O importantă parte a lucrărilor care se ocupă de utilizarea microseismelor ar putea fi clasificată în trei grupe, în funcție de abordările metodice. Această clasificare a fost sugerată de Lermo și Chavez-Garcia (1994). Primul grup folosește interpretarea directă a spectrelor Fourier (de exemplu, Kanai și Tanaka, 1954; Katz și Bellon, 1978). Al doilea grup evaluează și studiază raportul spectrelor care corespund unui punct de referință și punctului studiat (de exemplu, Ohta *et al.*, 1978; Field *et al.*, 1990), iar al treilea grup include determinarea raporturilor spectrale între componentele verticale și orizontale (Nakamura, 1989).

Rezultatele obținute prin cercetarea subsolului cu ajutorul microseismelor sunt confirmate de date suplimentare achiziționate prin alte metode geofizice. Astfel, hărțile de raionare microseismică prezentate de Chavez-Garcia *et al.* (1995) au fost confirmate de accelerogramele înregistrate în timpul unor cutremure puternice. În alt caz (a se vedea Matsushima și Okada, 1990), harta raionării microseismice a fost comparată cu rezultatele forajelor efectuate de-a lungul unor profile, răspunsul subsolului fiind calculat pe baza unor parametri determinați experimental.

În primul capitol al acestei lucrări se descrie metoda de cercetare a subsolului cu ajutorul microseismelor (Method of Microseismic Sounding – MMS), în care se evaluează și se interpretează raportul spectrelor ce corespund unui punct de referință și punctului studiat. Sunt prezentate rezultatele a trei experimente realizate cu ajutorul acestei metode de către Gorbatikov et al. (2004a, 2004b^{*} și 2004c), în vederea descifrării unor structuri geologice și a unor obiecte geologice tipice din industria de petrol și gaze. Aceste rezultate constau din hărți cu distribuțiile amplitudinii microseismelor deasupra obiectelor investigate pentru un domeniu de frecvență de la sutimi de hertz la câțiva hertzi. Fiecare caz a relevat că obiectele "mai rigide" din punct de vedere acustic (cu valori mari pentru vitezele seismice) apar pe hartă ca zone de amplitudini mici, în timp ce zonele "mai puțin rigide", cum sunt zonele de fracturare sau colectoarele de gaze, apar ca zone cu amplitudini mai mari. Stabilitatea și neambiguitatea măsurătorilor sunt bazate pe rezultatele unui studiu al proprietăților statistice ale microseismelor. Concluzia se referă la perspectivele pentru aplicarea cercetării subsolului cu ajutorul microseismelor în probleme de construire a hărților cu structuri geologice, în vederea prospectării și evaluării resurselor, dar și pentru monitorizarea variației parametrilor elastici ai unei structuri geologice.

Metoda de investigare utilizată de Gorbatikov *et al.* (2004a, b și c) și, în general, prospecțiunea cu microseisme implică determinarea și interpretarea spectrelor de amplitudine ale datelor înregistrate. Spectrul de amplitudine al unui semnal microseismic se obține prin medierea spectrelor de putere ale unor înregistrări pe intervale (fragmente) de durată constantă (Bardan *et al.*, 2006). Deoarece înregistrările microseismice au durată relativ mare, în partea a doua a lucrării se prezintă un

^{*} Gorbatikov, A.V., Kalinina, A.V. (2004b), *Method of Microseismic Sounding (MMS). Application of MMS for a number of geological objects.* Comunicare prezentată la Institutul de Geodinamică al Academiei Române.

algoritm de realizare numerică a spectrelor acestor înregistrări prin utilizarea unei subrutine FFT cu lungimea mult mai mică decât durata înregistrărilor. Acest procedeu de evaluare a spectrului de amplitudine este aplicat unui semnal microseismic înregistrat într-un punct din apropierea localității Căldăruşani.

1. METODĂ DE PROSPECȚIUNE MICROSEISMICĂ. REZULTATE EXPERIMENTALE

1.1. APARATURA UTILIZATĂ, METODICA MĂSURĂTORILOR ȘI A ANALIZEI

Microseismele care pot fi observate în diferite puncte ca oscilații de fond de amplitudine mică sunt trenuri de unde seismice care se propagă la suprafața Pământului, în diferite direcții. De mare importanță este frecvența acestor oscilații de fond. Frecvențele înalte indică, de regulă, apropierea de sursă și, în acest caz, microseismele pot fi, în mare măsură, produse de unde seismice de volum. Microseismele cu frecvențe joase sunt, de obicei, unde de suprafață Rayleigh sau Love. Aceste unde seismice se pot propaga la distanțe mari față de sursele aflate în mări și oceane.

Metoda de cercetare a subsolului cu ajutorul microseismelor, care este prezentată în continuare, se bazează pe utilizarea proprietăților fizice ale undelor de suprafață Rayleigh, iar din punct de vedere practic prospecțiunea microseismică se realizează în anumite puncte de pe suprafață care sunt alese în prealabil. Proiectarea unei astfel de prospecțiuni ia în considerație relația (de inversiune) dintre dimensiunile obiectului geologic, adâncimea acestuia și frecvențele semnalului microseismic, relație în care intervine viteza undelor seismice din zona respectivă. De aceea, alegerea parametrilor aparaturii de înregistrare trebuie făcută în funcție de intervalul de frecvențe estimat pentru microseisme. În exemplele ce urmează sunt prezentați parametrii specifici aparaturii folosite.

