



Institutul Geologic al României

G E O L O G I C A L I N S T I T U T E
T E C H N I C A L A N D E C O N O M I C A L S T U D I E S

D SERIES

Geophysical Prospecting

No. 8

I N T E R P R E T A T I O N O F G R A V I T Y
A N D M A G N E T I C A N O M A L I E S
B Y M E A N S O F P E R I O D I C A L
F U N C T I O N S

B Y

RADU BOTEZATU

B U C A R E S T
1971



Institutul Geologic al României

**INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

SERIA D

Prospecțiuni geofizice

Nr. 8

**INTERPRETAREA ANOMALIILOR
GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE
CU AJUTORUL FUNCȚIILOR
PERIODICE**

DE

RADU BOTEZATU



BUCUREŞTI
1971



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINS

	Pag.
Introducere	8
Bazele fizico-matematice	11
Funcții periodice	11
Funcții aproape-periodice	11
Serii Fourier	16
Integrala Fourier	19
Funcții aleatoare	24
Problema semnalelor în prezență zgomotului. Metoda filtrării	27
Forma trigonometrică a expresiei gravitației și a componentei verticale a cîmpului magnetic pentru unele distribuții simple de masă	31
Cîmpul gravitației	32
Componenta verticală a cîmpului magnetic	37
Aplicații	40
Rezumat	46
Partea întâi. Separarea cîmpurilor gravimetrice și magnetice	47
Stadiul actual al problemei	47
Scurtă prezentare a principiilor care stau la baza procedeelor de separare a anomaliei gravimetrice și magnetice	48
Procedee de separare și prelucrare pe baza analizei Fourier	49
Procedee de separare și prelucrare pe baza matematicii statistice și a metodei filtrării	53
Procedeul propus	53
Punerea problemei	57
Fundamentarea fizico-matematică	59
Exemple teoretice	69
Discuție	105
Studiul anomaliei magnetice locale de la Bătrinești–Gurbănești (Moldova de nord)	105
Situația fizico-geologică	105
Caracteristicile anomaliei magnetice	107
Analiza anomaliei	108
Studiul anomaliei gravimetrice locale de la Slătioarele–Pitești	120
Situația fizico-geologică	120
Caracteristicile anomaliei	122
Studiul preliminar al anomaliei	122
Analiza anomaliei	126



	<u>Pag.</u>
Studiul anomaliei gravimetrice regionale din zona Capidava–Canara	137
Situată fizico-geologică	137
Caracteristicile anomaliei	133
Analiza anomaliei	138
Studiul anomaliei gravimetrice regionale din zona Craiova–Dîbuleni	145
Situată fizico-geologică	145
Caracteristicile anomaliei	146
Analiza anomaliei	148
Studiul anomaliei gravimetrice regionale pe un profil general în R.S. România	161
Caracteristici fizico-geologice și gravimetrice	161
Analiza anomaliei	163
Aprecieri asupra funcționării procedeului propus	170
Partea a doua. Procedee imediate de interpretare directă a anomalilor gravimetrice și magnetice	177
Stadiul actual al problemei	177
Generalități	177
Procedee imediate de interpretare directă pe profile	180
Procedee imediate de interpretare directă în suprafață	189
Discuție	191
Procedeul propus	192
Punerea problemei	192
Fundamentarea fizico-matematică	193
Elemente ajutătoare în aplicarea procedeului propus	196
Exemplu teoretic	209
Studiul anomaliei gravimetrică și magnetică de la Găvojdia	211
Situată fizico-geologică	211
Analiza anomaliei	213
Studiul anomaliei gravimetrice din zona Capidava-Canara	218
Analiza anomaliei	218
Studiul anomaliei magnetice de la NW Ditrău	222
Situată fizico-geologică	222
Analiza anomaliei	222
Studiul anomaliei magnetice de la Bătrinești–Gurbănești (Moldova de nord)	224
Analiza anomaliei	224
Studiul anomaliei gravimetrice din zona de SE a Munților Metaliferi	228
Situată fizico-geologică	228
Caracteristicile anomaliei gravimetrice	232
Analiza anomaliei gravimetrice	233
Aprecieri asupra funcționării procedeului propus	237
Concluzii	241
Bibliografie	246
Text prescurtat	256



INTERPRETAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE
SI MAGNETICE CU AJUTORUL FUNCTIILOR PERIODICE¹
DE
RADU BOTEZATU²

Résumé

Interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques à l'aide des fonctions périodiques. L'étude des possibilités d'utiliser les fonctions périodiques à l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques a mis en évidence l'avantage présenté par cette classe de fonctions pour atteindre pareil but.

Dans le présent ouvrage on propose deux procédés nouveaux pour l'analyse des anomalies gravimétriques et magnétiques, en vue d'établir certains éléments physico-géologiques essentiels des sources anomalies capables de nous conduire à formuler des hypothèses plausibles d'interprétation géologique et finalement à formuler l'interprétation géologique la plus correcte des anomalies.

Le premier procédé proposé se rapporte à la séparation des sources anomalies. Il consiste en une analyse complexe des anomalies soumises à l'étude, utilisant le filtrage numérique associé à la description des anomalies en supposant que celles-ci peuvent être considérées comme ayant la structure d'une fonction complexe non-harmonique; par la décomposition de la fonction en composantes harmoniques et par l'examen du spectre d'énergie dans l'hypothèse que l'anomalie admet une description à l'aide de la fonction complexe harmonique; enfin, à partir de la fonction d'autocorrélation et du spectre de puissance, dans l'hypothèse que l'anomalie pourrait être considérée comme fonction aléatoire stationnaire.

Le second procédé que l'on propose c'est un procédé d'interprétation directe, immédiate, des anomalies gravimétriques et magnétiques appliqué le long du profil; il s'agit d'une comparaison entre l'anomalie mesurée et l'anomalie théorique produite par une distribution géométrique de masse, choisie comme la plus rapprochée, quant à la forme, de la structure géologique inconnue que produit l'anomalie à étudier.

Les deux procédés ont été d'abord vérifiés à partir d'un cas théoriques et ensuite à partir de quelques cas d'anomalies mesurées en Roumanie. Les anomalies mesurées ont été choisies de manière à être générées par des structures géologiques extrêmement différentes de tous les points de vue (forme, profondeur, complexité de la constitution pétrographique

¹ Teză de doctorat susținută în 13 mai 1970 la Institutul de Petrol, Gaze și Geologie, București.

² M.M.P.G.-Departamentul Geologiei, Str. Mendeleev nr. 36-38, București.



etc.) enfouies et dissimulées par une couverture discordante et assez bien connues au point de vue géologique surtout par forages. Les résultats de la vérification des procédés ont confirmé leur bon fonctionnement et peuvent être considérés satisfaisants tenant compte des possibilités principales des méthodes gravimétrique et magnétique.

Pour conclure, nos recherches visant l'utilisation des fonctions périodiques pour l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques ont démontré les larges possibilités que cette classe de fonction spéciales offre, nous portant à élaborer deux nouveaux procédés d'interprétation quantitative qui complètent ceux existants. En même temps la mise à l'épreuve des procédés proposés, rigoureusement justifiés au point de vue théorique, a démontré que ceux-ci conduisent à des informations quantitatives importantes, partiellement d'une nature tout à fait nouvelle concernant les structures géologiques génératrices d'anomalies gravimétriques et magnétiques et permettent l'élaboration, dans des conditions scientifiquement justifiées, de certaines hypothèses d'interprétation géologique à partir desquelles on puisse identifier la signification physico-géologique de ce genre d'anomalies géophysiques.

INTRODUCERE

În țara noastră, cercetările gravimetrice și în special cele magnetice au fost inițiate către sfîrșitul secolului al XIX-lea. Astfel de cercetări sunt legate de numele lui D. Negreanu și M. Murășanu și, mai târziu, de aceleia ale lui St. Hepites și I. Murat și au adus primele contribuții la cunoașterea indirectă a subsolului patriei noastre pe baza distribuției unor cimpuri fizice măsurate la suprafață.

Dezvoltarea unor cercetări geofizice sistematice, cu caracter de prospecțiune, este însă legată de înființarea și organizarea în anul 1924 a Secției de geofizică din cadrul Institutului geologic al României. În climatul propriu de preocupări geologice al acestui Institut s-a creat școala geofizică românească, a cărei trăsătură caracteristică a fost și este o activitate geofizică direct legată de obiective geologice. Astfel, mai mult decât în alte țări, activitatea geofizică din țara noastră reprezintă o latură organică a activității geologice.

Activitatea primilor geofizicieni români — T. P. Ghîțulescu, I. Gavăt, M. Socolescu, Sabba Ștefănescu, T. Bărbat etc. — atât în gravimetrie cu balanță de torsiune cât și în geomagnetism cu magnetometre verticale, a fost de la început îndreptată în direcția aplicării practice a acestor metode în probleme geologice, cu scopul de a studia condițiile de aplicabilitate în circumstanțele concret specifice ale structurilor geologice din țara noastră și de a valorifica pe plan geologic anomaliiile mărimilor fizice astfel determinate.



Una dintre preocupările de bază care a apărut încă de la început în activitatea geofizică românească a fost stabilirea unor principii și criterii de interpretare geologică cît mai corectă a anomalilor gravimetrice și magnetice. Dacă o privim retrospectiv prin prisma anilor care au trecut din 1924 și pînă în prezent, constatăm că această preocupare constituie coloana vertebrală care a susținut și a orientat întreaga activitate geofizică românească; în acest sens, nu este întîmplător faptul că unul dintre primele cursuri de interpretare geologică a datelor geofizice predat într-un institut de învățămînt superior este cursul profesorului Gavăt inițiat în anul 1949 la Institutul de mine din București.

După anul 1948, în condițiile nou create în țara noastră, cercetările geofizice au cunoscut un avînt deosebit, concretizat prin dotarea cu aparatură modernă, încadrarea cu personal pregătit special și creșterea numărului de unități de cercetare. și în această perioadă, școala geofizică românească și-a pus amprenta specifică în întreaga activitate care s-a depus. Din necesități impuse de dezvoltarea economiei naționale și, corelat cu aceasta, a bazei de materii prime minerale, geofizicienii români au atacat probleme din ce în ce mai diverse, la grade variate de detaliere, pentru a împinge înainte cunoașterea geologică a subsolului patriei noastre.

Astfel, gravimetria, metodă specifică de studiu a terenurilor sedimentare și în special a structurilor cu sare, a fost experimentată și apoi aplicată pe scară largă și la cercetarea terenurilor cristaline și eruptive; în special cartarea structurilor vulcanice și subvulcanice din Munții Apuseni, Oaș-Gutîi și Harghita reprezintă una din contribuțiile cele mai valoroase ale cercetării gravimetrice și, în același timp, una din puținele posibilități de informare geofizică privind astfel de structuri. Rezultate deosebit de interesante a obținut gravimetria și la descifrarea structurii Miocenului în zona de acoperire de către pînzele flișului cretacic-paleogen din Carpații Orientali, acolo unde fie relieful terenului, fie complicațiile structurii geologice limitau posibilitățile cercetării seismometrice.

De asemenea, magnetometria, metodă specifică de studiu a structurilor constituite din roci ferifere și a fundamentului cristalin din unitățile geologice cu cuverturi sedimentare groase, a fost experimentată și apoi aplicată și la cercetarea unor structuri locale din cuvertura sedimentară ca masive de sare, orizonturi tufitice etc.

O altă contribuție importantă a școlii geofizice românești o reprezintă dezvoltarea în variate probleme a tehniciilor de prospecțiune de detaliu și de microprospecțiune, atât gravimetrică cît și magnetică, ceea ce a permis conturarea unor structuri geologice fie de dimensiuni mici, fie situate la adîncimi mici, care pot prezenta interes economic.



Prin aceste preocupări specifice, școala geofizică românească a adus contribuții importante atât pe plan teoretic cât și pe plan geologic aplicativ, privind condițiile de aplicare a cercetării gravimetrice și magnetice, lărgirea continuă a domeniilor de aplicare ale acestor cercetări în condițiile concrete ale structurii geologice din țara noastră, precum și în problemele interpretării geologice a anomalilor gravimetrice și magnetice. Dar cea mai importantă contribuție, așa cum de altfel am precizat de la început, este și rămîne faptul că școala geofizică românească a reușit să creeze și să dezvolte specialiști cu o optică particulară și anume aceea de a privi lucrurile nu numai prin prisma geofizicianului preocupat de geologie, ci și prin aceea a geologului avizat la geofizică.

Prin însăși natura cîmpurilor fizice studiate, cercetarea gravimetrică și magnetică conduce la informații indirecte asupra structurii geologice ascunse producătoare de anomalii. Din această cauză, la transpunerea acestor anomalii în termeni geologici, sub formă de structuri sau acumulări de substanțe minerale utile, este necesară o ipoteză geologică. Problema interpretării geologice a anomalilor gravimetrice și magnetice rămîne în fond problema elaborării unei ipoteze care să fie cît mai apropiată de realitatea geologică, întotdeauna complexă și adeseori foarte complicată. Atîta vreme cît ipoteza rămîne departe de realitatea geologică, soluția interpretării va fi falsă sau neconcludentă și, dintr-un punct de vedere, aceasta este o situație mai avantajoasă pentru că poate fi relativ ușor scoasă din discuție; problema cea mai grea se pune atunci cînd ipoteza formulată se apropie destul de mult de realitatea geologică fără însă ea s-o îmbrace în mod satisfăcător, în care caz soluția interpretării poate fi îngăduitoare în sensul că explică în linii mari structura geologică ascunsă care a produs anomalia de interpretat, dar scapă unele elemente, adeseori importante sau le explică într-o manieră alterată. În această formă, cunoașterea parțială a structurii ascunse nu întotdeauna ne poate satisface.

Lucrarea de față reprezintă un studiu teoretic, cu aplicații și verificări practice în probleme geologice din țara noastră, care caută să îmbunătățească condițiile de elaborare a unor astfel de ipoteze și, prin aceasta, posibilitățile actuale de interpretare geologică a anomalilor gravimetrice și magnetice; dintr-un anumit punct de vedere, ea a fost generată de nivelul gîndirii în problemele de interpretare geologică la care s-a ajuns în momentul de față în țara noastră și, prin aceasta, poate fi considerată ca o nouă contribuție a școlii geofizice românești.



BAZELE FIZICO-MATEMATICE

În ultimii 15 ani, atât metoda analizei Fourier cât și unele procedee de statistică matematică, cunoscute ca fiind cu largi și multiple aplicații în special în seismometrie, au început să fie folosite din ce în ce mai mult la prelucrarea și interpretarea anomalilor gravimetrice și magnetice. În cele ce urmează sunt trecute în revistă, sumar, principalele elemente matematice și fizice care au fost folosite în elaborarea procedeelor prezentate în această lucrare.

FUNCȚII PERIODICE

Funcții aproape-periodice

Cea mai generală clasă de funcții cu care se pot aproxima fenomenele periodice și tranzitorii o constituie aceea a funcțiilor aproape-periodice. Această clasă de funcții conține o serie de subclase, din care mai importante pentru aplicații în problemele de gravimetrie și magnetism sunt cele de mai jos.

Funcții numerice aproape-periodice. Se înțelege prin polinom trigonometric complex o funcție de forma

$$F(x) = \sum_{k=1}^n c_k \cdot e^{i\lambda_k x} \quad (1)$$

în care c_k sunt numere complexe, caracterizate prin expresia

$$c_k = a_k + i \cdot b_k \quad (2)$$

i ar λ_k sănt numere reale.

Folosind identitatea lui Euler care leagă funcțiile trigonometrice de funcția exponentială și care are forma

$$e^{i\lambda_k x} = \cos \lambda_k x + i \cdot \sin \lambda_k x, \quad (3)$$



înlocuind expresiile (2) și (3) în relația (1) și efectuând calculele, obținem final

$$F(x) = \sum_{k=1}^n [(a_k \cdot \cos \lambda_k x - b_k \cdot \sin \lambda_k x) + i \cdot (b_k \cdot \cos \lambda_k x + a_k \cdot \sin \lambda_k x)] \quad (4)$$

Rezultatul obținut prin relația (4) se poate exprima într-o altă formă și anume

$$\operatorname{Re}\{F(x)\} = \sum_{k=1}^n (a_k \cdot \cos \lambda_k x - b_k \cdot \sin \lambda_k x) \quad (5)$$

$$\operatorname{Im}\{F(x)\} = \sum_{k=1}^n (b_k \cdot \cos \lambda_k x + a_k \cdot \sin \lambda_k x)$$

din care apare ca o consecință foarte importantă concluzia că părțile reală și imaginară ale unui polinom trigonometic complex sunt polinoame trigonometrice reale.

O funcție $F(x)$, definită pentru $-\infty < x < +\infty$ și luând valori complexe, se numește aproape-periodică dacă pentru orice $\varepsilon > 0$ există un polinom trigonometric $F_\varepsilon(x)$ așa încât

$$|F(x) - F_\varepsilon(x)| < \varepsilon \quad (6)$$

Cu alte cuvinte, funcțiile numerice aproape-periodice sunt acele funcții, definite pe întreaga axă reală, care pot fi aproximate în mod uniform prin polinoame trigonometrice. Din această definiție rezultă că orice polinom trigonometric este o funcție aproape-periodică.

Funcțiile numerice aproape-periodice se bucură de o sumă de proprietăți, dintre care amintim mai jos pe cele mai importante pentru aplicațiile în gravimetrie și magnetism :

orice funcție aproape-periodică este uniform continuă și mărginită pe axa reală ;

dacă $F(x)$ este o funcție aproape-periodică, c un număr complex și a un număr real, atunci funcțiile $c \cdot F(x)$, $F(x + a)$ și $F(ax)$ sunt funcții aproape-periodice ;

suma și produsul a două funcții aproape-periodice sunt de asemenea funcții aproape-periodice ;

limita unui sir convergent de funcții aproape-periodice este o funcție aproape-periodică ;

dacă $F(x)$ este o funcție aproape-periodică, iar $F'(x)$ este uniform continuă pe axa reală, atunci $F'(x)$ este o funcție aproape-periodică.



Funcțiile numerice aproape-periodice au asociate lor serii Fourier, pe baza cărora pot fi aproximăte conform relației

$$F(x) \sim \sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot e^{i\lambda_k x} \quad (7)$$

O legătură importantă între funcția aproape-periodică $F(x)$ și seria Fourier asociată acesteia $\sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot e^{i\lambda_k x}$ este exprimată de egalitatea lui Parseval

$$\sum_{k=1}^{\infty} |A_k|^2 = M \{ |F(x)|^2 \} \quad (8)$$

în care $M\{|F(x)|^2\}$ reprezintă media pătratului valorilor absolute ale funcției aproape-periodice $F(x)$.

Funcții analitice aproape-periodice. O altă subclasă importantă de funcții aproape-periodice o reprezintă funcțiile analitice aproape-periodice. Acestea sunt funcții care depind de un parametru real, păstrându-și caracterul de funcții analitice nu în întreg planul complex (unde se reduc la constante), ci numai într-o bandă $[a, b]$.

Funcția $F(z)$, continuă în banda $[a, b]$, se numește aproape-periodică în această bandă, dacă oricărui $\varepsilon > 0$ îi corespunde un număr $l(\varepsilon) > 0$ cu proprietatea că orice interval l de pe axa imaginarelor cuprinde cel puțin un punct $i\eta$ pentru care

$$|F(z + i\eta) - F(z)| < \varepsilon \quad (9)$$

oricare ar fi $z = x + i \cdot y$ în banda considerată.

Cu alte cuvinte, funcția $\Phi(x, y) = F(x + i \cdot y)$ este aproape-periodică de y , uniformă în raport cu x , cu condiția $a \leq x \leq b$.

Funcțiile analitice aproape-periodice se bucură de asemenea de o serie de proprietăți importante, dintre care cităm îndeosebi următoarele :

funcțiile analitice aproape-periodice într-o bandă $[a, b]$ sunt uniform continue și mărginite în această bandă ;

suma și produsul a două funcții analitice aproape-periodice într-o bandă $[a, b]$ sunt de asemenea funcții analitice aproape-periodice în aceeași bandă ;

orice polinom exponential de forma

$$P_n(z) = \sum_{k=1}^n a_k \cdot e^{\lambda_k z} \quad (10)$$



în care λ_k sunt numere reale, reprezintă o funcție analitică aproape-periodică în orice bandă $[a, b]$;

dacă λ_k sunt numere reale, iar seria

$$\sum_{k=1}^{\infty} a_k \cdot e^{\lambda_k z} \quad (11)$$

este uniform convergentă în banda $[a, b]$, atunci suma sa este o funcție analitică aproape-periodică în această bandă;

dacă funcția analitică $F(z)$ este aproape-periodică în orice bandă $[a_1, b_1] \subset (a, b)$, atunci deriveatele sale sunt funcții analitice aproape-periodice în orice bandă $[a_1, b_1] \subset (a, b)$.

Așa după cum funcțiile numerice aproape-periodice de variabilă reală li se pot asocia serii Fourier, care determină în mod complet funcția aproape-periodică, tot așa funcțiile analitice aproape-periodice într-o bandă au asociate serii Dirichlet de forma

$$\sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot e^{\lambda_k z} \quad (12)$$

Așa dar, funcțiile analitice aproape-periodice într-o bandă pot fi aproximăte conform relației

$$F(z) \sim \sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot e^{\lambda_k z} \quad (13)$$

Este clar că pentru orice valoare dată a lui x , seria Dirichlet se va reduce la o serie Fourier.

Aplicind egalitatea lui Parseval funcției $F(z) = F(x + i \cdot y)$, privită ca funcție aproape-periodică de y , obținem

$$\sum_{k=1}^{\infty} |A_k|^2 \cdot e^{2\lambda_k x} = M_y \{ |F(x + i \cdot y)|^2 \} \quad (14)$$

care exprimă o legătură importantă între funcția analitică aproape-periodică și seria Dirichlet asociată acesteia.

Caracterul de aproape-periodicitate al funcțiilor poliarmonice. Având în vedere că atât potențialul gravitației cât și cel geomagnetic sunt funcții poliarmonice, este important de subliniat caracterul de aproape-periodicitate al acestui gen de funcții.

Cercetările au arătat că funcțiile armonice, și, în cazul general funcțiile poliarmonice de două variabile, sunt funcții analitice aproape-pe-



riodice în raport cu una din variabile, uniforme față de celalaltă, această proprietate fiind definită într-o bandă $[a, b]$ sau chiar într-un semiplan.

Se știe că funcția $U(x, y)$ se numește armonică într-un domeniu oarecare, dacă ea satisfacă în întreg acest domeniu ecuația lui Laplace

$$\Delta U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = 0 \quad (15)$$

În mod similar, funcția $U(x, y)$ se numește poliarmonică de ordinul n într-un domeniu oarecare, dacă ea satisfacă peste tot în acest domeniu ecuația

$$\Delta^n U = 0 \quad (16)$$

definind iteratele operatorului lui Laplace după cum urmează :

$$\Delta^n U = \Delta(\Delta^{n-1} U) \text{ și } \Delta^1 U = \Delta U.$$

Pentru funcțiile armonice și poliarmonice aproape-periodice s-a dezvoltat o teorie asemănătoare teoriei funcțiilor analitice aproape-periodice. Un lucru deosebit de important îl reprezintă faptul că acestor funcții li se pot asocia serii Fourier, obținute luând părțile reale ale termenilor serilor Dirichlet corespunzătoare unor anumite funcții analitice.

Funcțiile armonice și poliarmonice aproape-periodice au de asemenea o serie de proprietăți importante și anume :

sunt mărginite și uniform continue în banda pentru care sunt aproape-periodice ;

suma a două astfel de funcții într-o bandă reprezintă tot o funcție armonică sau poliarmonică aproape-periodică în banda respectivă ;

dacă $U(x, y)$ este o funcție armonică în banda (a, b) , aproape-periodică în orice bandă $[a_1, b_1] \subset (a, b)$, atunci derivatele sale sunt funcții aproape-periodice în orice bandă $[a_1, b_1] \subset (a, b)$.

Din cele specificate mai sus cu privire la funcțiile armonice și poliarmonice rezultă un lucru foarte important și anume că acest gen de funcții pot fi exprimate ca funcții trigonometricé ; aceeași afirmație se poate face și în ceea ce privește derivatele parțiale de ordinul unu, ca și cele de ordin superior ale acestor funcții.

În sfîrșit, trebuie să avem în vedere o teoremă importantă și anume teorema de structură formulată de către N i c o l e s c u (1953) și care este următoarea : Dacă $U(x, y)$ este o funcție poliarmonică de ordinul n



în domeniul simplu conex D , atunci se pot determina n funcții armonice în D și anume $U_1(x, y), U_2(x, y), \dots, U_n(x, y)$, astfel încât

$$U(x, y) = U_1(x, y) + x \cdot U_2(x, y) + \dots + x^{n-1} \cdot U_n(x, y) \quad (17)$$

oricare ar fi $(x, y) \in D$.

Serii Fourier

Seria Fourier de variabilă reală. Seriile Fourier oferă mijlocul prin care se poate rezolva un număr mare de probleme și îndeosebi cele privind oscilațiile, atunci cînd funcția respectivă este cunoscută fie grafic, fie analitic. Importanța seriilor Fourier constă în faptul că, cu ajutorul lor, condițiile la limită, chiar cînd sunt foarte complicate, se pot exprima de obicei în forme asemănătoare cu cele din cazul ecuațiilor diferențiale ale lui Laplace și Poisson.

Notînd cîmpul gravitației g sau o mărime geomagnetică oarecare M (cîmpul total, componenta orizontală sau verticală a aceluia etc.) de-a lungul unui profil prin $F(x)$, cu caracterul de funcție aproape-periodică, aşa cum s-a arătat mai înainte, seria Fourier asociată acesteia cu care poate fi aproximată se poate scrie în forma explicită, conform relației (7)

$$F(x) = \frac{a_0}{2} + (a_1 \cdot \cos x + b_1 \cdot \sin x) + (a_2 \cdot \cos 2x + b_2 \cdot \sin 2x) + \dots \\ \dots + (a_k \cdot \cos kx + b_k \cdot \sin kx) + \dots \quad (18)$$

Condițiile ca funcția $F(x)$ să fie reprezentabilă prin seria Fourier exprimată de relația (18) într-un interval dat sunt ca aceasta să fie mărginită și să aibă puncte de discontinuitate, precum și maxime sau minime, într-un număr limitat în intervalul respectiv; este evident că aceste condiții sunt îndeplinite de cîmpurile potențiale notate prin g sau M .

Este cazul de precizat că limitările în ceea ce privește forma unei funcții de o singură variabilă independentă, care se poate reprezenta printr-o serie Fourier, sunt surprinzător de puține. De fapt, atîta vreme cît o funcție este reală, finită, univocă în raport cu variabila independentă și cîtă vreme posedă un număr finit de discontinuități finite, se poate găsi o serie care să o reprezinte.

Avînd în vedere că exprimarea unei funcții printr-o serie Fourier reprezintă de fapt o dezvoltare armonică și că argumentul din ecuația (18) are semnificația de unghi deoarece seria este trigonometrică, putem face o schimbare de variabilă independentă, obținînd

$$F(x) = f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \quad (19)$$



cu $0 < x < \lambda$ și în care λ reprezintă lungimea de undă a oscilației armonice simple (fundamentală).

Cu schimbarea de variabilă independentă precizată mai sus, seria Fourier ia forma

$$f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} \left[a_k \cdot \cos k\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) + b_k \cdot \sin k\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \right] \quad (20)$$

în care

$$a_0 = \frac{2}{\lambda} \int_0^\lambda f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) dx \quad (21)$$

$$a_k = \frac{2}{\lambda} \int_0^\lambda f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cdot \cos k\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) dx \quad (22)$$

$$b_k = \frac{2}{\lambda} \int_0^\lambda f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cdot \sin k\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) dx \quad (23)$$

În transcrierea ecuațiilor de mai sus am preferat forma explicită a acestora, pentru a pune mai bine în evidență elementele care intră în interdependentă. Coeficientul schimbării de variabilă independentă operată prin relația (19) se poate nota

$$\frac{2\pi}{\lambda} = \Omega, \quad (24)$$

Ω având semnificația de frecvență unghiulară. În acest sistem de notății relația (20) devine

$$f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cdot \cos k\Omega x + b_k \cdot \sin k\Omega x) \quad (25)$$

Forma complexă a seriei Fourier. Înținind cont de relațiile (25) și (3), putem transcrie identitatea lui Euler sub formă

$$e^{ik\Omega x} = \cos k\Omega x + i \cdot \sin k\Omega x \quad (26)$$

Efectuând calculele necesare, obținem final

$$f(x) = \sum_{-\infty}^{\infty} c_k \cdot e^{ik\Omega x} \quad (27)$$

relație care exprimă tocmai forma complexă a seriei Fourier. Expresia (27) este mai simplă decât (20) sau (25) corespunzătoare seriei de variabilă reală, având avantajul că face să intre termenul constant în formulă generală.

Valoarea coeficienților c_k , care poartă numele de coeficienți complecsi ai seriei Fourier, este dată de relația

$$c_k = \frac{2}{\lambda} \int_0^\lambda f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cdot e^{-ik\Omega x} dx \quad (28)$$

Trebuie observat că pentru o funcție $f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)$ reală, coeficienții c_k și c_{-k} reprezintă numere complexe, conjugate.

Serii Fourier multiple. Seriile Fourier pot servi și pentru reprezentarea funcțiilor de două sau mai multe variabile independente. Să considerăm o funcție $f(x, y)$, periodică, cu perioadă $2l$ în raport cu x și cu perioada $2m$ în raport cu y . Seria Fourier generalizată pentru cazul a două variabile are forma

$$f(x, y) = \sum_{\sigma, \tau=-\infty}^{\infty} c_{\sigma, \tau} \cdot e^{i\pi\left(\frac{\sigma x}{l} + \frac{\tau y}{m}\right)} \quad (29)$$

cu coeficienții $c_{\sigma, \tau}$ dați de relația

$$c_{\sigma, \tau} = \frac{1}{4lm} \int_{-l}^l \int_{-m}^m f(\xi, \eta) \cdot e^{-i\pi\left(\frac{\sigma \xi}{l} + \frac{\tau \eta}{m}\right)} d\xi d\eta \quad (30)$$

Extinderea la cazul unei funcții de trei variabile independente se poate face fără dificultăți.

Reprezentarea grafică a seriilor Fourier. Spectre discrete de frecvență. Dacă înlocuim în relația (25)

$$a_k = S_k \cdot \sin \varphi_k, b_k = S_k \cdot \cos \varphi_k, \quad (31)$$

dezvoltarea funcției $f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)$ ia forma următoare

$$f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} S_k \cdot \cos(k\Omega x - \varphi_k) \quad (32)$$

În modul acesta, funcția $f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)$ este dezvoltată într-o sumă de componente armonice, pentru care S_k și φ_k reprezintă respectiv amplitudinea și unghiul de fază, frecvențele unghiulare fiind $k\Omega$. Termenii separați ai sumei poartă numele de armonice. Oscilația cu frecvența $\Omega = \frac{2\pi}{\lambda}$ poartă numele de „fundamentală” sau prima armonică, cea cu



frecvența 2Ω poartă numele de armonica a doua și.a.m.d. Componenta continuă $\frac{a_0}{2}$ reprezintă valoarea medie a funcției $f\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)$.

Modulul S_k și faza φ_k a unui termen de rang oarecare n pot fi reprezentate vectorial. Dacă așezăm vectorii, corespunzînd fiecărei componente armonice, de-a lungul unei axe, obținem o reprezentare în trei dimensiuni a dezvoltării funcției respective în serie Fourier. Deoarece cu o astfel de reprezentare este mai complicat de lucrat, se preferă însă o reprezentare mai simplă, liniară, în plan.

Mulțimea mărимilor S_k poartă numele de „spectrul amplitudinilor”, iar cea a mărимilor φ_k de „spectrul fazelor”. Reprezentarea grafică a acestor două spectre se face în mod obișnuit în plan, în sistemul de coordinate S_k , $k\Omega$, respectiv φ_k , $k\Omega$. În modul acesta, cele două spectre apar ca o sută de segmente cu lungimi corespunzătoare lui S_k , respectiv φ_k , perpendiculare pe axa $k\Omega$ și egal distanțe la intervalul Ω corespunzător frecvenței fundamentalei. Din cauza acestui aspect, spectrele liniare, discrete, care se obțin prin analiza armonică în serie Fourier mai poartă numele și de „spectre riglate”.

O formă asemănătoare de reprezentare se folosește și pentru spectrele formei complexe a seriei Fourier, ca și pentru acelea ale seriilor Fourier multiple.

O mărime importantă folosită în analiza armonică pe baza seriilor Fourier o reprezintă „factorul de puritate”. Aceasta poate servi ca o măsură a purității oscilațiilor periodice, dacă dorim să evaluăm conținutul în ele al armonicelor de ordin superior în raport cu prima armonică. Această mărime se obține din relația

$$f_p = \frac{\sqrt{S_2^2 + S_3^2 + \dots}}{S_1} \quad (33)$$

Integrala Fourier

Integrala Fourier cu termeni reali. În analiza matematică se arată că cu ajutorul integralei Fourier se poate reprezenta o funcție $F(x)$ care satisface condiția Dirichlet în fiecare interval finit al argumentului și, mai mult decât atât, este absolut integrabilă în intervalul $-\infty, \infty$, adică în aşa fel încât să existe o valoare finită a integralei

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} |F(x)| dx \quad (34)$$



Convenind ca mărimea λ din seria exprimată de relația (20) să fie lăsată ulterior să tindă către infinit și recunoscind că în acest caz λ nu mai reprezintă o lungime de undă, o vom înlocui cu l . Înlocuind valorile coeficienților dați de relațiile (21), (22) și (23) în relația (20) după schimbarea lui λ prin l , înlocuind pe x prin ξ pentru a nu se produce vreo confuzie deoarece integralele definite sunt funcție de limitele lor, grupând convenabil termenii și făcând pe l să tindă la infinit (în acest caz se consideră $k \frac{2\pi}{l}$ ca fiind o nouă variabilă ce se notează cu ω), se obține final

$$\left[f(x) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^{\infty} f(\xi) \cdot \cos \omega (\xi - x) d\xi \right]_{-\infty < x < \infty} \quad (35)$$

Membrul al doilea al ecuației (35) este cunoscut sub numele de integrală Fourier.

În continuare, vom face următoarea observație care prezintă o deosebită importanță. Când am introdus variabila ω , am considerat

$$\frac{1}{l} = \frac{\omega}{2\pi k} \quad (36)$$

și este evident că atunci cînd l tinde către infinit, ω va tinde către zero ; de asemenea, ω depinzînd de k , iar k variind de la 1 la ∞ , este din nou evident că ω va varia de la 0 la ∞ . Înînd cont de observațiile de mai sus și de caracterul de oscilație al fenomenului pe care îl studiem, rezultă că variabila ω capătă semnificație de frecvență.

Putem transcrie deci ecuația (35) în modul de mai jos

$$f(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^{\infty} f(\xi) \cdot \cos \omega (\xi - x) d\xi \quad (37)$$

care reprezintă o altă formă de exprimare a integralei Fourier.

Dacă se dezvoltă $\cos \omega (\xi - x)$ în ecuația (37) și se scot termenii în ξ de sub semnul integral, se poate scrie

$$f(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \left[\cos \omega \xi \cdot \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \cos \omega x dx + \sin \omega \xi \cdot \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \sin \omega x dx \right] d\omega \quad (38)$$

ceea ce arată că funcția $f(x)$ poate fi considerată ca sumă a unui număr infinit de oscilații sinusoidale cu amplitudinea

$$S(\omega) = \sqrt{\left[\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \cos \omega x dx \right]^2 + \left[\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \sin \omega x dx \right]^2} \quad (39)$$



90704

și cu faza

$$\varphi(\omega) = \arctg \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \sin \omega x dx}{\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot \cos \omega x dx} \quad (40)$$

Atunci ecuația (37) se poate scrie

$$f(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega) \cdot \cos [\omega \xi - \varphi(\omega)] d\omega \quad (41)$$

Forma complexă a integralei Fourier. Plecind de la relațiile (27) și (28) care exprimă forma complexă a seriei Fourier și valoarea coeficientului complex al acesteia și folosind relațiile (24) și (36), precum și notația

$$c_x = \Omega \cdot g(\omega) \quad (42)$$

putem scrie

$$f(x) = \sum_{\omega=-\infty}^{\infty} g(\omega) \cdot e^{i\omega\xi} \Lambda \omega \quad (43)$$

și

$$g(\omega) = \frac{2}{\lambda} \int_0^{\lambda} f(x) \cdot e^{-i\omega x} dx \quad (44)$$

valabile pentru $0 < x < \lambda$.

Dacă facem pe λ să crească la infinit, avem limită

$$f(x) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega) \cdot e^{i\omega\xi} d\omega \quad (45)$$

$$g(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot e^{-i\omega x} dx \quad (46)$$

În continuare, dacă în (45) introducem expresia funcției $g(\omega)$ din (46), obținem

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot e^{i\omega(\xi-x)} dx \quad (47)$$

care reprezintă dezvoltarea funcției $f(x)$ în integrală Fourier cu termeni complecsi.



Este interesant de prezentat expresia în termeni complecși a dezvoltării în integrală Fourier, introducind funcția amplitudinilor $S(\omega)$ și funcția fazelor $\varphi(\omega)$ definite de relațiile (39) și (40). Avem

$$g(\omega) = \frac{1}{2\pi} \cdot S(\omega) \cdot e^{-i\varphi(\omega)} \quad (48)$$

de unde

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \cdot e^{i[\omega x - \varphi(\omega)]} d\omega \quad (49)$$

Integrale Fourier multiple. În același sistem de notații ca și cel folosit pentru serile Fourier, se poate scrie integrala Fourier a unei funcții $f(x, y)$ de două variabile independente

$$f(x, y) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\sigma, \tau) \cdot e^{i[\alpha_1(\sigma - x) + \alpha_2(\tau - y)]} d\alpha_1 d\alpha_2 d\sigma d\tau \quad (50)$$

Extinderea la cazul unei funcții de trei variabile independente nu prezintă nici o dificultate.

Reprezentarea grafică a integralelor Fourier. Spectre continue de frecvență. Dacă notăm

$$a = S \cdot \cos \varphi \quad (51)$$

$$b = S \cdot \sin \varphi \quad (52)$$

atunci integrala Fourier cu termeni reali se poate transcrie sub forma

$$(x) = \int_0^{\infty} S(\omega) \cdot \cos [\omega x + \varphi(\omega)] d\omega \quad (53)$$

în care S și φ sunt funcții de ω de forma

$$S(\omega) = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (54)$$

$$\varphi(\omega) = \arctan \frac{b}{a} \quad (55)$$

Expresia (53) reprezintă în mod concret o funcție neperiodică $f(x)$ sub formă unui număr infinit de oscilații armonice cu amplitudini infinit mici $S(\omega)d\omega$, cu frecvență ω și unghiuri de fază inițială $\varphi(\omega)$.

Funcția de frecvență $S(\omega)$ se numește funcția spectrului de distribuție al amplitudinilor, iar funcția de frecvență $\varphi(\omega)$ se numește funcția spectrului



de distribuție al unghiurilor de fază inițială sau, mai simplu, spectru de amplitudine, respectiv de fază. Aceste spectre de frecvență sunt funcții sau spectre continue, spre deosebire de cele echivalente seriilor Fourier care sunt discrete.

Transformata Fourier. Teoreme de transformare. Spectre de energie. Între formulele (45) și (46) se poate constata o oarecare dualitate de formă: dacă se cunoaște $g(\omega)$, ecuația (45) determină pe $f(x)$, iar dacă se cunoaște $f(x)$ ecuația (46) determină pe $g(\omega)$.

Pentru a defini transformata Fourier se pleacă de la relațiile amintite, însă în formula transformatei reciproce se introduce factorul $1/2\pi$. Prin definiție, forma standard a transformantei Fourier exponențiale a lui $f(x)$ este

$$g(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cdot e^{-i\omega x} dx \quad (56)$$

iar a transformantei Fourier reciproce este

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega) \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (57)$$

Formulele transformării Fourier se generalizează ușor pentru funcții de mai multe variabile. În cazul a două variabile, formulele sunt următoarele:

$$g(\omega, \psi) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\omega x + \psi y)} dx dy \quad (58)$$

și

$$f(x, y) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega, \psi) \cdot e^{i(\omega x + \psi y)} d\omega d\psi \quad (59)$$

Cîteva teoreme în legătură cu transformarea Fourier prezintă un deosebit interes pentru aplicațiile în gravimetrie și magnetism.

Prima teoremă este aşa numita *teoremă a liniarității* care arată că spectrul sumei unor funcții este egal cu suma spectrelor acestora, definind caracterul liniar al transformării Fourier.

A doua, este *teorema energiei*. Această teoremă se referă la energia procesului, $f(x)$ definită ca integrala puterii instantanee. Se știe că puterea instantană se poate exprima prin pătratul funcției $f(x)$, aşa dar energia E va fi dată de relația

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} f^2(x) dx \quad (60)$$



Înținând cont de relația (57) și de faptul că $g(\omega)$ și $g(-\omega)$ fiind mărimi complexe conjugate produsul lor este egal cu pătratul spectrului amplitudinilor $S(\omega)$, relația (60) devine

$$E = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S^2(\omega) d\omega \quad (61)$$

Din relația (61) apare clar că energia unui proces oarecare poate fi determinată fie integrând pătratul funcției care îl definește, fie integrând pătratul spectrului amplitudinilor. Funcția $S^2(\omega)$ poartă numele de „spectru de energie” al funcției $f(x)$.

În fine, cea de a treia este *teorema convoluției*. Să luăm în considerare două funcții $f_1(x)$ și $f_2(x)$. Se înțelege prin convoluție, procesul exprimat de integrala

$$f(x) = \int_0^x f_1(x) \cdot f_2(X-x) dx \quad (62)$$

În expresia de mai sus, x reprezintă ca de obicei variabila curentă, iar X o anumită valoare a acesteia. Pentru fiecare valoarea a lui X se obține o anumită valoare a lui $f(x)$, aşa dar pentru a determina funcția $f(x)$ în întregime, este necesară repetarea integrării pentru toate valorile lui x . Folosind relația (56) și făcind transformările necesare, rezultă

$$g(\omega) = g_1(\omega) \cdot g_2(\omega) \quad (63)$$

din care apare un fapt important și anume că procesul de convoluție a două funcții reale are drept corespondent în domeniul complex produsul spătrelor acestor funcții.

FUNCȚII ALEATOARE

În matematica statistică se definește o variabilă aleatoare pe o categorie oarecare de probe C ca fiind o variabilă numerică f a cărei valoare este determinată de rezultatul R al fiecărei probe.

Este posibil ca unui proces de această natură să facem să-i corespundă o realitate matematică de o natură oarecare, și, în particular, o funcție. O astfel de funcție poartă numele de funcție aleatoare și se definește în modul următor: o funcție aleatoare pe o categorie oarecare de probe C va fi o funcție de un parametru oarecare t care va fi perfect determinat de rezultatul R al fiecărei probe și o vom defini prin $f(t)$.