Pentru un corp intruziv situat la o adâncime de circa 300 m de suprafață: banda de frecvențe cuprinsă între 0,5 și 15 Hz; sensibilitatea de 80 000 v/(m/s); frecvența de eșantionare $f_e = 100$ Hz, adică un interval de eșantionare

$$\Delta t = 1/f_e = 1/100 = 0.01 \text{ s} = 10 \text{ ms}$$
(1)

Pentru un dom de sare de la o adâncime de aproximativ 1 km și pentru un dom de calcar situat la o adâncime de circa 4 km s-a utilizat următorul mod de înregistrare: banda de frecvențe cuprinsă între 0,5 și 15 Hz; sensibilitatea de 40 000 v/(m/s); frecvența de eșantionare $f_e = 120$ Hz, adică un interval de eșantionare

$$\Delta t = 1/f_e = 1/120 = 0,00833 \text{ s} = 8,33 \text{ ms}$$
(2)

S-a folosit un echipament seismic portabil (fig. 1), conectat la un calculator prevăzut cu un convertor analog-digital cu rezoluție de 16 biți și alimentat de la un acumulator de 16 volți. Programele de înregistrare, de prelucrare prealabilă și de vizualizare au fost realizate în sistemul LabView.





Fig. 1 – Înregistratorul seismic și senzorii.

Microseismele sunt reprezentate de unde Rayleigh, ale căror proprietăți sunt bine cunoscute. Microseismele sunt semnale aleatorii și, de aceea, pentru a studia legătura lor cu structurile geologice trebuie să determinăm caracteristici stabile ale acestor semnale, adică caracteristici care nu depind de variațiile meteorologice sau de cele diurne. În acest sens este important să se stabilească intervalul de staționaritate al semnalului microseismic și să se determine intervalul de frecvențe care este influențat numai de variațiile structurii geologice pe care o studiem. Cercetarea specială efectuată în fiecare punct de observație a arătat că, în cazul frecvențelor înalte, spectrele microseismelor devin stabile după circa 1 500 s, în intervalul cu frecvențe mai mici de 1,3 Hz. La frecvențe mai mari de 1,3 Hz, stabilizarea spectrului se obține mult mai greu datorită condițiilor meteorologice (vânt) sau activitătilor industriale.

După ce s-a stabilit timpul de înregistrare (acumulare) necesar, se pot determina spectrele semnalului microseismic în diferite puncte ale unui perimetru dat, înregistrările efectuându-se independent în diferite momente de timp. După aceea, spectrele se compară între ele (Gorbatikov *et al.*, 2004a, b și c). Deci, din punct de vedere practic, metoda constă în determinarea spectrului statistic stabil al semnalului microseismic în fiecare punct al rețelei și amintește, într-o oarecare măsură, de cunoscuta metodă a sondajului magneto-teluric, cu deosebirea că semnalul prin care se face cercetarea subsolului nu este reprezentat de undele electromagnetice de fond, care formează stratul *skin* (superficial), ci de unde seismice de suprafață. Prin prelucrarea care se face ulterior se încearcă obținerea distribuției spațiale a amplitudinii semnalului în funcție de frecvență.

Pentru a determina adâncimea stratului care influențează distribuția amplitudinilor se folosește cunoscuta relație pentru unde Rayleigh, care exprimă descreșterea amplitudinii oscilațiilor cu adâncimea în funcție de lungimea de undă. Pentru majoritatea mediilor reale, această relație exprimă faptul că 90% din energia oscilațiilor unei unde Rayleigh se concentrează într-un strat superficial care are grosimea de circa o jumătate de lungime de undă. Din această cauză, acele proprietăți ale stratului superficial, care influențează amplitudinile în cazul undelor Rayleigh cu lungimi de undă scurte, nu se vor manifesta pregnant în cazul undelor cu lungimi de undă lungi, și invers. Adică hărțile de amplitudine obținute pentru diferite lungimi de undă (deci și pentru diferite frecvențe) vor reprezenta proprietăți ale stratului superficial până la o adâncime

$$H = \lambda/2 = (V/f)/2, \tag{3}$$

unde λ este lungimea de undă, V este viteza de propagare a undei Rayleigh în stratul respectiv (o viteză medie), iar f este frecvența luată în considerație.

1.2. REZULTATELE MĂSURĂTORILOR

Pentru cazul unui obiect geologic situat în apropierea suprafeței Pământului s-a luat în considerație un corp intrusiv din centrul insulei Lanzarote a arhipelagului Canare (Gorbatikov *et al.*, 2004c). Rădăcinile intruziunii pătrund la

adâncimea discontinuității, iar partea superioară ajunge aproape de suprafață, fiind situată la adâncimea de aproximativ 300 m. În figura 2a sunt prezentate mai multe hărți de distribuție a amplitudinilor spectrelor microseismelor. Măsurătorile s-au făcut în 30 de puncte distribuite uniform pe suprafata sectorului. Reteaua acestor puncte de măsurătoare a acoperit o zonă cu o lungime de aproximativ 40 km și o lățime de 20 km. În colțul din stânga-sus al fiecărei hărți este scrisă frecvența pentru care s-a evaluat distribuția amplitudinilor spectrale. Se observă că prin creșterea frecvenței, zona ce corespunde amplitudinilor mici, și care este reprezentată în figura 2 (Gorbatikov et al., 2004c) printr-o pată întunecată, își micșorează suprafața. Deci, dacă lungimea de undă a undei de suprafață Rayleigh se micsorează, atunci adâncimea de penetrare a undei scade și unda care se propagă deasupra acoperisului intruziunii nu mai interactionează cu acesta. Dacă se cunosc cu aproximație vitezele undelor seismice Rayleigh în regiunea respectivă, cu ajutorul formulei (3) se poate estima adâncimea la care se află partea superioară a intruziunii. De exemplu, dacă considerăm viteza V = 720 m/s și frecvența f = 1,2 Hz, rezultă adâncimea

$$H = \lambda/2 = (V/f)/2 = (720/1,2)/2 = 300 \text{ m.}$$
 (4)