În cadrul proceselor aleatoare există o clasă particulară de funcții care prezintă o importanță deosebită și anume funcțiile aleatoare stațio-



nare. O funcție aleatoare este staționară dacă toate proprietățile sale statistice sunt invariante pentru orice schimbare a originii procesului, adică media și dispersia sunt constante, iar legea de repartiție a probabilității nu depinde de parametrul t .

Funcția de corelație. Funcția de corelație a fost introdusă pentru a studia asemănarea a două procese sau chiar asemănarea unui proces cu o anumită parte a lui, aspecte care prezintă interes în unele probleme practice.

Măsura cantitativă a gradului de asemănare este dată de funcția de corelație, care se definește prin

$$\Phi(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f_1(t) \cdot f_2(t - \tau) dt \quad (64)$$

Relația (64) arată că pentru calculul funcției de corelație la o valoare dată τ este necesar să se facă multiplicarea $f_1(t) \cdot f_2(t - \tau)$ pentru toate valorile lui t și apoi să se insumeze toate aceste produse. Repetând operația pentru diferite valori ale lui τ se vor obține diverse valori ale funcției de corelație.

Cind funcția de corelație $\Phi(\tau)$ se referă la același proces atunci ia numele de funcție de autocorelație și se definește prin relația

$$\Phi_a(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T f(t) \cdot f(t - \tau) dt \quad (65)$$

În cazul unui proces aleator $f(t)$ care nu prezintă asemănări ale diverselor porțiuni, funcția de autocorelație are valoarea maximă pentru $\tau = 0$ și scade rapid de o parte și de alta a acestei valori. Valoarea maximă pentru $\tau = 0$, este dată de relația

$$\Phi_a(0) = \int_{-T}^T f^2(t) dt \quad (66)$$

și reprezintă tocmai energia procesului, așa cum se poate constata din compararea relațiilor (66) și (60).

Spectrul de putere. Procesul întâmplător $f(t)$, în afara valorii medii, dispersiei și legii de distribuție a probabilităților, mai poate fi caracterizat prin densitatea spectrală a puterii, numită și spectru de putere.

Caracterul aleator al procesului (neregulat și întâmplător) exclude în principiu noțiunea de spectru pentru caracterizarea lui. În adevăr,



valoarea unei asemenea funcții nu tinde către zero atunci cînd limita de integrare se întinde la infinit, sau, cu alte cuvinte

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)| dt \quad (67)$$

nu este convergentă. Ori, transformata Fourier implică existența acestei integrale. Este interesant totuși faptul că unele procese pun totuși în evidență o distribuție a puterii după frecvență. Acest fapt a condus la introducerea noțiunii de spectru de putere, ca o caracteristică globală a procesului.

Pentru definirea spectrului de putere recurgem la o funcție ajutătoare care să îndeplinească condițiile cerute de transformarea Fourier. Fie $f_T(t)$ o astfel de funcție, îndeplinind condițiile transformării Fourier,

$$f_T(t) = \begin{cases} f(t) & \text{pentru } -T < t < T \\ 0 & \text{pentru celelalte cazuri} \end{cases} \quad (68)$$

iar la limită, cînd $T \rightarrow \infty$, proprietățile ei coincid cu proprietățile funcției $f(t)$.

Transformata Fourier a funcției $f_T(t)$ va fi conform relației (56)

$$g_T(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f_T(t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (69)$$

iar energia procesului, conform relației (61)

$$E = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} g_T^2(\omega) d\omega \quad (70)$$

Spectrul de putere $N_T(\omega)$ al funcției $f_T(t)$ se definește prin

$$N_T(\omega) = \frac{g_T^2(\omega)}{2T} \quad (71)$$

și reprezintă măsura distribuției puterii funcției $f_T(t)$ în spectru.

Revînind acum la funcția $f(t)$ care exprimă procesul aleator, să definim spectrul de putere al acestuia. Vom nota acest spectru de putere cu $N(\omega)$ și îl vom defini ca

$$N(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} N_T(\omega) \quad (72)$$

cu condiția ca această limită să existe. Este clar că mărimea $N(\omega)$ reprezintă măsura distribuției în spectru a puterii funcției $f(t)$, luînd în considerare toate valorile lui t în domeniul de la $-\infty$ la ∞ .



Legătura dintre funcția de autocorelație și spectrul de putere. Între funcția de autocorelație a unui proces aleator $f(t)$ și spectrul de putere al acestuia există o legătură importantă și anume: spectrul de putere reprezintă transformata Fourier a funcției de autocorelație a procesului.

Funcția de autocorelație este definită de relația (65). Transformata Fourier a acesteia se poate scrie

$$g[\Phi_a(\tau)] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T e^{i\omega\tau} \int_{-T}^T f(t) \cdot f(t - \tau) dt \quad (73)$$

Făcând schimbarea de variabilă $t - \tau = \theta$ și calculele necesare, obținem

$$g[\Phi_a(\tau)] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{g_T^2(\omega)}{2T} = N(\omega) \quad (74)$$

Cu alte cuvinte

$$N(\omega) = g[\Phi_a(\tau)] \quad (75)$$

adică tocmai ceea ce era de demonstrat. Pe de altă parte, funcția de autocorelație se poate defini prin transformata Fourier reciprocă a spectrului de putere, adică

$$\Phi_a(\tau) = f[N(\omega)] \quad (76)$$

PROBLEMA SEMNALELOR IN PREZENȚA ZGOMOTELOR. METODA FILTRĂRII

Noțiunea de semnal și caracteristicile acestuia. Transpunând problema în domeniul gravimetriei și magnetismului, putem considera că orice anomalie definită pe un profil și care urmează să fie studiată, poate fi privită ca o mărime ce variază în funcție de distanță. Acordind anomaliei semnificația de semnal, cunoașterea funcției de distanță la care ne-am referit mai sus va defini în mod complet semnalul. Generalizarea la cazul unei anomalii definite în suprafață se poate face imediat, anomalia variind în acest caz după două direcții orizontale corespunzătoare unui sistem de coordinate în plan.

Tot așa de bine însă, semnalul poate fi determinat și de spectrul său complex. Aceasta, deoarece între aceste două moduri de reprezentare există o strânsă legătură și anume: fiecare componentă spectrală este determinată de către toate valorile semnalului, iar o valoare a semnalului pentru o distanță dată se obține luând în considerare toate componentele



spectrale. Așa dar, proprietățile spectrale ale funcției care reprezintă semnalul sănt proprietăți globale, care îl reprezintă pe acesta în întregime.

Față de cele precizate mai sus apare clar că prin studiul ambelor reprezentări ale semnalului (anomalia și spectrul ei de frecvență) se asigură o mai completă cunoaștere a acestuia.

Mărurile care caracterizează semnalul sănt următoarele: durata, gama dinamică și largimea spectrului de frecvență.

Durata este una din caracteristicile cele mai importante și în cazul anomalilor gravimetrice și magnetice o definim prin lățimea acestora.

Gama dinamică reprezintă raportul dintre puterea instanțanei maximă, numită și putere de vîrf și puterea minimă, numită și putere de prag. Este clar că valoarea puterii minime a semnalului depinde de nivelul perturbațiilor sau zgromot. În domeniul gravimetriei și magnetismului, vom defini prin perturbații sau zgromot pe de o parte fluctuațiile de valoare care provin din erorile de determinare ale anomalilor, dar, mai ales, anomalile cu un grad diferit de regionalitate față de anomalia ce urmează a fi studiată. În ultima vreme se folosește pe scară largă o altă mărime și anume raportul dintre puterea medie a semnalului și puterea medie a zgromotului, cunoscut în general sub numele de raport semnal/zgomot.

Lărgimea spectrului reprezintă intervalul pe axa frecvențelor pe care îl ocupă spectrul semnalului. În mod convențional, prin lărgimea spectrului se înțelege banda de frecvențe în care este concentrată cea mai mare energie a semnalului.

Noțiunea de sistem și caracteristicile acestuia. Prin sistem se înțelege un dispozitiv supus acțiunii unor mărimi de intrare (semnale, perturbații), iar funcționarea acestuia este apreciată sub forma de variație a mărimii de ieșire. După cum se poate înțelege cu ușurință, mărimea de ieșire va depinde în primul rînd de mărimea de intrare și în al doilea rînd de proprietățile sistemului. Din cele arătate mai sus rezultă că răspunsul unui sistem va depinde de două funcții și anume: una care exprimă mărimea de intrare și a doua care exprimă caracteristicile sistemului.

Proprietățile unui sistem pot fi puse în evidență pe mai multe căi; pentru aplicațiile în domeniul gravimetriei și magnetismului prezintă interes îndeosebi stabilirea caracteristicilor de frecvență ale acestuia. În acest caz, pentru a găsi răspunsul, sau mărimea de ieșire a sistemului, la o mărime de intrare arbitrară $f(x)$, se descompune această mărime în



componente sinusoidale folosind integrala Fourier conform relației (57). Să luăm în considerare componenta de frecvență ω_1 care reprezintă un termen elementar al mărimii $f(x)$ și a cărei expresie este

$$df(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot g(\omega) \cdot e^{i\omega x} d\omega = \frac{1}{2\pi} \cdot S(\omega_1) \cdot e^{i\varphi(\omega_1)} \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (77)$$

în care $\frac{1}{2\pi} \cdot S(\omega_1)d\omega$ reprezintă o amplitudine infinit mică, iar $\varphi(\omega_1)$ faza. Aplicând ca semnal de intrare oscilația definită de relația (77), vom primi un răspuns $dr(x)$ care va fi de asemenea o oscilație sinusoidală și a cărui expresie este

$$dr(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot R(\omega_1) \cdot e^{i\gamma(\omega_1)} \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (78)$$

Trecerea semnalului de intrare prin sistem se face de obicei cu anumite pierderi, ceea ce se reflectă în faptul că amplitudinea semnalului de ieșire va fi mai mică decât a celui de intrare, astfel încit putem scrie

$$\frac{1}{2\pi} \cdot R(\omega_1) d\omega = T(\omega_1) \cdot \frac{1}{2\pi} \cdot S(\omega_1) d\omega \quad (79)$$

sau

$$R(\omega_1) = T(\omega_1) \cdot S(\omega_1) \quad (80)$$

în care $T(\omega_1)$ reprezintă coeficientul de transfer al sistemului. Trebuie să ținem seama de faptul că orice sistem are o inerție, astfel încât oscilația de ieșire va fi în general întirziată față de cea de intrare. Vom avea deci

$$\gamma(\omega_1) = \varphi(\omega_1) - \psi(\omega_1) \quad (81)$$

în care $\psi(\omega_1)$ reprezintă defazajul introdus de sistem. Înțînd cont de relațiile (80) și (81) mai putem scrie, după transformări prealabile

$$dr(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot T(\omega_1) \cdot e^{-i\psi(\omega_1)} \cdot S(\omega_1) \cdot e^{-i\varphi(\omega_1)} \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (82)$$

sau, în fine, conform relației (46)

$$dr(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot g[T(\omega_1)] \cdot g[S(\omega_1)] \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (83)$$

Este de precizat că mărimea $g[T(\omega_1)] = T(\omega_1) \cdot e^{-i\psi(\omega_1)}$ poartă numele de



coeficient complex de transfer al sistemului. Pentru frecvențe diferite, coeficienții de transfer vor fi în general diferiți. $g[T(\omega_1)]$ va fi deci o caracteristică de frecvență a sistemului și este numită „caracteristica de transfer” a sistemului utilizat.

Pentru a obține răspunsul total $r(x)$, va trebui să însumăm toate componentele definite conform relației (83), având

$$r(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} g[T(\omega)] \cdot g[S(\omega)] \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (84)$$

Putem descompune funcția $r(x)$ folosind integrala Fourier și obținem, utilizând relația (80)

$$r(x) = \frac{1}{2\pi} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} g[R(\omega)] \cdot e^{i\omega x} d\omega \quad (85)$$

Relațiile (84) și (85) fac posibil să scriem

$$g[R(\omega)] = g[T(\omega)] \cdot g[S(\omega)] \quad (86)$$

sau, exprimat altfel: spectrul răspunsului este egal cu produsul dintre caracteristica de transfer a sistemului și spectrul mărimii de intrare.

Relația (86) ne permite să deducem caracteristica de transfer a sistemului sub forma

$$g[T(\omega)] = \frac{R(\omega) \cdot e^{i\gamma(\omega)}}{S(\omega) \cdot e^{i\varphi(\omega)}} = T(\omega) \cdot e^{-\psi(\omega)} \quad (87)$$

Mărimea $T(\omega)$ exprimă raportul amplitudinilor la ieșire și poartă numele de caracteristică de atenuare-frecvență, iar $\psi(\omega)$ exprimă defazajul între componentele sinusoidale la ieșire și intrare și poartă numele de caracteristica de fază-frecvență. Aceste două caracteristici reprezintă respectiv modulul și argumentul caracteristicii de transfer.

Metoda filtrării. Dacă spectrul semnalului și spectrul zgromotului ocupă benzi de frecvență diferențiate, atunci apare posibilitatea măririi raportului semnal/zgomot prin filtrare.

Prin filtru se înțelege un sistem care lasă să treacă oscilații de anumite frecvențe și care nu permite trecerea oscilațiilor de alte frecvențe. Având în vedere caracteristica de atenuare-frecvență, deosebim două tipuri de filtre și anume:



a) filtrul ideal, care lasă să treacă numai oscilațiile care au frecvențe în limitele benzii de trecere și nu permite să treacă oscilațiile cu frecvențe în afara benzii de trecere;

b) filtrul real, a cărui caracteristică de atenuare-frecvență nu este constantă, lăsând să treacă într-o măsură oarecare și oscilații cu frecvențe în afara benzii de trecere.

Metoda filtrării poate fi ilustrată în mod simplu, considerind un semnal sinusoidal în prezența unei perturbații al cărui spectru de putere este constant în întreaga bandă de frecvență, denumită în acest caz „zgomot alb”. Dacă notăm prin $\Delta\omega$ banda de trecere a filtrului și prin $N_{sg}(\omega)$ spectrul de putere al perturbației în unitatea de bandă, puterea acesteia la ieșirea filtrului va fi

$$[N_{sg}(\omega)]_{iese} = N_{sg}(\omega) \cdot \Delta\omega \quad (88)$$

După filtrare, raportul semnal/zgomot va fi

$$\frac{N_s(\omega)}{N_{sg}(\omega)} = \frac{N_s(\omega)}{N_{sg}(\omega) \cdot \Delta\omega} \quad (89)$$

relație care ne arată că va fi întotdeauna avantajos în cazul filtrelor reale să folosim filtre cu bandă cît mai îngustă pentru a obține o înlăturare cît mai completă a zgomotului.

FORMA TRIGONOMETRICĂ A EXPRESIEI GRAVITĂȚII ȘI A COMPONENTEI VERTICALE A CÎMPULUI MAGNETIC PENTRU UNELE DISTRIBUȚII SIMPLE DE MASĂ

S-a arătat mai înainte că atât potențialul gravitației cît și potențialul magnetic fiind funcții poliarmonice pot fi reprezentate, împreună cu derivatele lor, prin polinoame trigonometrice. Aceasta permite deci aproximarea acestora prin serii sau integrale Fourier.

În cele ce urmează vom arăta că pentru distribuții simple de masă, componentele principale ale cîmpurilor derivate din aceste potențiale și care sunt folosite cu prioritate în practica cercetărilor gravimetrice și magnetice, au expresii trigonometrice deosebit de simple. La stabilirea formei trigonometrice a acestor expresii s-a plecat de la cazurile și formulele stabilite de către Nettleton (1940, 1942) și Heiland (1946), alegîndu-se cazurile distribuției de masă care aproximează diferite, și în același timp cele mai importante, forme structurale geologice.



Cimpul gravitației

Distribuție de masă punctuală sau sferică echivalentă. Notind cu m masa punctuală (în cazul unei sfere $m = \frac{4}{3} \pi R^3 \Delta \delta$), cu a adâncimea, cu x distanța unui punct curent p pe profilul de la suprafață situat în planul vertical ce conține masa punctuală, considerată de la punctul 0 (proiecția masei punctuale la suprafață), cu d distanța de la punctul p la masa

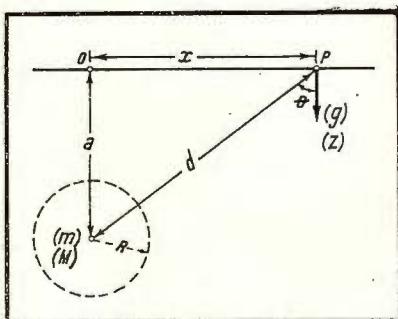


Fig. 1. — Sistemul de notații pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă punctuală sau sferică echivalentă și pentru cazul lui Z produs de o masă magnetică punctuală sau pol unic.

Showing the notations for the case of g produced by a point-mass or spherical distribution and for the case of Z produced by a magnetic point-mass or magnetic pole.

punctuală, cu g componenta verticală a forței de atracție, cu θ unghiul dintre g și d , iar $G = 6,67 \times 10^{-8} u$. CGS și în acord cu figura 1 obținem final, $\Delta \delta$ fiind contrastul de densitate

$$g = \frac{4 \pi R^3 G \Delta \delta}{3 a^2} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{3/2}} \quad (90)$$

Observind că

$$\cos \theta = \frac{a}{d} = \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{1/2}} \quad (91)$$

deducem imediat expresia trigonometrică, scrisă în forma generală

$$g = \frac{Gm}{a^2} \cdot \cos^3 \theta \quad (92)$$

Folosind sistemul normat de scriere, $\bar{x} = \frac{x}{a}$ în abscisă și cu $\frac{g}{g_{max}}$ în ordinată, se obține reprezentarea funcției trigonometrice $\cos^3 \theta$ care este redată în figura 2.



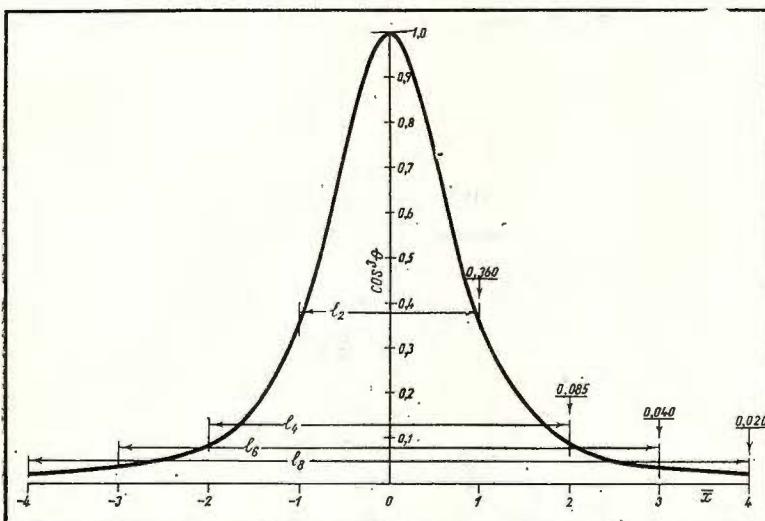


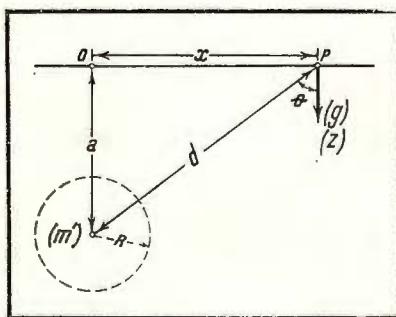
Fig. 2. — Curba normată pentru cazul lui g produs de o masă punctuală sau de o distribuție de masă sferică și pentru cazul lui Z produs de o distribuție de masă magnetică punctuală sau pol unic sau cilindru vertical semiinfinit, uniform magnetizat vertical.

Normalized curve for the case of g produced by a point-mass or spherical distribution and for the case of Z produced by a magnetic point-mass or magnetic pole or semiinfinite vertical cylinder uniformly magnetized in vertical direction.

Distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent. Folosind un sistem de notații comparabil, aşa cum reiese

Fig. 3. — Sistemul de notații pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent și pentru cazul lui Z produs de o linie magnetică orizontală.

Showing the notations for the case of g produced by a horizontal infinite line-mass or horizontal infinite cylinder and for the case of Z produced by horizontal magnetic line-mass.



din figura 3, cu m' masă liniară pe unitatea de lungime (în cazul unui cilindru orizontal infinit $m' = \pi R^2 \Delta \delta$), obținem final

$$g = \frac{2 \pi R^2 G \Delta \delta}{a} \cdot \frac{1}{1 + \frac{x^2}{a^2}} \quad (93)$$

Relația (91) fiind valabilă și în acest caz, deducem expresia trigonometrică scrisă în forma generală

$$g = \frac{2 G m'}{a} \cdot \cos^2 \theta \quad (94)$$

iar reprezentarea acestei funcții în sistemul normat este redată în figura 4.

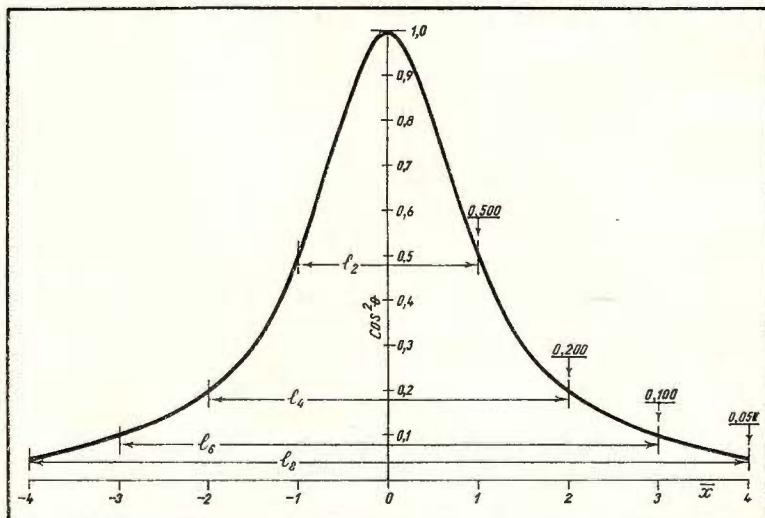


Fig. 4. — Curba normată pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent și pentru cazul lui Z produs de o linie magnetică orizontală.

Normalized curve for the case of g produced by a horizontal infinite line-mass or horizontal infinite cylinder and for the case of Z produced by a horizontal magnetic line-mass.

Distribuție de masă liniară verticală semijinfinită sau cilindru vertical semiinfinite echivalent. Folosind același sistem de notații, așa cum reiese din figura 5, obținem final

$$g = \frac{\pi R^2 G \Delta \delta}{a} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{1/2}} \quad (95)$$

Cu aceeași observație că relația (91) este valabilă și în acest caz, deducem expresia trigonometrică scrisă în forma generală

$$g = \frac{G m'}{a} \cdot \cos \theta \quad (96)$$



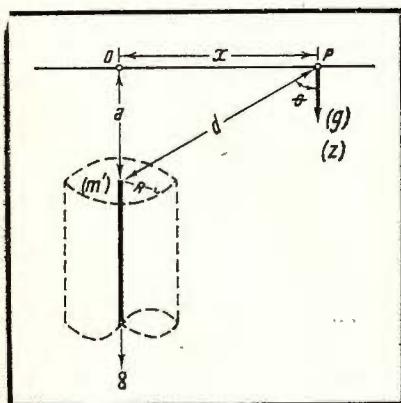


Fig. 5. — Sistemul de notații pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară verticală semiinfinită sau cilindru vertical semiinfinit echivalent și pentru cazul lui Z produs de o linie magnetică verticală semiinfinită.

Showing the notations for the case of g produced by a vertical semiinfinite line-mass or vertical semiinfinite cylinder and for the case of Z produced by a vertical semiinfinite magnetic line-mass.

Reprezentarea funcției (96) în sistemul normat este redată în figura 6.

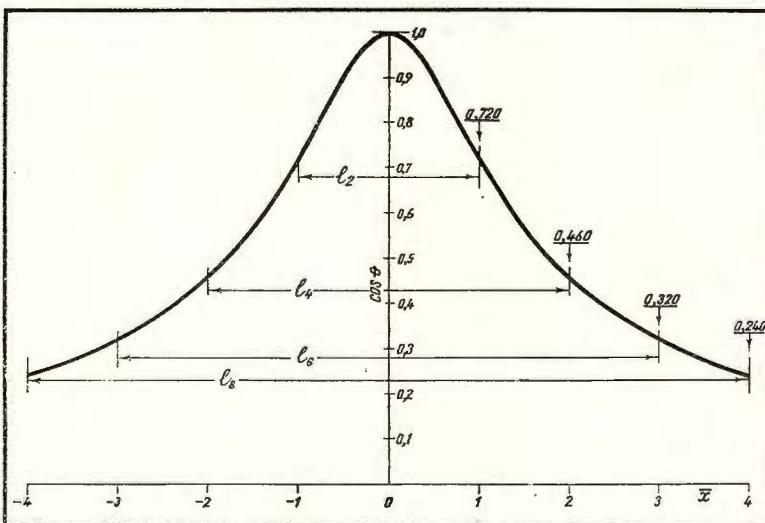


Fig. 6. — Curba normalată pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară verticală semiinfinită sau cilindru vertical semiinfinit echivalent și pentru cazul lui Z produs de o linie magnetică verticală semiinfinită.

Normalized curve for the case of g produced by a vertical semiinfinite line-mass or vertical semiinfinite cylinder and for the case of Z produced by a vertical semi-infinite magnetic line-mass.

Distribuție de masă plană orizontală semiinfinit extinsă sau falie dreaptă echivalentă. Folosind notații comparabile cu cele din cazurile

precedente și aceeași semnificație pentru $\cos\theta$, conform relației (91) și în acord cu figura 7 obținem final

$$g = 2 Gt \Delta \delta \cdot \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x}{a} \right) \quad (97)$$

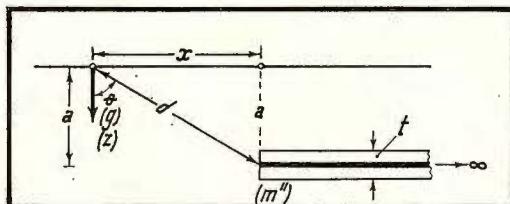


Fig. 7. — Sistemul de notării pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă plană orizontală infinit extinsă sau falie dreaptă echivalentă și pentru cazul lui Z produs de o suprafață magnetică orizontală semiinfinit extinsă.

Showing the notations for the case of g produced by a semiinfinite horizontal sheet or vertical step and for the case of Z produced by a semiinfinite horizontal magnetic surface.

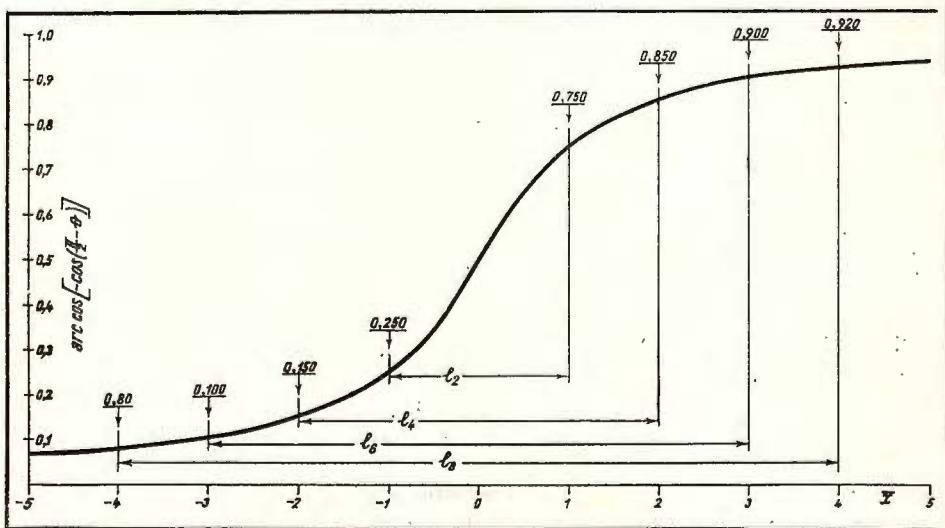


Fig. 8. — Curba normalată pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă plană orizontală semiinfinit extinsă sau falie dreaptă echivalentă și pentru cazul lui Z produs de o suprafață magnetică orizontală semiinfinit extinsă.

Normalized curve for the case of g produced by a semiinfinite horizontal sheet or vertical step and for the case of Z produced by a semiinfinite horizontal magnetic surface.

Notind prin m'' masa pe unitatea de lungime, care în cazul unui strat orizontal semiinfinite devine $m'' = t \cdot \Delta\delta$, deducem expresia trigonometrică scrisă în forma generală

$$g = 2G m'' \cdot \text{arc cos} \left[-\cos \left(\frac{\pi}{2} - \theta \right) \right] \quad (98)$$

Reprezentarea funcției trigonometrice exprimată de relația (98) este redată în figura 8.

Componenta verticală a cîmpului magnetic

Distribuție de masă magnetică punctuală sau pol unic. Notind prin Z componenta verticală a cîmpului magnetic și prin M valoarea masei magnetice, restul notațiilor fiind cele din figura 1, obținem

$$Z = \frac{M \cdot a}{(a^2 + x^2)^{3/2}} \quad (99)$$

din care deducem expresia trigonometrică, scrisă în forma generală

$$Z = \frac{M}{a^2} \cdot \cos^3 \theta \quad (100)$$

Se constată că în acest caz, structura formulei (100) este comparabilă cu a formulei (92). Curba normată pentru cazul masei magnetice punctuale sau pol unic este redată deci tot în figura 2.

Sferă uniform magnetizată vertical. Folosind notațiile din figura 1 și desemnând prin \mathfrak{I} intensitatea de magnetizare ($\mathfrak{I} = \Delta k \cdot Z_0$, în care Δk este contrastul de susceptibilitate magnetică și Z_0 componenta verticală normală a cîmpului geomagnetic), obținem final

$$Z = \frac{8\pi R^3 \mathfrak{I}}{3a^3} \cdot \frac{1 - \frac{x^2}{2a^2}}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{5/2}} \quad (101)$$

din care se deduce ușor expresia trigonometrică în forma generală

$$Z = \frac{8\pi R^3 \mathfrak{I}}{3a^3} \cdot \frac{\cos^2 \theta + \cos 2\theta}{\cos^7 \theta} \quad (102)$$

Curba normată este redată în figura 9.



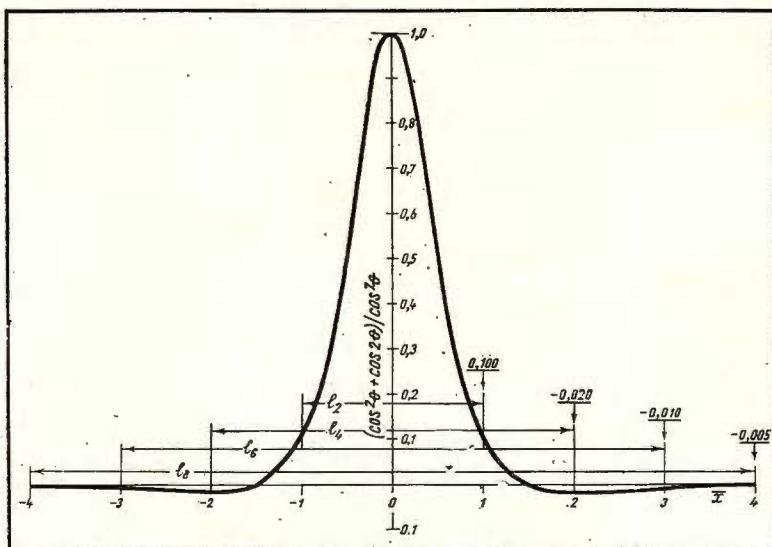


Fig. 9. — Curba normalată pentru cazul lui Z produs de o sferă uniform magnetizată vertical.

Normalized curve for the case of Z produced by a sphere uniformly magnetized in vertical direction.

Cilindru orizontal infinit, uniform magnetizat vertical. Cu aceleași notații din figura 3 și ținând cont de cele precizate mai înainte, se obține

$$Z = \frac{2 \pi R^2 \mathcal{J}}{a^2} \cdot \frac{1 - \frac{x^2}{a^2}}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^2} \quad (103)$$

din care se deduce imediat expresia trigonometrică, în forma generală

$$Z = \frac{2 \pi R^2 \mathcal{J}}{a^2} \cdot \frac{\cos 2 \theta}{\cos^6 \theta} \quad (104)$$

Curba normalată este redată în figura 10.

Cilindru vertical semiinfinite, uniform magnetizat vertical. Procedind în același mod ca și în exemplele precedente și folosind figura 5, obținem

$$Z = \frac{\pi R^2 \mathcal{J}}{a^2} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{a^2}\right)^{3/2}} \quad (105)$$

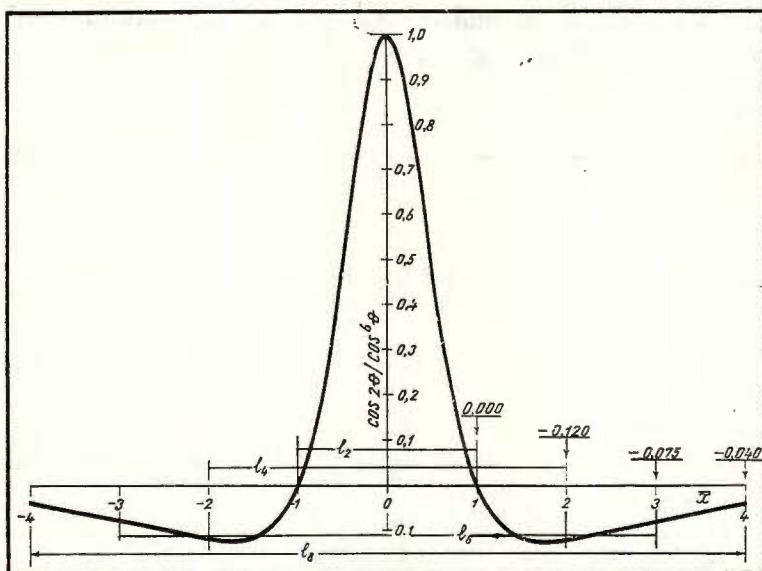


Fig. 10. — Curba normată pentru cazul lui Z produs de un cilindru orizontal infinit, uniform magnetizat vertical.

Normalized curve for the case of Z produced by a horizontal infinite cylinder uniformly magnetized in vertical direction.

din care se deduce fără dificultăți expresia trigonometrică

$$Z = \frac{\pi R^2 J}{a^2} \cdot \cos^3 \theta \quad (106)$$

Curba normată construită după ecuația (106) este redată în figura 2.

Strat orizontal semiinfinit sau falie verticală echivalentă, uniform magnetizate vertical. Cu notațiile din figura 7, se obține

$$Z = \frac{2 t J}{a} \cdot \frac{x}{1 + \frac{x^2}{a^2}} \quad (107)$$

din care se deduce ușor expresia trigonometrică

$$Z = \frac{t J}{a} \cdot \frac{\sin 2 \theta}{\cos^4 \theta} \quad (108)$$

Curba normată construită după ecuația (108) este redată în figura 11.

S-a arătat în cele de mai înainte, cu privire la cîmpul gravitației g și la componenta verticală Z a cîmpului magnetic, un aspect teoretic important, care trebuie reținut și anume: nu numai că aceste mărimi

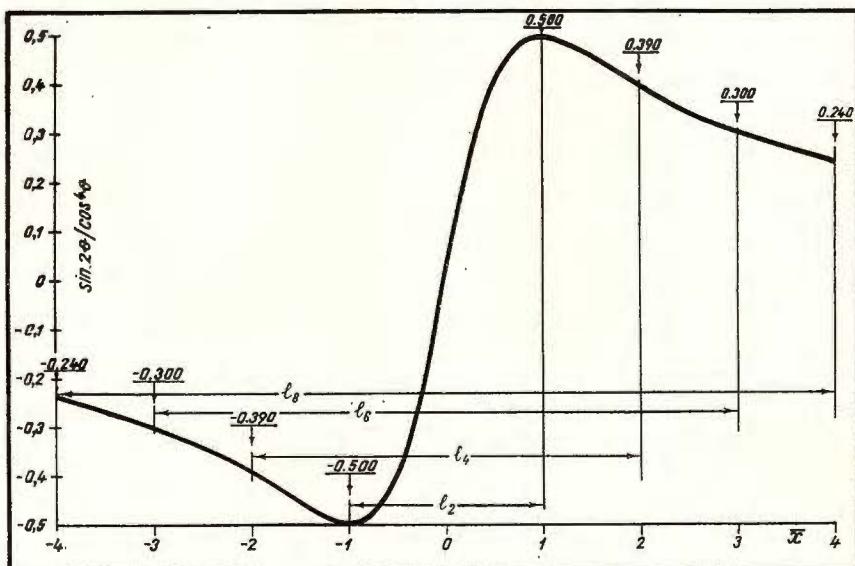


Fig. 11. — Curba normată pentru cazul lui Z produs de un strat orizontal semiinfinit sau de o falie verticală echivalentă, uniform magnetizate vertical.

Normalized curve for the case of Z produced by a semiinfinite horizontal bed or vertical step uniformly magnetized in vertical direction.

pot fi aproximăte prin polinoame trigonometrice, în acord cu teoria funcțiilor aproape-periodice, dar că și ele însăși pot fi exprimate sub forma unor funcții trigonometrice, ceea ce prezintă o deosebită importanță practică așa cum se va vedea mai departe.

Aplicații

Vom încerca în cele ce urmează să aplicăm analiza armonică, respectiv dezvoltarea în integrală și serie Fourier, la un caz de distribuție simplă de masă dintre acele care au fost discutate mai înainte.

Integrala Fourier. Să luăm ca exemplu cazul cîmpului gravitației g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru

orizontal infinit echivalent. În acest caz, cimpul g este exprimat de funcția normată care se deduce din relația (94).

$$\Phi(\bar{x}) = \cos^2 \theta = \frac{a^2}{a^2 + x^2} \quad (109)$$

Considerind adâncimea a constantă pentru un caz dat și folosind forma exprimată de relația (53) pentru integrala Fourier, cu $S(\omega)$ și $\varphi(\omega)$ definiți de relațiile (54) și (55), iar $a(\omega)$ și $b(\omega)$ de relațiile

$$a(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \Phi(\xi) \cdot \cos \omega \xi d\xi \quad (110)$$

și

$$b(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \Phi(\xi) \cdot \sin \omega \xi d\xi \quad (111)$$

putem scrie, în cazul nostru

$$a(\omega) = \frac{a^2}{2\pi} \int_0^\infty \frac{\cos \omega x}{a^2 + x^2} dx \quad (112)$$

și

$$b(\omega) = \frac{a^2}{2\pi} \int_0^\infty \frac{\sin \omega x}{a^2 + x^2} dx \quad (113)$$

Integrala din relația (112) are o soluție exactă (Rijik și Gradshteyn, 1955, formula 3.527/1, p. 191), care este

$$a(\omega) = \frac{a^2}{2\pi} \cdot \frac{\pi}{2a} \cdot e^{-a\omega} \quad (114)$$

sau

$$a(\omega) = \frac{a}{4} \cdot e^{-a\omega} \quad [a > 0, \omega > 0] \quad (115)$$

Și integrala din relația (113) este rezolvată (Rijik și Gradshteyn, 1955, formula 3.523/1, p. 190), care este

$$b(\omega) = \frac{a^2}{2\pi} \cdot \frac{1}{2a} \cdot [e^{-a\omega} \cdot Ei(a\omega) - e^{a\omega} \cdot Ei(-a\omega)] \quad (116)$$

sau

$$b(\omega) = \frac{a}{4\pi} \cdot [e^{-a\omega} \cdot Ei(a\omega) - e^{a\omega} \cdot Ei(-a\omega)] \quad (117)$$



Acordind lui x semnificația normată, adică $\bar{x} = \frac{x}{a}$ conform figurii 4, relațiile de mai sus se transformă, având în vedere că $\cos^2\theta = 1/(1 + \bar{x}^2)$, devenind

$$a(\omega) = \frac{1}{4} \cdot e^{-\omega} \quad (118)$$

și

$$b(\omega) = \frac{1}{4\pi} \cdot [e^{-\omega} \cdot Ei(\omega) - e^{\omega} \cdot Ei(-\omega)] \quad (119)$$

Pe baza relațiilor (118) și (119), problema poate fi rezolvată numeric.

În baza figurii 4 putem alege $l = 8$, deoarece la valorile $\bar{x} = 4$ și $\bar{x} = -4$, funcția $\cos^2\theta$ atinge valoarea 0,05 ceea ce asigură pentru anomalii care nu depășesc 5 mgal o valoare limită de 0,25 mgal corespunzătoare erorii de cartare ce se obține la determinarea practică a anomalilor gravitației în reducerea Bouguer. De fapt, practic sub această valoare, orice anomalie gravimetrică cartată devine nesigură. Având pe l fixat, se poate calcula sistemul de valori ω pe baza relației (36).

Pentru calcul au fost folosite 13 valori ale lui ω , pentru $k = 0, 1, 2, \dots, 12$. Funcțiile e^ω și $e^{-\omega}$ corespunzătoare au fost determinate după „Tablă e^ω și $e^{-\omega}$ ”, iar valorile funcției exponențiale, integrală după Korn și Korn (1961).

În figura 12 sunt consemnate rezultatele obținute, punând în evidență variația funcției spectrului de distribuție al amplitudinilor $S(\omega)$

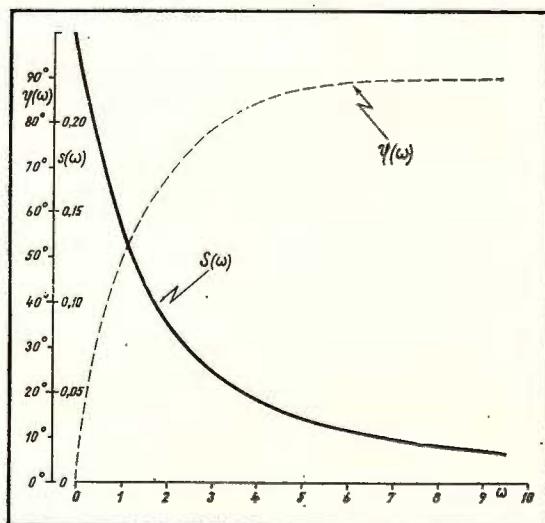


Fig. 12. – Spectrele continue de distribuție a amplitudinilor $S(\omega)$ și a unghiurilor de fază inițială $\varphi(\omega)$ pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent.

Continuous spectra of amplitudes $S(\omega)$ and initial phase angles $\varphi(\omega)$ distribution for the case of g produced by an infinite horizontal line-mass or infinite horizontal cylinder.

și variația funcției spectrului de distribuție al unghiurilor inițiale de fază $\phi(\omega)$, în domeniul de variație al frecvenței ω de la 0 la 9,420 cicli/km.

În figura 13 este prezentată variația coeficienților $a(\omega)$ și $b(\omega)$, în domeniul de variație al frecvenței ω de la 0 la 9,420 cicli/km, din care reiese contribuția diferențiată a acestora la curbele care exprimă forma funcțiilor $S(\omega)$ și $\phi(\omega)$.

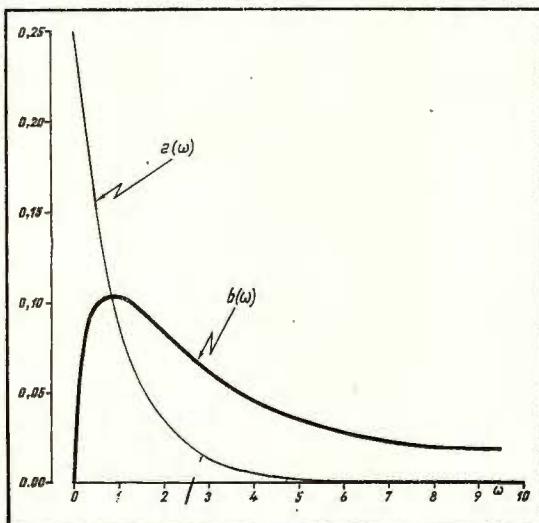


Fig. 13. — Variația coeficienților $a(\omega)$ și $b(\omega)$ pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent.

Showing the variations of the coefficients $a(\omega)$ and $b(\omega)$ for the case of g produced by a horizontal infinite line-mass or horizontal infinite cylinder.

Figurile 12, 13 dă o imagine interesantă, și în același timp nouă asupra caracteristicilor în domeniul frecvenței a cîmpului gravitației g corespunzător distribuției de masă liniară orizontală infinită.

Evident, un studiu asemănător se poate face pentru oricare din distribuțiile simple de masă luată în considerare.

Seria Fourier. Să reluăm cazul cîmpului gravitației g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit

echivalent și să efectuăm dezvoltarea în serie Fourier a lui g pe baza relației (20) transcrisă sub forma

$$F(\bar{x}) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} \left[a_k \cdot \cos \left(k \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + b_k \cdot \sin \left(k \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) \right] \quad (120)$$

Coeficientul a_0 este dat de relația (21) transcrisă sub forma

$$a_0 = \frac{2}{l} \int_0^l F(\bar{x}) d\bar{x} \quad (121)$$

Calculul acestui coeficient se poate realiza ușor pe cale grafică, prin calcularea suprafeței închisă de curba $F(\bar{x}) = \cos^2 \theta$ în intervalul $(0, l)$ din figura 4. Efectuarea acestui calcul ne-a condus final la valoarea $\frac{a_0}{2} = 0,27588$ mgal.

Coeficienții a_k și b_k se obțin din relațiile (22) și (23) transcrise respective în forma

$$a_k = \frac{2}{l} \int_0^l F(\bar{x}) \cdot \cos \left(k \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) d\bar{x} \quad (122)$$

și

$$b_k = \frac{2}{l} \int_0^l F(\bar{x}) \cdot \sin \left(k \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) d\bar{x} \quad (123)$$

Calculul numeric al integralelor din relațiile (122) și (123) a fost efectuat tot pe cale grafică, pentru $k = 1, 2, 3, \dots, 12$. Este de remarcat că integrala din relația (123) are valoarea zero pentru orice $k > 1$, rezultat absolut corect deoarece funcția $F(\bar{x})$ este o funcție pară.

Rezultatele acestor calcule sunt exprimate în forma dezvoltării în serie Fourier a funcției $F(\bar{x}) = \cos^2 \theta$ pentru cazul unei distribuții de masă liniară orizontală infinită, valabilă în intervalul $(0, l = 8)$ și care este :

$$\begin{aligned} F(\bar{x}) = & 0,27588 - 0,36125 \cdot \cos \left(1 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + 0,15775 \cdot \cos \left(2 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - \\ & - 0,08825 \cdot \cos \left(3 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + 0,03175 \cdot \cos \left(4 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - \\ & - 0,01450 \cdot \cos \left(5 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + 0,00975 \cdot \cos \left(6 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - \\ & - 0,00525 \cdot \cos \left(7 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + 0,01625 \cdot \cos \left(8 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - \\ & - 0,01700 \cdot \cos \left(9 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - 0,02250 \cdot \cos \left(10 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) - \\ & - 0,01950 \cdot \cos \left(11 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) + 0,03950 \cdot \cos \left(12 \frac{2\pi}{l} \bar{x} \right) \end{aligned} \quad (124)$$



Este de remarcat că $S_0 = \frac{a_0}{2} = 0,27588$ coincide cu valoarea medie a funcției $E(\bar{x})$. Coeficienții

$$S_k = |a_k| \quad (125)$$

conform relației

$$S_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad (126)$$

și ținând cont că în cazul nostru $b_k = 0$, au semnificația de amplitudini, iar termenii $a_k \cdot \cos\left(k \frac{2\pi}{l} \bar{x}\right)$ au semnificația de componente armonice, în care $a_1 \cdot \cos\left(1 \frac{2\pi}{l} \bar{x}\right)$ reprezintă „armonica fundamentală” sau „prima armonică”, iar celelalte, pentru $k > 1$, reprezintă „armonici superioare” sau „armonici de ordinul k ”.

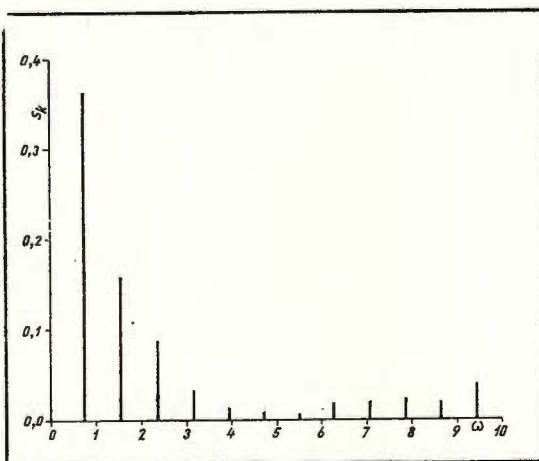


Fig. 14. — Spectrul discret de distribuție a amplitudinilor S_k pentru cazul lui g produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent.

Discrete spectrum of amplitudes S_k for the case of g produced by a horizontal infinite line-mass or equivalent horizontal infinite cylinder.

În figura 14 este prezentat spectrul discret de frecvență al amplitudinilor, corespunzător relației (124). și aceasta reprezintă o imagine nouă asupra caracteristicilor în domeniul frecvenței a cimpului gravitației g corespunzător distribuției de masă liniară orizontală infinită.



Măsura purității oscilațiilor periodice este dată de factorul de puritate conform relației (33). Calculând valoarea acestui factor în cazul studiat, s-a obținut 0,533. Această valoare ne arată că armonicele de ordin superior au o contribuție de numai cca 50% în valoarea amplitudinii anomaliei, restul de cca 50% reprezentând contribuția armonicei fundamentale.

REZUMAT

În cele de mai sus sunt prezentate principalele elemente fizico-matematice care stau la baza tratării problemei propuse spre rezolvare. Este trecută în revistă teoria funcțiilor aproape-periodice, ca cea mai generală clasă de funcții cu care se poate face aproximarea fenomenelor periodice și tranzitorii; sunt prezentate principalele elemente cu privire la seriile și integralele Fourier, ca forme concrete de aproximare ale acestor fenomene, precum și reprezentarea prin spectre a acestora; este prezentată teoria funcțiilor aleatoare și a spectrelor de putere, ca elemente de matematică statistică aplicabile fenomenelor tranzitorii; este discutată problema semnalelor în prezența zgomotului și metoda filtrării, ultima ca formă importantă de prelucrare în studiul acestor tipuri de fenomene.

În continuare se arată că anomaliiile gravimetrice și magnetice nu numai că pot fi tratate ca fenomene periodice sau tranzitorii, deci aproximabile prin polinoame trigonometrice, ci și că ele însăși, pentru tipurile de distribuții simple de masă, pot fi descrise prin expresii trigonometrice destul de simple. Aceasta prezintă un mare avantaj, deoarece permite tratarea mai departe a problemei obținindu-se soluții analitice exacte. Un exemplu în acest sens este prezentat de cazul cîmpului gravitației produs de o distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent. Studiul acestui caz pune în evidență imagini foarte interesante și noi cu privire la structura distribuției spectrelor amplitudinilor anomaliei gravitației și scoate în relief elemente noi cu privire la posibilitățile de prelucrare a anomaliei.

Așa cum apare clar din cele de mai sus, materialul prezentat deschide o nouă optică în problema prelucrării și interpretării anomaliei gravimetrice și magnetice, cu perspective interesante pentru adâncirea analizei acestor tipuri de anomalii și arată că este indicat de a merge pe această cale pentru a obține soluții noi în rezolvarea acestor probleme.



PARTEA ÎNTÎI

SEPARAREA CIMPURILOR GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE

STADIUL ACTUAL AL PROBLEMEI

Existența unor contraste majore unice de densitate sau de proprietăți magnetice în subsol, care să producă o anomalie gravimetrică sau magnetică bine individualizată, este destul de rară în natură. De obicei, condițiile geologice reale crează două sau mai multe astfel de contraste, iar anomaliiile produse de fiecare în parte se însumează, astfel încât prin prospecțiunea gravimetrică sau magnetică se cartează efectul cumulat al acestora într-o anomalie gravimetrică sau magnetică unică. Pentru o corectă interpretare geologică a acestor anomalii este necesară separarea anomaliiilor produse de fiecare contrast de proprietăți fizice în parte. Unei asemenea separări îi corespunde o separare a contrastelor de proprietăți fizice care le provoacă și care, apoi, vor putea fi interpretate în mod just, sub forma de elemente geologice corespunzătoare.

Problema separării anomaliiilor gravimetricice și magnetice nu este însă cîtuși de puțin simplă și cea mai bună dovdă în acest sens este numărul mare de soluții, concretizate în metode, procedee și tehnici de lucru în acest scop, consemnate de literatura de specialitate. În cele ce urmează vom face o scurtă trecere în revistă a acestora, cu privire specială la folosirea analizei armonice și a elementelor de matematică statistică care au început să ocupe un loc din ce în ce mai mare în acest domeniu. Este de precizat că utilizarea seriei și integralei Fourier, a spectrelor de frecvență și de energie, precum și a funcției de autocorelație și a spectrului de putere, a lărgit sfera noțiunii de „separare” a anomaliiilor gravimetricice și magnetice așa cum va apărea clar mai departe.



Scurtă prezentare a principiilor care stau la baza procedeelor de separare a anomalilor gravimetrice și magnetice

În momentul de față se cunosc patru căi principale pentru separarea anomalilor gravimetrice și magnetice și anume: pe baza nivelării anomalilor, a continuării analitice a acestora, a determinării gradienților verticali de ordin superior și a transformării complexe a anomalilor. Fiecare dintre acestea asigură evidențierea unor trăsături proprii a morfologiei anomalilor individuale, de aceea în multe cazuri este indicată folosirea unui complex de procedee cu bază diferită.

Procedee de nivelare. Ideea de la care s-a plecat la elaborarea acestor procedee este că anomaliiile produse de surse situate la adâncimi diferite se deosebesc prin amplitudine, dar mai ales prin morfologie și că anomaliiile cu sursă mai adâncă prezintă întotdeauna un aspect mai regulat al izoliniielor la suprafață. În acest sens, nivelarea anomalilor cartate poate servi la separarea anomalilor individuale, cu grad diferit de regionalitate.

Nivelarea poate fi făcută grafic, pe profile sau în suprafață Constantinescu et al. (1964) Botezatu (1964 c, 1966). De asemenea, mai poate fi făcută numeric, prin metoda mediilor mobile și prin procedeele Griffin (1949) sau Saxov și Nygaard (1953).

Continuarea analitică. Procedeele din această categorie se bazează pe observația că anomaliiile au o asemănare cu atât mai mare cu elementele geologice care le produc cu cât aceste elemente se găsesc situate mai aproape de suprafață sau, altfel spus, asemănarea este cu atât mai mare cu cât suprafața pe care se cunoaște cîmpul este mai aproape de cauza care produce anomalia. Înținind cont de această observație s-au imaginat procedee de continuare analitică a anomalilor, care constau în a deduce prin calcul, pe baza datelor măsurate la suprafața pămîntului, valorile cîmpului gravitației sau ale cîmpului magnetic în diferite planuri superioare sau inferioare și paralele cu suprafața pămîntului, fie pentru a realiza o nivelare a anomalilor, fie pentru a accentua efectul distribuției de masă care produce anomalia și a pune în evidență unele detalii structurale.

Continuarea analitică a anomalilor gravimetrice și magnetice poate fi efectuată în semispațiul inferior, de exemplu prin unul din procedeele elaborate de Peters (1949), Ejen (1936), Constantinescu și Botezatu (1961 b, 1961 c), Hughes (1942), Vestine și Davids (1945), Maloviciko (1952) sau Henderson (1960).



și în semispațiul superior, prin procedeele Peters (1949) sau Henderson (1960).

Gradienti verticali de ordin superior. Avantajele folosirii gradientilor verticali de ordin superior constau în aceea că cu cît ordinul acestora este mai înalt, cu atât, din cauza proporționalității inverse a acestora cu puteri din ce în ce mai mari a adâncimii sursei care produce anomalia, vor reflecta mai mult efectele surselor situate mai aproape de suprafață. Folosind datele măsurate la suprafața pământului, gradientul vertical de ordinul I poate fi evaluat prin procedeele elaborate de Ewen (1936), Baranov (1953), Constantinescu și El daiem (1963), Henderson (1960), Veselov (1960) etc., gradientul vertical de ordinul II prin procedeele Peters (1949), Elkins (1951), Henderson și Zietz (1949), Rosenbach (1953), Haalck (1953), Baranov (1954), Hergert (1957), Henderson (1960), iar gradientul vertical de ordinul IV prin procedeul Peters (1949).

Transformări complexe ale anomalilor. Din această categorie fac parte acele procedee care, plecind de la anomaliiile gravimetrice sau magnetice cartate, conduc direct la anomaliiile altor mărimi fizice care sunt în măsură să reflecte aspecte noi ale cauzelor geologice care le produc.

Astfel de transformări complexe sunt reprezentate de determinarea gradientului vertical de ordinul I continuat analitic în semispațiul inferior prin procedeele Baranov (1953) și Henderson (1960) sau în semispațiul superior Henderson (1960), a intensității cîmpului anomal total, a inclinației cîmpului anomal total, a deviației locale a verticalei sau a ondulațiilor locale ale geoidului prin procedeele elaborate de Haalck (1942).

PROCEDEE DE SEPARARE ȘI PRELUCRARE PE BAZĂ ANALIZEI FOURIER

Dezvoltarea în serie Fourier. Dezvoltarea în serie Fourier este folosită de multă vreme în tehnica cercetării seismometrice și se efectuează fie pe cale analitică, fie folosind analizoare armonice mecanice.

Korschunow (1956), folosind un analizor mecanic de tip Mader-Ott face un studiu asupra erorilor care sunt introduse în acest gen de analiză datorită imposibilității de a urmări perfect cu indicele aparatului forma exactă a curbei de analizat. Construind spectrul discret de frecvență al seismogrammei analizate, autorul ajunge la concluzia că este necesar să se ia în considerație un spectru cît mai lat posibil deoarece



astfel se vor putea discerne părțile importante de cele mai puțin importante ale acestuia și în modul acesta să se fixeze mai mult sau mai puțin componente armonice.

G r a n t (1954) este acela care aplică pentru prima oară dezvoltarea în serie Fourier în scopul separării cîmpului anomalilor gravimetrice locale de cele regionale. Autorul definește o funcție ajutătoare ca fiind speranța matematică a cîmpului măsurat. Considerînd anomalii locale împreună cu erorile datorate altor cauză, le cuprinde într-un termen pe care îl numește „nedeterminarea intrinsecă a observațiilor” și care, deși poate să varieze într-un anumit grad de la un punct la altul, își va conserva întotdeauna caracterul său întimplător. Dacă deviația standard aleasă este suficient de mare pentru a îmbrăca nedeterminarea intrinsecă a observațiilor, cuprinzînd deci toate anomalii locale, atunci funcția ajutătoare va descrie un cîmp în care aceste forme sunt nivелate și în principiu acesta va fi cîmpul regional.

A l l d r e d g e, V a n V o o r h i s și D a v i s (1963) au analizat un profil magnetic în jurul lumii al intensității cîmpului total. Sursele magnetice apar ca fiind de mică adîncime de-a latul Oceanului Pacific și în vecinătatea crestei din mijlocul Atlanticului, iar sursele majore de sub ariile continentale apar ca fiind mai adînci. Au fost calculați coeficienții Fourier pentru primele 2000 componente armonice.

Armonicele au fost apoi însumate în acord cu intervale de lățime de lungime de undă fixe. Rezultatele, într-o distribuție bimodală, indică surse crustale și surse din manta. Dacă profilul singular în jurul lumii, studiat în lucrare, este tipic pentru toate profilele circulare pe suprafața pămîntului, se trage concluzia că coeficienții armonici de ordin mai mare ca 10 nu sunt probabil necesari pentru a descrie partea principală a cîmpului geomagnetic în limite acceptabile pentru hărțile la scară planetară.

De o importanță deosebită pentru interpretarea anomalilor cîmpului geomagnetic total obținute prin prospecțiuni aeromagnetice, sunt lucrările elaborate de către B. K. B h a t t a c h a r y y a în legătură cu corpuși anomale de forma unor prisme cu pereți verticali, magnetizate uniform.

Seria acestor lucrări începe cu stabilirea de formule exacte pentru determinarea cîmpului și a derivatelor lui după direcția verticală, de ordinul I și II, produse de corpuși anomali cu forma de prismă verticală și magnetizare cu direcții oarecare (B h a t t a c h a r y y a, 1964).

În continuare, B h a t t a c h a r y y a (1965), arată că în cuprinsul unei suprafețe prospectate aeromagnetic, valorile cîmpului magnetic total pot fi reprezentate exact printr-o dezvoltare în serie Fourier dublă,



folosind această dezvoltare armonică pentru calculul cîmpului continuat analitic în semispațiile superior și inferior, precum și a derivatelor verticale ale acestuia; de asemenea, a cîmpului redus la pol și a derivelei a doua a lui. Marele avantaj pe care îl oferă reprezentarea cîmpului printr-o serie Fourier îl constituie, aşa cum a arătat autorul, ușurința cu care pot fi calculate celelalte mărimi transformate ale acestuia.

B h a t t a c h a r y y a (1966 a), folosește relațiile stabilite anterior pentru calculul valorilor transformate ale cîmpului geomagnetic total în vederea interpretării directe și anume pentru determinarea dimensiunilor corpului prismatic care produce anomalia, precum și a valorilor de magnetizare totală.

Într-un articol recent, B h a t t a c h a r y y a (1967) trece în revistă în mod sintetic procedeele prezentate mai sus și completează imaginea utilității acestora cu date asupra aplicării lor în zona sectorului canadian și a insulelor arctice.

B e r e z k i n și B u k e t o v (1966 a) discută metoda continuării analitice a cîmpului gravitației folosind dezvoltarea în serie Fourier și prezintă cîteva exemple de aplicare în cazul anomaliei produse de structuri petrolifere. Tot B e r e z k i n și B u k e t o v (1966 b) arată că cu ajutorul analizei armonice se găsesc relativ simplu diferențe caracteristice ale cîmpului gravitațional, iar din punct de vedere tehnic procedeul este deosebit de comod pentru calcule cu ajutorul mașinilor electronice. Concluzia autorilor este că totuși nu sunt încă pe deplin clarificate posibilitățile practice ale analizei armonice.

C a r o z z o și M o s e t t i (1966) prezintă cîteva seturi de coeficienți în combinații liniare pentru analiza periodică bidimensională. Aceste combinații sunt foarte utile pentru filtrarea și nivelarea oricăror valori ale unei hărți de suprafață, de exemplu hărțile gravimetrice și magnetice.

Folosirea integralei Fourier. Ca și în ceea ce privește seria Fourier, aplicațiile integralei și a transformatelor Fourier sunt de dată mai veche și mai ample în cercetarea seismometrică.

B o r n și K e n d a l l (1941), de exemplu, au folosit analiza undelor seismice pe baza integralei Fourier cu ajutorul unui analizor armonic mecanic cu sferă deplasabilă de tip Heinrici, care face posibilă — prin rezolvarea grafică a problemei — o reducere apreciabilă a volumului de muncă necesar acestei operațiuni.

Aplicarea metodei de analiză folosind integrala Fourier la separarea anomaliei gravimetrice și magnetice aparține lui S w a r t z (1954 a).



Autorul consideră că orice hartă cu curbe de egală valoare poate fi considerată ca fiind construită prin suprapunerea unei duble infinități de suprafețe ondulate elementare, fiecare dintre acestea având forma unui strat subțire ondulat sinusoidal. Aceste suprafețe elementare pot avea toate lungimile de undă, orientări, amplitudini și faze posibile. Considerațiile de mai sus sunt folosite de autor pentru analiza procedurilor și elaborarea de formule pentru separarea cimpurilor, direct și cu ajutorul derivatei a doua.

N e i d e l l (1963) a încercat să aplique integrala de convoluție în probleme de studii izostatice, privind compensarea izostatică asemenea unui impuls de răspuns al sarcinii create de relieful topografic.

O d e g a r d și B e r g (1965) au făcut cercetări în problema aplicării integralei Fourier la analiza datelor gravimetrice pentru anomalii produse de corpuri simple (cilindru orizontal, sferă și falie). Autorii au plecat de la ideea că deoarece caracterul unei anomalii produsă de un corp regulat este determinat de adâncimea, densitatea și mărimea acestuia, spectrul de frecvență al unei astfel de anomalii conține informații privind aceleasi variabile. Obținind integrale exacte pentru transformatele Fourier corespunzătoare funcțiilor acestor distribuții de masă, au studiat aceste transformate pentru a stabili relații posibile între pante și puncte de interceptie a amplitudinii în raport cu frecvența și între adâncimea, mărimea și contrastul de densitate al corpurilor și au elaborat metode pentru determinarea acestor parametri din transformate.

Problema aplicării integralei Fourier la analiza anomaliei aeromagnetice a fost tratată de către *B h a t t a c h a r y a* (1966 b) folosind ca sursă a anomaliei cimpului magnetic total corpuri de forma unor prisme cu pereți verticali, magnetizate uniform. Sunt calculate spectrele de densitate a amplitudinilor, a fazelor și a energiei și sunt stabilite relații între caracteristicile acestora și parametri dimensionali ai corpurilor perturbante luate în considerare.

De un interes particular este lucrarea lui *N e i d e l l* (1966), care face un studiu asupra spectrelor unor profile complexe — gravimetrice, magnetice și de sondaj acustic —, înregistrate în Oceanele Atlantic și Indian. Calculul spectrelor de energie s-a făcut prin reprezentarea sub formă de serie complexă Fourier a datelor profilelor, ridicarea la patrat și însumarea amplitudinilor pentru fiecare frecvență armonică. Concluzia studiilor lui *N e i d e l l* este că folosirea analizei armonice este utilă în astfel de probleme, deoarece caracteristicile ondulatorii sunt



asociate nu numai cu structuri recurente, ci, de asemenea și cu forma structurilor individuale.

G l a d k i și S e r k e r o v (1965) au efectuat cercetări în direcția elaborării unei metodici de construire a schemelor de calcul în forma lor generală pentru derivata a două și continuarea analitică în semispațiul inferior. Cunoscind adâncimea de zăcămînt aproximativă a obiectului geologic care produce anomalia, se poate determina valoarea frecvenței limită corespunzătoare pentru care comportarea caracteristicilor de frecvență poate să difere de caracteristicile transformărilor exakte; după cunoașterea frecvenței limită se construiește caracteristica de frecvență pentru transformarea care ne interesează.

În fine, S h a r m a și G e l d a r t (1968), studiind transformata Fourier în cazul anomalilor gravimetrice produse de o falie, au constatat că amplitudinea spectrului acestei transformate poate da informații asupra adâncimii părții superioare a stratului faliat, precum și asupra inclinării planului de falie; în condiții avantajoase pot fi obținute chiar grosimea stratului și valoarea săriturii falei.

Procedee de separare și prelucrare pe baza matematicii statistice și a metodei filtrării

Folosirea funcției de corelație și a spectrului de putere. Există desigur multe aplicații ale funcțiilor de autocorelație și de corelație reciprocă, precum și ale spectrelor de putere în domeniul seismometric, care, de fapt, reprezintă prima aplicare geofizică a acestora, însă nu vom insista asupra lor mărginindu-ne numai la aplicațiile în gravimetrie și magnetism.

S e r s o n și H a n n á f o r d (1957) sînt primii care au folosit funcțiile de corelație la interpretarea anomalilor declinației și componentelor orizontală și verticală ale cimpului geomagnetic obținute cu un aeromagnetometru peste Canada de vest și Oceanul Atlantic; prin compararea acestor funcții cu cele teoretice stabilite pentru modele simple s-au obținut estimări ale adâncimii rocilor care sunt responsabile de anomaliiile măsurate.

H o r t o n, H e m p k i n s și H o f f m a n (1964) au folosit funcția de autocovarianță și spectrul de putere al anomalilor aeromagnetice din zona de NW a Canadei pentru a obține tendințele direcționale și alte informații cu privire la structura geologică a acestei regiuni.

S a x (1966) utilizează teoria informației pentru a da soluția unei probleme particulare în gravimetrie și anume reducerea numărului de izolinii ambiguie dintr-o hartă gravimetrică; de asemenea, pentru esti-



marea unei limite inferioare a probabilității ca o anomalie observată pe o hartă să-și aibă originea într-un anumit strat.

Spector și Battacharyya (1966) au stabilit formule pentru spectrul de energie și funcția de autocorelație în cazul anomalilor magnetice produse de corpuși ce pot fi aproximăte prin poli, linie de poli, dipoli și linie de dipoli.

Naidu (1967) a studiat proprietățile statistice ale cîmpurilor potențiale — gravitațional și magnetic —, în legătură cu proprietățile statistice ale distribuției densității parametrilor fizici care, la rîndul ei, este legată de caracteristicile geologice ale rocilor. Studiul este restrîns la cazul bidimensional, considerînd efectul unui strat orizontal semiinfinît extins în jos, împărît în celule pătrate de densitate constantă dar a căror valoare variază întimplător de la o celulă la alta. Concluzia studiului este că spectrul de putere al unui cîmp potențial cu caracter aleator este legat de spectrul unei distribuții de densitate întimplătoare, într-un strat orizontal, printr-o relație liniară. Contribuția diferențelor strate, care descrește exponențial cu adîncimea, se adună deci liniar.

Tot Naidu (1968) a folosit funcțiile de covarianță și de densitate spectrală, pe de o parte a densității și intensității de magnetizare considerate ca funcții aleatoare, pe de altă parte a cîmpului gravitației și geomagnetic considerate de asemenea ca funcții aleatoare, pentru a stabili o relație privind determinarea adîncimii surselor de anomalii pe calea continuării analitice în jos a acestor cîmpuri.

Mundt (1968), pe baza analizei de corelație, a arătat că este posibilă determinarea adîncimii unor discontinuități în scoarța terestră, plecînd de la cîmpurile gravitației și geomagnetic.

Aplicații ale metodei filtrării. O trecere în revistă a metodelor de filtrare folosite în domeniul seismometriei, împreună cu o discuție asupra caracteristicilor și avantajelor acestora, a fost făcută de către Smith (1958). În prealabil, Jaksoky și Jaksoky (1952) au atras atenția și asupra unor aspecte privind tehnica filtrării în vederea îmbunătățirii raporturilor semnal/zgomot și semnal/interferență în practica prospectiunii seismometrice.

Forma cea mai generală de filtrare folosită în prezent este filtrarea liniară și cuprinde filtrele convenționale (de tip trece-sus, trece-jos și trece-bandă), filtrele liniare cu întîrziere de timp și filtrele numerice

Robinson și Treitel (1964), prezintînd principiile filtrării digitale au făcut totodată legătura între teoria filtrelor în domeniul



timpului și aceea a filtrelor în domeniul frecvenței, stabilind conceptul de întărire minimă de fază ca o caracteristică importantă pentru clasificarea filtrelor.

B o b i n s o n (1966) studiind problema proiecțiunii seismice marine a arătat că impulsurile de reverberație care rezultă dintr-o reflexie adincă pot fi separate de acestea din urmă prin folosirea filtrelor digitale inverse.

Primul care a atras atenția asupra aplicațiilor metodelor de filtrare în prelucrarea anomalilor gravimetrice și magnetice ,a fost N e t t l e t o n (1954). Studiind problema separării anomalilor locale de cele regionale, Nettleton a arătat că selectivitatea dorită a unei rețele sau a unei metode de calcul a derivatei a două poate fi comparată cu aceea a unui filtru electric care va lăsa să treacă numai componente de anumite frecvențe și le va exclude pe celelalte. Calculele pe rețele bine alese vor avea caracteristici de filtrare foarte utile, însă această filtrare nu va fi niciodată totală. În cazurile în care mărimile relative ale componentelor regională și locală sunt cu mult diferite, filtrul va funcționa în bune condiții deosebind anomaliiile dorite de pus în evidență, de celelalte ; în caz contrar, filtrul va funcționa mai puțin bine. Concluziile de mai sus au fost extrase prin compararea diferitelor metode de calcul grafic sau numeric al anomalilor regionale, precum și ale derivatei a două, pe modele gravimetrice și pe cazuri de anomalii gravimetrice reale.

Trecerea către o tratare analitică a problemei aplicării filtrării liniare la separarea anomalilor gravimetrice și magnetice este făcută de către S w a r t z și S o k o l o f f (1954 b). Autorii observă că la tratarea unor volume mari de date geofizice, una dintre cele mai importante probleme este aceea a separării semnalelor utile față de un fond de perturbații nedorit. Pentru rezolvarea problemei separării anomalilor cu diferite grade de regionalitate sunt folosite cîteva din metodele de selecțare și este arătat modul în care acestea pot fi făcute să acționeze ca niște filtre atunci cînd ele tind să separe semnalul util de fondul de zgromot. Această probă selectivă se face de obicei pe baza caracteristicilor de frecvență, prin stabilirea raportului semnal/zgomot. Cînd acest lucru este realizat, semnalul însuși suferă o oarecare degradare de calitate, rezultînd o pierdere a puterii de rezolvare. Totuși, efectul final este adesea o îmbunătățire a abilității noastre de analizare și interpretare a semnalului astfel obținut. Metodele de selectare folosite de autori sunt următoarele : medierea simplă sau mixajul unui număr dat de valori consecutive situate la un interval constant fixat în prealabil ; medierea ponderată, reprezen-



tind media unui număr dat de valori consecutive situate la un interval constant dat, scăzută din valoarea din centrul grupului de valori medie; efectuarea de diferențe succesive.

Naudy (1964) a studiat proprietățile de filtrare ale unor formule folosite pentru transformarea hărților gravimetrice cu ajutorul unor parametri ca „indicele de netezire” și „adincimea de rupere” în care intervin atât amplitudinea anomalilor cît și panta flancurilor acestora.

Meskó (1965), reluând lucrările lui Daneș și Oncley (1962) care au tratat problema unidimensională, constată că operațiile de calcul al datelor pe baza formulelor derivatei a două sunt echivalente cu operațiile de filtrare digitală bidimensională. De aceea, orice set de coeficienți poate fi descris în mod univoc prin răspunsul de frecvență bidimensional al acestuia. În concluzia studiului, autorul prezintă caracteristicile principalelor formule de calcul a derivatei a două în raport cu precizia medie a aproximării realizate de aceasta. Într-un articol ulterior, Meskó (1966) reia problema derivatei a două constatănd că aceasta reprezintă de fapt un „filtru fix trece-sus” și după părerea sa ar fi mai bine să se folosească un „filtru trecă-bandă”, care, construit în acord cu teoria filtrelor optime ar conduce la rezultate mai bune. Astfel, deși metoda derivatei a două a fost cu adevărat un instrument prețios în analiza datelor gravimetrice și magnetice, a venit momentul ca să fie înlocuită cu o metodă de filtrare optimă mai eficace. De asemenea, Darby și Davies (1967) reluând aceeași problemă atât pentru derivata a două cît și pentru procedeele de separare a anomalilor locale de cele regionale, ajung la concluzii de aceeași natură.

Tot în categoria filtrelor liniare intră și filtrelle de convoluție, pe care în mod intenționat le-am separat de celelalte datorită fundamentării lor matematice deosebite.

Primul care a tratat operațiile de transformare a hărților gravimetrice și magnetice (derivata a două, continuările analitice, nivelarea etc) ca fiind analoge din punct de vedere matematic cu acțiunea de filtrare a circuitelor electrice a fost însă Dea n. (1958). Aceasta a scos în evidență marele avantaj că ecuațiile care descriu aceste operații sunt adesea mai simple atunci cînd sunt exprimate în termeni de frecvență, astfel încît rezultatul unei operații sau modificări ale unei operații pot fi întrevăzute fără a fi necesar în prealabil un calcul detaliat. Dean discută în lucrarea sa continuarea analitică, nivelarea, separarea cîmpului local de cel regional, derivata a două și operațiile de derivare-integragre de orice ordin, din



expresiile pentru răspunsurile de frecvență ca funcții de una și de două variabile.

B y e r l y (1965) a reluat teoria formulată de către D e a n, aducind unele precizări importante cu privire la aplicarea filtrării de convoluție în analiza anomalilor gravimetrice și magnetice.

O formă oarecum deosebită de filtrare este filtrarea de corelație.

J o n e s și M o r r i s o n (1954) au arătat cum tehnica analizei de corelație poate fi aplicată la datele seismice pentru a extrage informații suplimentare sau a analiza datele ca într-o metodă alternativă de filtrare. În domeniul seismometriei s-au dezvoltat în ultimii ani filtrele de corelație reciprocă, îndeosebi pentru identificarea reflexiilor slabe măscate de un fond de perturbații puternice.

Aplicarea filtrării de corelație în domeniul gravimetriei și magnetismului, după cunoștința noastră, aparține lui S e r k e r o v (1965). Autorul a stabilit transformarea cea mai bună, respectiv filtrul optim care asigură eroarea medie pătratică minimă de reproducere a semnalului ales, pentru cazul separării cîmpurilor locale de cele regionale.

Într-o lucrare recentă, N a u d y și D r e y e r (1968) au prezentat un procedeu de filtrare neliniară a profilelor aeromagnetice pentru separarea anomalilor cu diverse grade de regionalitate, folosind un proces de aproximări succesive și luînd drept criteriu lățimea anomalilor utilizată ca pas de filtrare.

În tehnica prospecțiunii seismometrice au început să fie folosite în ultimii ani o serie de procedee care urmăresc să eliminate efectele filtrării semnalelor utile și, îndeosebi, efectul de filtrare — necunoscut — pe care îl exercită stratificația din subsol prin care călătorește unda elastică în procesul de propagare a ei. Astfel de procedee privesc deconvoluția, filtrarea inversă și filtrarea neliniară, studiate de K u n e t z (1961, 1963), d'H o e r a e n e (1962), R i c e (1962), R o b i n s o n (1966), F o s t e r, H i c k s și N i p p e r (1962), B a r a n o v (1961) etc.; filtrarea dinamică, studiată de S a v i t, B r u s t a d și S i d e r (1958) sau C l a y (1966); filtrarea de viteză, studiată de J a c k s o n (1965). Nici unul din procedeele amintite mai sus nu și-a găsit deocamdată ecou în analiza anomalilor gravimetrice și magnetice.

PROCEDEUL PROPUȘ

Punerea problemei

În sensul universal acceptat în momentul de față, prin separarea anomalilor gravimetrice și magnetice se înțelege conturarea unor anomalii



individuale care se cumulează în anomalia cartată și, în majoritatea cazurilor, aceasta se reduce la definirea unei anomalii „reziduale” sau „locale” în opoziție cu una „regională”. Este adevărat că în ultimii ani s-a înregistrat tendința de a se privi lucrurile prin prisma unor anomalii cu diferite „grade de regionalitate”, ceea ce presupune introducerea între termenii de local și regional a unor anomalii de grad intermediar, subregional. Cu privire la acest ultim punct de vedere trebuie să precizăm totuși că instrumente practice de lucru, cu suport fundamentat științific, nu au fost încă elaborate.

Este de asemenea important de precizat că noțiunea de separare nu se aplică, sau mai bine spus nu este bine să se aplice, numai la anomalii produse de structuri geologice situate la diferite adâncimi de tipul local, subregional, regional etc. Cumularea anomalilor poate proveni și de la surse situate la adâncimi comparabile sau de la variații ale proprietăților fizice localizate în interiorul unui același obiect geologic. În acest sens, literatura de specialitate oferă destule exemple.

De aceea, noi am ajuns la concluzia că trebuie să acceptăm pentru operația de separare a anomalilor gravimetrice și magnetice un conținut mult mai cuprinzător, care, după părerea noastră, presupune:

a) stabilitatea numărului de surse de anomalii care în mod efectiv participă la crearea anomaliei cumulate;

b) determinarea cât mai exactă a formei și intensității fiecărei anomalii individuale care participă la cumulare.

Astfel, parcurserea a două etape distincte în procesul de separare prezintă și avantajul unui control reciproc, aşa încât rezultatele obținute vor asigura un grad superior de incredere.

Așadar, principala problemă care se pune în primul rînd în legătură cu separarea anomalilor gravimetrice și magnetice ar fi aceea a stabilirii numărului de surse care provoacă cumularea în anomalia cartată și abia în al doilea rînd aceea a conturării anomalilor produse de aceste surse.

După cum reiese din documentația bibliografică, pînă în prezent s-a mers numai pe ideea determinării anomalilor individuale, ca formă și intensitate și, mai mult decît atît, numai a acelor anomalii care sunt produse de aşa zise „contraste majore”. Aceasta a făcut ca prin separare să se izoleze în general numai două anomalii și anume cea regională de cea locală. Ori natură, în complexitatea ei, prezintă o situație mult mai complicată. Dacă luăm în considerare un profil geologic oarecare, de



exemplu un profil în terenuri sedimentare situat indiferent în ce regiune, oricără de simplu ar părea la prima vedere, constatăm la o analiză atentă că este constituit dintr-o succesiune de mai multe formațiuni cu vîrstă geologice diferite, care la rîndul lor conțin strate reprezentate prin roci diferite și că, chiar pentru aceleași tipuri de roci apar proprietăți fizice deosebite datorate diferențelor de porozitate, permeabilitate, umiditate, natura fluidelor conținute, prezența unor minerale cu caracter subordonat etc. Situația este aceeași și în terenurile cristaline sau eruptive, unde diferențierile de proprietăți fizice provin din varietatea tipurilor de roci, precum și din diferențe de conținut în minerale principale, secundare și accesori, a gradului de alterare și a naturii acestei alterări, a tectonizării acestor roci etc. Este clar că ne este permis să spunem că, practic, nu există profil geologic în natură la care contrastele de densitate sau de magnetizare să nu se ridice la numărul de mai multe zeci. Dintre acestea, evident, nu toate vor crea și contraste de masă sau de moment magnetic, deoarece pentru aceasta trebuie ca rocile contrastante să ocupe volume mai importante în subsol; totuși, în majoritatea situațiilor geologice numărul contrastelor de masă, care în mod efectiv se manifestă prin anomalii de luat în considerare, rămîne destul de mare. A privi problema numai prin prisma a două contraste majore de masă, așa cum în mod obișnuit se practică, înseamnă a suprasimplifica rezolvarea, suprasimplificare ce nu se poate face decit în dauna unei interpretări geologice juste.

Avînd în vedere cele de mai sus, în lucrarea de față urmărim elaborarea unor procedee pe baza cărora să se poată stabili, în condițiile unei fundamentări fizico-matematice riguroase, numărul de surse de anomalii care concură în mod efectiv la cumularea lor într-o anomalie cartată; problema conturării anomaliei corespunzătoare acestor surse este tratată în subsidiar, deoarece pentru această problemă literatura de specialitate oferă deja diferite soluții. Bineînțeles, soluțiile ce vor fi obținute se bazează pe analiza funcțiilor periodice.

Fundamentarea fizico-matematică

Soluția problemei va fi căutată atât pe baza analizei armonice, cât și pe baza unor mărimi ale matematicii statistice.

Analiza armonică. Elementele de bază ale analizei armonice, respectiv dezvoltarea în serie Fourier precum și folosirea integralei Fourier și a transformatorilor acestia, au fost discutate mai înainte. La aplicarea acestor procedee în analiza practică a unor fenomene fizice, așa cum arată



Worthing și Geffner (1959), se pot prezenta două cazuri și anume :

1) mărimea fizică cunoscută conține două sau mai multe componente, fiecare având o perioadă proprie, fără nici o legătură cu perioadele celorlalte componente ; în acest caz avem de a face cu *funcții complexe nearmonice* ;

2) mărimea fizică cunoscută conține o componentă fundamentală și armonicele acesteia, ale căror frecvențe sunt multipli ai frecvenței fundamentalei ; în acest caz avem de a face cu *funcții complexe armonice*.

Să ne fixăm deocamdată atenția asupra primului caz, care este cel mai apropiat ca structură de acela al anomalilor gravimetrice sau magnetice cumulate. Într-adevăr, aşa cum se prezintă realitatea geologică în multe cazuri, formele structurale care își cumulează efectul în anomaliiile cartate la suprafață nu prezintă relații organice unice în ceea ce privește caracteristicile lor geometrice sau de contrast al proprietăților fizice. Această situație o întâlnim îndeosebi în cazul formelor structurale disjunctive. Privind problema din punct de vedere strict teoretic, anomaliiile gravimetrice și magnetice cumulate pot fi tratate și pe baza celui de al doilea caz, dacă armonicele care intră în componența funcției sunt de ordin superior, adică au frecvențe de câteva ori mai mari decât frecvența fundamentală și dacă intervalul pe care se întind datele asupra variabilei independente este mai mic decât cel necesar pentru reprezentarea completă a fundamentalăi.

Analiza unor astfel de funcții comportă două etape și anume :

- 1) căutarea lungimilor de undă ;
- 2) determinarea amplitudinilor.

Deoarece, exprimînd funcția complexă nearmonică ce urmează să fi analizată ca o funcție cu componente sinusoidale nu se pierde nimic din caracterul general, vom considera

$$F(x) = a + a_1 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{l_1}x + \delta_1\right) + a_2 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{l_2}x + \delta_2\right) + \\ + a_3 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{l_3}x + \delta_3\right) + \dots \quad (127)$$

Transcrisă într-o formă mai simplă, relația (127) devine

$$F(x) = a + F_1(x) + F_2(x) + F_3(x) + \dots \quad (128)$$



În relațiile (127) și (128), $F(x)$ este o funcție care are valorile $F(x_1)$, $F(x_2)$, $F(x_3)$, ... la distanțele x_1 , x_2 , x_3 , ... separate între ele printr-un interval constant Δx .