Figura 2b reprezintă harta anomaliilor Bouguer, obținută dintr-o prospecțiune gravimetrică de detaliu și care relevă o anomalie pozitivă clară. Această hartă confirmă existența intruziunii în zona respectivă. Din analiza combinată a celor două seturi de date se poate trage concluzia că materialul care formează intruziunea are o densitate mai mare decât densitatea rocilor înconjurătoare și că viteza undelor seismice Rayleigh este mai mare prin materialul care formează intruziunea, ceea ce influențează câmpul microseismelor. Mai rezultă că modulii elastici sunt mai mari în intruziune decât în rocile înconjurătoare și că aceste caracteristici corespund cazului în care intruziunea este formată din roci bazice, ceea ce concordă cu imaginea geologică a regiunii. În acest exemplu, obiectul studiat a fost simplu ca structură și cu un bun contrast față de mediul adiacent, ilustrând destul de bine posibilitățile de utilizare ale câmpului microseismic în vederea obținerii de informații suplimentare asupra proprietăților mecanice ale mediilor geologice complicate.

În următoarele două exemple (luate din Gorbatikov *et al.*, 2004c) se ilustrează posibilitățile metodei în cazul investigării unor structuri petro-gazeifere tipice.

Exemplul prezentat mai jos este dintr-un sector al zăcământului de gaze (gaz condensat) din Astrahan, unde s-a efectuat o lucrare de investigare a subsolului cu ajutorul microseismelor. Dimensiunile sectorului cercetat sunt de aproximativ $10 \times 14 \text{ km}^2$. Sectorul este situat în partea de est a unei zone productive explorate, reprezentată de un sistem de strate la adâncimea de 4–4,5 km. Delimitarea în plan a sectorului s-a făcut în așa fel încât să intersecteze în centru domul de sare Malo-Aral, care în partea sa cea mai înaltă este situat la o adâncime de circa 800 m și care are o formă alungită cu orientarea SV–NE. Pe suprafața sectorului s-au făcut măsurători în 28 de puncte. Măsurătorile s-au efectuat ca în exemplul precedent, numai că s-a utilizat banda de frecvențe 0,05–15 Hz. Fiecare măsurătoare a constat din evaluarea spectrului de amplitudine al semnalului microseismic în decursul



Fig. 2 – (a) Hărțile distribuției amplitudinilor spectrale (la frecvențele de 0,7 Hz, 0,8 Hz, 0,9 Hz, 1 Hz şi, respectiv, 1,2 Hz) pentru experimentul realizat în insula Lanzarote, Canare;
(b) Harta anomaliilor gravimetrice Bouguer în 298 de stații gravimetrice din perimetrul respectiv de pe suprafața insulei (densitatea ρ).

unui interval de timp de aproximativ o oră. Apoi, pe baza acestor spectre s-au construit, pentru diferite frecvențe, hărțile de distribuție ale amplitudinilor. Aceste hărți au fost transformate pentru diferite adâncimi cu ajutorul relației (1), unde s-a considerat $V = 1\ 000\ m/s$. Această valoare a vitezei corespunde valorilor reale din rocile sedimentare pentru adâncimi de 1–3 km. Două din hărțile astfel obținute sunt prezentate în figura 3. În figura 3a sunt reprezentate rezultatele inversiunii câmpului microseismic evaluate pentru frecvența $f = 0,219\ Hz$, care corespunde la adâncimea

$$H = \lambda/2 = (V/f)/2 = (1000/0,219)/2 = 2283 \text{ m},$$
 (5)

și izoliniile suprafeței sării, care au fost obținute din datele de foraj (proprietatea "Astrahangazprom"). Izoliniile pentru adâncimile de 1 350 m și 1 800 m sunt îngroșate. Se constată o concordantă foarte bună între forma zonei întunecate a câmpului microseismic, care corespunde scăderii amplitudinii spectrelor, și forma izoliniilor. Deosebirea, relativ mică, dintre adâncimile reale la care se află sarea și adâncimile calculate se explică prin diferența dintre valoarea considerată pentru viteza undelor Rayleigh și viteza reală. Se poate observa că viteza considerată este cu aproximativ 10% mai mare decât cea reală. În acest exemplu, cu ajutorul datelor obținute prin foraj, pe lângă verificarea rezultatelor metodei de cercetare a subsolului cu ajutorul microseismelor, se poate corecta valoarea vitezei undelor seismice după poziția domului de sare și să se considere această viteză pentru evaluarea grosimii stratelor mai adânci, care corespund la amplitudini spectrale de frecvente mai mici. În figura 3c este prezentată harta amplitudinilor spectrale calculate pentru frecvența f = 0,109 Hz, adică pentru o adâncime de 4–4,5 km, dacă se consideră că viteza undelor seismice Rayleigh este de 870-980 m/s (a se vedea formula (3)), care corespunde stratului productiv al zăcământului de gaze (gaz condensat) Astrahan. Se observă că zona cu amplitudini spectrale ridicate este situată în colțul de SV al hărții și forma ei urmărește bine zona în care sunt dispuse sondele productive (a se vedea figura 3b), limitele zonei productive fiind stabilite prin forajul de explorare. Interpretarea, care se impune în acest caz, este că zona productivă este reprezentată de roci puternic fisurate și cu permeabilitate mare. Aceste roci permit pătrunderea gazului condensat si acumularea fluidelor, în timp ce rocile consolidate din jur nu au aceste proprietăți. Aceste observații duc la concluzia că hărțile de distribuție a amplitudinilor spectrale ale microseismelor în corelație cu particularitățile morfologice ale zonelor investigate pun în evidență și caracteristici fizico-mecanice, astfel încât interpretarea acestor hărți poate fi făcută și în sensul de "roci mai rezistente" sau "roci mai puțin rezistente". Această interpretare mecano-fizică poate reprezenta o informatie suplimentară independentă de interpretarea geologică.