Pentru realizarea analizei, W o r t h i n g și G e f f n e r prezintă o soluție originală, procedind în modul următor: Să zicem că fluctuațiile lui $F(x)$ și celelalte date sunt astfel încit dintr-o simplă examinare a tabelului cu valorile acestora se constată că lungimea de undă l_1 este cuprinsă între $m_1 \cdot \Delta x$ și $(m_1 + 1) \cdot \Delta x$, unde m_1 este un număr întreg. Notând cu ε_1 un număr subunitar pozitiv și necunoscut, putem scrie

$$l_1 = (m_1 + \varepsilon_1) \cdot \Delta x \quad (129)$$

și, în mod analog

$$\begin{aligned} l_2 &= (m_2 + \varepsilon_2) \cdot \Delta x \\ l_3 &= (m_3 + \varepsilon_3) \cdot \Delta x \end{aligned} \quad (130)$$

⋮

Cu ajutorul datelor tabelate și folosind valoarea aproximativă a lui m_1 determinată aşa cum s-a arătat mai sus, se întocmește un tablou de date a cărui structură o arătăm mai jos:

$F(x_1)$	$F(x_2)$	$F(x_3)$	$F(x_{m_1})$
$F(x_{m_1+1})$	$F(x_{m_1+2})$	$F(x_{m_1+3})$	$F(x_{2m_1})$
$F(x_{2m_1+1})$	$F(x_{2m_1+2})$	$F(x_{2m_1+3})$	$F(x_{3m_1})$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
$F(x_{km_1+1})$	$F(x_{km_1+2})$	$F(x_{km_1+3})$	$F(x_{(k+1)m_1})$
F'_1	F''_2	F'''_3	$F^{(m_1)}_{m_1}$

În tabloul (131), F'_1 , F''_2 , F'''_3 , ..., $F^{(m_1)}_{m_1}$ reprezintă mediile valorilor $F(x_i)$ din coloanele respective.

Se determină apoi abaterea standard $\sigma_{F(x_i)}$ pentru grupul întreg de valori ale lui $F(x_i)$ din tablou, abaterea standard σ_F a mediilor F'_1 , F''_2 , F'''_3 , ..., precum și raportul $\sigma_F / \sigma_{F(x_i)}$. Trebuie precizat că valoarea $\sigma_{F(x_i)}$ nu depinde de aranjamentul folosit la construirea tabloului.

Înainte de a trece mai departe, să analizăm care este efectul asupra lui σ_F produs de variația lui ε . Pentru discuția căre urmează imediat, vom presupune că avem la îndemâna valorile funcției $F(x)$ din ecuația (127) pentru fiecare distanță x , nu numai pentru punctele care se găsesc la intervalul constant Δx considerat. Am putea lăua deci în considerare



tablouri similare celui reprezentat de (131), cu Δx variabil și deci cu ε variabil. Să ne oprim acum la cazul particular $\varepsilon = 0$. Este evident că fiecare linie din tablou va corespunde unei lungimi de undă întreagă, iar fiecare coloană aceleiași faze a componentei cu această lungime de undă. Pentru orice variație mică a lui Δx , conduceind la $\varepsilon \neq 0$, σ_F va fi mai mic. Numai cînd se cunoaște că σ_F este maxim, putem fi siguri că $m \cdot \Delta x$ corespunzător reprezintă o lungime de undă veritabilă a funcției pe care o analizăm.

În general, datele experimentale nu permit să facem încercări cu valori ale lui Δx variind continuu, aşa cum am admis mai sus. Pentru aceasta, trebuie să căutăm condiția de maxim a lui σ_F în funcție de valorile lui $F(x_i)$ pentru diferite puncte corespunzătoare unui Δx fix.

În practică, variația lui Δx se poate realiza aproximativ printr-un artificiu relativ simplu. Valorile întîmplător potrivite ale lui $F(x_i)$ sunt omise din ansamblul general, locurile lor fiind completate cu datele ansamblului original care vin la rînd. Ansamblul de valori astfel obținut este apoi prelucrat în modul obișnuit, ținind însă seama că acum lungimea de undă este egală cu $(m + \varepsilon) \cdot \Delta x$. În modul acesta se pot determina efectiv valorile lui σ_F corespunzătoare la diferență ε , pentru a găsi pe acel ε care face maxim pe σ_F . Riguros vorbind, se caută maximul raportului $\sigma_F / \sigma_{F(x_i)}$, care mai poartă numele de „raport de corelație”. Trebuie de asemenea precizat că σ_F variază puțin în funcție de omisiunile făcute.

Valorile $\sigma_{F'} / \sigma_{F(x_i)}$, $\sigma_{F''} / \sigma_{F(x_i)}$, $\sigma_{F'''} / \sigma_{F(x_i)}$, ... pot fi folosite la determinarea amplitudinilor relative ale componentelor căutate și de asemenea pentru a verifica dacă nu a mai rămas vreo lungime de undă nedescoperită. Pentru a arăta aceasta este necesar să vedem, în detaliu, cum sunt legate între ele diferențele abateri standard σ și amplitudinile componentelor.

Autorii pleacă de la următoarele relații, considerate pentru cazul unui tablou cu n termeni :

$$\begin{aligned} (\sigma_{F'})^2 &= \frac{1}{m_1} \cdot \sum (F' - \bar{F}')^2 = \frac{1}{n} \cdot \sum [F_1(x)]^2 \sim \\ &\sim \frac{1}{l_1} \int_0^{l_1} a_1^2 \cdot \sin^2 \left(\frac{2\pi}{l_1} x + \delta_1 \right) dx = \frac{a_1^2}{2} \end{aligned} \quad (132)$$

$$\begin{aligned} (\sigma_{F''})^2 &= \frac{1}{m_2} \cdot \sum (F'' - \bar{F}'')^2 = \frac{1}{n} \cdot \sum [F_2(x)]^2 \sim \\ &\sim \frac{1}{l_2} \int_0^{l_2} a_2^2 \cdot \sin^2 \left(\frac{2\pi}{l_2} x + \delta_2 \right) dx = \frac{a_2^2}{2} \end{aligned} \quad (133)$$



și așa mai departe. De asemenea

$$\begin{aligned} (\sigma_F)^2 &= \frac{1}{n} \sum [F(x) - a]^2 = \frac{1}{n} \cdot \sum [F_1(x) + F_2(x) + F_3(x) + \dots]^2 = \\ &= \frac{1}{n} \cdot \sum [F_1^2(x) + 2F_1(x) \cdot F_2(x) + F_2^2(x) + \dots] \end{aligned} \quad (134)$$

În expresia (134), termenii de tipul $\sum F_1(x) \cdot F_2(x)$ vor fi egali cu zero, deoarece numărul termenilor $F(x)$ cu semn minus va fi egal cu al celor cu semnul plus. Din relația (134) se poate deduce, folosind expresiile (132) și (133), următoarea relație

$$(\sigma_F)^2 = (\sigma_{F'})^2 + (\sigma_{F''})^2 + \dots \sim \frac{a_1^2}{2} + \frac{a_2^2}{2} + \dots \quad (135)$$

În final, din combinarea relațiilor deduse mai sus se poate obține

$$\frac{a_1}{a_2} = \frac{\frac{\sigma_{F'}}{\sigma_{F(x)}}}{\frac{\sigma_{F''}}{\sigma_{F(x)}}} \quad (136)$$

și

$$\left(\frac{\sigma_{F'}}{\sigma_{F(x)}} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_{F''}}{\sigma_{F(x)}} \right)^2 + \dots = 1 \quad (137)$$

Relația (136), prezintă o deosebită importanță deoarece ne arată că amplitudinile diferitelor componente ale lui $F(x)$ variază ca raporturile $\sigma_F/\sigma_{F(x)}$, iar relația (137) ne arată că suma pătratelor raporturilor $\sigma_F/\sigma_{F(x)}$ trebuie să fie egală cu unu. Așadar, dacă într-un moment al analizei, suma valorilor obținute pentru $(\sigma_F/\sigma_{F(x)})^2$ este egală cu unitatea, putem fi siguri că au fost descoperite toate componentele. Practic, având în vedere aproximările care se fac prin artificiul utilizat și cele pe care le comportă aplicarea relațiilor de tipul (132), este de așteptat ca relațiile (136) și (137) să fie satisfăcute numai aproximativ.

O amplitudine aproximativă a se poate obține printr-o metodă mai directă. Dintr-un tablou care dă pe $\sigma_F/\sigma_{F(x)}$ maxim, se poate lăsa ca valoare inițială a amplitudinii, semidiferența dintre cea mai mare și cea mai mică valoare algebrică a lui F . Valoarea astfel obținută va fi exactă numai dacă valorile alese F corespund unui maxim și unui minim al unei anumite componente a lui $F(x)$, conform relației (127), dacă



numărul de elemente este suficient pentru a asigura contribuții egale ale celorlalte în diferenții F și dacă valoarea corespunzătoare a lui l este egală cu $m \cdot \Delta x$. Dacă aceste condiții sunt îndeplinite, această metodă este foarte utilă pentru determinarea unei amplitudini.

Determinarea amplitudinilor și a constantelor de fază se poate face însă și printr-o metodă riguros matematică. În acest sens, este necesar să transcriem relația (127) într-o altă formă, mai completă, și anume

$$\begin{aligned} F(x) = a + (a_1 \cdot \sin \delta_1) \cdot \cos \frac{2\pi}{l_1} x + (a_1 \cdot \cos \delta_1) \cdot \sin \frac{2\pi}{l_1} x + \\ + (a_2 \cdot \sin \delta_2) \cdot \cos \frac{2\pi}{l_2} x + (a_2 \cdot \cos \delta_2) \cdot \sin \frac{2\pi}{l_2} x + \dots \end{aligned} \quad (138)$$

În această formă, dacă au fost în prealabil determinate valorile lui l_1, l_2, l_3, \dots , prin procedeul indicat mai sus sau eventual printr-un alt procedeu, mai rămîn de determinat constantele $a, a_1 \cdot \sin \delta_1, a_1 \cdot \cos \delta_1, a_2 \cdot \sin \delta_2, a_2 \cdot \cos \delta_2, \dots$. Determinarea acestor constante se poate face în mod relativ simplu, folosind un sistem de ecuații simultane construit pentru diferite valori ale lui x .

Procedeul de determinare a numărului și valorilor lungimilor de undă ale componentelor, precum și a amplitudinilor acestora, așa cum a fost elaborat de către W o r t h i n g și G e f f n e r, de altfel singurul procedeu la cunoștința noastră pentru acest scop, este greoi, complicat și nesigur; mai mult decât atât, o astfel de analiză aplicată la mai mult de două componente ale unei funcții complexe nearmonice este aproape imposibil de efectuat, iar rezultatele care se obțin au un grad de nesiguranță foarte ridicat. Încercări efectuate de noi în cazul unei anomalii gravimetrice, destul de complicate ca formă, din Platforma moezică, au demonstrat din plin acest lucru.

De aceea, ne-am gîndit că o adaptare a procedeului elaborat de către S w a r t z și S o k o l o f f (1954 b) pentru analiza traselor seismice, pe baza filtrării numerice a acestora, ar putea da bune rezultate și în cazul anomaliei gravimetrice și magnetice cumulate, folosind simultan atât metoda medierii simple cât și cea a medierii ponderate și luînd în considerare valorile medii ale lungimilor de undă determinate pe aceste două căi. Așa cum se va vedea mai departe, analiza prin acest procedeu a anomaliei cumulate este mai simplă și mai rapidă, conducînd la rezultate care, chiar dacă nu sunt riguros exacte, pot fi luate în considerare fiind afectate de erorile care în mod obișnuit apar în analiza datelor gravimetrice și magnetice.



O dată determinate valorile lungimilor de undă l_1, l_2, l_3, \dots ale componentelor, relația (138) poate fi exprimată în coeficienți numerici prin determinarea constantelor, pe calea indicată mai înainte și problema pusă este astfel rezolvată.

Așa cum s-a arătat mai înainte, din punct de vedere teoretic nu există nici un impediment în a considera anomalii gravimetrice și magnetice cumulate ca funcții complexe armonice și deci în a căuta o rezolvare a problemei pe baza dezvoltării în serie Fourier. Si din punct de vedere fizico-geologic există un suport pentru folosirea acestei căi de rezolvare, deoarece în multe cazuri din natură formele structurale care își cumulează efectul în anomalii cartate prezintă relații organice între ele, cel puțin în ceea ce privește caracteristicile lor morfologice. Această situație se prezintă îndeosebi în cazul formelor structurale plicative, în care, stive întregi de formațiuni cu vîrstă geologică diferită și constituie la rîndul lor din diferite strate săt angajate într-un proces unic de cutare.

Dezvoltarea în serie Fourier a funcțiilor care exprimă astfel de anomalii se poate face pe baza relațiilor (20), (21), (22) și (23). Practic este mai avantajos de transpus aceste formule într-o formă numerică și de folosit un calculator electronic pentru evaluarea coeficienților, înlocuind integralele prin sume. Putem scrie așa dar relațiile practice de lucru sub forma de mai jos, avînd pentru dezvoltarea în serie Fourier relația

$$F(d) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} \left(a_k \cdot \cos \frac{2\pi kd}{D} + b_k \cdot \sin \frac{2\pi kd}{D} \right) \quad (139)$$

cu coeficienții a_k și b_k calculabili din relațiile

$$a_k = \frac{2}{D} \cdot \sum_{d=0}^{D-1} F(d) \cdot \cos \frac{2\pi kd}{D} \quad (140)$$

$$b_k = \frac{2}{D} \cdot \sum_{d=0}^{D-1} F(d) \cdot \sin \frac{2\pi kd}{D} \quad (141)$$

în care D este lungimea totală a profilului, d este distanța de la origine la punctele de observație egal distanțate și $F(d)$ este valoarea cîmpului respectiv în d .

Pe baza relațiilor (139), (140) și (141) se poate calcula spectrul discret de amplitudine al anomaliei cumulate și diferențele armonici obținute pot fi grupate împreună pentru a determina energia într-un filtru de bandă cu lungimi de undă dinainte stabilite. All dredge, Van Voorhis și Davis (1963) studiind pe această cale un profil magnetic circumterestru la care au determinat primele 2.000 de componente armonice,

au arătat că „anomaliile cu lungime de undă mică sunt separate de cele cu lungime de undă mare printr-un gol evident”. În ceea ce privește legătura datelor de observație cu adîncimea, lățimea anomaliiilor reprezintă un element important de luat în considerație, aşa încât anomaliiile într-un domeniu de lățime dat trebuie să fie explicate în termeni ai coeficienților spectrali cu lungimi de undă comparabile acestor lățimi.

Așa dar, spectrul discret al amplitudinilor și mai ales spectrul de energie determinat în condițiile indicate mai sus oferă alte căi de separare își de determinare a numărului componentelor efective ale unei anomalii gravimetrice sau magnetice cumulate. Si această cale de separare a fost folosită de către noi pentru rezolvarea problemei.

Analiza pe baza unor mărimi statistice. În unele probleme de cumulare a anomaliiilor gravimetrice sau magnetice, în special cînd sursele acestor anomalii sunt situate la adîncimi net diferite, este posibilă determinarea numărului acestor surse și pe baza unor mărimi statistice, în spătă funcția de autocovarianță și spectrul de putere. Elementele teoretice de bază în legătură cu aceste mărimi statistice au fost expuse în partea introductivă privind funcțiile aleatoare.

Aproximarea variațiilor anomale ale cîmpului gravitației sau geomagnetic printr-o funcție staționară de variabilă aleatoare prezintă unele avantaje evidente. În primul rînd, caracteristicile funcțiilor aleatoare staționare asigură posibilitatea folosirii acestor funcții la descrierea unor astfel de cîmpuri. Am fi înclinați chiar să considerăm că, pe baza unor astfel de funcții, aproximarea este mai indicată, deoarece în realitate anomaliiile gravimetrice sau magnetice, deși funcții continue, sunt practic cunoscute prin valori discrete în stațiile de măsură, reflectînd de fapt caracterul aleator al datelor pe care le avem la dispoziție. În al doilea rînd, este de observat avantajul pe care îl prezintă folosirea unor mărimi statistice ca funcția de autocovarianță, funcția de autocorelație și spectrul de putere în analiza anomaliiilor cîmpurilor potențiale. Pe de o parte, aceste mărimi au un caracter sintetic, respectiv ele reflectă efectul tuturor componentelor anomaliei pe întreaga porțiune de profil studiată, iar pe de altă parte aceste mărimi, avînd semnificații de momente, au o interpretare energetică. În fine, între funcția de autocorelație și spectrul de putere există o legătură importantă, aşa cum de altfel s-a mai precizat, și anume aceea de la funcție la transformata Fourier a acesteia.

Toate aceste caracteristici asigură analizei anomaliiilor cîmpurilor potențiale posibilitatea de a se efectua într-o optică total diferită de cea



obișnuită. În special, interpretarea spectrului de putere, ca și a celui de energie de altfel, la care ne-am referit în discuția asupra aplicării analizei Fourier, prezintă posibilități mari, dacă ne gîndim că semnificația fizică a acestuia pentru un profil al gravitației sau al cîmpului geomagnetic este destul de simplu de explicat, considerînd anomalile ca rezultatul cumulării unui număr foarte mare, teoretic infinit, de unde sinusoidale, fiecare din acestea avînd o lungime de undă și o amplitudine diferită de a celorlalte. Cîteva din aceste amplitudini pot fi, și în realitate chiar săt, mari, în orice caz suficient de mari pentru a face comportarea lor asociată mai clar vizibilă în spectrul de putere, în timp ce restul amplitudinilor se vor manifesta foarte slab, cu un efect mult diminuat. În modul acesta, spectrul de putere permite separarea efectelor majore de cele cu semnificație minoră, eventual neglijabilă.

Funcția de autocovarianță a fost definită prin relația (65) și după cum se știe, aceasta este folosită pentru a studia asemănarea unui proces cu o anumită parte a lui. Ca și în cazul analizei Fourier, evaluarea acestei funcții se face practic mult mai comod dacă transpunem formula (65) într-o formă numerică, ceea ce permite folosirea unui calculator electronic. Vom defini deci funcția de autocovarianță, într-o formă mai simplă, ca

$$C(d) = \frac{1}{D} \int_{-L/2}^{L/2} F(x) \cdot F(x + d) \, dx \quad (142)$$

în care s-a notat prin D lungimea profilului, prin $F(x)$ valoarea anomaliei cîmpului la abscisa x și prin $F(x + d)$ valoarea aceleiași anomalii la abscisa $x + d$. Mărimea d poartă numele de „întîrziere” sau „deplasare”. Dacă folosim valori ale variabilei $F(x)$ în puncte egal distanțate la un interval Δx , putem înlocui integrala din relația (142) printr-o sumă. Aducînd variabila F sub formă de valori de probă la intervalul Δx și notînd prin F_i valoarea anomaliei pentru proba i ($i = 1, 2, 3 \dots, N$), putem scrie relația (142) sub forma numerică

$$C_r = \frac{1}{N - r} \cdot \sum_{i=1}^{N-r} F_i \cdot F_{i+r} \quad (143)$$

pentru $r = 1, 2, 3, \dots, m$.

În relația (143) s-a notat prin N un număr care derivă din următoarele : probarea lui $F(x)$ la intervalul Δx va conduce la $N + 1$ valori de probă într-o distanță D , astfel încît vom avea

$$N \cdot \Delta x = D \quad (144).$$



Problema alegerii intervalului de probare Δx și deci implicit a numărului N , a fost studiată de Horton și colab. (1964) care arată că pe de o parte Δx trebuie să fie astfel ales în funcție de lățimea anomalilor încât acestea să se reflecte cât mai bine prin valorile de probă în datele numerice și pe de altă parte, având în vedere că C , este o medie statistică, N nu trebuie să fie mai mic de 200, cu condiția suplimentară ca și $N \cdot \Delta x$ să fie mare în raport cu formele anomalilor de studiat.

O altă mărime care intră în considerație este m , adică valoarea maximă a lui r în relația (143). Horton et al. (1964) arată că „ m nu trebuie să fie mai mare de 15% din N' ”, iar Niedel (1966) precizează „ca principiu general, m egal cu așa seara parte din numărul total de observații se arată a fi cel mai satisfăcător”.

Funcția de autocorelație se obține prin normarea valorilor funcției de autocovarianță, normare care se face prin multiplicarea acestora cu $1/C_0$.

În fine, funcția de repartiție spectrală a puterii, definită în forma generală de relația (72), utilizând valorile funcției de autocovarianță are expresia

$$P_r = \Delta x \cdot \left[C_0 + 2 \cdot \sum_{p=1}^{m-1} C_p \cdot \cos \frac{pr\pi}{m} + C_m \cdot \cos r\pi \right] \quad (145)$$

cu $r = 0, 1, 2, \dots, m$.

Trebuie precizat că ținind cont de conceptul fizic al spectrului de putere, valorile acestuia în mod necesar trebuie să fie pozitive sau nule. În cazul în care totuși se obțin valori negative din calcul, este necesară o modificare a relației (145) constând în înlocuirea valorilor funcției de autocovarianță în sensul următor

$$C = \frac{C_r}{2} \cdot \left(1 + \cos \frac{r\pi}{m} \right) \quad (146)$$

ceea ce conduce la o nouă expresie a lui P_r și anume

$$P_r = \Delta x \cdot \left[C_0 + 2 \cdot \sum_{p=1}^{m-1} \frac{C_p}{2} \cdot \left(1 + \cos \frac{p\pi}{m} \right) \cdot \cos \frac{pr\pi}{m} \right] \quad (147)$$

Expresia (147) este folosită pentru recalcularea valorilor negative obținute prin aplicarea relației (145). Este de precizat că apariția de valori negative provine pe de o parte din faptul că valorile P_r , obținute cu ajutorul relațiilor de mai sus sunt totuși aproximative și, pe de altă parte, că în multe cazuri practice precizia datelor de bază nu este suficientă pentru efectuarea unei astfel de analize.



Așadar, funcția de autocorelație și spectrul de putere reprezintă o a treia cale de separare și de determinare a numărului de componente efective ale unei anomalii gravimetrice sau magnetice cumulate. În cele ce urmează vom exemplifica aplicarea acestor procedee pe cîteva cazuri teoretice, pentru a studia funcționarea formulelor și semnificația diferențelor mărimi obținute, în situații în care sursele de anomalii sunt cunoscute și a deduce posibilitățile și limitările în aplicare ale acestor procedee.

Exemple teoretice

Analiza armonică. Pentru realizarea separării surselor de anomalii gravimetrice cumulate în diferite anomalii s-a procedat în primul rînd la stabilirea numărului și lungimilor de undă ale componentelor în ipoteza că anomalia ce urmează a fi studiată reprezintă o funcție complexă nearmonică. În acest scop s-a aplicat o metodă de filtrare numerică sugerată de procedeul Swartz și Sokoloff (1954 b), prin efectuarea de medii simple și ponderate.

Filtrarea numerică este de fapt o analiză de frecvență, care, aşa cum se va vedea mai departe, poate fi făcută folosind fie filtre „în număr de undă”, fie filtre „în frecvență”. Asimilarea anomalilor gravimetrice și magnetice cu funcții periodice și folosirea analizei de frecvență la prelucrarea acestora în diferite scopuri, a făcut obiectul multor lucrări publicate în revistele de specialitate, la cele mai importante făcîndu-se referiri în textul lucrării. Cu privire la fundamentarea teoretică a justificării acestei asimilări, de curînd a apărut o contribuție nouă și anume : Jackson și Pekar (1969) arată că, din punctul de vedere al analizei de frecvență, o trasă seismică este cu totul echivalentă unui profil gravimetric. În consecință, aceleasi principii de tratare matematică ar trebui să fie aplicabile tot așa de bine pentru o metodă ca și pentru cealaltă.

Această concluzie se bazează pe faptul că o trasă seismică, $g(t)$, rezultă din convoluarea răspunsului impulsional al subsolului $r(t)$ — care depinde de suita de coeficienți de reflexie —, cu un semnal oarecare $S(t)$, conform relației

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} r(\tau) \cdot S(t - \tau) d\tau \quad (148)$$

(Coeficienții de reflexie nu depind decît de natura subsolului, însă semnalul depinde de mai mulți parametri, ca : natura sursei de energie, condițiile de înregistrare, aderența geofonilor la sol și natura solului).



În același timp, o anomalie gravimetrică, de exemplu cea produsă de o sferă situată la adâncimea h și măsurată în funcție de distanța x , poate fi exprimată prin integrala Dirichlet sub forma

$$g(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h}{(h^2 + x^2 + y^2)^{3/2}} \cdot f(x - \xi, y - \eta) d\xi d\eta \quad (149)$$

sau, de exemplu cea produsă de un cilindru orizontal infinit, se poate exprima sub forma

$$g(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h}{h^2 + x^2} \cdot f(x - \xi) d\xi \quad (150)$$

Structura ultimelor două relații este evident identică cu a primei, fiind tot integrale de conoluție în care, de exemplu, $\frac{h}{h^2 + x^2}$ este operatorul de conoluție echivalent răspunsului (impulsional) în seismometrie, iar $f(x - \xi)$ este un semnal oarecare ce depinde de condițiile geologice ale subsolului.

În consecință, se apreciază că este justificată teoretic descrierea matematică a anomaliei gravimetrice și magnetice prin funcții periodice și tratarea lor pe baza analizei de frecvență.

La baza utilizării procedeului de filtrare numerică a stat în primul rînd ideea că prin filtrări succesive ale anomaliei de studiat, folosind diferiți operatori de filtrare, se obțin curbe filtrate care, în funcție de caracteristicile operatorului, scot în evidență progresiv diferențele componente principale ale anomaliei cumulate. Pentru a asigura posibilitatea de apreciere justă a caracterului real al acestor componente, s-a preferat să se realizeze suite de astfel de curbe filtrate, modificîndu-se progresiv caracteristicile operatorului de filtrare, în acest mod putîndu-se urmări evidențierea componentelor și, în general, modificările succesive în morfologia curbelor și reține ca anomalii individuale numai pe acele care se înscriu în legități evidente de variație a morfologiei lor.

Este interesant de precizat că într-o comunicare prezentată la cel de al 30-lea Meeting internațional anual al S.E.G. care a avut loc la Calgary, Canada, în septembrie 1969, Linsser (1969) a pus în discuție un nou procedeu de valorificare a datelor gravimetrice în sensul obținerii de informații tectonice de la diferite niveluri din subsol. Procedeul prezentat constă din compararea anomaliei Bouguer cu familia curbelor teoretice produse de trepte drepte cu caracteristici geometrice diferite și stabilirea poziției spațiale a modelului teoretic pentru care are loc cea mai bună coincidență între anomalia Bouguer și anomalia teoretică, folo-



sind în acest scop un calculator electronic. Ceea ce considerăm ca foarte interesant la acest procedeu, este faptul că autorul pleacă de la ideea că rezolvarea problemei implică luarea în considerare a unui cîmp gravimetric „tridimensional” construit din hărți echivalente unor niveluri de adîncime diferite în subsol (hărți reziduale sau hărți de coincidență) și care nu reprezintă altceva decît rezultatările unor filtrări succesive ale anomaliei Bouguer folosind operatori de același tip dar cu caracteristici diferite, idee care stă și la baza procedeului de filtrare numerică așa cum a fost folosit de către noi.

Filtrarea numerică, în forma în care este prezentată în această lucrare, reprezintă o adaptare sugerată de lucrarea publicată de către Swartz și Sokoloff, procedeul practic de aplicare fiind elaborat de către noi.

Swartz și Sokoloff au arătat că prin medieri simple și ponderate se pot realiza filtrări, în dublu sens, ale unei curbe care rezultă din cumularea altor curbe avînd oscilații de forme și frecvențe diferite, procesul cumulare-filtrare numerică fiind în bună măsură un proces reversibil; în particular, acest fapt este ilustrat în figurile 1 și 6 din lucrarea acestor autori.

Filtrarea numerică prin mediere simplă constă în efectuarea de medii a valorilor într-un număr de puncte consecutive, egal distanțate de-a lungul profilului de studiat și raportarea acestor medii în punctul central al dispozitivului de puncte folosit. Acest tip de filtrare, care realizează de fapt o netezire a curbelor, echivalează cu o convoluție limitată la un grad corespunzător numărului de valori consecutive luate în considerație. Așa cum remarcă Jackson și Peckar, cu cât valorile pentru care se face medierea sunt mai numeroase și mai distanțate, cu atât filtrarea va fi mai energetică, afectând în primul rînd frecvențele înalte dar parțial și pe cele mai puțin înalte. Din punctul de vedere al tipurilor de filtrare, medierea simplă reprezintă un filtru „în număr de undă”, cu caracter „trece-jos”, care reține progresiv componentele individuale cu frecvențe din ce în ce mai joase, deci cu lungimi de undă din ce în ce mai mari, sau, cu alte cuvinte, anomaliiile individuale care au intrat în cumul și care au dimensiuni orizontale din ce în ce mai mari.

Filtrarea numerică prin mediere ponderată constă în efectuarea de medii simple, așa cum s-a arătat mai sus, și scăderea valorii medii din valoarea punctului central la care se raportează diferența de valoare obținută. După cum se poate remarcă, prin această operație se măsoară în mod continuu abaterea fiecărei valori a anomaliei cumulate față de



media valorilor din imediata ei vecinătate. Acest al doilea tip de filtrare numerică echivalează de asemenea cu o conoluție limitată, folosind însă un operator diferit de acela din cazul medierii simple. Din punctul de vedere al clasificării filtrelor, medierea ponderată reprezintă un filtru „de frecvență”, cu caracter „trece-bandă”.

Aplicarea practică a procedeului de filtrare numerică, aşa cum a fost concepută de către noi, constă din :

1) efectuarea de medii simple și ponderate cu diferenți operatori (număr de valori consecutive), aleși în funcție de morfologia anomaliei de studiat ;

2) construirea de grafice conținând curbele filtrate ;

3) analiza curbelor filtrate în vederea determinării lungimilor de undă ale anomaliei individuale (oscilații ale curbelor), ținând cont simultan de modificările progresive în forma curbelor și de evoluția oscilațiilor de valoare puse în evidență de la o curbă la alta.

Pentru stabilirea lungimilor de undă s-au luat drept criterii următoarele :

a) La curbele filtrate numeric prin mediere simplă, care în general conțin numai valori de un singur semn — fie numai pozitive, fie numai negative — în raport cu axa de bază a anomaliei, s-a considerat că valorile pe ramurile laterale, asimptotice, pot fi considerate ca nule atunci cînd ating nivelul de eroare al cartării gravimetrice (de exemplu $\pm 0,20$ mgal); distanța între punctele de „anulare” pe curbe, în sensul celor precizate mai sus, ar reprezenta semilungimea de undă a anomaliei individuale căutate.

b) La curbele filtrate numeric prin mediere ponderată, care conțin valori de ambele semne, deci de o parte și de alta a axei de bază, s-a considerat că distanțele între punctele consecutive de anulare pe curbele filtrate ar reprezenta semilungimile de undă ale anomaliei individuale căutate.

Toate valorile de lungime de undă obținute astfel sunt apoi proiectate într-un grafic, care pune în evidență modul în care se grupează acestea pe domenii diferite ; numărul domeniilor obținute, dacă gruparea este evidentă, reprezintă numărul componentelor probabile care își cumulează efectele în anomalia studiată și servește pentru elaborarea ipotezei de interpretare geologică. Din valorile de lungime de undă astfel grupate se poate obține și o valoare medie pentru fiecare domeniu, dar aceasta nu trebuie privită ca un rezultat cantitativ ; totuși, astfel de valori medii sunt interesante, chiar dacă ne dau o informație numai asupra ordinului



de mărime al lungimilor de undă și servesc drept indicator asupra raporturilor de adîncime dintre sursele de anomalii care intră în cumul.

Evoluția progresivă a morfologiei curbelor filtrate este evidentă și se poate obține avantajos de sugestiv dacă operatorii de filtrare sănătății modificați într-un mod judicios. Acest fapt este confirmat de datele stabilite de către S w a r t z și S o k o l o f f , precum și de datele cuprinse în lucrarea noastră ; este interesant de remarcat că același lucru este pus în evidență și de lucrarea prezentată de către J a c q m i n și P e k a r (figurile 10 – 13), în care sănătății prezentate anomalii gravimetrice măsurate și filtrate cu un alt tip de operator față de aceia folosiți în filtrarea numerică ; în acest caz este vorba de operatorul sinus cardinal trunchiat, adică produsul dintre sinus cardinal și un dreptunghi, folosit cu caracteristici diferite astfel încât să se realizeze atât filtre „trece-jos” cât și filtre „trece-bandă”.

Evident, nu ne putem aștepta să obținem valori identice ale lungimilor de undă determinate și oarecare împrăștiere a acestora este de la început de așteptat ; gruparea lor, pe de o parte, și studiul evoluției formei curbelor de filtrare, pe de altă parte, permite însă să se separe ceea ce reprezintă legitate sau măcar tendință în imaginile acestor rezultate de filtrare, de ceea ce are un caracter întimplător.

Modul în care se aplică practic procedeul filtrării numerice și natura rezultatelor obținute va apărea mai clar din verificarea acestuia, pe cîteva cazuri de anomalii teoretice, care se prezintă în cele ce urmează.

Pentru ilustrarea aplicării procedeului filtrării numerice și verificarea funcționării acestuia, s-a considerat în primul rînd cazul unei anomalii gravimetrice cumulate, cu caracter de maxim, reprezentând efectul global a trei surse individuale de tip sferic situate cu centrele în același plan vertical și avînd următoarele caracteristici :

$$\text{Sferă 1 : } z_1 = 5 \text{ km} ; R_1 = 2 \text{ km} ; \Delta\delta_1 = + 0,50 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Sferă 2 : } z_2 = 1 \text{ km} ; R_2 = 1 \text{ km} ; \Delta\delta_2 = + 0,05 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Sferă 3 : } z_3 = 2 \text{ km} ; R_3 = 1 \text{ km} ; \Delta\delta_3 = + 0,30 \text{ g/cm}^3$$

În condițiile situării sferelor 2 și 3 de o parte și de alta a sferei 1, la distanțe de 2, respectiv 5 km, se obține o anomalie cumulată cu două maxime



secundare, aşa cum se vede în figura 15. O anomalie de această formă sugerează că ar fi rezultatul cumulului efectelor mai multor surse, însă nu permite stabilirea directă a numărului acestora.

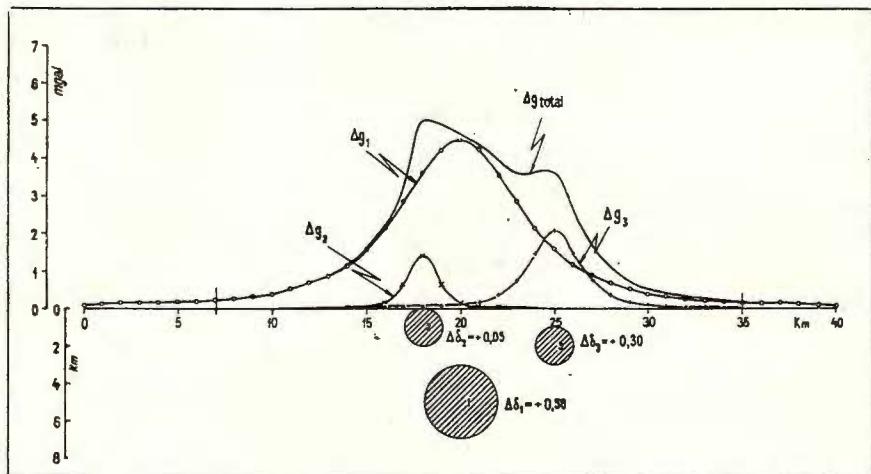


Fig. 15. — Anomaliiile gravimetrice, individuale și cumulată, produse de trei distribuții de masă sferice cu centrele în același plan vertical și având caracteristicile care reies din figură.

The individual gravity anomalies and cumulated one, produced by three spherical mass distributions having the centers in the same vertical plane and the characteristics as they are indicated on the figure.

Curba Δg_{total} din figura 15 a fost filtrată numeric, prin mediere simplă și ponderată, folosind ca operatori de filtrare 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21 și 31 puncte consecutive. Calculele au fost efectuate după modelul prezentat în tabelul 2 și, pe baza valorilor obținute, au fost construite curbele de filtrare din figurile 16, 17.

Folosind criteriile formulate mai sus și curbele din figurile 15, 16, 17 au fost determinate valorile lungimilor de undă ale oscilațiilor. Pentru a face mai clară aplicarea practică a procedeului și a permite reconstituirea valorilor stabilite, pe figurile respective au fost făcute marcaje verticale.

Valorile lungimilor de undă astfel stabilite au fost proiectate într-un grafic conținând în abscisă lungimea de undă exprimată în km și

în ordonată caracteristica operatorului de filtrare (indicativul medierii), prezentat în figura 18. După cum se poate remarcă, cu toată împrăștierea relativ mare, în special pentru lungimile de undă cu valoare mai mică,

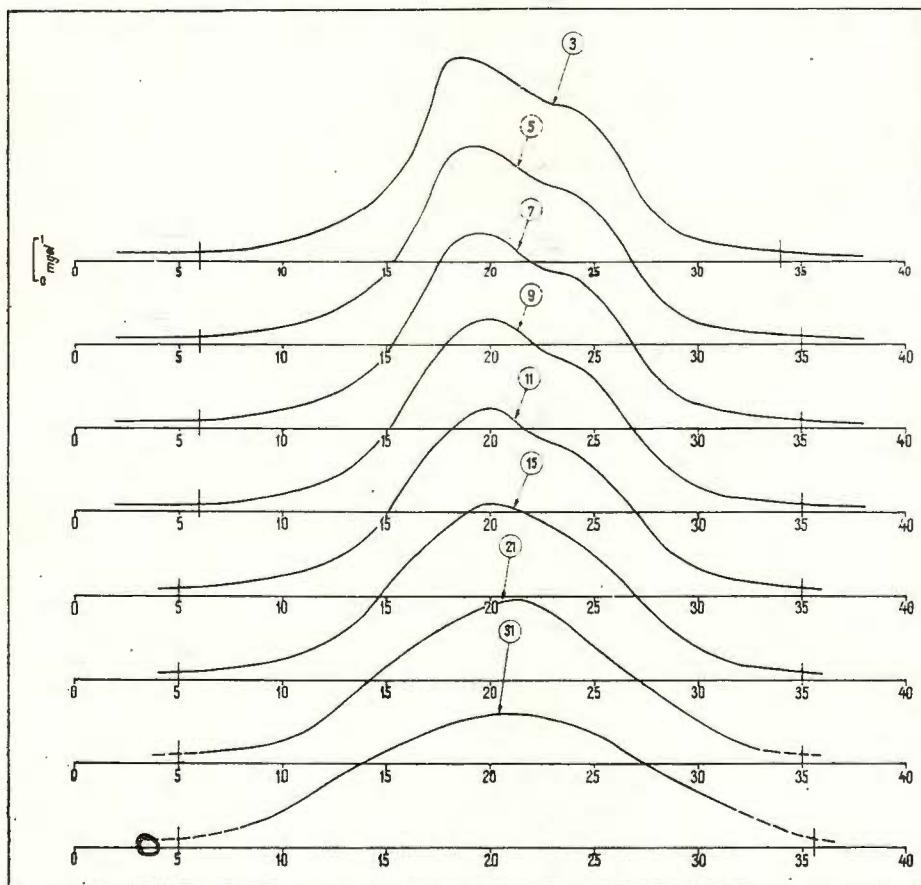


Fig. 16. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 15, folosind procedeul medierii simple.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 15, using the simple averaging procedure.

acest grafic permite gruparea lungimilor de undă în trei domenii de valori distincte, separate între ele prin evidente zone lipsite de valori.

Putem deci aprecia că în acest caz procedeul filtrării numerice a funcționat în bune condiții, conducând la corecta stabilire a numărului



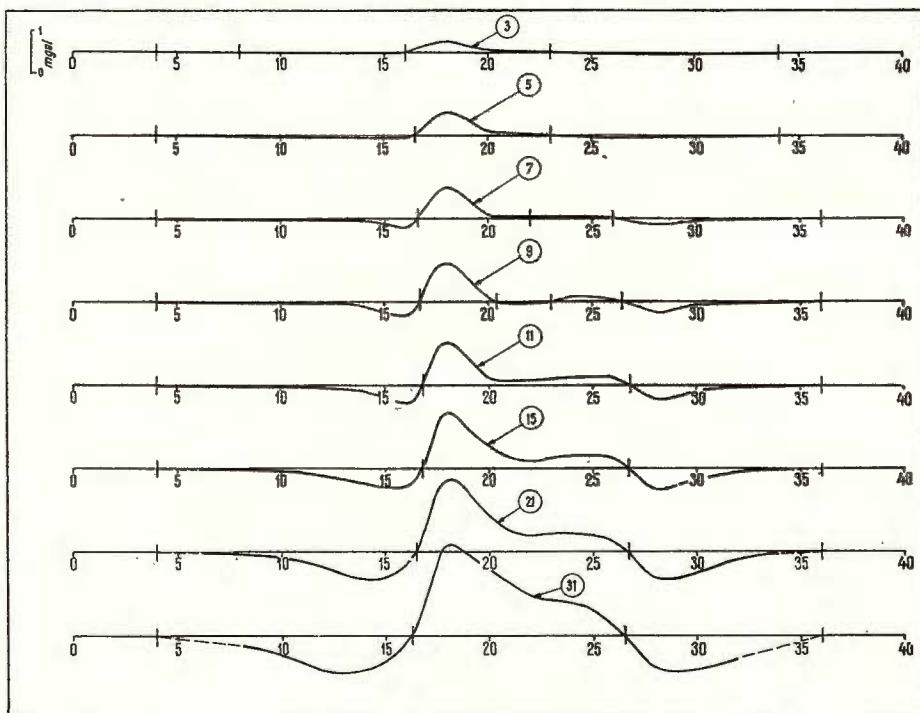


Fig. 17. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 15, folosind proceșul medierii ponderate.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 15, using the weighted averaging procedure.

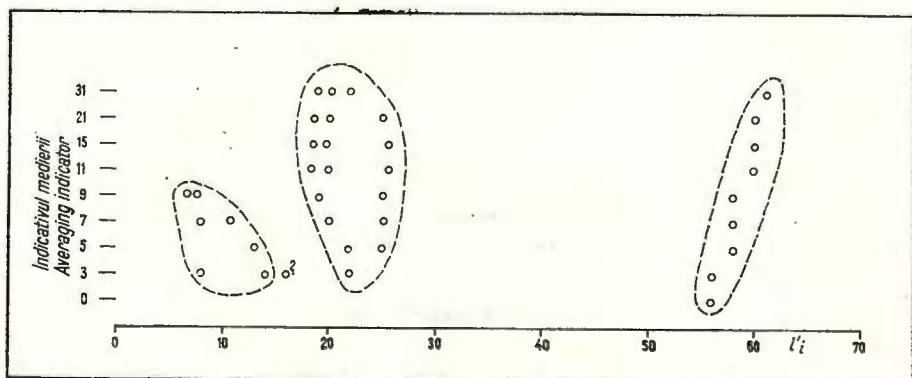


Fig. 18.—Graficul lungimilor de undă a componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 15 și gruparea acestora în domenii distințe.

Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of the Δg_{total} gravity curve from the Figure 15 and their grouping in distinct domains.



de anomalii individuale cumulate în anomalia teoretică analizată pe această cale.

TABELUL 1

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor anomaliei gravimetrică Δg_{total} din figura 15 și ale curbelor filtrate numeric ale acestora, precum și valorile medii ale acestora, exprimate în km

l_i	6,8–14,0		18,4–25,6		56,0–61,2	
Mediere simplă	Δg_{total}					56,0
	3					56,0
	5					58,0
	7					58,0
	9					58,0
	11					60,0
	15					60,0
	21					60,0
	31					61,2
	3	8,0	16,0?	14,0	22,0	
Mediere ponderată	5	13,0		25,0	22,0	
	7	10,8	8,0	25,2	20,0	
	9	7,6	6,8	25,2	19,2	
	11			25,6	20,0	18,4
	15			25,6	19,8	18,6
	21			25,0	20,2	18,6
	31			24,6	20,4	19,0
	Media :	9,7		21,8		58,6

În tabelul 1 sînt prezentate valorile tuturor lungimilor de undă care au servit la construirea graficului din figura 18, precum și valorile medii ale lungimilor de undă ale componentelor separate.