În exemplul următor se reprezintă rezultatele unui experiment de cartare din zona zăcământului de țiței Tenghiz din Kazahstanul de Vest. S-a utilizat o metodă similară celei din cazul zăcământului de gaze Astrahan, aparatura având parametri asemănători. Măsurătorile câmpului seismic s-au efectuat pe un sector de circa $20 \times 12 \text{ km}^2$ în 32 de puncte dispuse uniform pe suprafață. În figura 4a și 4b (Gorbatikov *et al.*, 2004c) sunt prezentate hărțile de distribuție a amplitudinii spectrale ale microseismelor pentru frecvențele de 0,197 Hz și, respectiv, 0,088 Hz. Viteza undelor seismice Rayleigh a

fost considerată $V = 1\,000$ m/s, pentru care rezultă adâncimile ce definesc grosimile stratelor superficiale care conțin energia undelor Rayleigh

$$H' = \lambda/2 = (V/f)/2 = (1\ 000/0, 197)/2 = 2\ 540\ \mathrm{m}$$
 (6)

și, respectiv,

$$H'' = \lambda/2 = (V/f)/2 = (1\ 000/0,088)/2 = 5\ 680\ \text{m}.$$
 (7)



Fig. 3 – Zăcământul de gaze (gaz condensat) Astrahan. (a) Suprapunerea hărților izoliniilor care corespund acoperişului domului de sare cu rezultatele inversiunii pentru câmpul microseismic la adâncimea de H = 2,28 km (f = 0,219 Hz); (b) Harta de prognoză a zonei productive pentru adâncimi de 4–4,5 km (f = 0,109 Hz) obținută din câmpul microseismic; (c) Harta sondelor productive din zona zăcământului (dreptunghiul indică zona în care s-a făcut prospecțiunea seismică).

Cele două hărți obținute din măsurătorile microseismelor au fost suprapuse peste harta cu izolinii la acoperișul domului de calcar și, respectiv, peste harta fracturilor de suprafață. Aceste hărți cu izolinii s-au obținut cu ajutorul prospecțiunii seismice efectuate de trustul "Saratovneftegeofizika" în anii 1977-1978. În figura 4b se poate observa că domul de calcar se evidențiază în câmpul microseismic sub forma unei zone cu amplitudini spectrale mici (a se vedea zona întunecată), ca în cazul măsurătorilor de pe insula Lanzarote - Canare. Există o concordanță între forma petei întunecate care indică amplitudini spectrale mici cu forma izoliniilor pentru acoperişul domului de calcar de la o adâncime de circa 4 km. Pata întunecată este dispusă pe direcția NV-SE. În figura 4a se observă că, pentru adâncimi de circa 2,5 km, distribuția amplitudinilor spectrale are un caracter diferit, ea evidențiind o orientare SV-NE. Zona deschisă la culoare (neîntunecată), interpretată ca reprezentând o secțiune cu roci mai puțin rezistente, se corelează bine cu falia (fractura) din nordul grabenului, situată în partea superioară a secțiunii geologice. Din cauza densității reduse a măsurătorilor este greu de atribuit zona deschisă la culoare unei anumite structuri. Totuși, din considerarea tuturor rezultatelor prezentate, se poate trage următoarea concluzie: creșterea amplitudinilor spectrale ale microseismelor este dată, în acest caz, de scăderea gradului de rezistență al stratului din zonă, datorită sistemului de fracturi (falii) pus în evidență de prospecțiunea seismică.

1.3. DISCUTAREA REZULTATELOR. CONCLUZII

Analizând cele trei exemple se poate spune că metoda bazată pe microseisme ar putea fi aplicată cu succes în scopuri de prospecțiuni, alături de alte metode mai puțin costisitoare, cum ar fi prospecțiunea gravimetrică, sondajul magneto-teluric etc. Această metodă ar putea fi utilizată și pentru rezolvarea unor probleme speciale de cercetare a subsolului, cum ar fi, de exemplu, precizarea rezervelor productive ale zăcămintelor, precizarea geometriei zonei productive etc. Avantajul metodei constă în faptul că hărțile obținute pentru diferite adâncimi permit interpretări directe privind parametrii fizico-mecanici, ceea ce ar prezenta interes într-o altă serie de probleme.

Pe baza măsurătorilor efectuate s-a demonstrat sensibilitatea câmpului microseismic față de obiectele geologice rigide, cum ar fi intruziunile sau structurile de tip dom, dar și față de straturile care conțin roci neconsolidate, cum ar fi un colector de gaze sau un strat cu fracturi (grabenul). În acest sens, deși în lucrările la care ne referim nu sunt prezentate rezultate, se poate presupune că metoda oferă perspective în observarea parametrilor diferitelor structuri datorită unor modificări recente. Modificările câmpului regional al tensiunilor duc la modificarea parametrilor elastici ai diferitelor structuri dispuse la o anumită adâncime și abia după aceea au loc deformări mecanice și tasări ale suprafețelor. Metoda bazată pe microseisme poate pune în evidență modificările parametrilor elastici.



Fig. 4 – Zăcământul petrolifer Tenghiz, Kazahstanul de Vest. (a) Evidențierea grabenului (partea de strat cuprinsă între două fracturi) în câmpul de microseisme pentru frecvența f = 0,197 Hz care corespunde adâncimii (grosimii stratului) de H' = 2,5 km; (b) Manifestarea ridicării acoperișului domului de calcar în câmpul microseismic pentru frecvența f = 0,088 Hz, care corespunde adâncimii (grosimii stratului) de H'' = 5,6 km; (c) Secțiune seismică verticală prin centrul zonei.

Din punct de vedere geodinamic ar putea prezenta interes utilizarea metodei cu microseisme pentru investigarea structurilor geologice de la adâncimi foarte mari. În acest sens menționăm rezultatele experimentelor lui Kalinina *et al.* (2004), în care s-au utilizat microseisme cu perioade cuprinse între 200 s și 833 minute (0,2–5 mHz).

În concluzie se pot spune următoarele:

a. S-a arătat experimental că neomogenitățile caracteristice din mediul geologic se manifestă clar în variația câmpului microseismic de la suprafața Pământului. Figurile prezentate conțin imagini ale diferitelor obiecte geologice situate la diferite adâncimi: 0,3 km (fig. 2), 2 km și 4,5 km (fig. 3) și 2,5 km și 4 km (fig. 4).

b. Analiza răspunsului câmpului microseismic, în cazul obiectelor geologice de diferite tipuri, permite să se considere că metoda este de recomandat, atât din punctul de vedere al rezultatelor, cât și al costului, în lucrările de prospecțiuni, în estimarea rezervelor și în observații ale variațiilor geodinamice. Metoda poate fi deosebit de eficientă în asociere cu alte metode care oferă informații despre câmpurile geofizice independente.

2. DESPRE EVALUAREA NUMERICĂ A SPECTRELOR ÎN PROSPECȚIUNEA MICROSEISMICĂ

În acest capitol vom considera un semnal microseismic înregistrat la suprafața Pământului pe intervalul [0, KT), unde K este un număr întreg. Acest semnal este compus din K fragmente de semnal $\xi^{(k)}(t)$, înregistrate pe intervalele [(k-1)T, kT), unde k=1,2,...,K. Bardan *et al.* (2006) arată că, pentru a obține o mediere a spectrului de amplitudine al semnalului microseismic, se poate proceda în modul următor.

Se calculează transformatele Fourier ale fragmentelor de semnal $\xi^{(k)}(t)$ cu formula

$$X_{T}^{(k)}(\omega) = \frac{1}{T} \int_{kT}^{(k+1)T} \xi_{T}^{(k)}(t) e^{-i\omega t} dt = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} \xi_{T}^{(k)}(t+kT) e^{-i\omega t} dt, \qquad (8)$$

după care se însumează spectrele de putere pentru a se obține un spectru de putere mediat (cea mai simplă mediere statistică)

$$\overline{\left|\mathbf{X}_{\mathrm{T,K}}(\boldsymbol{\omega})\right|^{2}} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} \left|\mathbf{X}_{\mathrm{T}}^{(k)}(\boldsymbol{\omega})\right|^{2}.$$
(9)

Spectrul de amplitudine mediu, care urmează să fie interpretat geologic, este, desigur,

$$\overline{|X_{T,K}(\omega)|} = \sqrt{|X_{T,K}(\omega)|^2}$$
(10)

Fragmentele de semnal microseismic, având o durată relativ mare, sunt reprezentate printr-un număr foarte mare de eșantioane. De aceea, la evaluarea numerică a spectrului unui fragment de semnal microseismic trebuie să folosim subrutine FFT de lungime mare în raport cu limitările care există în unele limbaje de programare (4 096 sau 8 192 puncte). Dar, chiar dacă dispunem de subrutine FFT cu lungimea suficient de mare, prin utilizarea lor obținem un număr foarte mare de eșantioane în domeniul frecvență (un interval foarte mic pentru eșantionarea din domeniul frecvență) de care nu avem nevoie. De aceea, în continuare prezentăm un algoritm de evaluare a spectrului unui semnal de lungime mare prin utilizarea unei subrutine FFT cu lungimea mult mai mică (Sorensen și Burrus, 1993). În acest mod, dintr-un semnal reprezentat printr-un număr foarte mare de eșantioane de timp, obținem un număr mult mai mic de eșantioane pentru reprezentarea sa spectrală, dar care este suficient pentru prelucrarea și interpretarea datelor microseismice.

Algoritmul pe care-l vom prezenta se referă la implementarea numerică a formulei (8) prin care se evaluează spectrul fragmentului de semnal $\xi_T^{(k)}(t)$, care este reprezentat printr-un număr relativ mare de eșantioane. Dacă presupunem că fragmentul de semnal este reprezentat printr-un număr M de eșantioane, unde M = LN cu N = 2^p și L întreg, algoritmul propus va realiza evaluarea spectrală a fragmentului de semnal $\xi_T^{(k)}(t)$ cu ajutorul unei subrutine FFT de lungime N, unde N poate fi cu mult mai mic decât M. Pentru o prezentare mai clară a algoritmului, în (8) vom face următoarele schimbări de notație: fragmentul de semnal $\xi_T^{(0)}(t)$ îl vom nota prin s_T(t), iar pentru spectrul $X_T^{(0)}(\omega) = X_T^{(0)}(2\pi f)$ vom folosi notația S_T(f).