Al doilea exemplu teoretic pentru care s-a făcut verificarea funcționării procedeului de filtrare numerică, reprezintă cazul unei anomalii gravimetricice cumulate ca produs al însumării efectelor de atracție a trei sfere situate cu centrele în același plan vertical. Caracteristicile geometrice ale acestor trei sfere sunt identice cu ale acelora din cazul precedent, însă au fost modificate unele contraste de densitate ($\Delta\delta_2 =$



$+0,40$ și $\Delta\delta_3 = -0,30 \text{ g/cm}^3$) precum și poziția relativă a lor; în acest caz, sferele 2 și 3 sunt de asemenea situate de o parte și de alta a sferei 1, însă la distanță de 9 km, respectiv 5 km.

În condițiile acestei poziții relative a celor trei sfere, anomalia gravimetrică cumulată prezintă două maxime și un minim evident, cu oscilații atât în domeniul valorilor pozitive cât și a celor negative.

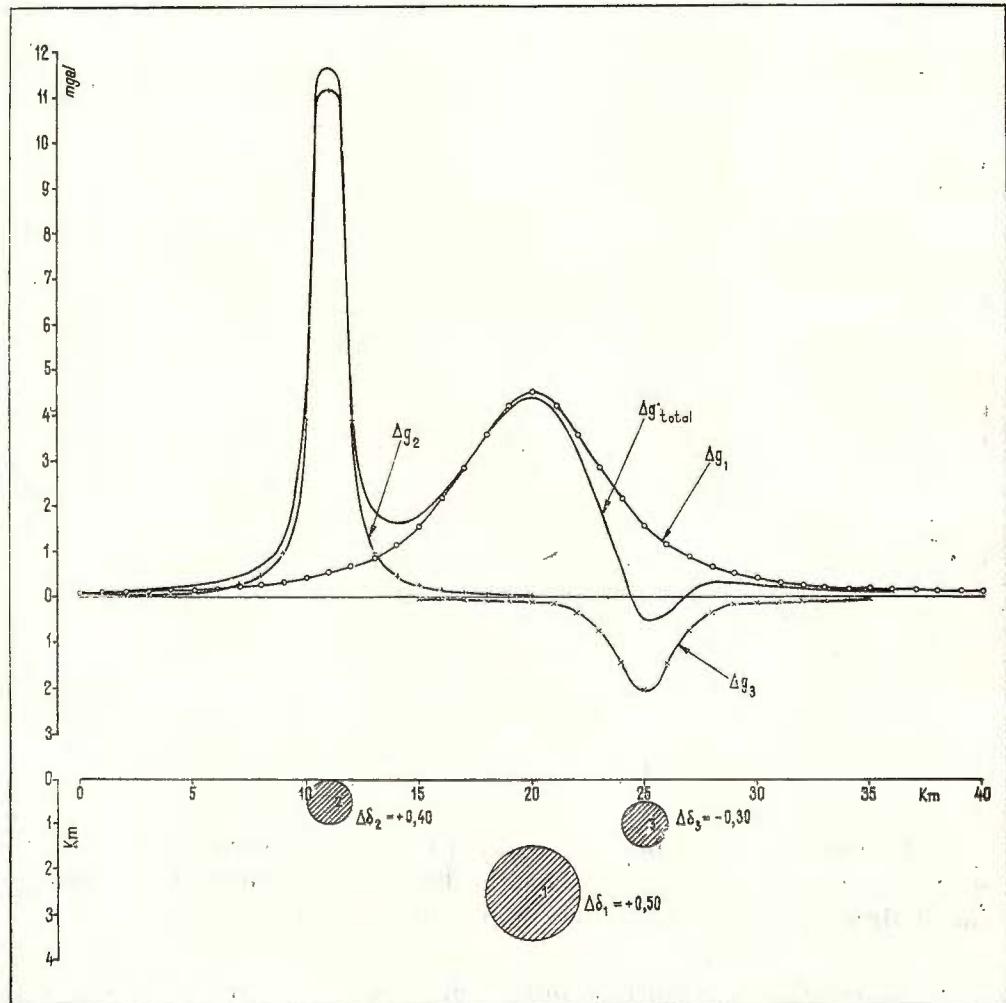


Fig. 19. — Anomaliiile gravimetrice, individuale și cumulată, produse de trei distribuții de masă sferice cu centrele în același plan vertical și având caracteristicile care reies din figură.

The individual gravity anomalies and cumulated one, produced by three spherical masses having the centers in the same vertical plane and the characteristics as they are indicated on the figure.

TABELUL 2

Calculul mediilor simple și ponderate pentru anomalia gravimetrică din figura 19

Stația	Δg	Mediere simplă								
		3	5	7	9	11	15	21	31	
-1-	-2-	-3-	-4-	-5-	-6-	-7-	-8-	-9-	-10-	
0	+0,09									
1	+0,10									
2	+0,10									
3	+0,11									
4	+0,13	+0,13	+0,13	+0,12	+0,13					
5	+0,15									
6	+0,17									
7	+0,19									
8	+0,21	+0,21	+0,21	+0,21	+0,22}	+0,23	+0,25			
9	+0,23									
10	+0,25									
11	+0,30									
12	+0,34	+0,35	+0,35	+0,36	+0,38	+0,42	+0,46	+1,59		
13	+0,40									
14	+0,45									
15	+0,55									
16	+0,70	+0,73	+0,80	+0,87	+1,22	+1,92	+2,91	+2,54	+2,02	
17	+0,95									
18	+1,25									
19	+1,80									
20	+4,50	+5,37	+5,80	+5,78	+5,13	+4,47	+3,56	+2,82	+2,36	
21	+9,80									
22	+11,66									
23	+10,50									
24	+5,00	+5,95	+6,27	+6,12	+5,43	+4,76	+3,89	+3,23	+2,85	
25	+2,35									
26	+1,85									
27	+1,67									



(continuare tabelul 2)

-1-	-2-	-3-	-4-	-5-	-6-	-7-	-8-	-9-	-10-
28	+1,60	+1,65	+1,71	+1,85	+2,24	+3,02	+4,05	+3,80	+3,35
29	+1,66								
30	+1,78								
31	+2,00								
32	+2,25	+2,28	+2,29	+2,33	+2,39	+2,47	+2,65	+3,80	+3,58
33	+2,57								
34	+2,86								
35	+3,22								
36	+3,58	+3,56	+3,54	+3,52	+3,47	+3,42	+3,25	+2,94	+3,29
37	+3,90								
38	+4,14								
39	+4,33								
40	+4,40	+4,35	+4,25	+4,11	+3,95	+3,76	+3,36	+2,69	+2,10
41	+4,30								
42	+4,04								
43	+3,67								
44	+3,20	+3,18	+3,14	+3,05	+2,94	+2,79	+2,52	+2,24	+1,90
45	+2,68								
46	+2,10								
47	+1,40								
48	+0,70	+0,67	+0,72	+0,82	+0,95	+1,10	+1,39	+1,65	+1,68
49	-0,10								
50	-0,52								
51	-0,50								
52	-0,44	-0,35	-0,28	-0,18	-0,03	+0,14	+0,46	+0,90	+1,30
53	-0,10								
54	+0,14								
55	+0,26								
56	+0,32	+0,31	+0,28	+0,23	+0,15	+0,10	+0,06	+0,27	+0,78
57	+0,34								
58	+0,32								
59	+0,30								



(continuare tabelul 2)

-1-	-2-	-3-	-4-	-5-	-6-	-7-	-8-	-9-	-10-
60	+0,25	+0,26	+0,26	+0,26	+0,26	+0,25	+0,21	+0,10	+0,31
61	+0,22								
62	+0,20								
63	+0,19								
64	+0,18	+0,18	+0,18	+0,18	+0,18	+0,19	+0,20	+0,20	+0,10
65	+0,17								
66	+0,16								
67	+0,15								
68	+0,14	+0,14	+0,15	+0,15	+0,15	+0,15	+0,16	+0,17	
69	+0,14								
70	+0,14								
71	+0,14								
72	+0,14	+0,14	+0,14	+0,14	+0,13	+0,13	+0,13		
73	+0,13								
74	+0,13								
75	+0,13								
76	+0,12	+0,12	+0,12	+0,12	+0,12				
77	+0,11								
78	+0,10								
79	+0,09								
80	+0,09								

Stația	Δg	Mediere ponderată							
		3	5	7	9	11	15	21	31
		-11-	-12-	-13-	-14-	-15-	-16-	-17-	-18-
0	+0,09								
1	+0,10								
2	+0,10								
3	+0,11								
4	+0,13	0,00	0,00	+0,01	0,00				



(continuare tabelul 2)

		-11-	-12-	-13-	-14-	-15-	-16-	-17-	-18-
5	+0,15								
6	+0,17								
7	+0,19								
8	+0,21	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,02	-0,04		
9	+0,23								
10	+0,25								
11	+0,30								
12	+0,34	-0,01	-0,01	-0,02	-0,04	-0,08	-0,12	-1,25	
13	+0,40								
14	+0,45								
15	+0,55								
16	+0,70	-0,03	-0,10	-0,17	-0,52	-1,22	-2,21	-1,84	-1,32
17	+0,95								
18	+1,25								
19	+1,80								
20	+4,50	-0,87	-1,30	-1,28	-0,63	+0,03	+0,94	+1,68	+2,14
21	+9,80								
22	+11,66								
23	+10,50								
24	+5,00	-0,95	-1,27	-1,12	-0,43	+0,24	+1,11	+1,77	+2,15
25	+2,35								
26	+1,85								
27	+1,67								
28	+1,60	-0,05	-0,11	-0,25	-0,64	-1,42	-2,45	-2,20	-1,75
29	+1,66								
30	+1,78								
31	+2,00								
32	+2,25	-0,03	-0,04	-0,08	-0,14	-0,22	-0,40	-1,55	-1,33
33	+2,57								
34	+2,86								
35	+3,22								



(continuare tabelul 2)

		-11-	-12-	-13-	-14-	-15-	-16-	-17-	-18-
36	+3,58	+0,02	+0,04	+0,06	+0,09	+0,16	+0,33	+0,64	+0,29
37	+3,90								
38	+4,14								
39	+4,33								
40	+4,40	+0,05	+0,15	+0,29	+0,45	+0,66	+1,04	+1,71	+2,30
41	+4,30								
42	+4,04								
43	+3,67								
44	+3,20	+0,02	+0,06	+0,15	+0,26	+0,41	+0,68	+0,96	+1,30
45	+2,68								
46	+2,10								
47	+1,40								
48	+0,70	+0,03	-0,02	-0,12	-0,25	-0,40	-0,69	-0,95	-0,98
49	-0,10								
50	-0,52								
51	-0,50								
52	-0,44	-0,09	-0,16	-0,26	-0,41	-0,58	-0,90	-1,34	-1,74
53	-0,10								
54	+0,14								
55	+0,26								
56	+0,32	+0,01	+0,04	+0,09	+0,17	+0,22	+0,26	+0,05	-0,46
57	+0,34								
58	+0,32								
59	+0,30								
60	+0,25	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	+0,04	+0,15	-0,06
61	+0,22								
62	+0,20								
63	+0,19								
64	+0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,02	-0,02	+0,08
65	+0,17								
66	+0,16								



(continuare tabelul 2)

		-11-	-12-	-13-	-14-	-15-	-16-	-17-	-18-
67	+0,15								
68	+0,14	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03	
69	+0,14								
70	+0,14								
71	+0,14								
72	+0,14	0,00	0,00	0,00	+0,01	+0,01	+0,01		
73	+0,13								
74	+0,13								
75	+0,13								
76	+0,12	0,00	0,00	0,00	0,00				
77	+0,11								
78	+0,10								
79	+0,09								
80	+0,09								

Din punctul de vedere al problemei puse, adică stabilirea numărului anomalii individuale care intră în cumul, acest caz pare la prima vedere mai simplu deoarece însăși anomalia care urmează a fi analizată sugerează destul de bine numărul surselor de anomalii; din punctul de vedere al verificării funcționării procedeului este însă un caz de mare dificultate, deoarece la efectuarea mediilor se iau în calcul valori consecutive foarte diferite între ele, ca mărime și chiar ca sens.

Configurația distribuțiilor de masă considerate, anomalii individuale produse de acestea precum și anomalia cumulată Δg_{total} sunt prezentate în figura 19.

Filtrarea numerică prin mediere simplă și ponderată s-a făcut folosind ca operatori de filtrare 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21 și 31 puncte consecutive. În tabelul 2 este ilustrat modul de calcul al valorilor mediate, care poate servi ca model pentru aplicarea practică a procedeului de filtrare numerică; a fost ales acest caz pentru ilustrarea procedeului tocmai pentru dificultățile arătate mai sus.

Pe baza valorilor medii obținute în tabelul 2 au fost construite curbele de filtrare numerică prezentate în figurile 20, 21.



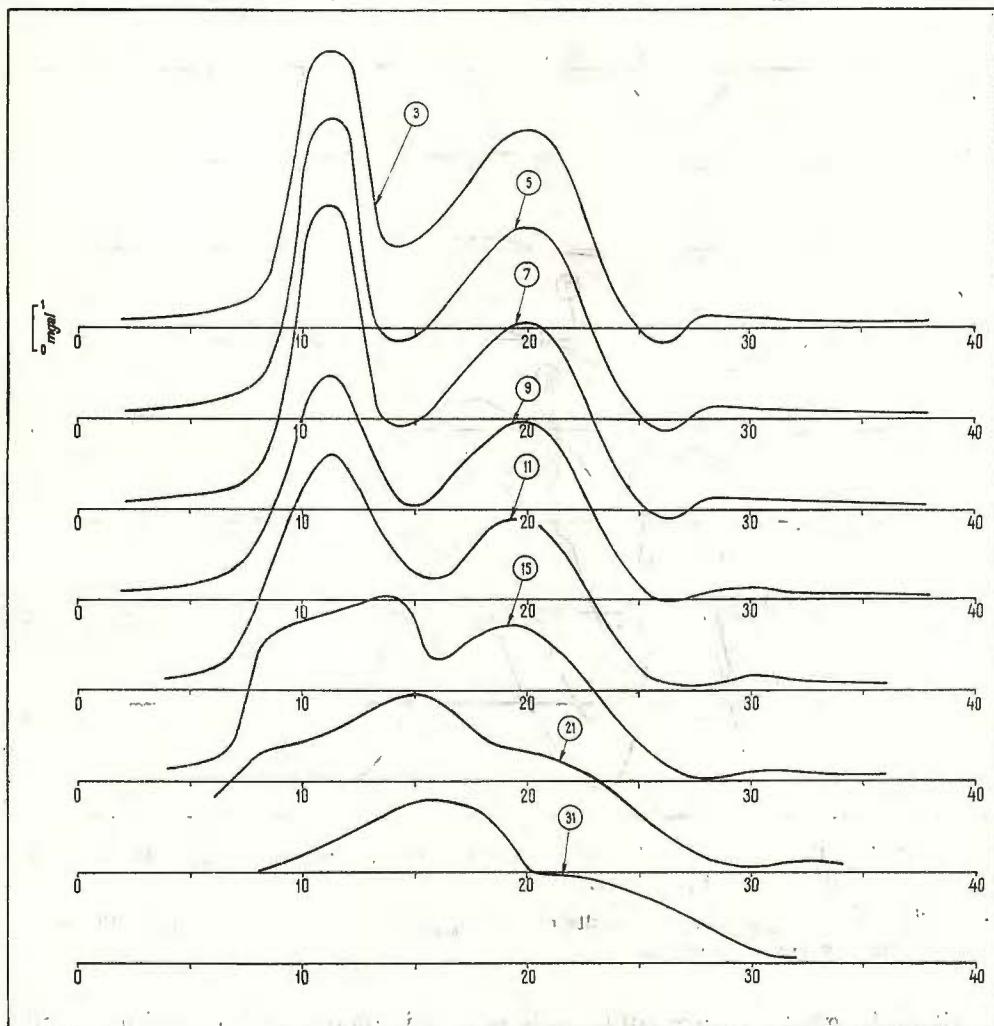


Fig. 20. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 19, folosind procedeu l medierii simple.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 19, using the simple averaging procedure.

Analiza curbelor filtrate numeric s-a făcut în două moduri diferite și anume : în primul rînd au fost folosite ambele curbe, împreună cu curba anomaliei Δg_{total} din figura 19, ca și în cazul precedent, obținindu-se o impreăstire destul de mare a valorilor individuale ceea ce a produs difi-

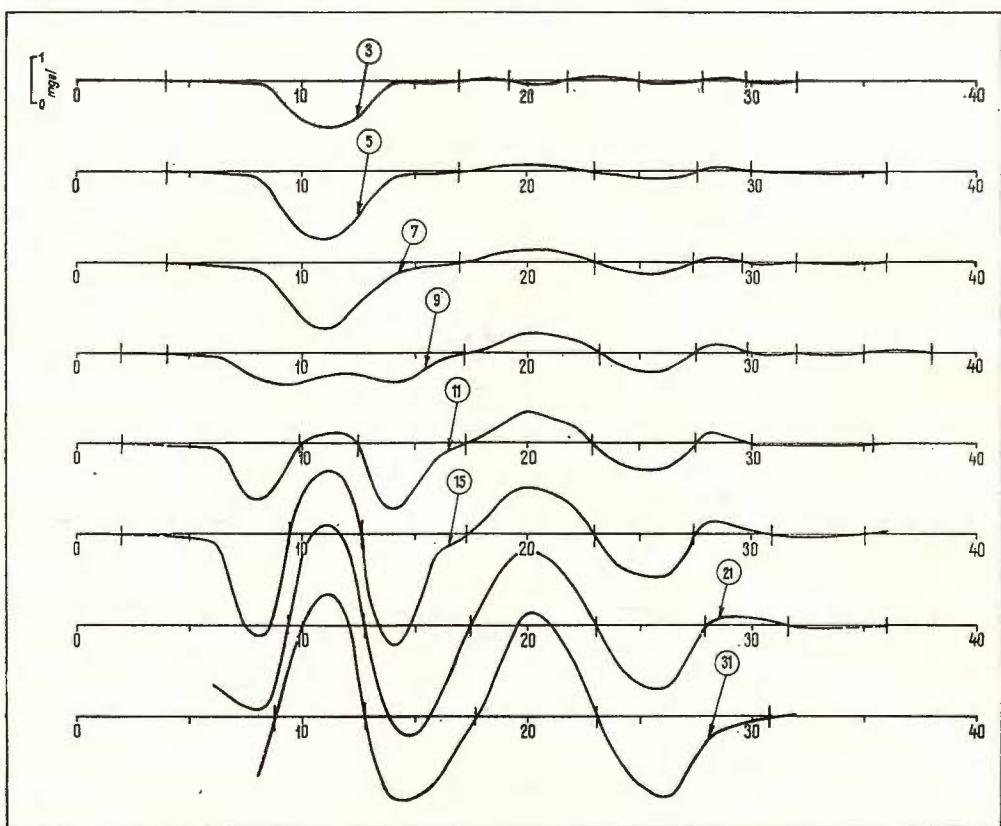


Fig. 21. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 19, folosind procedeul medierii ponderate.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 19, using the weighted averaging procedure.

cultăți la gruparea acestora în domenii distințe. Datele obținute sunt consemnate în tabelul 3 și au condus la stabilirea a trei componente cu lungimi medii de undă de 6,9 ; 12,8 și 28,9 km. Datorită caracterului destul de explicit al anomaliei, s-a încercat apoi și o analiză bazată numai pe curbele filtrate prin mediere ponderată din figura 21. Rezultatele obținute sunt consemnate în tabelul 4 și în figura 22 și au condus tot la stabilirea a trei componente, dar cu lungimi medii de undă de 7,8 ; 15,3 și 26,1 km.

Așadar, analiza curbelor în ambele ipoteze a condus la gruparea lungimilor de undă în același număr de domenii distințe, în spătă trei și acesta este corect stabilit. Deoarece considerăm că pentru anomalii cu

TABELUL 3

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor anomaliei gravitației din figura 19 și ale curbelor filtrate numeric ale acesteia, precum și valoarea medie a lungimilor de undă ale acestor componente, exprimate în km

l'_i	3,6—9,8				10,8—15,8		26,0—33,0	
Δg_{tot}	5,2	8,0			12,4			
Mediere simplă	3	6,0	7,6			10,4		
	5	6,8	8,6			11,0		
	7	6,4	7,6			10,4		
	9	9,1	5,4			12,2		
	11					13,4	11,2	
	15							33,0
	21							32,8
	31							32,0
Mediere ponderată	3	5,2	5,6	4,4	5,0	15,8		26,0
	5	8,8	6,0	6,0	4,8	11,8		26,0
	7	3,6	4,4	4,4	4,8	14,8		26,0
	9	4,4	4,4	6,0	9,8	15,4	10,8	26,4
	11	5,2	8,8	8,0	6,8	11,7	11,4	
	15	6,8	8,4	7,4	8,0	10,8	11,7	
	21	9,6	9,2	7,0	8,2	11,2		
	31	9,4	8,8	9,2	9,6	11,8	11,2	
Media :	6,9					12,8		28,9

astfel de morfologie (oscilații cu maxime și minime distincte) este totuși mai indicat să se folosească numai curbele filtrate prin mediere ponderată, ne vom referi în cele ce urmează numai la rezultatele obținute prin a doua ipoteză. După cum se poate constata din tabelul 4 și figura 22, împărtierea valorilor pentru domeniul lungimilor de undă cele mai mici, de medie 7,8 km, este mare, totuși și de această dată separarea celor trei domenii prin zone lipsite de valori este bine pusă în evidență.

În ceea ce privește valoarea absolută a lungimilor de undă medii pentru fiecare componentă în parte, apare clar că acestora trebuie să li



TABELUL 4

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor anomalieei gravimetrice Δg_{total} din figura 19 și ale curbelor filtrale numeric ale acesteia, precum și valorile medii ale acestora, exprimate în km

l'_i	3,6—11,8							14,8—15,8	26,0—26,4
Mediere ponderată	3	4,4	5,2	6,0	5,6	3,6	4,4		
	5	11,8	9,2	4,8	11,7				26,0
	7	11,8	8,8	4,4	4,8	8,0			26,0
	9	4,0	11,7	8,4	4,4	4,4	6,0	6,0	26,4
	11	5,2	9,6	11,2	9,2	5,0	10,8		15,8
	15	6,8	9,4	11,4	8,8	7,0	8,2		14,8
	21	6,8	9,6	11,2	9,6	7,4	8,8		
	31	8,0	9,8	10,8					15,4
Media :	7,8							15,3	26,1

se acorde doar un caracter informativ. Rezultatul cantitativ propriu zis al unei astfel de analize îl reprezintă numărul de componente individuale separate și deci nu valoarea lungimii de undă a acestor componente.

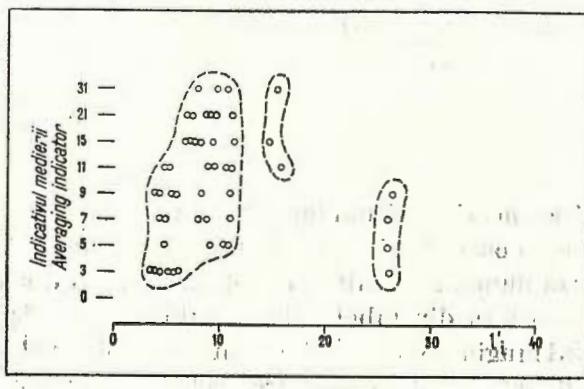


Fig. 22. — Graficul lungimilor de undă a componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 19 și gruparea acestora în domenii distințe.

Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of the Δg_{total} gravity curve from the Figure 19 and their grouping in distinct domains.

Un al treilea exemplu teoretic pentru verificarea funcționării filtrării numerice îl constituie cazul unei anomalii gravimetrice cumulate, cu caracter de maxim aparent unitar, reprezentând efectul global a cinci



surse individuale de tip cilindru orizontal infinit, cu axele paralele și având următoarele caracteristici :

Cilindrul 1 : $z_1 = 6 \text{ km}$; $R_1 = 3 \text{ km}$; $\Delta\delta_1 = 0,20 \text{ g/cm}^3$

Cilindrul 2 : $z_2 = 2 \text{ km}$; $R_2 = 1 \text{ km}$; $\Delta\delta_2 = 0,15 \text{ g/cm}^3$

Cilindrul 3 : $z_3 = 2 \text{ km}$; $R_3 = 1 \text{ km}$; $\Delta\delta_3 = 0,10 \text{ g/cm}^3$

Cilindrul 4 : $z_4 = 2 \text{ km}$; $R_4 = 1 \text{ km}$; $\Delta\delta_4 = 0,05 \text{ g/cm}^3$

Cilindrul 5 : $z_5 = 4 \text{ km}$; $R_5 = 2 \text{ km}$; $\Delta\delta_5 = 0,20 \text{ g/cm}^3$

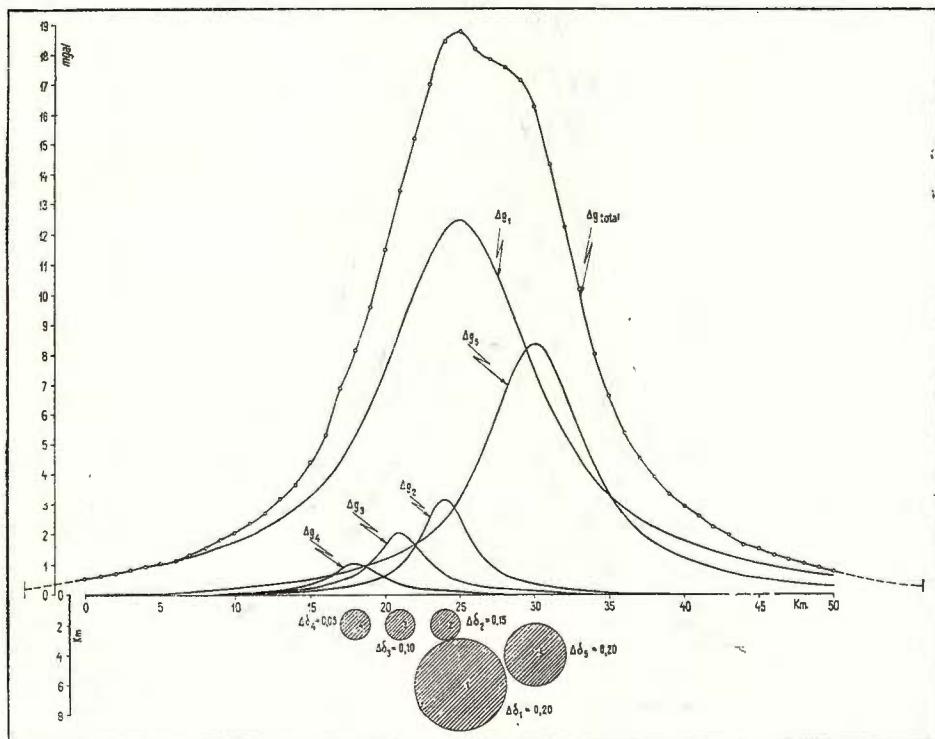


Fig. 23. — Anomalii gravimetrice, individuale și cumulată, produse de cinci distribuții de masă de tip cilindru orizontal infinit, cu axele paralele și avind caracteristicile care reies din figură.

The individual gravity anomalies and cumulated one, produced by five horizontal infinite cylinders, having parallel axis and the characteristics as they are indicated on the figure.

Pozitia relativă a acestor cinci cilindri orizontali, anomalii individuale precum și anomalia cumulată Δg_{total} care urmează a fi supusă analizei, sunt prezentate în figura 23.

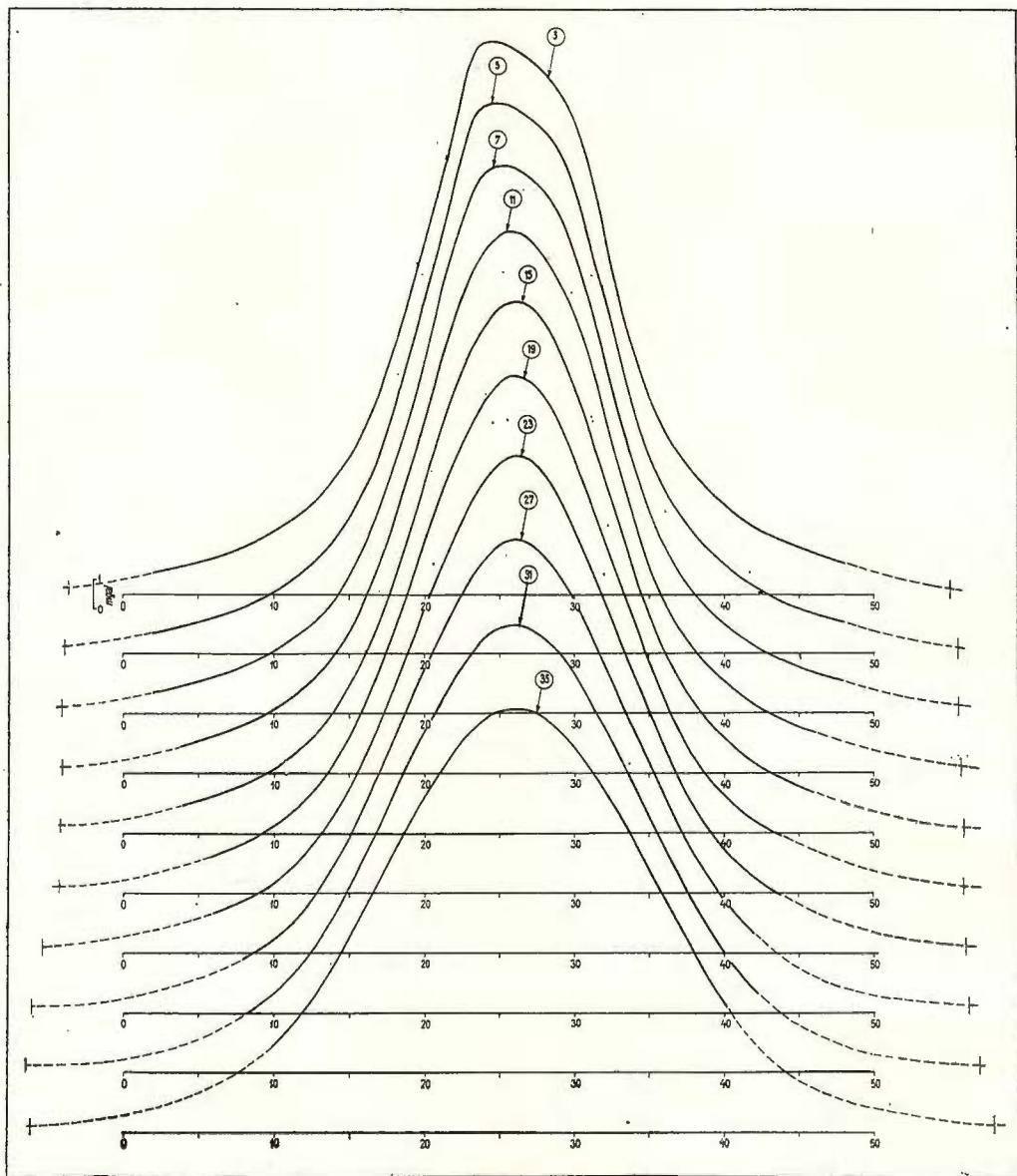


Fig. 24. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 23, folosind procedeul medierii simple.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 23, using the simple averaging procedure.



Acest exemplu aduce unele elemente noi față de cele precedente și anume :

- a) surse de anomalii de alt tip ;
- b) număr mai mare de surse ;
- c) anomalie cumulată care nu sugerează caracterul ei cumulativ ;
- d) filtrare numerică folosind operatori de filtrare cu caracteristici deosebite.

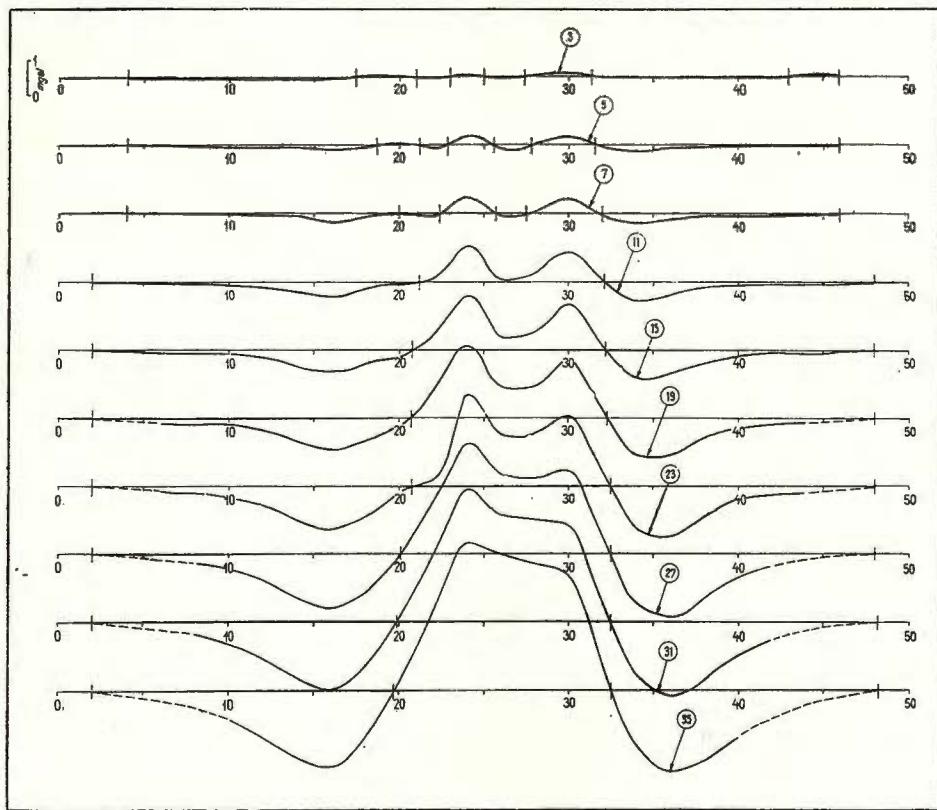


Fig. 25. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 23, folosind procedeul medierii ponderate.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} gravity curve from Figure 23, using the weighted averaging procedure.

A fost aplicată filtrarea numerică prin mediere simplă și ponderată folosind operatori cu 3, 5, 7, 11, 15, 19, 23, 27, 31, 35 puncte consecutive ; curbele de filtrare obținute sunt prezentate în figurile 24, 25.



În tabelul 5 și figura 26 sunt consemnate rezultatele stabilirii lungimilor de undă ale componentelor individuale, ca urmare a analizării curbelor din figurile 23, 24, 25.

După cum se poate observa, în acest caz s-a obținut o remarcabilă bună separare a lungimilor de undă în cinci domenii distinse, cu bune

TABELLUL 5

Gruparea lungimilor de unică ale componentelor anomaliei gravimetrice Δg_{tot} din figura 23 și ale curbelor filtrate numeric ale acesteia, precum și valorile medii ale acestora, exprimate în km

l'_i	3,2–9,0	22,0–25,6	27,8–31,6	35,4–38,4	117,2–128,6
Δg_{total}					120,0
3					117,2
5					118,8
7					119,2
11					119,6
15					120,4
19					120,5
23					123,2
27					124,8
31					127,2
35					128,6
Mediere simplă	3 7,2 4,0 4,0 4,8 8,0 6,0	23,2	27,8		
Mediere ponderată	5 5,2 3,2 5,6 4,4 7,6		29,2	28,8	
	7 4,8 6,6 3,6 9,0		32,0	28,0	
		22,0	31,6		38,4
		22,8	31,6		37,6
		23,0	31,4		37,4
		23,4	31,0		37,6
		25,0	31,0		36,2
		25,2	31,4		35,8
		25,6	31,4		35,4
Media :	5,6	23,8	30,4	36,9	120,9

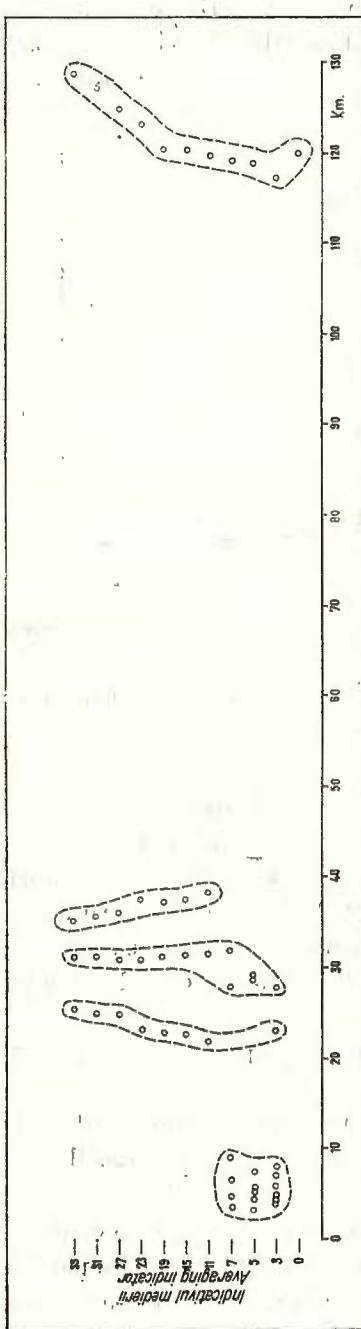


Fig. 26. — Graficul lungimilor de undă a componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a profilului variației gravitației Δg_{total} din figura 23 și gruparea acestora în domenii distinție.

grupări ale valorilor în fiecare domeniu și cu zone lipsite de valori între domenii care apar foarte clar.

Așadar, procedeul filtrării numerice a funcționat în bune condițiuni în acest caz, conducind la corecta stabilire a numărului de anomalii individuale care s-au cumulat în anomalia analizată.

În cele trei cazuri teoretice prezentate mai sus, în care s-a experimentat aplicarea filtrării numerice, au fost analizate anomalii cumulate care au rezultat din însumarea unor efecte de atracție produse de surse cu forme geometrice regulate, de tipul sferei și cilindrului orizontal infinit. Aceasta a presupus, pentru anomalii individuale care intră în cumul, forme simetrice care satisfac funcții analitice cu o structură destul de simplă.

Vom proba acum funcționarea filtrării numerice pe un caz de generalitate mult mai largă, am putea spune chiar de maximă generalitate.

În figura 27 este prezentată o curbă cumulată, notată cu Δg_{total} , ca rezultat al însumării a patru curbe reprezentând maxime cu amplitudini și lățimi diferite. Aceste patru curbe au fost trase „cu mîna liberă”, fără o preocupare deose-

bită pentru forma lor sau ca această formă să reflecte o legitate fizică oarecare; deși asemănătoare unor anomalii gravimetrice sau magnetice obținute în practica prospecțiunii, ele nu reprezintă nici

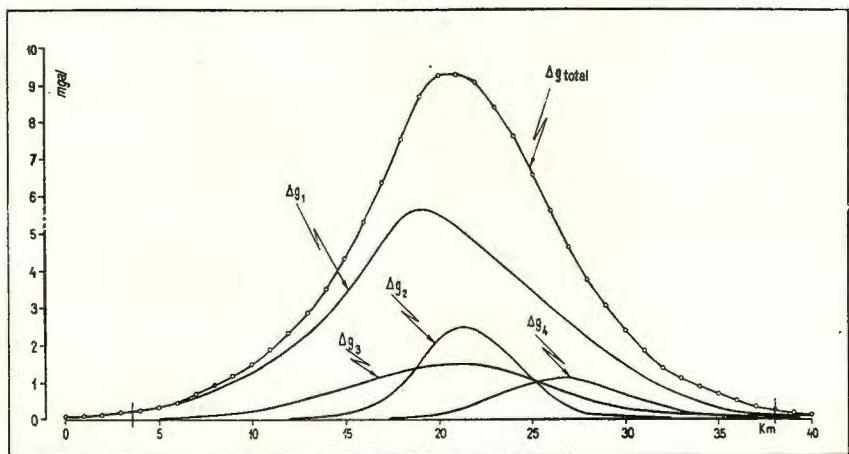


Fig. 27. — Cazul unei curbe cumulate Δg_{total} ca rezultat al însumării a patru curbe oarecare Δg_1 , Δg_2 , Δg_3 și Δg_4 .

The case of a cumulated curve Δg_{total} as a result of the addition of four certain curves Δg_1 , Δg_2 , Δg_3 and Δg_4 .

una o anomalie experimentală sau teoretică, putind însă fi considerate că reprezintă astfel de anomalii, după cum ar putea reprezenta orice alt fenomen care se reflectă în acest mod sau, dacă vrem, putem să considerăm că nu reprezintă nici un fenomen, ci sunt pur și simplu patru curbe oarecare. Problema pe care o punem este dacă prin aplicarea filtrării numerice într-un astfel de caz, putem stabili numărul corect al curbelor individuale din care rezultă curba Δg_{total} .

Efectuarea filtrării numerice, folosind operatori cu 3, 5, 7, 11, 15, 19, 23, 27, 31, 35 puncte consecutive, ne-a condus la curbele de filtrare reprezentate în figurile 28, 29. În tabelul 6 sunt consemnate rezultatele stabilirii lungimilor de undă ale componentelor separate în figurile 27, 28, 29.

Așa cum apare clar din figura 30, și în acest caz s-a obținut o grupare a lungimilor de undă în domenii distincte, bine individualizate și separate între ele prin zone cu lățime mare; numărul domeniilor distincte este corect stabilit și, deși apar 3 valori de lungimi de undă care nu se înscriu

în tendințele evidente de grupare, putem aprecia că filtrarea numerică a funcționat și de această dată în bune condițiuni.

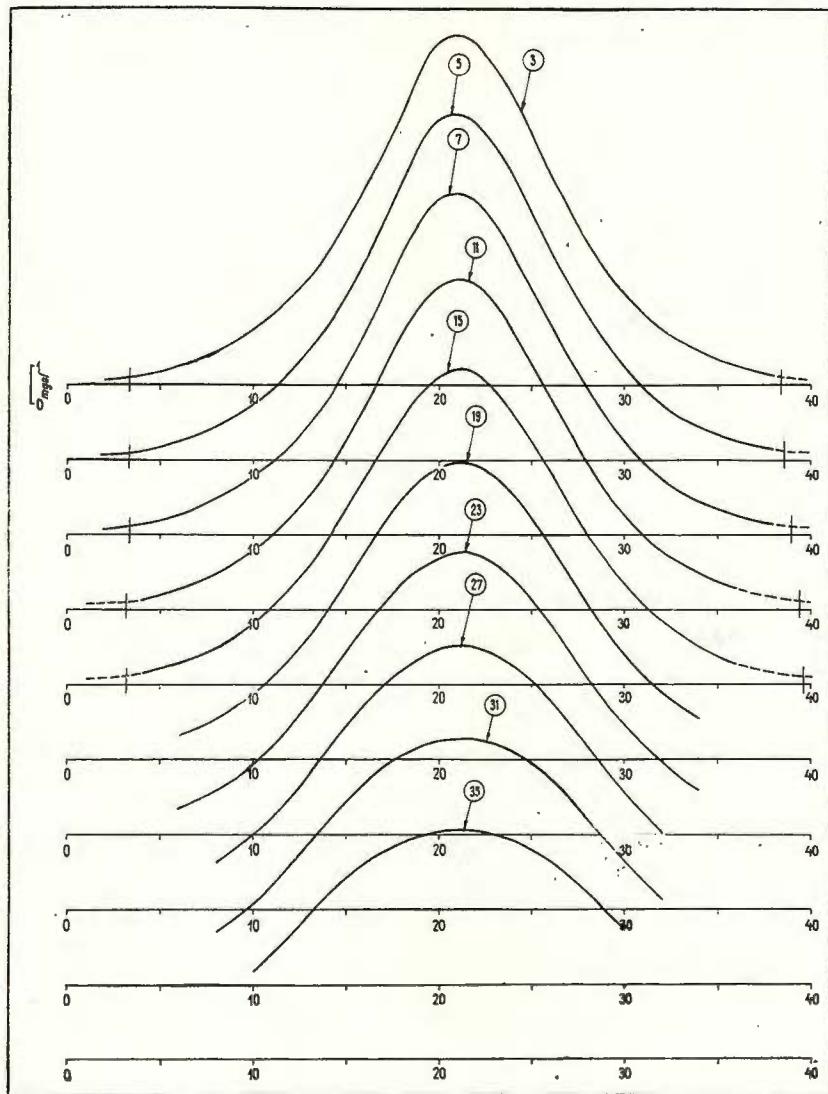


Fig. 28. — Rezultatele filtrării numerice a curbei cumulate Δg_{total} din figura 27, folosind procedeul medierii simple.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} cumulated curve from Figure 27, using the simple averaging procedure.



TABELUL 6

Gruparea lungimilor de undă ale curbelor cumulate în curba Δg_{total} din figura 27, precum și valorile medii ale lungimilor de undă, exprimate în km

l'_i	6,0–8,0				16,4–21,2		26,0–30,8		68,8–72,8	
Δg_{total}										68,8
Médiere simplă	3									70,0
	5									70,4
	7									71,2
	11									72,4
	15									72,8
	19									
	23									
	27									
	31									
	35									
Mediere ponderată	3	8,0	6,0	8,0	12,0?	8,0	22,0?		26,0	28,0
	5	8,0					18,0			
	7						17,6		34,4?	28,0
	11						16,4		30,8	28,8
	15						17,8		29,8	28,4
	19						18,0	20,8		
	23						18,4			
	27						19,8			
	31						20,4			
	35						21,2			
Media :			7,5				18,8		28,5	70,9

Este de remarcat că proiectarea valorilor lungimilor de undă stabilite prin analiza curbelor filtrate numeric, pe grafice de tipul celor din figura 18 de exemplu, reprezintă evident o formă sugestivă de reprezentare și șturează operația de grupare a acestor valori în domenii distincte.



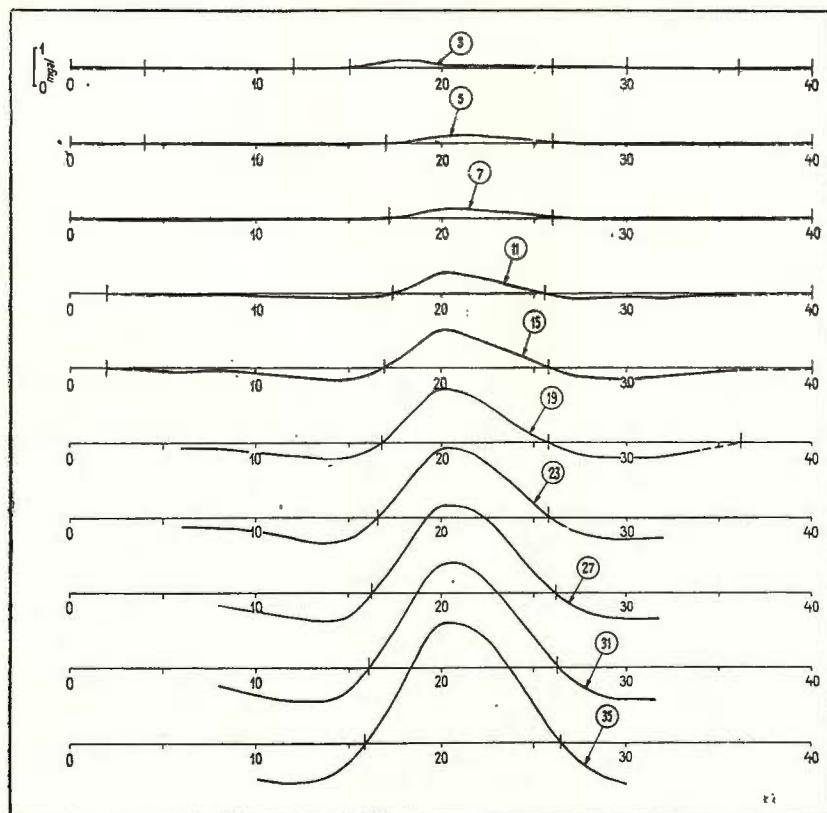


Fig. 29. — Rezultatele filtrării numerice a curbei cumulate Δg_{total} din figura 27, folosind procedeul medierii ponderate.

Showing the digital filtering results of the Δg_{total} cumulated curve from Figure 27, using the weighted averaging procedure .

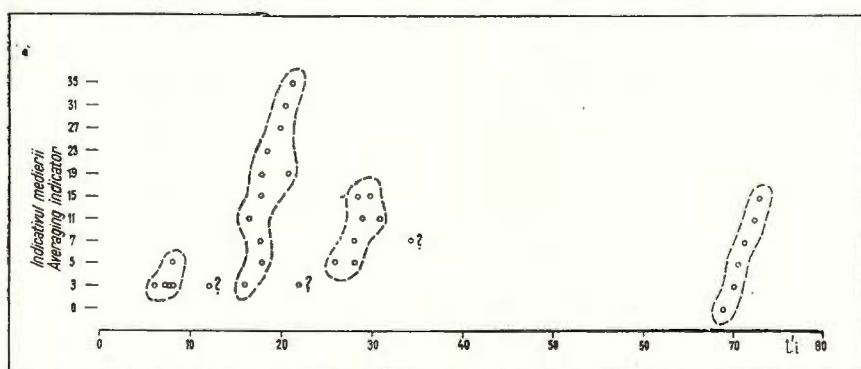


Fig. 30. — Graficul lungimilor de undă a componentelor separate prin filtrarea numerică a curbei Δg_{total} din figura 27 și gruparea acestora în domenii distincte.

Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of Δg_{total} curve from the Figure 27 and their grouping in distinct domains .

Cu valorile lungimilor medii de undă ale celor 3 componente determinate aşa cum s-a arătat mai sus, se poate scrie expresia analitică a funcției $\Delta g_{tot}(x)$. De exemplu, pentru cazul anomaliei cumulate din figura 15, în ipoteza că aceasta reprezintă o funcție complexă nearmonică și în acord cu relația (138), obținem

$$\begin{aligned} \Delta g_{tot}(x) = & a + (a_1 \cdot \sin \delta_1) \cdot \cos \frac{2\pi}{9,7} x + (a_1 \cdot \cos \delta_1) \cdot \sin \frac{2\pi}{9,7} x + \\ & + (a_2 \cdot \sin \delta_2) \cdot \cos \frac{2\pi}{21,8} x + (a_2 \cdot \cos \delta_2) \cdot \sin \frac{2\pi}{21,8} x + \\ & + (a_3 \cdot \sin \delta_3) \cdot \cos \frac{2\pi}{58,6} x + (a_3 \cdot \cos \delta_3) \cdot \sin \frac{2\pi}{58,6} x \quad (151) \end{aligned}$$

Relația (151) mai conține coeficienții exprimați în forma generală și determinarea valorii acestora se poate face fără dificultăți toretice prin metoda celor mai mici pătrate; nu s-a mers mai departe cu calculul deoarece stabilirea valorilor acestor coeficienți nu aduce în cazul de față nici o contribuție suplimentară la rezolvarea problemei puse.

Adaptarea procedeului Swartz și Sokoloff la problema separării anomaliei gravimetrice și magnetice ne-a condus la un rezultat pe care să-l apreciem în parte ca semicantitativ și anume: o valoare absolută a numărului de anomalii individuale care se cumulează în anomalii teoretice luate în considerare și valori aproximative, uneori afectate de erori destul de mari, pentru lungimile de undă ale componentelor corespunzătoare acestor anomalii individuale. Acest rezultat nu este surprinzător, de altfel, și responsabil de acest fapt nu este atât procedeul folosit — care are și el o oarecare contribuție — cît, în primul rînd, ambiguitatea fundamentală a interpretării anomaliei cîmpurilor potențiale care nu permite rezolvarea univocă a acestora.

O a doua cale de tratare a problemei în cadrul analizei armonice o reprezintă dezvoltarea în serie Fourier a funcției care reprezintă anomalia cumulată a gravitației, în ipoteza că aceasta este o funcție complexă armonică. Pentru exemplificare s-a ales cazul prezentat în figura 19.

Dezvoltarea în serie Fourier s-a făcut pe baza relațiilor (139), (140) și (141). Au fost calculați primii 50 coeficienți a_k și b_k , cu $d = 0, 1, 2, \dots, 80$ și $D = 80$. Calculele au fost efectuate la o mașină de calcul electronic Olivetti, model de birou, tip Programma 101.

Pe baza valorilor coeficienților a_k și b_k astfel determinați a fost calculată amplitudinea s_k a primelor 50 componente armonice cu ajutorul



relației (126). Rezultatele obținute astfel sunt reprezentate grafic în figura 31. După cum se poate remarcă, spectrul discret al amplitudinilor are o structură destul de simplă, punând în evidență o scădere continuă, neliniară, a amplitudinilor acestor prime 50 de componente. În acest caz, spectrul amplitudinilor nu ne aduce nici o informație evidentă în legătură cu separarea surselor de anomalii.

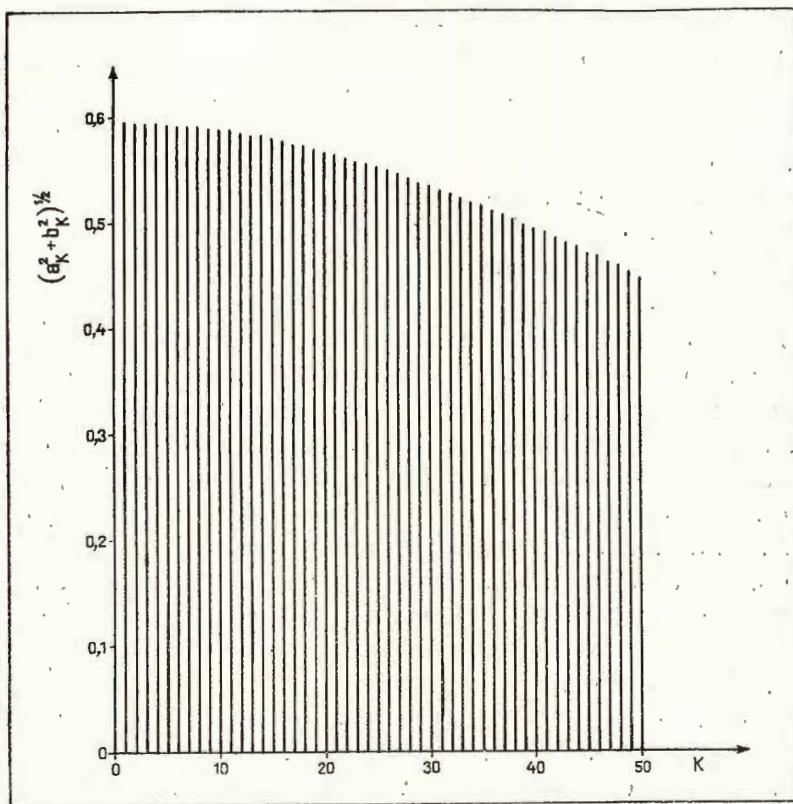


Fig. 31. — Spectrul discret al amplitudinilor funcției reprezentate de curba Δg_{total} , din figura 19, pentru primele 50 componente armonice.

Discrete amplitude spectrum of the function expressed by the Δg_{total} curve from the Figure 19, for the initial 50 harmonic components.

În continuare, s-a procedat la gruparea armonicelor pentru a determina energia într-un filtru de bandă de lungime de undă prestabilită, după procedeul sugerat de All dredge, Van Voorhis și Davis (1963). Cum nu există nici un criteriu pentru efectuarea unei

astfel de grupări, s-a procedat prin încercări, folosind lățimi de bandă pentru gruparea armonicelor, respectiv de 1,0 ; 2,0 ; 2,5 ; 3,0 ; 3,5 ; 4,0 ; 5,0 ; 6,0 ; 10,0 și 14,0 km. Participarea unei componente armonice la o anumită bandă de lungime de undă s-a determinat ținând cont că dacă D este lungimea totală a profilului atunci lungimea de undă a coeficientului armonic de ordinul k va fi de D/k . În cazul pe care îl studiem, lungimea totală a profilului fiind de 40 km, lungimea de undă a coeficientului armonic de ordinul k este de $40/k$ km.

Efectuarea grupărilor cu caracteristicile precizate mai sus ne-a condus la următoarele rezultate : 5 domenii de energie pentru banda de lungime de undă de 1,0 km, 4 domenii pentru benzile de 1,0 – 2,5 km, 3 domenii pentru benzile de 2,5 – 3,5 km, 2 domenii pentru benzile de 3,5 – 14,0 km și 1 domeniu pentru benzile de 14,0 km și mai mari. După cum se vede, ambiguitatea fundamentală a datelor cîmpurilor potențiale se manifestă aici prin variația spectrului de energie în funcție de lățimea benzilor cu lungime de undă constantă.

Stabilirea unui criteriu de alegere a lățimii de bandă optime pentru construirea spectrului de energie este o problemă foarte dificilă. Am încercat întîi să vedem dacă nu există o relație între valoarea medie a lățimilor anomaliei individuale, care în acest caz teoretic sunt cunoscute, și valoarea lățimii optime. Am obținut pentru prima valoarea de 4,07 km, iar lățimea optimă a benzii este de 2,5 – 3,5 km, ceea ce reprezintă o corespondență nesatisfăcătoare deoarece pentru lățimea de 4,0 km se obține o grupare a energiei în 2 domenii și nu în 3 cum ar trebui, ținând cont de rezultatele obținute independent pe baza filtrării numerice. Am încercat apoi să vedem dacă nu există o legătură între sfertul lungimii de undă medie a componentelor, determinate prin filtrarea numerică și lățimea optimă a benzii pentru gruparea componentelor armonice în spectrul de energie. S-a obținut o valoare medie a sferturilor lungimilor de undă de 4,03 km, rezultat de asemenea neconcordant cu acela al filtrării numerice. În această situație ne-am gîndit dacă nu am putea inversa problema și anume, să plecăm de la numărul de componente determinat prin filtrare numerică și să încercăm să găsim o corelație între lățimea de bandă care asigură determinarea în spectrul de energie a unui număr de domenii independente, egal cu acela al componentelor, și o caracteristică oarecare a distribuției de masă care produce anomalia cumulată. Această corelație s-a găsit ca satisfăcătoare între adîncimea medie a surSELOR de anomalii individuale, care are valoarea de 2,7 km și lățimea optimă de bandă care este, așa cum s-a mai precizat, de 2,5 – 3,5 km.



Acum rezultat trebuie privit deocamdată cu rezervă, urmând a fi controlat mai departe în mai multe exemple practice, însă trebuie specificat din capul locului că este logic ca între adincimea surselor de anomalii și lățimea de bandă optimă să existe o legitate de o natură oarecare. Dacă acest rezultat se verifică, atunci cunoașterea chiar aproximativă a adincimii surselor de anomalii – cunoaștere care, cel puțin ca ordin de mărime se poate realiza printr-o rezolvare oricăt de simplă a problemei inverse a potențialului – ne furnizează un criteriu pentru alegerea lățimii optime de bandă; spectrul de energie ne furnizează în același timp și o cale de determinare a adincimii medii a surselor, folosind direct rezultatul analizei prin filtrarea numerică cu privire la numărul de surse individuale care se cumulează în anomalia cartată, așa cum s-a indicat mai sus.

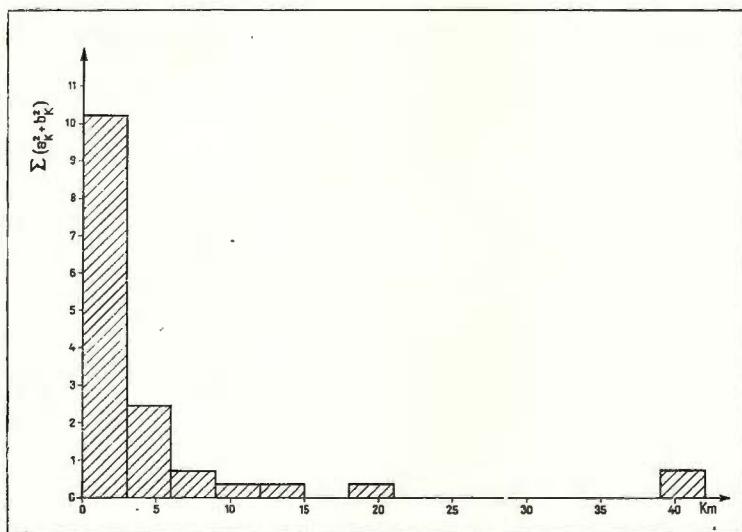


Fig. 32. – Spectrul de energie al funcției Δg_{total} , din figura 19, pentru o bandă de lungime de undă de 3,0 km.

Energy spectrum of the Δg_{total} function from Figure 19, calculated for a wavelength band of 3,0 km.

În figura 32 este prezentat spectrul de energie construit prin gruparea componentelor pentru o bandă de lungime de undă de 3,0 km. Apare clar că energia procesului, în cazul de față anomalia cumulată Δg_{tot} , se repartizează în 3 domenii distincte, separate între ele prin absență de energie, corespunzătoare celor 3 componente (anomalii) individuale care se cumulează. Aceste domenii sunt: 0,0–15,0 km, 18,0–21,0 km și

39,0—42,0 km și sunt legate atât de lungimile de undă propri cît și de defazajul componentelor.

După cum se poate remarcă, analiza Fourier, în ipoteza că anomalia cumulată poate fi descrisă printr-o funcție complexă armonică, ne oferă de asemenea un instrument important pentru stabilirea numărului de anomalii individuale care concură în mod efectiv la crearea anomaliei cumulate.

Analiza pe baza mărimilor statistice. Așa cum s-a precizat mai înainte, o cale diferită pentru determinarea numărului de anomalii individuale care în mod efectiv participă la crearea unei anomalii cumulate, o oferă matematica statistică prin determinarea funcției de autocovarianță, a funcției de autocorelație și a spectrului de putere. și aceste mărimi au fost determinate tot pentru funcția Δg_{tot} din figura 19.

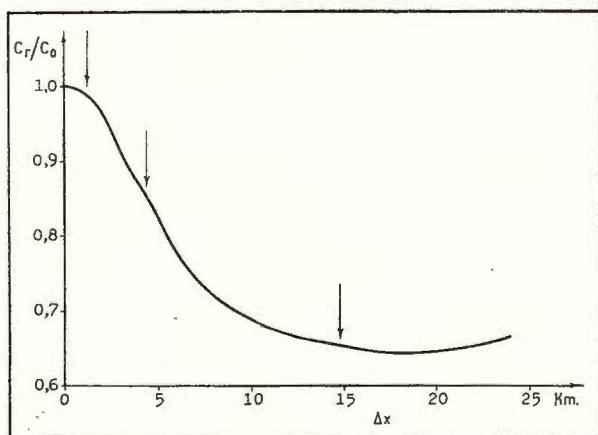


Fig. 33. — Funcția de autocorelație a funcției Δg_{total} din figura 19.
Autocorrelation function calculated for the Δg_{total} curve from Figure 19.

Funcția de autocovarianță a fost calculată cu ajutorul relației (143), luând ca parametri de calcul $N = 160$ și $r = 0, 1, 2, \dots, 24$, obținindu-se 25 valori ale acestei funcții. Unitățile estimării funcției de autocovarianță, așa cum de altfel apare clar din relația (143) sunt $(\text{mgal})^2$. Valorile numerice obținute s-au inseris între 1.147,11 și 763,19 mgal^2 .

S-a procedat apoi la normarea funcției de autocovarianță, prin multiplicarea celor 25 valori cu coeficientul $1/C_0$, obținindu-se funcția de autocorelație, a cărei variație în funcție de numărul de întârzieri Δx este prezentată în figura 33.

Din examinarea figurii 33 se constată că funcția de autocorelație prezintă în general un mers continuu descrescător însă cu o curbură destul de mare și variabilă, pe care se conturează 3 slabe maxime, a căror poziție a fost indicată prin săgeți. Aceasta atrage atenția deocamdată asupra posibilității existenței a 3 surse principale de anomalii gravimetrice care își cumulează efectele în anomalia Δg_{tot} de studiat. Este de asemenea de reținut că aceste maxime apar la întârzieri $d = n \cdot \Delta x$ de 1,2 km, 4,4 km și 14,8 km.

Cele 25 de valori ale funcției de autocovarianță au fost folosite apoi pentru calcularea spectrului de putere. Funcția de repartiție spectrală a puterii, utilizând valorile funcției de autocovarianță, are expresia dată de relațiile (145) sau (147), care au fost folosite pentru efectuarea calculelor.

Determinarea valorilor funcției de autocovarianță și ale spectrului de putere a fost efectuată tot cu ajutorul calculatorului electronic.

Unitățile estimării funcției de repartiție spectrală a puterii sunt evident $(\text{mgal})^2/\text{ciclu}/\text{km}$.

Rezultatele obținute sunt prezentate grafic în figura 34.

După cum se poate remarcă, spectrul de putere pune în evidență o scădere progresivă a valorilor acestuia, cuprinsă între 9.611,8 și 7.347,8 $(\text{mgal})^2/\text{ciclu}/\text{km}$, pe fondul căreia apare un model repetitiv de 3 oscilații notate cu 0_i , 0_j și 0_k . La o analiză mai atentă, luând drept criteriu distanța între vîrfurile maximelor în acord cu H o r t o n et al. (1964), s-a putut separa un prim grup de oscilații notate cu 0_i , la care distanța între vîrfuri este de 2 cicli/km; ele reprezintă probabil armonicele a doua, a treia, a patra și a unsprezecea ale unei fundamentale care apare chiar în origine și au fost notate respectiv cu 0_i , 0_{i+1} , 0_{i+2} și 0_{i+9} . La doua oscilație, notată cu 0_j , și la care distanța între vîrfuri este tot de 2 cicli/km, însă defazată față de 0_i , apare probabil în armonicele a cincea, a șasea, a saptea și a zecea ale unei fundamentale plasate în zona frecvențelor foarte mici și au fost notate respectiv cu 0_j , 0_{j+1} , 0_{j+2} și 0_{j+5} . În fine, a treia oscilație independentă, defazată față de primele două și caracterizată printr-o distanță între vîrfuri de 2,2 cicli/km, apare probabil în armonicele a opta și a nouă, notate cu 0_k și 0_{k+1} ale unei fundamentale plasate de asemenea în zona frecvențelor foarte mici.

Constatăm aşadar că atât funcția de autocorelație cât și funcția de distribuție spectrală a puterii, ne conduc invariabil la numărul de trei cauze; conchidem deci că la baza producerii anomaliei cumulate a gravi-



tății Δg_{tot} stau în mod preponderent trei surse de anomalii individuale, rezultat care este în acord cu cele obținute pe căi diferite aşa cum s-a arătat

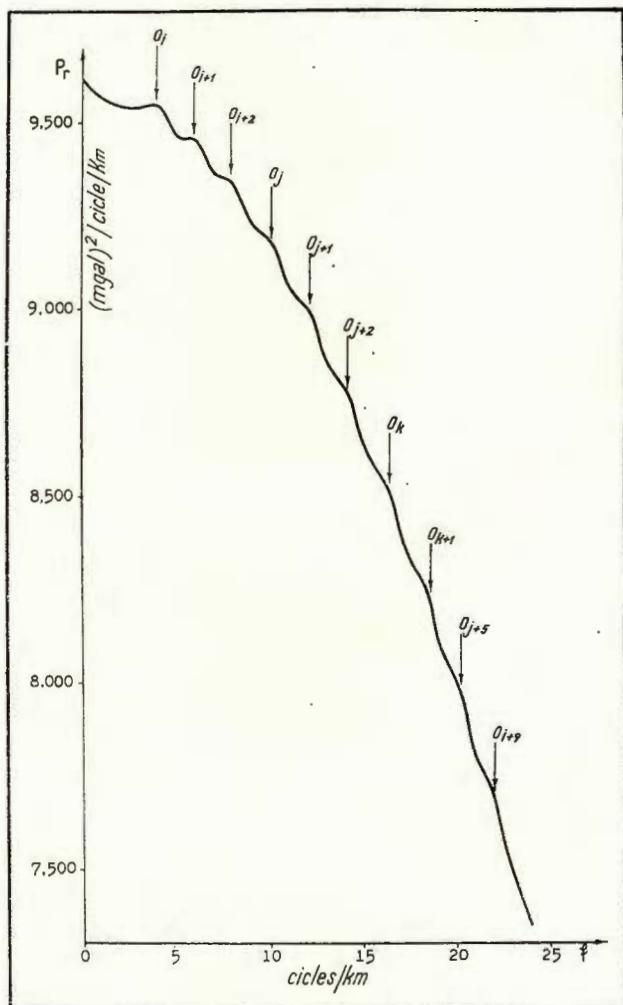


Fig. 34. — Spectrul de putere al funcției Δg_{total} din figura 19.

Power spectrum calculated for the Δg_{total} curve from Figure 19.

mai înainte și evident, cu tipul de distribuție de masă ales în acest caz teoretic pe care l-am tratat.

Discuție

Aceste prime exemple teoretice de aplicare a procedeului elaborat de noi în vederea separării surselor de anomalii și în special a determinării numărului de anomalii individuale care în mod efectiv participă la crearea unei anomalii cumulate, au desigur numai o valoare limitată, iar concluziile asupra capacitatei de rezolvare a procedeului nu vor putea fi trase decât după aplicarea lui în cîteva cazuri de anomalii reale și în condiții geologice diferite; totuși, chiar după aceste prime exemple au reiesit cîteva aspecte importante care cointurează posibilitățile și limitările, cel puțin de ordin teoretic, ale acestui procedeu.

În acest sens a apărut în mod clar că filtrarea numerică și mărimele statistice pot reprezenta două cai independente de stabilire corectă a numărului de anomalii individuale care participă la cumulare; analiza Fourier și mai ales spectrul de energie reprezintă dc asemenea un instrument prețios, însă folosirea independentă a acesteia presupune o informare satisfăcătoare asupra adâncimii medii a surselor de anomalii care iau parte la cumulare; în corelație cu filtrarea numerică însă, spectrul de energie furnizează o a treia cale de stabilire corectă a numărului de surse cumulate sau de determinare a adâncimii medii a acestor surse.

Avînd în vedere ambiguitatea fundamentală a interpretării anomalilor cîmpurilor potențiale, este probabil că în tratarea unor astfel de probleme ar fi indicată folosirea simultană a tuturor celor trei cai; calculele necesare sunt însă destul de laborioase și de durată, chiar folosind o mașină electronică de calcul de capacitate mai mică așa cum am procedat noi, astfel încît este de făcut în prealabil o apreciere economică în cazurile practice.

STUDIUL ANOMALIEI MAGNETICE LOCALE ΔZ DE LA BĂTRINEȘTI – GURBĂNEȘTI (MOLDOVA DE NORD)

Situația fizico-geologică

Anomalia magnetică locală ΔZ de la Bătrinești-Gurbănești este situată în zona platformei moldovenești, care reprezintă continuarea spre W și SW a platformei podolice. Așa cum reiese din lucrările lui Macovei (1954), Oncescu (1959), Grigoraș (1961), Iano-vici și Giușcă (1961), Ionescu³, fundamentul acestei regiuni

³ Ionescu Gh. Anomalia teoretică a gradientului orizontal produsă de un sistem de zăcăminte stratiforme verticale situate într-un fundament cristalin și stabilirea posibilităților de prospectare cu balanță de torsiu. Proiect diplomă (cond. R. Botezatu). 1965. Arh. Inst. Petrol, Gaze, Geol. București.



cunoscut din forajele de la Iași, Todireni și Bătrînești, este reprezentat prin șisturi cristaline, puternic metamorfoze și cutate, uneori străbătute de intruziuni și este considerat de vîrstă precambriană. Rocile cristaline au caracterul de gneisse granitoide la Todireni (950 m adincime), de gneisse sericitizate la Iași (1123 m adincime) sau de șisturi amfibolice, alterate, cenușii-verzui, îndințate cu granite roz, cenușii și albe la Bătrînești (1008 m adincime). În faza de exondare care a urmat cutărilor de la sfîrșitul Precambrianului, catenele precambriene au fost puternic erodate, producindu-se o peneplenizare accentuată a suprafeței actualului fundament de platformă.

Peste acest fundament se așterne cuvertura de platformă, constituită din formațiuni depuse orizontal și între care există mari lacune de sedimentare corespunzătoare unor exondări ulterioare ale platformei. Seria depozitelor de cuvertură începe cu Silurianul, reprezentat atât prin termenul inferior (Ordovician) cât și prin cel superior (Gothlandian), în același facies cu cel întilnit în platformă podolică. În forajul de la Bătrînești, Ordovicianul (1008 – 564 m) este reprezentat prin gresii calcaroase și calcare cenușii cu alternanțe de gresii cuartoase și argilite, precum și prin conglomerate cu elemente de cristalin remaniate din rocile precambriene; Gothlandianul (564 – 244 m) este predominant calcaros, reprezentat prin calcare vinete-cenușii cu diaclaze de calcit, calcare marnoase și grezoase cu slabe concrețiuni de pirită și gresii fine, calcaroase și silicioase.

Silurianului îi urmează Cenomanianul care la Bătrînești a fost întilnit între 244 și 168 m, reprezentat prin marne grezoase cu fragmente de silex la partea superioară, marne cretoase și gresii fine calcaroase în partea mediană și gresii cu cristale de pirită sau glauconit precum și gresii cenușiu-verzui cu oxizi de fier în partea inferioară.

Ca urmare a unei noi exondări de lungă durată, peste Cenomanian se așterne direct Tortonianul (168 – 155 m), care la Bătrînești este reprezentat prin marne calcaroase cu *Lythothamnium* și marne cu silexuri cenușii. În partea de W a platformei moldovenești, Tortonianul trece de la un facies recifal la un facies lagunar prercifal, cu gipsuri și marne gipsifere. În continuitate de sedimentare cu Tortonianul apare Buglovianul, caracterizat prin calcare și marne vinete-verzui și apoi Sarmațianul care în zona Bătrînești-Gurbănești este reprezentat prin Volhinian constituit din conglomerate, gresii, nisipuri, argile, marne și calcare oolitice.

O mare parte a platformei moldovenești are la suprafață depozite sarmațiene; există însă și zone în care sedimentarea a continuat cu depo-



zite pliocene (nisipuri, argile, marne) și chiar cuaternare (nisipuri, loess și lehm loessoid cu resturi de mamifere).

După cum se poate constata, caracterul necutat și predominant calcaros-marnos al depozitelor cuverturii de platformă nu realizează condiții pentru apariția unor surse de anomalii magnetice în cuprinsul acestei cuverturi; existența unor niveluri de nisipuri sau de gresii cu oxizi de fier și cu pirită, în special în Cenomanian, nu este în măsură să contrazică aprecierea de mai sus deoarece conținutul acestora în minerale feromagnetice este foarte slab. Nu același lucru se poate spune însă despre fundamentul de platformă. De exemplu, în gneissele de la Todireni, în special cele în facies mezocrat cu mult biotit, s-a constatat macroscopic prezența magnetitului sub formă de impregnații și cristale fin diseminate în masa rocii și mai rar sub formă de incluziuni. Mai mult decât atât, se cunoaște în zonele mai estice ale platformei podolice, după cum arată Bechtel (1964), Stupak (1963) etc., existența, în etajul superior (proterozoic) al fundamentului de platformă, și a unor alte tipuri de roci în afară de gneissele, granitele și amfibolitele întâlnite în forajele de la noi, în special prezența cuarțitelor feruginoase cu concentrații de siderit sau magnetit care constituie importante zăcăminte de fier de la Krivoi-Rog, Kursk, Mihailovka etc. Constatările de mai sus ne-au format convingerea că în această zonă a platformei moldovenești, sursele anomaliei magnetice trebuie legate de structura fundamentului de platformă. În această ipoteză, s-a încercat de altfel și o diferențiere structural-petrografică a fundamentului de platformă de către Gavăt et al. (1963).

Caracteristicile anomaliei magnetice

Anomalia magnetică ΔZ din zona Bătrînești-Gurbănești a fost cartată de Botezatu (1962) și a fost ulterior studiată într-un cadru mai general de către Arinei et al. (1964) precum și de către Gavăt et al. (1963). Ea are forma unei elipse alungite, cu axa mare orientată pe o direcție generală N—S și atinge, în zona centrală, o amplitudine maximă de peste 550 γ. Cu toate că ocupă o serie mare la suprafață, de cca 15×35 km, anomalia în discuție își păstrează un caracter local, dimensiunile ei mari provenind din faptul că adâncimea sursei, aşa cum s-a precizat mai înainte, este mare, depășind 1.000 m. Anomalia are un slab caracter asimetric, având flancul vestic ceva mai abrupt decât cel estic; este plasată pe un aliniament cu caracter regional în Moldova de nord, pe direcția Cuza Vodă—Gîrbești—Belcești—Lătăi—Vinători—Borzești—Mileanca,



care cuprinde încă alte cinci anomalii de maxim de o natură comparabilă și se situează în zona centrală a compartimentului baikalian din fundalul platformei moldovenești, după concepția de zonare a acestuia efectuată de către Gavăt et al. (1963).

Analiza anomaliei

Analiza anomaliei magnetice ΔZ de la Bătrînești–Gurbănești, având un caracter local, nu permite o separare de cimpuri în sensul clasic acceptat, ci o separare în sensul mai larg adoptat de către noi și care a fost discutat mai înainte. Așadar, în acest caz, va fi vorba de a studia și a încerca să determinăm dacă această anomaliă locală are o sursă unică sau dacă nu cumva ea reprezintă efectul cumulării anomalilor produse de mai multe surse situate eventual la aceeași adâncime sau la adâncimi comparabile. Pentru acest caz s-a folosit metoda filtrării numerice și analiza Fourier.

În vederea efectuării acestei analize a fost ales un profil al variației ΔZ pe o direcție ortogonală la axa anomaliei și care o traversează în zona ei centrală, reprodus în figura 35.

Aplicarea filtrării numerice s-a făcut asupra a 121 valori ale anomaliei ΔZ determinate la echidistanță de 0,125 km de-a lungul profilului, stabilindu-se mediile simple și ponderate pe bază de 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21 și 31 puncte în jurul punctului de calcul respectiv. Au fost astfel determinate cele două feluri de medii în 29 puncte; rezultatele obținute sunt prezentate grafic în figurile 36, 37.

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor care apar din studierea anomaliei și a curbelor de mediere simplă și ponderată, după principiile care au fost expuse la tratarea cazurilor teoretice, este prezentată în figura 38 și în tabelul 7. După cum se poate constata, gruparea convenabilă a valorilor ne-a condus la stabilirea a 4 componente cu lungimi de undă diferite și între care nu există nici o legătură de tipul celor care caracterizează componentele unei funcții complexe armonice. Valorile medii ale lungimilor de undă pentru aceste patru componente sunt

$$l_1 = 1,84 \text{ km}$$

$$l_2 = 4,19 \text{ km}$$

$$l_3 = 7,48 \text{ km}$$

$$l_4 = 30,49 \text{ km}$$



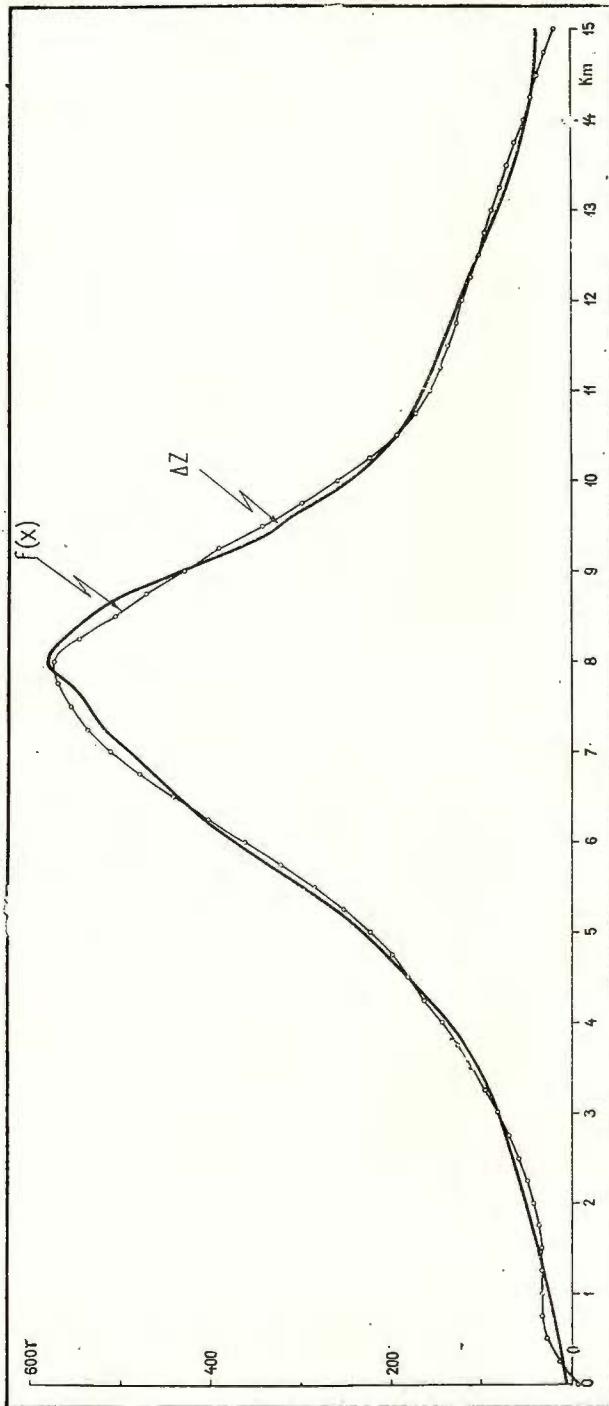


Fig. 35. — Variația componentei verticale a câmpului geomagnetic pe un profil central la anomalia Bătrinești-Gurbănești, în paralel cu variația funcției de aproximare $F(x)$.
Showing the variation of the geomagnetic field vertical component lengthways a central profile to the Bătrinești-Gurbănești anomaly, as well as the variation of the approximation function $F(x)$.



și definesc o funcție complexă nearmonică a cărei expresie, de tipul relației (138), este redată mai jos, folosind un sistem de notații mai simplu pentru coeficienți și ale cărui avantaje se vor vedea mai departe :

$$\begin{aligned}
 F(x) = & A + B_1 \cdot \cos \frac{2\pi}{1,84} x + C_1 \cdot \sin \frac{2\pi}{1,84} x + B_2 \cdot \cos \frac{2\pi}{4,19} x + \\
 & + C_2 \cdot \sin \frac{2\pi}{4,19} x + B_3 \cdot \cos \frac{2\pi}{7,48} x + C_3 \cdot \sin \frac{2\pi}{7,48} x + \\
 & + B_4 \cdot \cos \frac{2\pi}{30,49} x + C_4 \cdot \sin \frac{2\pi}{30,49} x
 \end{aligned} \quad (152)$$

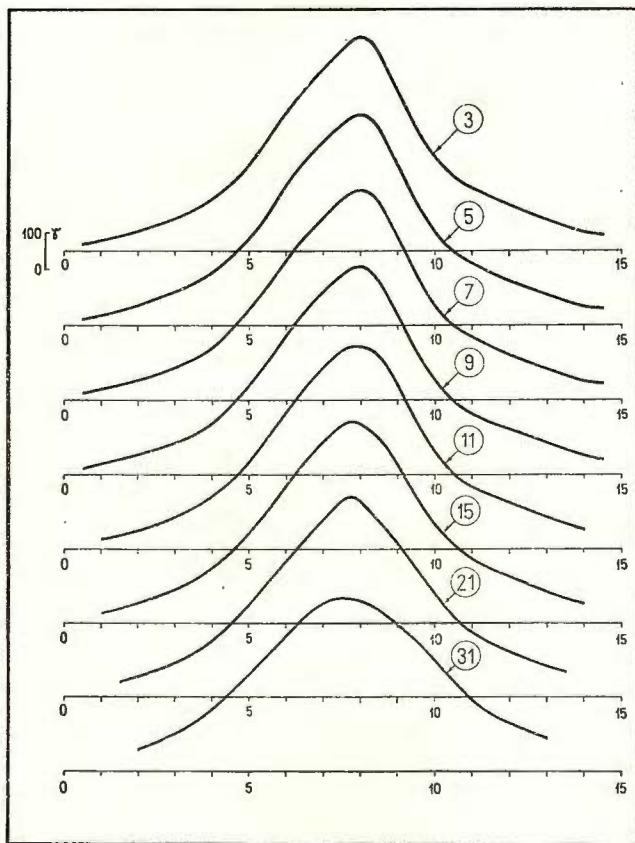


Fig. 36. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației ΔZ din figura 35, folosind procedeul medierii simple.

Showing the digital filtering results of the ΔZ curve from Figure 35, using the simple averaging procedure.

Funcția $F(x)$ din relația (152) reprezintă într-o formă concretă, însă cu coeficienți nedeterminați numeric, o funcție de aproximare a curbei anomaliei magnetice ΔZ din figura 35.