Presupunând că fragmentul de semnal $s_T(t)$ poate fi considerat un semnal limitat banda W, atunci, conform teoremei lui Shannon (a se vedea, de exemplu, Jurry, 1977)

$$s_{T}(t) = \sum_{m=0}^{M-1} s(n\Delta t) \frac{\sin[\frac{\pi}{\Delta t}(t - m\Delta t)]}{\frac{\pi}{\Delta t}(t - m\Delta t)},$$
(11)

unde $\Delta t = 1/(2W)$.

În (11) s-a presupus că

$$\Gamma = M\Delta t, \tag{12}$$

unde, după cum s-a menționat mai sus, M = LN cu $N = 2^{p}$ și L întreg.

Aplicând transformarea Fourier

$$S_{T}(f) = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} s_{T}(t) e^{-i2\pi f t} dt$$
 (13)

fiecărui termen al sumei din partea dreaptă a ecuației (11) se obține

$$S_{T}(f) \approx \frac{\Delta t}{T} \sum_{m=0}^{M-1} (m\Delta t) e^{-i2\pi \frac{m}{2W}f} = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} (m\Delta t) e^{-i2\pi \frac{m}{2W}f}$$
 (14)

pentru – $W < f \le W$, unde s-a folosit relația (12).

Considerând ca interval de eșantionare în domeniul frecvență pe $\Delta f_M=2W/M$ din ecuația (14), obținem

$$S_{T}(n\Delta f_{M}) = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} (n\Delta t) e^{-i2\pi \frac{mn}{M}}$$

pentru n = 1-M/2, 2-M/2,...,-1, 0, 1, 2,..., M/2-1, M/2. (15)

Datorită periodicității funcției exponențiale (cu perioada $f_0 = 2W = M\Delta f_M$) spectrul $S_T(f)$, definit în (16) pentru domeniul de frecvență (-W,W], poate fi redefinit pentru domeniul de frecvență [0, 2W).

În acest caz, ecuația (15) poate fi scrisă

$$S_{T}(n\Delta f_{M}) = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} (m\Delta t) e^{-i2\pi \frac{mn}{M}}$$

pentru n = 0, 1, 2,..., M/2-1, M/2, M/2+1,....M-2, M-1 (16)

deoarece s-a considerat că

$$S_T((M+n)\Delta f_M) = S_T(n\Delta f_M)$$
 pentru n = 1-M/2, 2-M/2,...,-1. (17)

Considerând ca interval de eșantionare în domeniul frecvență pe $\Delta f_N = L\Delta f_M$, ecuația (16) poate fi scrisă succesiv

$$S_{T}(n\Delta f_{N}) = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} s(m\Delta t) e^{-i2\pi \frac{mnL}{M}} =$$

= $\frac{1}{M} \sum_{l=0}^{L-1} \sum_{m=0}^{N-1} s((lN+m)\Delta t) e^{-i2\pi \frac{(lN+m)n}{N}} = \frac{1}{M} \sum_{l=0}^{L-1} \sum_{m=0}^{N-1} s((lN+m)\Delta t) e^{-i2\pi \frac{mn}{N}}$
pentru n = 0, 1, 2,..., N/2-1, N/2, N/2+1,....N-2, N-1 (18)

deoarece $e^{-i2\pi \ln} = 1$ pentru l și n întregi.

Dacă notăm prin

$$S_{T}^{1}(n\Delta f_{N}) = \sum_{m=0}^{N-1} s((lN+m)\Delta t) e^{-i2\pi \frac{mn}{N}}$$

pentru n = 0, 1, 2,..., N/2-1, N/2, N/2+1,....N-2, N-1 (19)

transformata Fourier discretă a șirului

 $s(lN\Delta t), s((lN+1)\Delta t), s((lN+2)\Delta t), \dots, s((lN+N-1)\Delta t),$ (20)

care, în cazul când $N = 2^p$ poate fi eficient evaluată printr-un algoritm FFT, atunci (18) devine

$$S_{T}(n\Delta f_{N}) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{L-1} S_{T}^{l}(n\Delta f_{N})$$

pentru n = 0, 1,, N/2-1, N/2, N/2+1, ..., N-2, N-1. (21)

Prin urmare, cele N valori ale spectrului semnalului s(t) pot fi obținute în modul următor. Folosind o subrutină FFT cu lungimea $N = 2^{p}$ evaluăm transformatele Fourier a L șiruri de forma (20), care sunt apoi adunate termen cu termen. După aceea, fiecare termen al șirului-sumă este împărțit la numărul de eșantioane M.

Menționăm faptul că în exemplele date în continuare utilizăm acest algoritm pentru $M = 16\ 384\ cu\ N = 4\ 096\ si\ L = 4$, dar, în prelucrarea datelor microseismice, apar cazuri cu M mult mai mare decât N.

Având la dispoziție un set de date microseismice, care a fost înregistrat într-un punct din zona localității Căldărușani cu frecvența de eșantionare de 70 Hz, adică cu intervalul de eșantionare $\Delta t = 1/70 \approx 0,014$ s, vom căuta să ilustrăm prin exemple procedeele de evaluare spectrală a datelor microseismice prezentate mai sus. Astfel, în figura 5 sunt reprezentate cinci fragmente de semnal $\xi_T^{(k)}(t)$ înregistrate pe un interval [0,T), unde T ia următoarele valori: $127\Delta t = 1,81$ s; $511\Delta t = 7,3$ s; $1 023\Delta t = 14,61$ s; $2 047\Delta t = 29,24$ s și $4 095\Delta t = 58,5$ s.

În figura 6 este reprezentat spectrul de amplitudine $\left| X_{T}^{(k)}(\omega) \right|$ al unui fragment

de semnal înregistrat pe intervalul [0, T] cu T = 234 s, conținând N = 16 384 eșantioane. Frecvența Nyquist este 35 Hz și $\Delta f = 70/4\,096 = 0,017$ Hz, deoarece transformarea Fourier s-a realizat cu algoritmul prezentat mai sus ce utilizează o subrutină FFT de numai 4 096 eșantioane. Spectrul de frecvență este reprezentat pentru cinci scale de frecvență care corespund următoarelor benzi de frecvență: 0–2,18 Hz (a); 0-4,37 Hz (b); 0–8,75 Hz (c); 0–17,5 Hz (d) și 0–35 Hz (e).

În figura 7 se reprezintă spectrul de amplitudine $|X_{T,K}(\omega)|$, obținut prin însumarea a 44 spectre de putere (K = 44) ce corespund la 44 de fragmente de semnal, care au fost înregistrate pe intervale de durată T = 234 s și reprezentată fiecare prin N = 16 384 eșantioane. Frecvența Nyquist este de 35 Hz și $\Delta f = 70/4096 =$ 0,017 Hz, deoarece transformarea Fourier s-a realizat cu algoritmul ce utilizează o subrutină FFT de 4096 eșantioane. Spectrul de frecvență este reprezentat pentru cinci scale de frecvență, corespunzând următoarelor benzi de frecvență: 0–2,18 Hz (a); 0–4,37 Hz (b); 0–8,75 Hz (c); 0–17,5 Hz (d) și 0–35 Hz (e).



Fig. 5 – Fragmentele de semnal $\xi_{T}^{(k)}(t)$ sunt înregistrate cu intervalul de eşantionare $\Delta t = 1/70 \approx 0,014$ s pe intervalul [0,T], unde T ia următoarele valori: $127\Delta t = 1,81$ s; $511\Delta t = 7,3$ s; $1\ 023\Delta t = 14,61$ s; $2\ 047\Delta t = 29,24$ s și $4\ 095\Delta t = 58,5$ s.



Fig. 6 – Spectrul de amplitudine $|\overline{X_{T,K}(\omega)}|$ al unui fragment de semnal, care este înregistrat pe intervalul [0, T] cu T = 234 s, adică 16 384 eșantioane. Frecvența Nyquist este de 35 Hz și Δf = 70/4 096 = 0,017 Hz. Spectrul este reprezentat pentru cinci scale de frecvență care corespund următoarelor benzi de frecvență: 0–2,18 Hz (a); 0–4,37 Hz (b); 0–8,75 Hz (c); 0–17,5 Hz (d) și 0–35 Hz (e).



Fig. 7 – Spectrul de amplitudine $\overline{|X_{T,K}(\omega)|}$, obținut prin însumarea a 44 de spectre

de putere (K = 44) ce corespund la 44 de fragmente de semnal, care au fost înregistrate pe intervale de durată T = 234 s. Frecvența Nyquist este de 35 Hz și $\Delta f = 70/4\ 096 = 0,017$ Hz. Spectrul este reprezentat pentru cinci scale de frecvență care corespund următoarelor benzi de frecvență: 0–2,18 Hz (a); 0–4,37 Hz (b); 0–8,75 Hz (c); 0–17,5 Hz (d) și 0–35 Hz (e).

3. CONCLUZII

În prima parte a acestei lucrări s-a descris metoda de cercetare a subsolului cu ajutorul microseismelor (*Method of Microseismic Sounding* – MMS), în care se evaluează și se interpretează raportul spectrelor ce corespund unui punct de referință și punctului studiat și s-au considerat rezultatele a trei experimente realizate cu ajutorul acestei metode de către Gorbatikov *et al.* (2004a, b și c), în vederea descifrării unor structuri geologice și a unor obiecte geologice tipice din industria de petrol și gaze.

În partea a doua a lucrării s-a descris un procedeu de obținere a spectrului de amplitudine al unui semnal microseismic prin medierea spectrelor de putere ale unor înregistrări pe intervale de durată constantă. Înregistrările microseismice având durata relativ mare au prezentat un algoritm de realizare numerică a spectrelor acestor înregistrări prin utilizarea unei subrutine FFT cu lungimea mult mai mică decât durata înregistrărilor. Acest procedeu de evaluare a spectrului de amplitudine a fost aplicat unui semnal microseismic înregistrat într-un punct din apropierea localității Căldărușani.