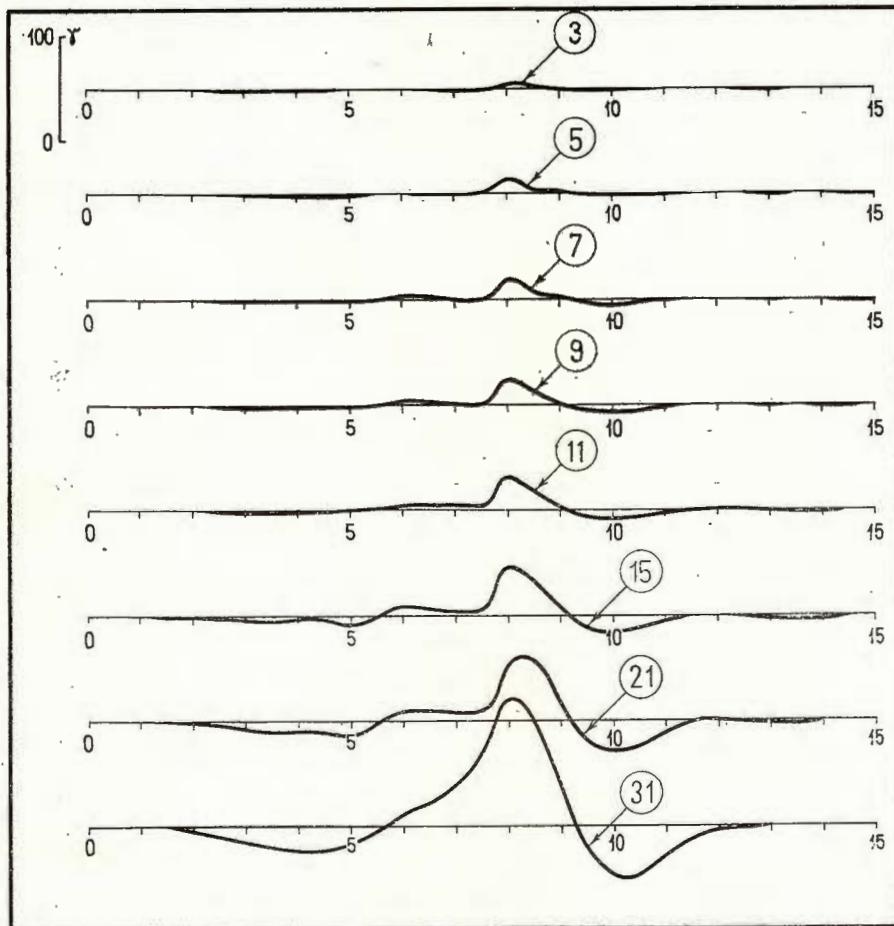


Fig. 37. -- Rezultatele filtrării numerice a profilului variației ΔZ din figura 35, folosind procedeul medierii pondrate.

Showing the digital filtering results of the ΔZ curve from Figure 35, using the weighted averaging procedure.

Pentru determinarea coeficienților funcției de aproximare din relația (152), calea cea mai comodă este aceea a metodei celor mai mici pătrate. În acest scop am folosit varianta pentru cazul măsurătorilor



indirecte, după Plăcinteanu (1957), în care necunoscutele A , B_1 , B_2 , B_3 , B_4 , C_1 , C_2 , C_3 și C_4 nu sunt determinate direct ci sub forma unor funcții ale acestora de tipul

$$\Phi_i = f_i(A, B_1, \dots, B_4, C_1, \dots, C_4) \quad (153)$$

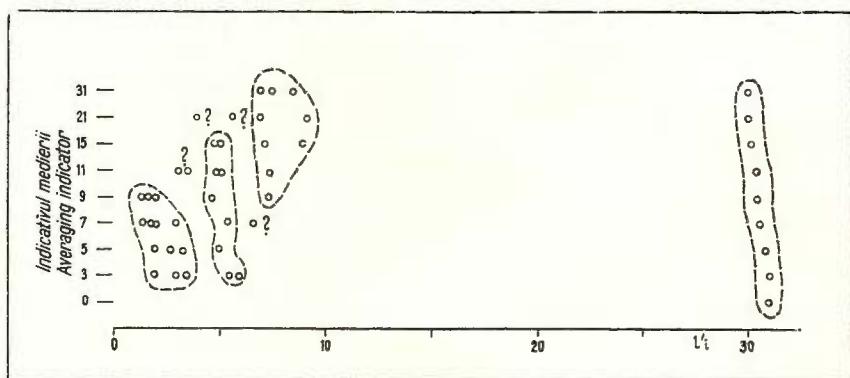


Fig. 38. — Graficul lungimilor de undă ale componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a profilului variației componentei verticale a cimpului geomagnetic pe un profil central la anomalia Bâtrînești-Gurbănești (fig. 35) și gruparea acestora în domenii distințe.

Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of the geomagnetic field vertical component lengthways a central profile to the Bâtrînești-Gurbănești anomaly (Figure 35) and their grouping in distinct domains.

care reprezintă tocmai valoarea anomaliei ΔZ pentru diferite valori ale lui x . Mergind pe această cale s-a constituit un sistem da 61 ecuații cu 7 necunoscute, scrise pentru valori ΔZ la echidistanță de 0,25 km de-a lungul profilului.

Dacă funcția de aproximare $F(x)$ reprezentată de relația (152) ar urma să definească cu adevărat o funcție periodică nearmonică, atunci 7 ecuații oarecare din sistemul simultan de ecuații ar fi suficiente pentru determinarea celor 7 coeficienți necunoscute, restul de 54 ecuații suplimentare fiind doar simple consecințe ale ecuațiilor considerate. Cum însă funcția ΔZ din figura 35 îndeplinește numai ipotetic această condiție, este necesar să luăm în considerare toate cele 61 ecuații.

TABELUL 7

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor anomaliei magnetice ΔZ din figura 35 și ale curbelor filtrate ale acesteia, precum și valoarea medie a lungimilor de undă ale acestor componente, exprimate în km

l'_i	1,3—2,0			2,7—5,7			6,0—9,2			30,0—31,0		
ΔZ												
3											31,0	
5											31,0	
7											30,8	
9											30,6	
11											30,4	
15											30,4	
21											30,2	
31											30,0	
Mediere simplă	3	2,0			3,5	5,5	3,0		6,0			
Mediere ponderată	5	2,0			3,3	2,7	5,0		7,0			
	7	1,7	2,0	2,0	3,0	5,7			6,7			
	9	1,7	1,3	2,0	3,0	4,7			7,3			
	11				3,6	3,1	4,9	5,0	7,4			
	15				4,8	5,0			9,0	7,2		
	21				5,7	4,0			9,2	7,0		
	31								8,5	7,0	7,5	
Media :	1,84			4,19			7,48			30,49		

Rezolvarea acestui sistem de ecuații ne-a condus la stabilirea valorilor celor 7 coeficienți, astfel încât relația (152) ia forma concretă

$$\begin{aligned}
 F(x) = & -142,95625 - 0,313249 \cdot \cos \frac{2\pi}{1,84} x + 1,634056 \cdot \sin \frac{2\pi}{1,84} x + \\
 & + 21,943598 \cdot \cos \frac{2\pi}{4,19} x - 21,360972 \cdot \sin \frac{2\pi}{4,19} x + \\
 & + 128,707332 \cdot \cos \frac{2\pi}{7,48} x + 17,845888 \cdot \sin \frac{2\pi}{7,48} x - \\
 & - 13,034766 \cdot \cos \frac{2\pi}{30,49} x + 541,081863 \cdot \sin \frac{2\pi}{30,49} x \quad (154)
 \end{aligned}$$



Compararea relațiilor (138) și (152) ne permite să scriem

$$\operatorname{tg} \delta_i = \frac{B_i}{C_i} \quad (155)$$

și

$$a_i = \frac{B_i}{\sin \delta_i} \quad (156)$$

asa încît după calcularea valorilor lui δ_i și a_i , relația (154) poate fi scrisă în forma completă exprimată de relația (138), ca

$$\begin{aligned} F(x) = & -142,956 - (1,664 \cdot \sin 169^\circ 09') \cdot \cos \frac{2\pi}{1,84} x - \\ & - (1,664 \cdot \cos 169^\circ 09') \cdot \sin \frac{2\pi}{1,84} x + (30,626 \cdot \sin 134^\circ 14') \cdot \cos \frac{2\pi}{4,19} x + \\ & + (30,626 \cdot \cos 134^\circ 14') \cdot \sin \frac{2\pi}{4,19} x + (129,935 \cdot \sin 82^\circ 07') \cdot \cos \frac{2\pi}{7,48} x + \\ & + (129,935 \cdot \cos 82^\circ 07') \cdot \sin \frac{2\pi}{7,48} x - (539,965 \cdot \sin 178^\circ 37') \cdot \cos \frac{2\pi}{30,49} x - \\ & - (539,965 \cdot \cos 178^\circ 37') \cdot \sin \frac{2\pi}{30,49} x \end{aligned} \quad (157)$$

Reprezentarea grafică a funcției de aproximare $F(x)$ conform relației (154) sau (157), este redată tot în figura 35. Din examinarea celor două curbe din figura 35 se constată că aproximarea pe această cale a anomaliei ΔZ este în general bună, cu excepția zonelor periferice unde, aşa cum se întâmplă în toate cazurile de prelucrare a anomaliei, indiferent de metoda sau formula folosită, aproximarea este nesatisfăcătoare. Eroarea medie pătratică în cele 61 puncte în care s-a determinat funcția $F(x)$, stabilită după formula lui Gauss, este de $\pm 11,1 \gamma$; abaterile se inseră între valorile limită de -25γ și $+24 \gamma$, iar sensul acestora este de 30 valori negative și 31 valori pozitive. Privit prin prizma cifrelor de mai sus, studiul erorilor ne conduce la concluzia că aproximarea poate fi considerată cu totul satisfăcătoare, deoarece abaterile nu întrec eroarea de cartare a anomaliei, iar caracterul fortuit apare din faptul că jumătate din ele sunt de un sens și jumătate de sens contrar. Totuși nu putem să nu observăm că funcția de aproximare $F(x)$ nu urmărește cu toată fidelitatea, mai ales în zona de apex, curba anomaliei ΔZ .

În forma completă, exprimată de relația (157), funcția de aproximare $F(x)$ permite o analiză mai amănunțită a componentelor sub raportul atit al caracteristicilor de amplitudine cit și al celor de fază. Această



analiză se poate face fie direct asupra formulei, fie reprezentând grafic cele patru componente. Cum forma grafică este întotdeauna mai sugestivă, în figura 39 este reproducă o astfel de reprezentare.

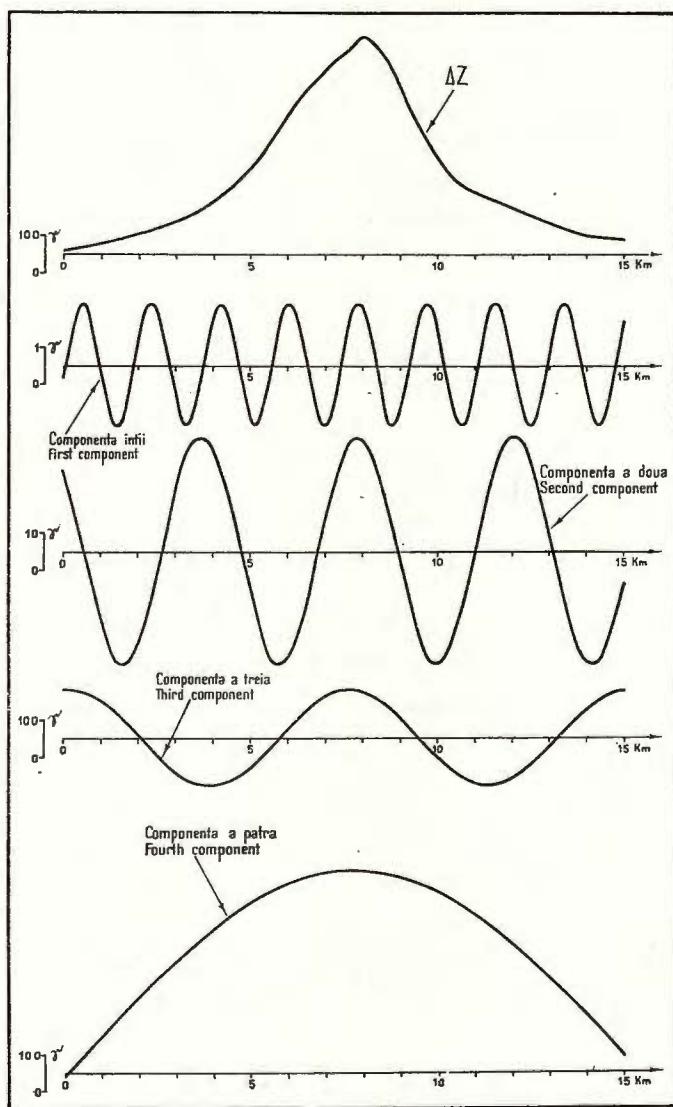


Fig. 39. — Anomalia ΔZ și cele patru componente ale funcției de aproximare $F(x)$.

The ΔZ anomaly and the four components of the approximation function $F(x)$.



După cum se poate remarcă din examinarea figurii 39, funcția de aproximare $F(x)$ are trei componente cu amplitudini de 1,664 ; 30, 626 și 129,935 și respectiv, defazate între ele ; o a patra componentă, cu amplitudinea de 539,965 și din care este prezentă numai partea pozitivă a oscilației, completează tabloul acestor componente.

Așadar, tratarea anomaliei ΔZ de la Bătrînești—Gurbănești pe calea filtrării numerice, ne-a condus la concluzia că această anomaliă, deși locală, poate fi considerată ca rezultatul cumulării efectelor a 4 surse. Acest fapt este întărit de stabilirea funcției de aproximare $F(x)$, în coeficienți numerici și în ipoteza că anomaliia ΔZ poate fi considerată ca o funcție complexă nearmonică, cu ajutorul căreia se obține o bună descriere a anomaliei studiate. Încercarea de a duce mai departe analiza funcției de aproximare, în sensul determinării amplitudinilor și defazajelor celor patru componente, la care s-au stabilit inițial valorile lungimilor de undă, este posibilă prin mătoda celor mai mici pătrate. Semnificația fizică a acestor patru componente pare însă mai strâns legată de structura matematică a funcțiilor complexe nearmonice decât de realitatea fizico-geologică a anomaliei ΔZ de la Bătrînești—Gurbănești.

În continuare, anomaliia ΔZ din figura 35 a fost tratată și pe calea analizei Fourier, în ipoteza că aceasta ar fi reprezentată din punct de vedere matematic printr-o funcție complexă armonică. S-a procedat în același mod ca și în exemplul teoretic prezentat mai înainte, calculele fiind efectuate tot la calculatorul electronic Olivetti.

Dezvoltarea în serie Fourier s-a făcut pe baza relațiilor (139), (140) și (141). Au fost calculați primii 100 coeficienți a_k și b_k , cu $d = 0, 1, 2, \dots, 60$ și $D = 60$, k luând evident valorile 0, 1, 2, ..., 100. Valorile astfel determinate ale coeficienților au servit la calcularea amplitudinii S_k a primelor 100 componente armonice, conform cu relația (125). Rezultatele obținute sunt reprezentate grafic în figura 40. Examinarea acestei figuri pune în evidență faptul că spectrul discret al amplitudinilor pentru anomaliia magnetică ΔZ de la Bătrînești—Gurbănești are o structură foarte complexă, conținând componente cu amplitudini diferite și într-o succesiune, în raport cu ordinul armonicii respective, căre, cel puțin pentru aceste prime 100 de componente, sugerează o simetrie destul de evidentă. Canticativ, nu am putea spune că spectrul amplitudinilor ne aduce vreo informație deosebită ; structura lui însă pare să ne indice faptul că anomaliia în discuție admite ipoteza că este o anomaliie cumulată.

S-a procedat apoi la gruparea armonicelor pentru a determina energia într-un filtru de bandă de lungime de undă prestabilită. Având în



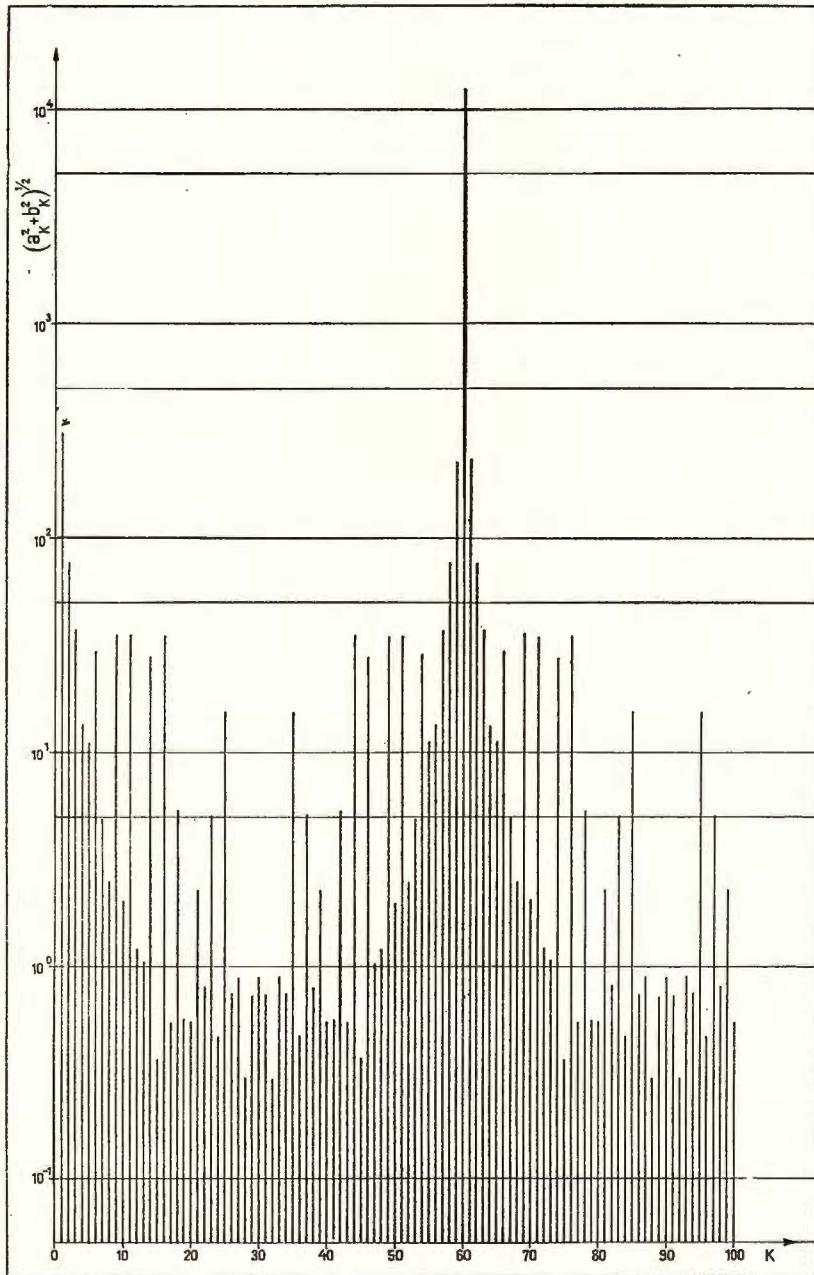


Fig. 40. — Spectrul discret al amplitudinilor funcției reprezentate de curba ΔZ din figura 35, pentru primele 100 componente armonice.

Discrete amplitude spectrum of the function expressed by the ΔZ curve from Figure 35, for the initial 100 harmonic components.

vedere rezultatele obținute prin acest procedeu la tratarea exemplului teoretic, s-a făcut gruparea tot prin încercări, folosind lățimi de bandă respectiv de 0,25 ; 0,50 ; 0,75 ; 1,00 ; 1,50 ; 2,00 și 5,00 km. Lungimea de undă a coeficientului armonic de ordinul k este în acest caz $15/k$ km, deoarece lungimea totală a profilului este de 15 km.

Folosind grupări cu caracteristicile precizate mai sus, s-au obținut următoarele ; 6 domenii de energie pentru benzile de lungime de undă pînă la 0,25 km, 5 domenii pentru benzile de 0,25 – 0,75 km, 4 domenii pentru benzile de 0,75 – 1,00 km, 3 domenii pentru benzile de 1,00 – 1,50 km, 2 domenii pentru benzile de 1,50 – 5,00 km și 1 domeniu pentru benzile de 5,00 km și mai mari. Rezultatul obținut în acest caz este în acord cu cel obținut în cazul teoretic, intervalul de lățimi de bandă de 0,75 – 1,00 km pentru care s-a obținut o grupare corespunzătoare, cu alte cuvinte pentru care numărul de domenii de energie este egal cu numărul de componente stabilite prin filtrarea numerică, este de același ordin de mărime cu adâncimea fundamentalului, care, în forajul de la Bătrînești a fost întîlnit la 1008 m.

În figura 41 este prezentat spectrul de energie obținut pentru banda de lungime de undă de 0,75 km.

Analiza anomaliei magnetice de la Bătrînești – Gurbănești, în ultimă esență, ne-a condus la concluzia că aceasta poate fi considerată ca rezultatul cumulării a 4 surse de anomalii individuale, respectiv a 4 coruri geologice distincte. Înțînd cont de principalele elemente geologice cunoscute în regiune, s-a plecat de la ipoteza că această anomaliă magnetică este produsă de o masă de roci eruptive acide, de tipul granitului cu magnetit cunoscut în platforma podolică, infracristalină, care trimit spre suprafață fundamentalul cristalin al platformei mai multe apofize pe linii de fractură veche. Prin încercări repetate s-a determinat un ansamblu de 4 coruri prismatice, bidimensionale, din care unul cu creasta la 2.000 m adâncime și lățimea de 1.600 m ar corespunde masei de roci infracristaline, iar celelalte trei cu creasta la 1.000 m, adâncime și lățimea de 200 m, ar corespunde apofizelor acesteia care străpung fundamentalul ajungînd pînă la suprafață acestuia. Aceste patru coruri de roci eruptive s-ar găsi în contrast de susceptibilitate magnetică, față de rocile gneissice ale fundamentului platformic, de 7.100, respectiv $3.058 \times 10^{-6} u$. GGS, valori care se înscriu în domeniul de susceptibilități magnetice corespunzătoare granitului cu magnetit. Ansamblul acestor patru coruri produce un efect cumulat care reproduce anomalia cartată cu abateri ce nu depășesc în valoare absolută 20γ, abatere care are același ordin de mărime cu eroarea



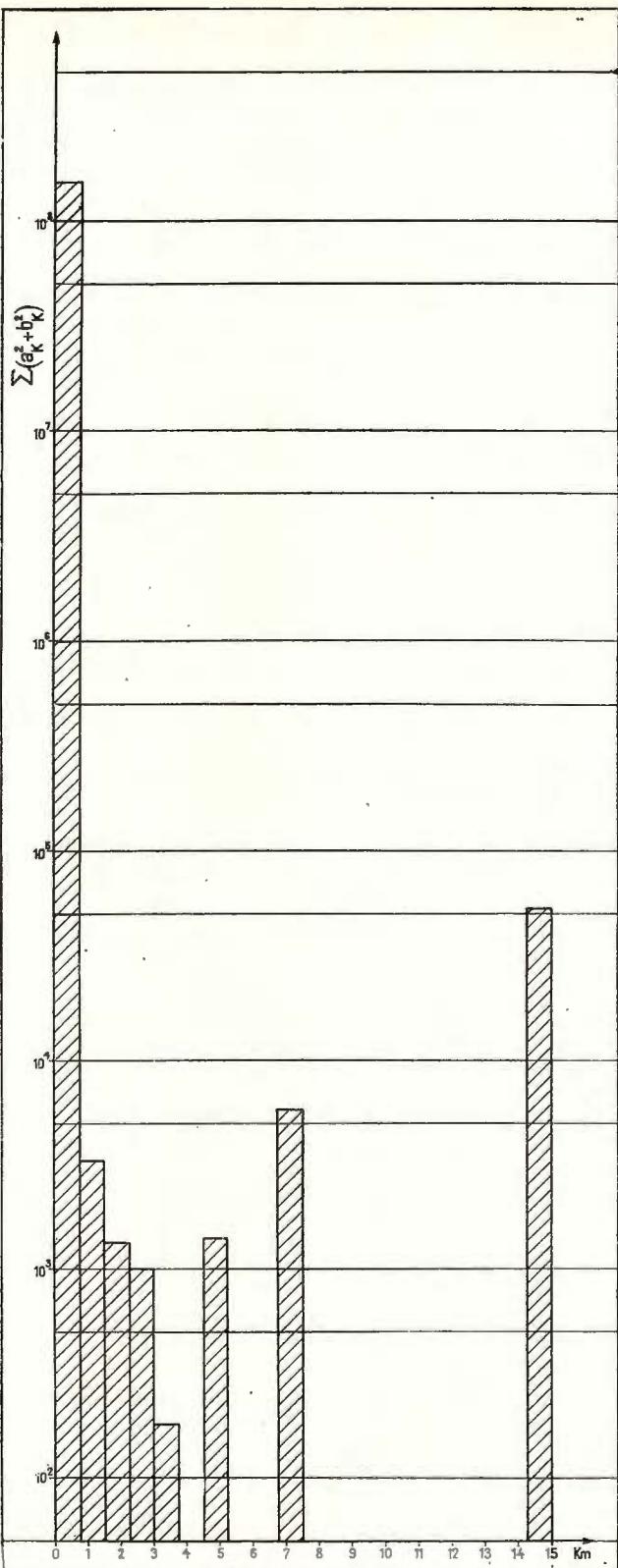


Fig. 41.— Spectrul de energie al funcției ΔZ din figura 35, pentru o bandă de lungimi de undă de 0,75–1,00 km.

Energy spectrum of the ΔZ curve from Figure 35 calculated for a wavelength band of 0.75–1.00 km.



de cartare și, ceea ce este foarte important, respectă pînă la detalii forma anomaliei cartate. Calculele au fost efectuate de Stănescu⁴. Soluția structurală astfel obținută este prezentată în figura 42 și, avînd în vedere că a fost stabilită prin procedee diferite (filtrare numerică, analiză Fourier

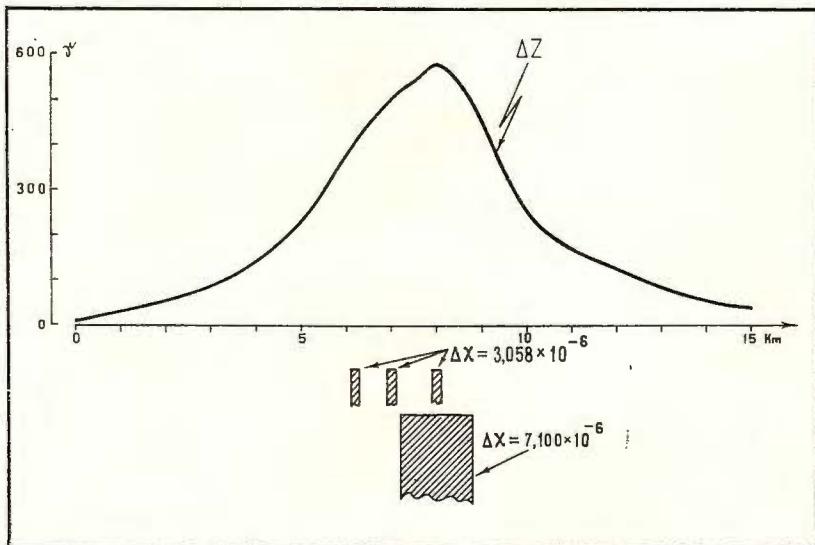


Fig. 42. — O soluție structurală a anomaliei magnetice ΔZ , de la Bătrînești-Gurbănești ca reprezentind rezultatul cumulării a patru surse individuale de anomalie.

A structural solution for the magnetic ΔZ anomaly of Bătrînești-Gurbănești, as a result of the cumulation of four individual anomalous sources.

și problema directă a potențialului) considerăm că poate servi ca bază pentru dezvoltarea unor cercetări geologice viitoare, în special prin foraje, în vederea lămuririi cauzei reale a anomaliei magnetice de la Bătrînești — Gurbănești.

STUDIUL ANOMALIEI GRAVIMETRICE LOCALE DE LA SLĂTIOARELE—PITEȘTI Situată fizico-geologică

În zona masivului de sare de la Slătioarele — Pitești au fost executate, după anul 1948, un număr mare de foraje de explorare și de cercetare

⁴ Stănescu Gh. Soluții structurale pe baza problemei directe a potențialului pentru anomalia magnetică de la Bătrînești — Gurbănești (Moldova de nord). Proiect diplomă (cond. R. Botezatu). 1963. Arh. Inst. Petrol, Gaze, Geol. București.

geologică. Astfel, Comitetul de Stat al Geologiei a executat 21 foraje de mică adâncime pentru delimitarea masivului și 1 foraj adânc, situat în zona centrală a acestuia, pentru determinarea grosimii sării ; de asemenea, Ministerul Petrolului a executat 16 foraje în afara masivului de sare pentru explorarea Pliocenului, în vederea determinării unor eventuale acumulări de hidrocarburi în această formațiune.

Din datele obținute cu ocazia acestor foraje, precum și din datele geologice de suprafață, s-au stabilit următoarele :

Masivul de sare de la Slătioarele reprezintă sâmburele diapir al unei cufe anticlinale mio-pliocene, care ulterior a fost erodată în zona axială pînă la formațiunea sării.

La suprafață sînt prezente parțial depozite aluvionare aparținînd Cuaternarului. Pliocenul, caracterizat prin lipsa Meotianului, este constituit aproape uniform din marne nisipoase cu intercalații de nisipuri, acestea din urmă mai frecvente în Levantin și Dacian. Întreaga zonă pe care s-au desfășurat cercetările gravimetrice este acoperită de depozite levantine, cu excepția unor arii cu aluviuni cuaternare și a unui petic de breccia sării care aflorează în zona centrală a masivului.

În adâncime, Pliocenului îi urmează Miocenul superior reprezentat prin Tortonianul inferior (formațiunea sării), constituit din marne, peste care stă Tortonianul superior constituit din nisipuri.

Fundamentul regiunii este constituit probabil din Oligocen (stratele de Pucioasa) reprezentat prin argile cu nisipuri silicioase și piritizări.

Din punct de vedere tectonic s-a ajuns la concluzia că laguna tortoniană în care a fost depusă sarea, s-a format pe seama unui compartiment căzut al Oligocenului, orientat pe direcția N – S și mărginit de două fracturi a căror poziție este la E și W de limita actuală a masivului de sare. Laguna tortoniană de subsidență avînd oscilații pe verticală și curenți în timpul depunerii sării, calitatea acesteia este inferioară datorită impurităților de material marnos, argilos și nisipos sub formă de fragmente al căror diametru atinge 100 mm, volumul total al impurităților față de sarea gemă a masivului fiind în medie de 30 %.

Cutările de la finele Pliocenului precum și presiunea litostatică diferențiată au produs îngrămadirea sării, care a străpuns formațiunile acestuia, ajungînd pînă aproape de suprafață.

Masivul de sare la adâncimea forajelor are o secțiune eliptică cu axa mare de cca 1.900 m, orientată pe direcția E – W și cu axa mică de cca 1.100 m orientată pe direcția N – S. Grosimea masivului de sare a



fost stabilită prin forajul de adâncime și este de cca 1.300 m în zona centrală a acestuia.

Densitățile medii ale formațiunilor geologice din această regiune nu au putut fi determinate la data executării cercetării gravimetrice. Din date generale asupra densităților rocilor din Muntenia, după Costa - Foru⁵, se estimează următoarele valori: pentru Pliocen 2,15 g/cm³, Tortonian superior 2,10 g/cm³, Tortonian inferior (breccia sării) 2,30 g/cm³ și Oligocen (?) 2,30 g/cm³. Sarea are o densitate probabilă cuprinsă între 2,10 g/cm³ (sare gemă pură) și 2,25 g/cm³ (sare cu procent mare de impurități).

După cum se vede, aveam de-a face în regiune cu contraste de densitate mici în valoare. Contrastele de masă devin însă importante datorită volumelor mari pe care le ocupă în subsol rocile în contrast de densitate cu cele adiacente, și au efecte gravimetrice relativ mari datorită adâncimii lor destul de mici față de suprafață.

Caracteristicile anomaliei

În zona localității Slătioarele, Botezatu (1964 a) a efectuat o prospecțiune gravimetrică de mare detaliu cu scopul de a delimita masivul de sare recunoscut și explorat parțial în zona centrală.

Aria prospectată gravimetric reprezintă cca 11 km² și a fost acoperită cu 279 stații situate la 100 m distanță pe profile, avind între profile distanțe de la 100 la 400 m. Eroarea totală de determinare a valorilor anomaliei Bouguer fiind sub $\pm 0,10$ mgal, a fost posibilă prezentarea rezultatelor sub formă de hărți cu curbe de egală valoare la echidistanță de 0,20 mgal. Precizia înaltă a materialului de bază reprezintă unul din principalele elemente ale conturării acestei anomalii gravimetrice, ceea ce legitimează aplicabilitatea în bune condiții a diferite metode de prelucrare.

Studiul preliminar al anomaliei

Situația particulară de avantajoasă a anomaliei gravimetrice de la Slătioarele – Pitești (existența de date de foraj care ne dau indicații asupra extinderii în suprafață și în adâncime a masivului de sare cît și asupra calității sării și a tipurilor de roci care constituie formațiunile geologice

⁵ Costa - Foru A.I. Studiul densității rocilor formațiunilor geologice din regiunile în curs de explorare și prospectare. Raport. 1954. Arh. Min. Petrol. București.



în care acest masiv se găsește inclus ; precizia cunoașterii anomaliei gravimetrice) ne-a sugerat ideea de a reconsidera această anomaliă gravimetrică în lumina datelor fizico-geologice cunoscute. În acest sens, Botezatu (1964 a) a întocmit un prim studiu cu dublul scop, pe de o parte ca pe baza anomaliei gravimetrice să se extrapoleze datele geologice pe care le avem la îndemînă în vederea cunoașterii mai complete a acestui masiv de sare și, pe de altă parte, pentru a putea trage unele concluzii cu privire la aplicabilitatea și valabilitatea unor metode fizico-matematice de prelucrare a anomalilor gravimetrice.

Este de precizat că sub aspectul morfologiei, anomalia gravimetrică de la Slătioarele—Pitești are de asemenea un caracter cu totul particular și unic în țara noastră. Anomalia locală produsă de masivul de sare în raport cu rocile terigene are forma unui minim aproape izometric în centrul căruia este grefat un mic maxim ; această formă anomală este mult deformată de existența unei anomalii regionale, produsă de formațiunile din cuvertura platformei moeziice începînd cu cele premiocene, precum și de fundimentul platformic și care se manifestă, așa cum a arătat Botezatu (1959 b) ca o creștere puternică a valorilor gravitației de la N către S. Rezultatul acestui cumul de efecte se manifestă ca o închidere locală a unei curbe de egală valoare deasupra structurii Slătioarele, înconjurate de o zonă mai agitată, cu inflexiuni și îngunchieri ale curbelor anomaliei gravimetrice.

Studiul preliminar a constat din aplicarea mai multor metode de separare a anomaliei locale de cea regională și de analiză a anomaliei locale. Astfel, s-a efectuat determinarea anomaliei locale prin procedeele nivelării grafice a anomaliei regionale și prin procedeul mediilor mobile și au fost determinate anomaliiile : regională a componentei orizontale totale, locală a componentei orizontale totale, a gradientului vertical de ordinele I, II și IV, a intensității cimpului anomal total, a inclinării cimpului anomal total, a deviației locale a verticalei și a ondulațiilor geoidului produse de distribuția locală de masă. Interpretarea acestor materiale a condus la concluzii prețioase cu privire la verticalitatea și simetria masei de sare precum și asupra variațiilor de densitate din cuprinsul acesteia și au servit la obținerea unei soluții structurale care este în acord cu datele geologice și gravimetrice și care satisfac anomalie dată. Această soluție este reprodusă în figurile 43, 44.

Tinînd cont de datele forajelor care au explorat masivul de sare și de densitățile probabile specificate mai înainte, prin aproximării successive s-a găsit final o distribuție de masă constituită dintr-o combinație



de 17 cilindri verticali scurți, de dimensiuni și densități diferite, care satisface destul de bine anomalia locală medie a gravitației. Distribuția de masă astfel obținută, care evident nu reprezintă unica soluție dar este aceea care satisface cel mai bine datele cunoscute, precum și efectul

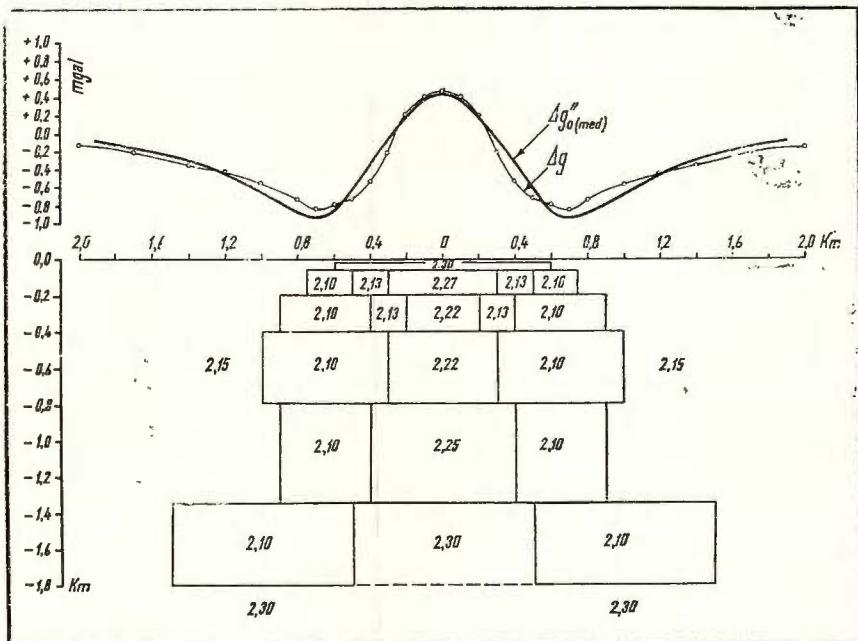


Fig. 43. — Profil indicind variația anomaliei locale medii a gravitației, la Slătioarele, soluția interpretării în termeni fizici a acesteia, precum și variația efectului gravitațional calculat pe baza corpului perturbant dimensionat.

Showing the variation of the average local gravity anomaly of Slătioarele, the solution of the physico-mathematical interpretation, as well as the gravitational effect computed on the basis of the determined disturbing body.

gravitațional cumulat al tuturor cilindrilor verticali scurți care o constituie, săn reprodate în figura 43. După cum se poate cu ușurință remarcă, efectul gravitațional al distribuției de masă obținute este de același tip cu anomalia locală medie a cîmpului gravitației, are valori foarte apropiate de ale acesteia în punctele de maxim și de minim, iar în rest abaterile săn fie pozitive, fie negative și rămîn ca valoare în cadrul erorilor de cartare a anomaliei gravitației în reducerea Bouguer.

Unei astfel de scheme geometrice îi trebuie evident o explicație geologică satisfăcătoare. În figura 44 este prezentată forma medie a masivului de sare de la Slătioarele, aşa cum a apărut pe baza studiului

anomaliei gravimetrice în urma tuturor datelor obținute. Acest masiv de sare apare ca având forma unei cupole, cu înrădăcinări laterale la partea lui inferioară. Densitatea sării care constituie acest masiv este variabilă, prezentând o variație crescătoare de la periferie către centrul lui. Numai

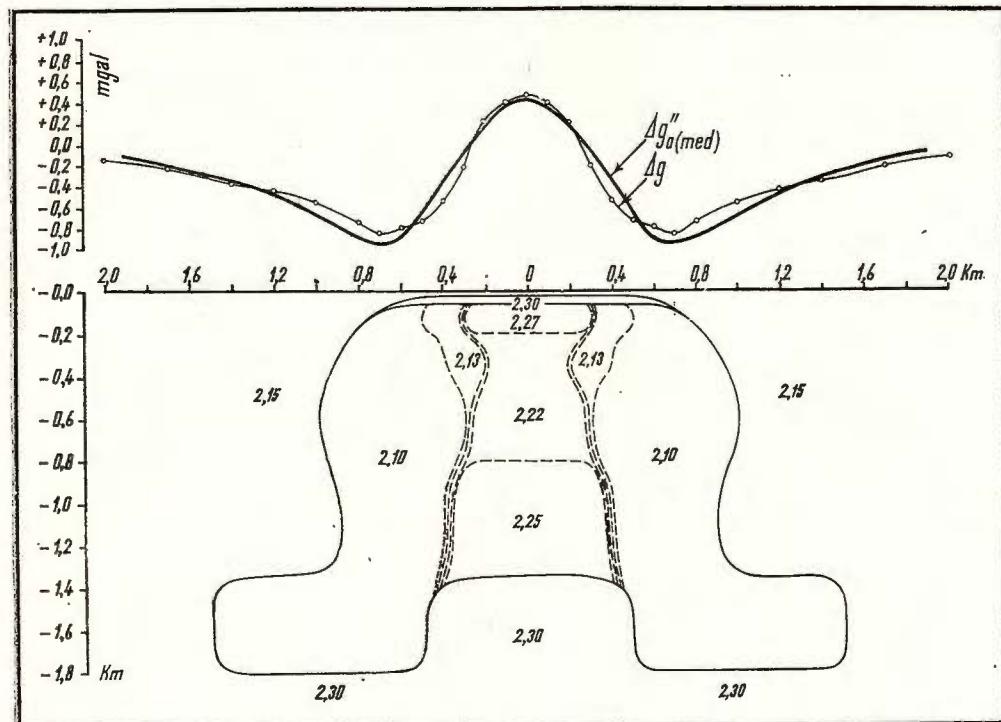


Fig. 44. — Profil indicind variația anomaliei locale medii a gravitației, la Slătioarele soluția interpretării în termeni geologici a acestuia, precum și variația efectului gravitațional calculat.

Showing the variation of the average local gravity anomaly of Slătioarele, the solution of the geological interpretation, as well as the gravitational effect computed on the basis of the determined disturbing body.

în modul acesta poate fi explicată existența maximului central care în cazul acesta transformă o anomalie de minim a gravitației, existentă în mod obișnuit peste masivele de sare, într-un brâu de minime ce inconjoară un maxim central.

În urma explorării prin foraje a fost stabilită calitatea inferioară a sării masivului de la Slătioarele, care este în general pământoasă și prezintă frecvente intercalări și incluziuni de nisipuri presate sau de marne

nisipoase, rotunjite sau colțuroase, ale căror diametre ating 100 mm. Acest lucru este valabil pentru porțiunea centrală a masivului în care s-a făcut forajul de adâncime cu scopul de a stabili grosimea sării; forajele periferice, de mică adâncime, care au explorat extinderea laterală a masivului, au stabilit în schimb o calitate ceva mai bună a sării la periferia masivului, sarea gemă curată, de culoare albă, fiind prezentă mai frecvent și pe grosimi mari decât în sonda centrală. Și din acest punct de vedere deci, imaginea din figura 44 satisfac datele cunoscute din lucrările geologice de explorare ale acestui masiv.

Studiul preliminar al anomaliei gravimetrice de la Slătioarele se încheie cu o încercare de explicare a mecanismului ascensional al sării sub acțiunea forțelor tectonice care au activat în timpul cutărilor de la finele Pliocenului, a rezistenței opuse de pereții lagunei și a presiunii litostatice diferențiate exercitatate de stiva de roci pliocene; sub acțiunea acestor trei forțe, forma masivului și distribuția sării în interiorul lui apare justificată din punct de vedere mecanic.

Analiza anomaliei

Plecând de la concepția pe care ne-am făcut-o asupra sursei anomaliei gravimetrice de la Slătioarele, aşa cum a fost prezentată mai sus, vom continua în cele ce urmează analiza acestei anomalii pe baza procedeeelor propuse în prezenta lucrare. Așadar, vom considera și de această dată că anomalia gravimetrică locală, în expresia ei medie, este produsă numai de simburele de sare al cutiei diapire mio-pliocene în contrast cu cuvertura acesteia, însă că există toate premisele pentru a considera că această anomaliă este o anomaliă cumulată, sursele care sunt responsabile de acest cumul fiind legate de structura internă a masivului de sare.