> Primit în redacție: 27 octombrie 2005 Acceptat pentru publicare: 24 aprilie 2006

BIBLIOGRAFIE

- AKI, K. (1957), Space and time spectra of stochastic waves with special reference to microtremors. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **35**, 415–457.
- BARDAN, V., ZUGRĂVESCU, D., ASIMOPOLOS, L. (2006), Spectral evaluation of microseismic signals. Expanded Abstracts of 68th EAGE Conference – Vienna, A045.
- CAMACHO, A.G., MONTESINOS, F.G., VIEIRA, R., ARNOSO, J. (2001), Modelling of crustal anomalies of Lanzarote (Canary Islands) in light of gravity data. Geophys. J. Int., 147, 1–22.
- CHAVEZ-GARCIA, F.J., CUENCA, J., LERMO, J. (1995), Seismic microzonation in Mexico. The examples of Mexico City, Oaxaca and Puebla. Proc. 5th Int. Conf. Seism. Zonation, Nice, France, vol. 1, 699–706.
- FIELD, E.H., HOUGH, S.E., JAKOB, K.H. (1990), Using microtremors to assess potential earthquake site response – a case study in Flushing Meadows, New York City. Bull. Seism. Soc. Am., 80, 1 456–1 480.
- GORBATIKOV, A.V., BARABANOV, V.I. (1994), *Experience in use of microseisms to evaluate the state of the upper crust*. Phys. Solid Earth Eng. Transl., **29(7)**, 640–644.
- GORBATIKOV, A.V., KALININA, A.V., SIDOROV, V.A., POSTNOV, A.V., ODINSTOV, A.L. (2004a), *Microseismic sounding in the oil & gas complex objects control problems*. Expanded Abstracts of 66th EAGE Conference – Paris, p. 221.
- GORBATIKOV, A.V., KALININA, A.V., VOLKOV, V.A., ARNOSO, J., VIEIRA, R., VELEZ, E. (2004c), Results of analysis the data of microseismic survey at Lanzarote Island, Canary, Spain. Pure Appl. Geophys., 161, 1 561–1 578.
- GUTENBERG, B. (1927), Grundlagen der Erdbebenkunde. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- HORIKE, M. (1985), Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. J. Phys. Earth, 33, 59–96.
- JERRY, A.J. (1977), The Shannon sampling theorem its various extensions and applications. A tutorial review. Proc. IEEE, **65**, 1 565–1 596.
- KALININA, A.V., VOLKOV, V.A., GORBATIKOV, A.V., ARNOSO, J., VIEIRA, R., BENAVET, M. (2004), Tilt observations in the normal mode frequency band at the Geodynamic Observatory Cueva de los Verdes, Lanzarote. Pure Appl. Geophys., 161, 1 597–1 611.
- KANAI, K., TANAKA, T. (1954), Measurement of the microtremor. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 32, 199–209.
- KATZ, L.J., BELLON, R.S. (1978), Microtremor site analysis study at Beatty, Nevada. Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 757–765.
- LACOSS, R.T., KELLY, E.J., TOKSOZ, M.N. (1969), *Estimation of seismic noise structure using* arrays. Geophysics, **34** (1), 21–38.
- LERMO, J., CHAVEZ-GARCIA, F.J. (1994), Are microtremos useful in site response evaluation? Bull. Seism. Soc. Am., 84(5), 1 350–1 364.
- MATSUSHIMA, T., OKADA, H. (1990), Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, Butsuri-Tansa, 43, 1, 21–33.
- NAKAMURA, Y.A. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface. QR or RTRI, **30**(1), 25–33.
- OHTA, Y., KAGAMI, H., GOTO, N., KUDO, K. (1978), Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I. Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. Bull. Seism. Soc. Am., 68, 767–779.
- OMORI, F. (1908), On microtremors. Res. Imp. Earthquake Inv. Comm., 2, 1-6.
- OMOTE, S., NAKAJIMA, N. (1973), Some considerations for the relation between microtremors and underground structure. Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng., 11, 9–19.
- SAKAJIRI, F. (1982), *Experimental study on fundamental characteristic of long-period microtremors*. Bull. H.I., **2**, 112–154.

SATO, T., KAWASE, H., MATSUI, M., KATAOKI, S. (1991), Array measurements of high frequency microtremors for underground structure estimation. Proc. 4th Conf. Seismic Zonation, Stanford, California, Vol. II, 409–415.

SORENSEN, H.V., BURRUS, C.S. (1993), Efficient computation of the DFT with only a subset of input or output points. IEEE Trans. Acoustic, Speech and Signal Processing, SP-41, 1 184–1 200.
 SPETAPLIA (10(5)) Table 1. Second Structure Table 2. Second Stru

SPĂTARŪ, A. (1965), Teoria Transmisiunii Înformației. Editura Tehnică, București.

SOUNDING MICROSEISMIC METHOD AND ITS APPLICATION FOR DECIPHERING GEOLOGICAL OBJECTS

VIRGIL BARDAN, DOREL ZUGRĂVESCU, LAURENȚIU ASIMOPOLOS

(ABSTRACT)

Microseisms are Earth's surface weak background oscillations. Microseismic signals can be used successfully for getting information about peculiarities in structure and mechanical parameters of subsurface zones because they are always present at any point on the Earth surface and measurements both in methodical and expense aspect are much easier, as a rule, compared to other seismic methods. For this reason many geophysicists developed methods utilizing microseisms as a sounding signal. In the first part of this paper such methods are described and a number of experimental results are considered, which are published in the geophysical literature, to demonstrate the application of a method of microseismic sounding for a number of geological objects typical in oil and gas industry and other geological structures.

A method of microseismic sounding implies calculation and study of spectral relations between reference and studied site. It requires the computation of many discrete Fourier transforms (DFTs) for microseism fragments represented by a very large number of samples. For this reason, in the second part of this paper we describe a methodology to estimate a few frequency samples of the DFT with an algorithm that optimizes the fact that fewer frequency samples than time samples are needed. The methodology for the evaluation of microseismic spectra is illustrated by real data examples.

Cuvinte cheie: semnal microseismic, obiecte geologice, evaluare spectrală, transformata Fourier.