Aplicarea filtrării numerice s-a făcut asupra profilului anomaliei locale medie, luând în considerare 81 valori ale cîmpului gravitației determinate la echidistanță de 50 m de-a lungul profilului. Au fost determinate mediile simple și ponderate folosind 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21 și 31 puncte în jurul punctului de calcul respectiv. S-au calculat cele două tipuri de medii



în 21 puncte și acestea au servit la construirea graficelor din figurele 45, 46.

Gruparea lungimilor de undă ale componentelor care apar din analiza anomaliei gravitației și a curbelor de mediere simplă și ponderată,

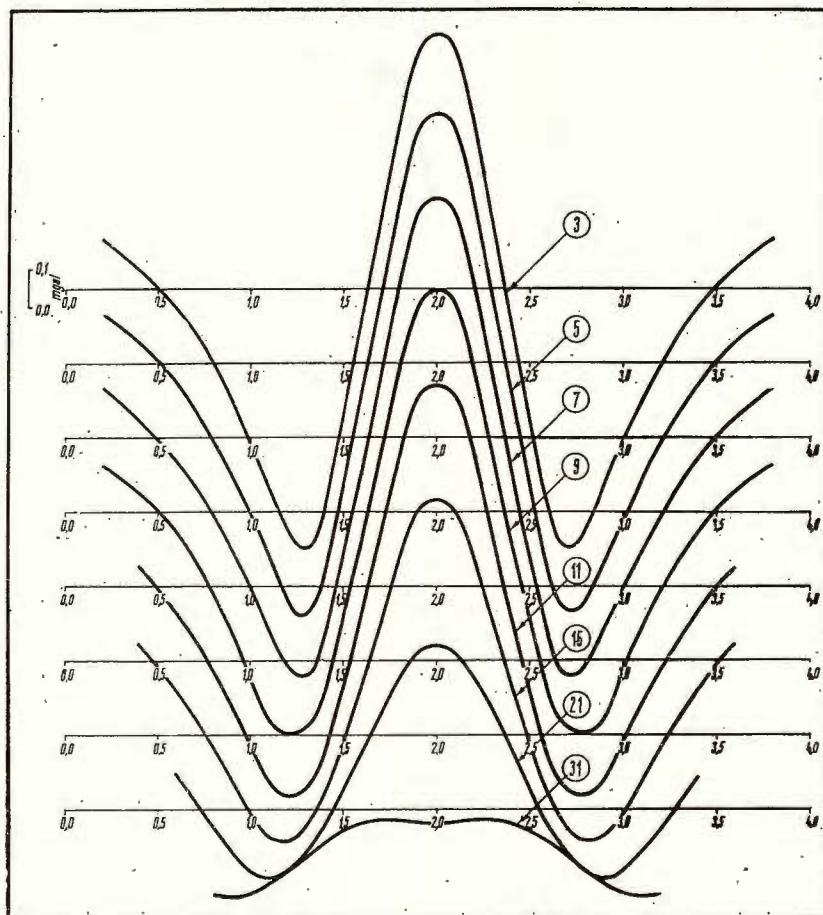


Fig. 45. -- Rezultatele filtrării numerice a profilului variației medii a gravitației din figura 43, folosind procedeul medierii simple.

Showing the digital filtering results of the average gravity curve from Figure 43, using the simple averaging procedure.

este prezentată în figura 47 și în tabelul 8. Din examinarea acestora reiese că gruparea convenabilă a valorilor ne-a condus la stabilirea a 3

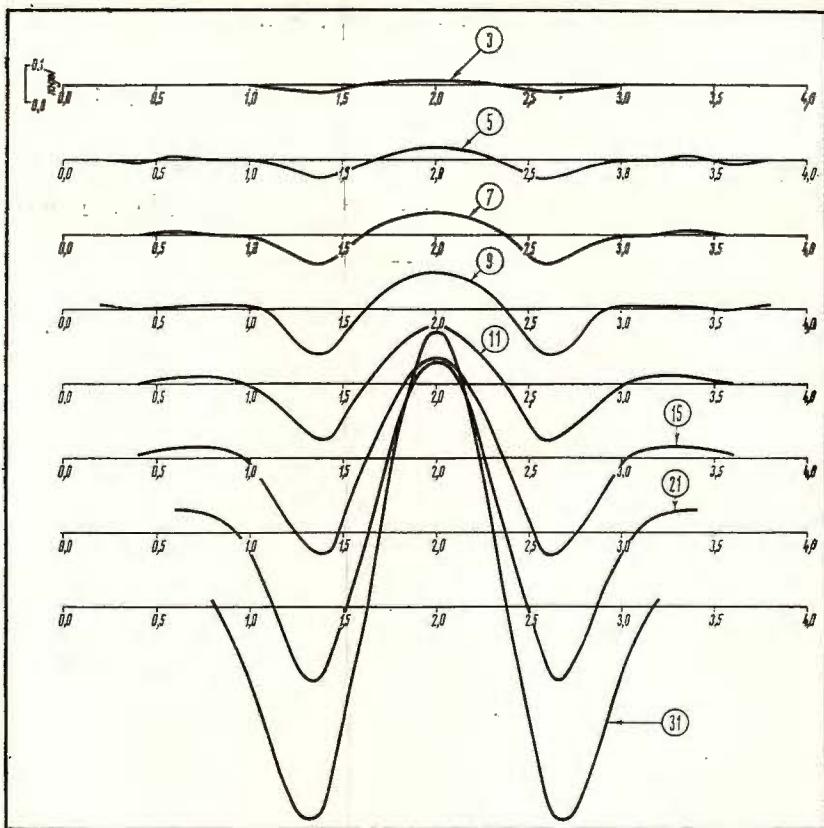


Fig. 46. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației medii a gravitației din figura 43, folosind procedeul medierii ponderate.

Showing the digital filtering results of the average gravity curve from Figure 43, using the weighted averaging procedure.

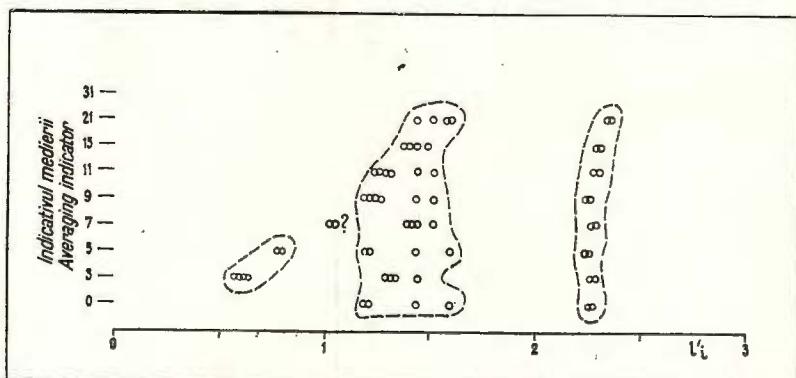


Fig. 47. — Graficul lungimilor de undă ale componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a profilului variației medii a gravitației în cazul anomaliei Slătioarele-Pitești (fig. 43) și gruparea acestora în domenii distințe.

Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of the average gravity curve of Slătioarele anomaly (Figure 43) and their grouping in distinct domains.



TABELUL 8

Gruparea lungimilor de undă a componentelor variației gravitației medii din figura 43 și a curbelor filtrate ale acesteia, precum și valoarea medie a lungimilor de undă ale acestor componente, exprimate în km

l_i'	0,60—1,04					1,20—1,30					2,24—2,36	
$\Delta g_0''$ (med)						1,44					2,26	2,26
Mediere simplă	3					1,44					2,28	2,28
	5					1,44					2,24	2,24
	7					1,44					2,28	2,28
	9					1,44					2,26	2,26
	11					1,44					2,30	2,30
	15					1,44					2,32	2,32
	21					1,44					2,36	2,36
	31											
	3					1,20	1,20	1,60				
	5	0,60	0,60	0,60	0,60	1,32	1,32	1,36				
Mediere ponderată	7	0,80	0,80			1,20	1,20	1,60				
	9	1,04	1,04			1,40	1,40	1,52				
	11					1,20	1,20	1,24	1,24	1,52		
	15					1,24	1,24	1,28	1,28	1,52		
	21					1,40	1,40	1,48				
	31					1,60	1,60	1,52				
	Media :	0,76				1,38				2,29		

componente efective, cu lungimi de undă diferite și independente. Valorile medii pentru aceste 3 componente sunt

$$l_1 = 0,76 \text{ km}$$

$$l_2 = 1,38 \text{ km}$$

$$l_3 = 2,29 \text{ km}$$



și definesc o funcție complexă nearmonică, a cărei formă, de tipul relației (152) este prezentată mai jos :

$$F(x) = A + B_1 \cdot \cos \frac{2\pi}{0,76} x + C_1 \cdot \sin \frac{2\pi}{0,76} x + B_2 \cdot \cos \frac{2\pi}{1,38} x + \\ + C_2 \cdot \sin \frac{2\pi}{1,38} x + B_3 \cdot \cos \frac{2\pi}{2,29} x + C_3 \cdot \sin \frac{2\pi}{2,29} x \quad (158)$$

Relația (158) reprezintă expresia funcției de aproximare a curbei gravitației medii din figura 43.

Determinarea valorii celor 7 coeficienți din relația (158) s-a făcut prin metoda celor mai mici pătrate. Cu această ocazie s-a efectuat și un studiu al aplicării acestei metode la determinarea coeficienților funcțiilor

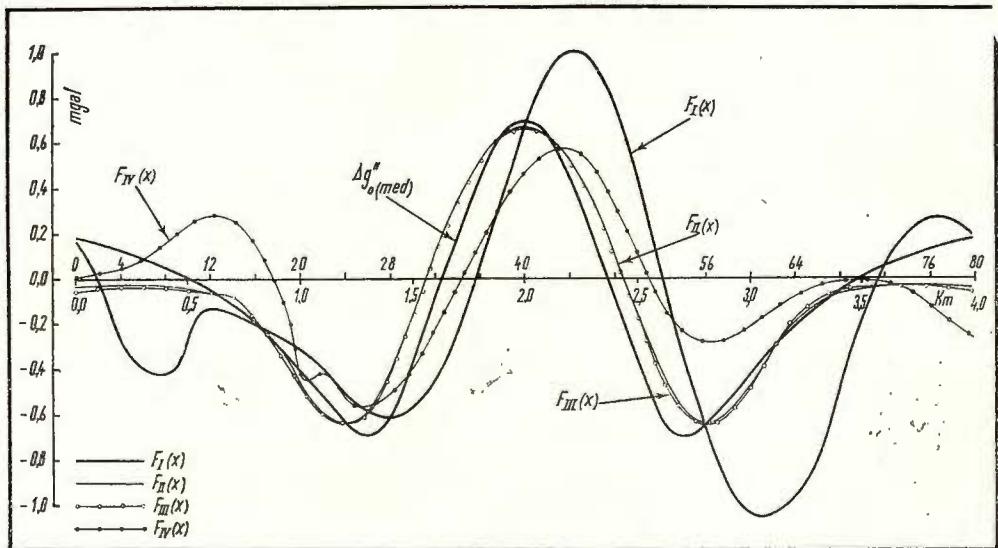


Fig. 48. — Variația anomaliei locale medii a gravitației pe structura Slătioarele, în paralel cu funcția de aproximare $F(x)$ în ipotezele I, II, III și IV.

Showing the variation of the average local gravity anomaly related to the structure of Slătioarele, as well as the approximation function $F(x)$ calculated in hypothesis I, II, III and IV.

de aproximare de tipul (138) sau (157). Au fost constituite 5 sisteme simultane de ecuații, distințe, după cum urmează : un sistem compatibil de 7 ecuații cu 7 necunoscute, scrise pentru punctele caracteristice ale curbei, care a condus la stabilirea funcției de aproximare $F_I(x)$; un

sistem de 21 ecuații cu 7 necunoscute, care a condus la stabilirea funcției de aproximare $F_{II}(x)$; un sistem de 41 ecuații cu 7 necunoscute, care a condus la stabilirea funcției de aproximare $F_{III}(x)$; un sistem de 21 ecuații cu 3 necunoscute, în ipoteza $A = 0$ și făcind observația că graficul anomaliei medii din figura 43 fiind simetric în raport cu axa dusă prin centrul anomaliei, funcția de aproximare poate fi descrisă printr-o serie de cosinus, care a condus la stabilirea funcției de aproximare $F_{IV}(x)$; în fine, un sistem de 41 ecuații de condiție cu 6 necunoscute, în ipoteza $A = 0$, care a condus la stabilirea funcției de aproximare $F_V(x)$.

Rezultatele obținute prin folosirea metodei celor mai mici pătrate în 5 ipoteze diferite la determinarea coeficienților funcției (158) sunt consimnate în tabelul 9 și figurile 48, 49.

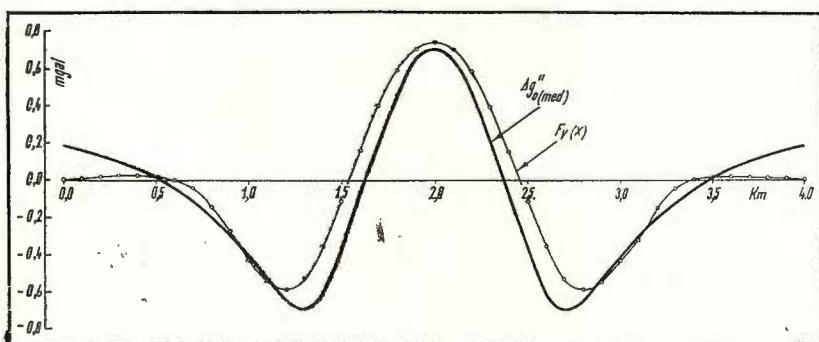


Fig. 49. — Variația anomaliei locale medii a gravitației pe structura Slătioarele, în paralel cu funcția de aproximare $F(x)$ în ipoteza V.

Showing the variation of the average local gravity anomaly related to the structure of Slătioarele, as well as the approximation function $F(x)$ calculated in hypothesis V.

Din examinarea rezultatelor obținute se constată că aproximarea cea mai bună este realizată în ipotezele II, III și V, pentru care se obțin erori medii pătratice și domenii ale abaterilor extreme mai mici și comparabile între ele; pentru aceste trei ipoteze și valorile coeficienților determinați sunt de asemenea foarte apropiate. Curbele de aproximare în aceste cazuri urmăresc cu destulă fidelitate curba anomaliei de aproximat, cu excepția zonelor periferice, pentru care observația făcută în cazul precedent rămîne valabilă și aici. În plus, remarcăm că puterea de aproximare a formulei folosite nu este îmbunătățită prin mărirea numărului de ecuații de condiție de la 21 la 41 și înclinăm să credem că

TABELA

Rezultatele determinării coeficienților funcției (158)

Ipoteza	Numărul de ecuații de condiție	Valoarea				
		A	B ₁	C ₁	B ₂	C ₂
I	7	-0,084868	+0,010617	-0,021667	-0,303121	-0,386579
II	21	-0,046131	+0,036564	+0,039524	-0,324287	+0,107312
III	41	-0,050544	+0,035342	+0,038424	-0,330835	+0,109744
IV	41	-	+0,045179	-	-0,317302	-
V	41	-	+0,030400	+0,033096	-0,330000	+0,109305

în acest caz oricăr am mări numărul de ecuații, aproximarea nu se poate îmbunătăți. Dacă folosirea relației (158) conduce la abateri care iau valori relativ mari, în special în zonele periferice, aceasta se datorește în primul rând structurii formulei din relația (158) în care intră 3 componente distințe ca lungime de undă însă „efective”, adică cele mai importante, deci cele care intervin în mod hotărîtor în anomalia cumulată și care îi comandă forma și intensitatea. Față de aceste 3 componente efective este posibil, și chiar probabil să existe alte componente minore, al căror efect cumulat este secundar, probabil de ordinul de mărime al abaterilor obținute. În ceea ce privește funcționarea metodei celor mai mici pătrate la determinarea coeficienților unor astfel de funcții de aproximare, apreciem că aceasta are loc în bune condiții. Structura formulei și natura fizică a ecuațiilor de condiție face ca abaterile să rămână mari, coeficienții determinați fiind aceia pentru care suma pătratelor abaterilor atinge o valoare minimă.

Determinarea valorii coeficienților ne permite să transcriem relația (158) în formă numerică care, pentru ipoteza V de exemplu, este

$$\begin{aligned}
 F_v(x) = & +0,030400 \cdot \cos \frac{2\pi}{0,76} x + 0,033096 \cdot \sin \frac{2\pi}{0,76} x - \\
 & - 0,330000 \cdot \cos \frac{2\pi}{1,38} x + 0,109305 \cdot \sin \frac{2\pi}{1,38} x + 0,298343 \cdot \cos \frac{2\pi}{2,29} x - \\
 & - 0,304647 \cdot \sin \frac{2\pi}{2,29} x
 \end{aligned} \tag{159}$$

În concluzie, aplicarea filtrării numerice la anomalia gravimetrică de la Slătioarele-Pitești ne-a condus la concluzia că această anomalie



LUL 9

prin metoda celor mai mici pătrate în 5 ipoteze diferite

rădăcinilor		Abaterea extremă		Întinderea domeniului abaterilor extreme	Eroarea medie pătratică
B_3	C_3	-	+		
+0,557372	-0,312938	0,751980	0,847796	1,599776	$\pm 0,400457$
+0,297297	-0,303351	0,216557	0,215886	0,432443	$\pm 0,132209$
+0,289337	-0,295455	0,236729	0,206027	0,442748	$\pm 0,126681$
+0,284550	-	0,444235	0,531746	0,975981	$\pm 0,257670$
+0,298343	-0,304647	0,181257	0,258608	0,439865	$\pm 0,135949$

locală poate fi considerată ca rezultatul cumulării efectelor a 3 surse diferite. Acest rezultat este întărit de stabilirea funcției de aproximare $F(x)$ în coeficienți numerici și în ipoteza că această anomalie poate fi considerată ca o funcție complexă nearmonică, pentru care s-a obținut o corespondență satisfăcătoare cu anomalia locală medie.

Anomalia locală medie din figura 43 a fost tratată și pe calea analizei Fourier, în ipoteza că poate fi considerată ca o funcție complexă armonică.

Dezvoltarea în serie Fourier s-a făcut tot pe baza relațiilor (139), (140) și (141), calculul coeficienților fiind efectuat de asemenea cu ajutorul calculatorului electronic Olivetti. Au fost calculați primii 40 coeficienți a_k și b_k , cu $d = 0, 1, 2, \dots, 40$ și $D = 40$, k luând evident valorile 0, 1, 2, ..., 40. Valorile astfel determinate ale coeficienților au fost folosite pentru calcularea amplitudinilor S_k a primelor 40 componente armonice, conform relației (126). Rezultatele obținute sunt reprezentate grafic în figura 50. Analiza acestei figuri ne arată că spectrul discret al amplitudinilor pentru anomalia gravimetrică medie de la Slătioarele are o structură foarte complexă, conținând multe componente cu amplitudini de valoare diferită și punând în evidență o simetrie destul de evidentă.

Ca și în cazul precedent, s-a procedat apoi la gruparea armonicelor pentru a stabili energia într-un filtru de bandă de lungime de undă predeterminată. S-a efectuat această operație tot prin încercări, folosind lățimi de bandă respectiv de 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8 și 0,9 km. Lungimea de undă a coeficientului armonic de ordinul k este în acest caz $4/k$ km, deoarece lungimea totală a profilului este de 4 km.

Așadar, folosind grupări cu caracteristicile precizate mai sus s-au obținut următoarele: 4 domenii de energie pentru benzile de lungime de undă pînă la 0,2 km, 3 domenii pentru benzile de 0,2—0,3 km, 2 domenii



pentru benzile de $0,3 - 0,4$ km și un singur domeniu pentru benzile mai mari de $0,4$ km. În acest caz nu apare nici o corelație între valoarea lățimii de bandă pentru care s-a obținut o grupare într-un număr de domenii

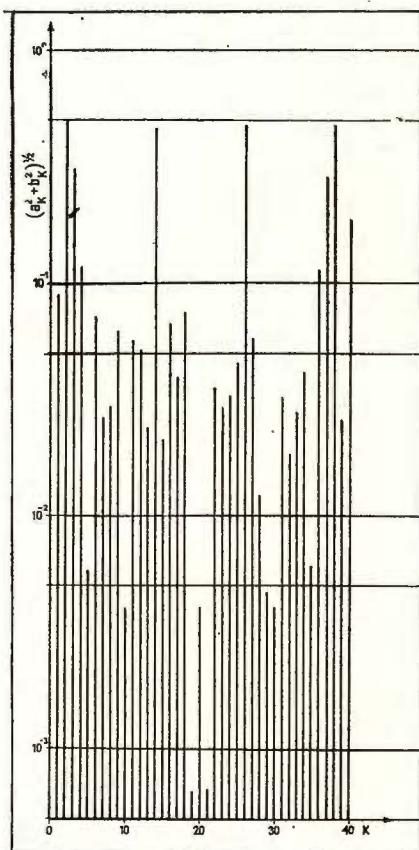


Fig. 50. — Spectrul discret al amplitudinilor funcției reprezentate de curba gravitației medii din figura 43, pentru primele 40 componente armonice. Discrete amplitude spectrum of the function expressed by the average gravity curve from Figure 43 for the initial 40 harmonic components.

de energie care să fie în acord cu numărul componentelor stabilite prin celelalte procedee propuse; este adevărat că sursa anomaliei gravimetrice de la Slătioarele este într-o situație cu totul particulară, masa de sare aflorind practic la suprafață; acesta poate fi principalul motiv pentru care dezvoltarea în serie Fourier și construirea spectrului de energie nu a condus la rezultate concluzante. Spectrul de energie construit pentru lățimea de bandă de $0,2 - 0,3$ km este prezentat în figura 51.

Este de reținut deci că în cazul anomaliei gravimetrice de la Slătioarele, analiza efectuată ne-a condus final la numărul de 3 componente, respectiv de 3 surse care își cumulează efectele în anomalia cartată la supra-

față. Aceasta ne permite stabilirea unei noi imagini structurale a acestui masiv de sare, care ar reprezenta de data aceasta o structură minimală capabilă să reproducă anomalia gravimetrică stabilită prin măsurători.

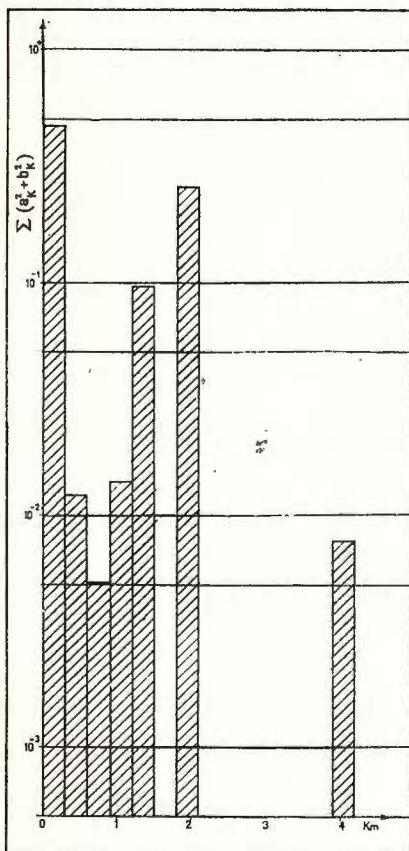


Fig. — 51. Spectrul de energie al funcției reprezentate de curba gravitației medii din figura 43, pentru o bandă de lungime de undă de 0,2–0,3 km.
Energy spectrum of the function expressed by the average gravity curve from Figure 43, calculated for a wavelength band of 0.2–0.3 km.

Calculele au fost efectuate folosind formula completă pentru efectul de atracție produs de un cilindru vertical semiinfinit, elaborată de N a b i g h i a n (1962), în soluția abacerelor de calcul stabilită de C a l o t ă, I o n a ș c u și P ă t r u ț⁶. După cîteva încercări, s-a obținut o combinație de 3 cilindri, diferențiați ca dimensiuni și contraste de densitate, al căror efect total reproduce anomalia locală medie cu abateri care nu

⁶ C a l o t ă C., I o n a ș c u D., P ă t r u ț Ș t. O formă expeditivă de determinare a efectului gravitațional al cilindrului circular vertical semiinfinit și finit. Raport. 1967. Arh. Inst. Petrol, Gaze, Geol. București.

depășesc în valoare eroarea de cartare. Rezultatele sunt prezentate sintetic în figura 52.

Compararea figurilor 43 și 52 ne arată că din punct de vedere al geometriei, cele două surse care au fost stabilite, cu condiția ca să satisfacă anomalia dată, sunt net diferite. Acest lucru nu este surprinzător,

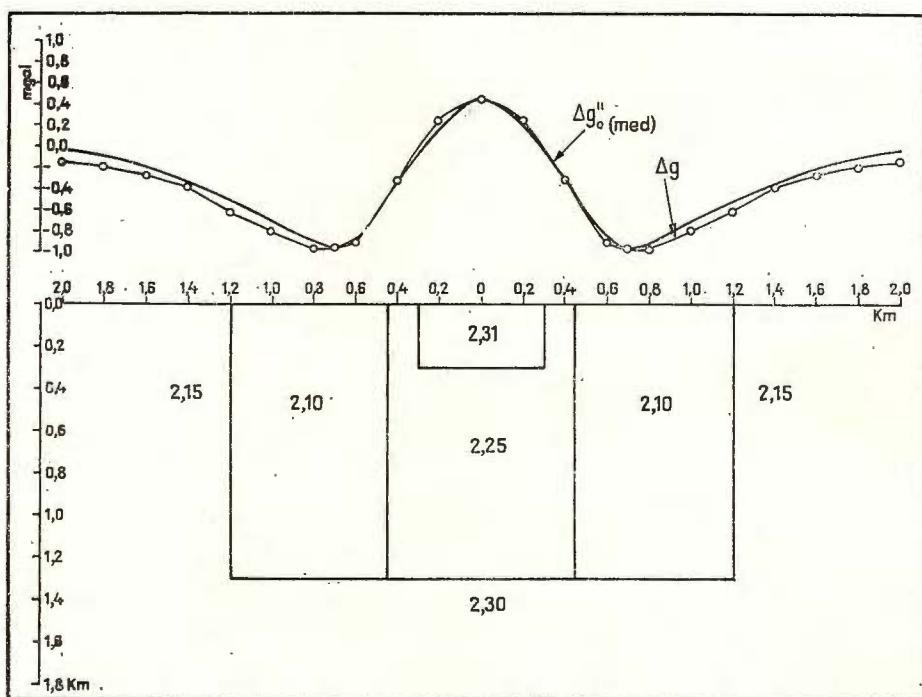


Fig. 52. — Profil indicind variația anomaliei locale medii a gravitației, la Slătioarele, soluția interpretării în termeni fizici a acesteia, precum și variația efectului gravitațional calculat pe baza corpului perturbant dimensionat.

Showing the variation of the average local gravity anomaly of Slătioarele, the solution of the physico-mathematical interpretation, as well as the gravitational effect computed on the basis of the determined disturbing body.

deoarece acestea reprezintă două dintr-un număr foarte mare de soluții posibile; de asemenea, nu trebuie uitat că ultima soluție structurală este o soluție minimală, deci mai puțin detaliată. Din punct de vedere geologic însă ambele soluții structurale care au fost obținute exprimă aceeași idee, conformă de altfel cu datele geologice stabilite prin foraje și anume că masivul de sare de la Slătioarele are o formă columnară, verticală și că

sarea care îl constituie prezintă o variație a densității, datorită caracterului ei impur, de la periferie către centrul masivului. Oricare din aceste soluții, deci, poate servi ca bază pentru elaborarea unui program de cercetări viitoare.

STUDIU ANOMALIEI GRAVIMETRICE REGIONALE DIN ZONA CAPIDAVA—CANARA

Situată fizico-geologică

Zona Capidava—Canara se înscrie în regiunea de trecere de la Dobrogea centrală la cea de sud. Din punct de vedere geologic (A n a s i u (1940), O n c e s c u (1959), C i o c ī r d e l (1953), C h i r i a c ⁷, C h i r i a c și L ā c ā t u š u ⁸ etc.), această zonă este acoperită la suprafață în cea mai mare parte de loess; pe văi, eroziunea a deschis la zi depozite cretacice, jurasice sau chiar șisturi verzi.

Atenția asupra acestei zone a fost atrasă de C i o c ī r d e l și P a t r u l i u s (1950) care au arătat că în sectorul Canara—Năvodari, sub pătura de loess acoperitor, se găsește o importantă linie tectonică paralelă cu firul văii Carierii de-a lungul căreia se găsesc în contact anormal șisturile verzi ale Dobrogei centrale cu calcarurile jurasice ale Dobrogei de sud.

Cercetările gravimetrice efectuate de B o t e z a t u și B ă c i o i u (1957) au pus în evidență faptul că situația geologică din valea Carierii nu reprezintă ceva cu caracter local, ci că există o zonă cu caracter regional care se întinde între Capidava și Canara, străbătind întreaga Dobrogea, păstrîndu-și din punct de vedere gravimetric un evident caracter unitar; acest fapt a fost interpretat ca datorindu-se existenței unei linii ascunse de dislocație, care separă Dobrogea centrală de cea de sud, această linie fiind paralelă cu linia de încălecăre Pecineaga—Camena, și probabil legată genetic de aceasta. Cercetările gravimetrice locale pe valea Carierii efectuate de B o t e z a t u (1959 a) au servit drept criteriu acestei interpretări, iar forajele efectuate în Dobrogea de sud, în special cele de la Palazul Mare și Cocoșul, au adus argumente geologice în favoarea acceptării unei astfel de interpretări; o confirmare ulterioară și completări de

⁷ C h i r i a c M. Raport asupra geologiei perimetrelor Ovidiu—Agigea—Constanța—Costinești—Biruința—Negru Vodă—Zimanul. 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁸ C h i r i a c M., Lăcătușu Al. Raport asupra prospecțiunii geologice pentru fier în șisturile verzi din regiunea Grădina—Gura Dobrogei—Sibioara—Tîrgușor—Mireasa. 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.



detaliu la această imagine geologică asupra raporturilor dintre cele două unități ale Dobrogei, au fost aduse de Spănoche și Spănoche¹⁰ și apoi de Suceava et al.¹¹

Densitățile rocilor care intră în constituția structurii geologice din zona Capidava – Canara au fost studiate de Botezatu și Băcioiu (1957) și apoi de Botezatu, Băcioiu și Andrei (1961). Din aceste studii reiese că se poate accepta pentru locess o valoare a densității de $1,50 - 1,60 \text{ g/cm}^3$; pentru terase, aluvioni și nisipuri cuaternare $1,80 - 2,35 \text{ g/cm}^3$; pentru gresii, calcare și nisipuri sarmațiene $2,30 \text{ g/cm}^3$; pentru marne, nisipuri și gresii tortoniene $2,25 \text{ g/cm}^3$; pentru conglomerate, gresii conglomeratice și calcaroase, cretacice $2,20 - 2,40 \text{ g/cm}^3$; pentru calcare jurasice $2,50 \text{ g/cm}^3$; pentru șisturi verzi $2,70 - 2,80 \text{ g/cm}^3$.

Caracteristicile anomaliei

Anomalia gravitației în zona Capidava – Canara are aspectul unui fascicol de linii de egală valoare, sensibil paralele, marcând o scădere a cîmpului gravitației de $5 - 8 \text{ mgal}$ de la N către S, orientat pe o direcție paralelă cu linia de încălecare Pecineaga – Camena. Anomaliiile de acest tip sunt caracteristice pentru zonele de falii sau fracturi, iar contrastele de densitate create de rocile prezente în această zonă, la suprafață și în adîncime, justifică existența unei linii tectonice mascătă de formațiunile tinere de la suprafață, care pune în contact de front șisturile verzi de la N cu calcarurile jurasice ale Dobrogei de sud.

Analiza anomaliei

În exemplele precedente am căutat să arătăm în ce măsură procedeul propus de noi reușește să separe sursele de anomalii care își cumulează efectele într-o anomaliă cartată, care este natura și valoarea informațiilor obținute, precum și posibilitățile și limitările acestui procedeu. În acest exemplu vom folosi o analiză, de asemenea bazată pe funcțiile periodice, însă într-o altă soluție care, în parte, a fost folosită și de către alții autori. Vom vedea că informațiile în acest caz sunt mult mai sărace

¹⁰ Spănoche S., Spănoche E. eonora. Măsurători seismice experimentale în Dobrogea pentru fundament în legătură cu studiul scoarței pe teritoriul R.P.R. Raport. 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.

¹¹ Suceava M., Solomon A., Cristescu Tr., Segall Renée. Noi date geofizice asupra anomaliei de la Palazul Mare. (manuscris). 1961. București.



și, din punctul de vedere al separării surselor de anomalii, de-a dreptul nesemnificative. Totodată, prin acest exemplu se oferă și o justificare faptului că ne-am oprit asupra procedeului propus ca instrument de separare a surselor de anomalii gravimetrice și magnetice.

Într-o lucrare recentă, Botezatu (1968 a) studiind problema descrierii analitice a anomalilor cîmpurilor potențiale, a arătat că pentru anomaliiile de tip „treaptă”, respectiv pentru anomaliiile de forma celei gravimetrice produse de o faliere, soluția generală de descriere printr-un polinom de puteri ale distanței de formă

$$F(x) = \sum_{k=0}^m a_k \cdot x^k \quad (160)$$

poate fi particularizată, dacă se pun unele condiții inițiale bine alese, în forma

$$F(x) = B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4 \quad (161)$$

astfel încît rezolvarea numerică și determinarea coeficientilor să fie deosebit de simplă și rapidă. În modul acesta s-a obținut un instrument comod de lucru pentru exprimarea analitică a anomaliiilor cartate, de acest tip, printr-o formulă de aproximare care are o structură foarte simplă.

Procedeul a fost aplicat la un profil gravimetric în zona anomaliei Capidava—Canara, pe direcția M. Kogălniceanu—Nisipari, reprezentat

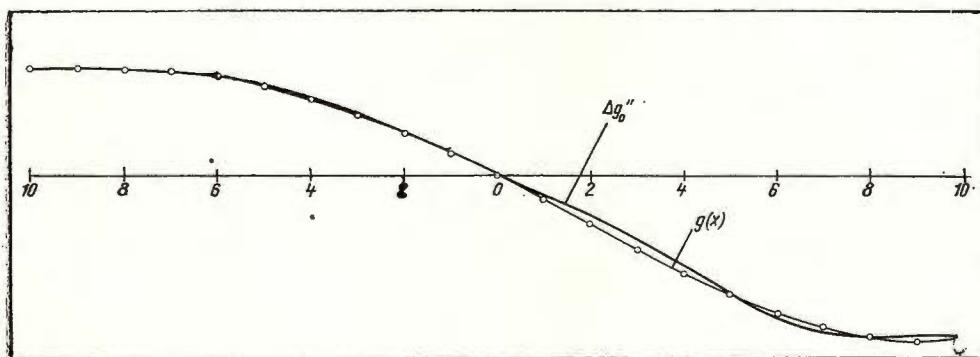


Fig. 53. — Variația anomaliei gravitației pe un profil transversal la linia Capidava-Canara, pe direcția M. Kogălniceanu-Nisipari, în paralel cu funcția de aproximare $g(x)$ exprimată de relația (162).

Showing the gravity anomaly curve lengthways a transversal profile to the Capidava-Canara Fault Zone, from M. Kogălniceanu to Nisipari, as well as the approximation function $g(x)$ expressed by the relationship (162).

prin curba plină din figura 53. Calculele au condus la stabilirea unei funcții de aproximare $g(x)$ care are forma

$$g(x) = -0,980081 \cdot x - 0,031873 \cdot x^2 + 0,004073 \cdot x^3 + 0,000195 \cdot x^4 \quad (162)$$

Funcția din relația (162) este de asemenea reprezentată în figura 53, pentru comparație; abaterile maxime între cele două curbe sunt de $-0,25$ mgal, respectiv $+0,31$ mgal, numărul abaterilor negative este practic egal cu al celor pozitive, iar abaterea medie pătratică este de $\pm 0,15$ mgal. Înținând cont de mersul general al funcției de aproximare, de mărimea și sensul abaterilor, precum și de valoarea mică a abaterii medii pătratice (este de precizat că în acest caz problema a constat din aproximarea unei anomalii gravimetrice cunoscută dintr-o cartare regională cu eroare de cca $\pm 0,25$ mgal), se poate conchide că acest procedeu conduce la o bună aproximare.

Exprimarea analitică a anomalilor, ca funcții de coordonate în planul hărții, permite tratarea mai departe a anomalilor în condițiile unor calcule relativ simple.

Cea mai simplă mărime transformată a cîmpului gravitației, care se poate deduce din relația (161), este gradientul orizontal al gravitației $\partial g(x)/\partial x$, care are forma

$$\frac{\partial g(x)}{\partial x} = B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4D \cdot x^3 \quad (163)$$

Pentru determinarea altor mărimi transformate, cum ar fi de exemplu gradienții verticali sau cîmpul continuat analitic în sus sau în jos, se pot alege mai multe căi. Avînd exprimat cîmpul gravitației într-o formă analitică în planul $z = 0$, conform cu relația (162), s-ar putea de exemplu rezolva unele din problemele teoriei potențialului și în special problema Dirichlet, pentru a deduce cîmpul $g(x, z)$ într-un plan diferit de planul $z = 0$ și paralel cu acesta. O cale mai simplă și, în același timp în acord cu preocupările noastre privind aplicarea funcțiilor periodice în astfel de probleme, este aceea folosită de Dea (1958). Așadar, vom studia mai departe funcția $g(x)$, de tipul general exprimat de relația (160) și concret de relația (162), în domeniul frecvenței, plecînd de la ecuația de convoluție (62) care, transcrisă într-o notație adecvată acestui caz, ia forma

$$f(x) = \int_0^X g(x) \cdot g(X - x) dx \quad (164)$$



și care, după cum se știe, descrie un proces de filtrare liniară. În ecuația (164), $f(x)$ poate fi privit ca semnalul de ieșire al filtrului, $g(x)$ ca semnalul de intrare, iar $g(X-x)$ ca funcție de transfer sau funcție de ponderare. Fluctuațiile funcțiilor $f(x)$ și $g(x)$ cu semnificație de semnale, pot fi de asemenea privite ca funcții de frecvență. Cum funcția $g(x)$ nu este repetabilă, ea poate fi reprezentată adecvat printr-o integrală Fourier. Relația generală care exprimă o funcție de variabilă oarecare, în cazul nostru x , ca funcție de frecvență, este transformata Fourier, a cărei expresie este dată de relația (56) și care, în cazul nostru, ia forma

$$G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} [B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4] \cdot e^{-i\omega x} dx \quad (165)$$

Transformata Fourier a ecuației de conoluție (164) rezultă ca o ecuație simplificată de intrare-ieșire, în termeni de frecvență ai variabilei ω și este

$$F(\omega) = W(\omega) \cdot G(\omega) \quad (166)$$

în care $F(\omega)$ și $W(\omega)$ reprezintă transformatele Fourier ale semnalului de ieșire $f(x)$, respectiv ale funcției de transfer $g(X-x)$.

Dean (1958) și Swartz (1954 a) au arătat că transformata Fourier a funcției de transfer ia forme foarte simple pentru unele mărimi gravimetrice transformate, cum ar fi de exemplu cîmpul continuat analitic în sus sau în jos. Astfel, pentru cîmpul continuat analitic în sus

$$W(\omega) = e^{-\hbar|\omega|} \quad (167)$$

iar pentru cel continuat analitic în jos

$$W(\omega) = e^{+\hbar|\omega|} \quad (168)$$

Rezolvarea integrării din relația (165) se poate realiza fără dificultăți, folosind formula Euler dedusă din relația (3)

$$e^{-i\omega x} = \cos \omega x - i \cdot \sin \omega x \quad (169)$$

și, în acest caz, $G(\omega)$ va apărea de forma

$$G(\omega) = P(\omega) - i \cdot Q(\omega) \quad (170)$$

în care

$$\begin{aligned} P(\omega) &= B \cdot \int x \cdot \cos \omega x dx + C \cdot \int x^2 \cdot \cos \omega x dx + D \cdot \int x^3 \cdot \cos \omega x dx + \\ &\quad + E \cdot \int x^4 \cdot \cos \omega x dx \end{aligned} \quad (171)$$



și

$$Q(\omega) = B \cdot \int x \cdot \sin \omega x \, dx + C \cdot \int x^2 \cdot \sin \omega x \, dx + D \cdot \int x^3 \cdot \sin \omega x \, dx + \\ + E \cdot \int x^4 \sin \omega x \, dx \quad (172)$$

Integralele de tipul termenilor din membrul al doilea al relației (171) sau (172) sunt rezolvate (R i j i k și G r a d s t e i n, 1955, p. 128, relațiile 2.513), astfel încât obținem imediat după prealabile grupări convenabile ale termenilor

$$P(\omega) = \left[\frac{B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4E \cdot x^3}{\omega^2} - \frac{6D + 24E \cdot x}{\omega^4} \right] \cdot \cos \omega x + \\ + \left[\frac{B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4}{\omega} - \frac{2C + 6D \cdot x + 12E \cdot x^2}{\omega^3} + \right. \\ \left. + \frac{24E}{\omega^5} \right] \cdot \sin \omega x \quad (173)$$

și

$$Q(\omega) = \left[- \frac{B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4}{\omega} + \frac{2C + 6D \cdot x + 12E \cdot x^2}{\omega^3} + \right. \\ \left. + \frac{24E}{\omega^5} \right] \cdot \cos \omega x + \left[\frac{B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4E \cdot x^3}{\omega^2} - \right. \\ \left. - \frac{6D + 24E \cdot x}{\omega^4} \right] \cdot \sin \omega x \quad (174)$$

Relațiile (173) și (174) pot fi scrise într-o formă mai simplă dacă folosim notațiile

$$\begin{aligned} k_1 &= B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4 \\ k_2 &= B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4E \cdot x^3 \\ k_3 &= 2C + 6D \cdot x + 12E \cdot x^2 \\ k_4 &= 6D + 24E \cdot x \\ k_5 &= 24E \end{aligned} \quad (175)$$

și obținem

$$P(\omega) = \left[\frac{k_2}{\omega^2} - \frac{k_4}{\omega^4} \right] \cdot \cos \omega x + \left[\frac{k_1}{\omega} - \frac{k_3}{\omega^3} + \frac{k_5}{\omega^5} \right] \cdot \sin \omega x \quad (176)$$



și

$$Q(\omega) = \left[-\frac{k_1}{\omega} + \frac{k_3}{\omega^3} - \frac{k_5}{\omega^5} \right] \cdot \cos \omega x + \left[\frac{k_2}{\omega^2} - \frac{k_4}{\omega^4} \right] \cdot \sin \omega x \quad (177)$$

Înlocuirea expresiilor (176) și (177) în relația (170) va conduce la valori imaginare ale lui $G(\omega)$. Această dificultate poate fi învinsă calculând amplitudinea $A(\omega)$ a transformatei Fourier $G(\omega)$, conform relației

$$A(\omega) = [P^2(\omega) + Q^2(\omega)]^{1/2} \quad (178)$$

Introducind în relația (178) expresiile (176) și (177), efectuând calculele și grupând convenabil termenii, obținem final

$$A(\omega) = \left[\left(\frac{k_1}{\omega} - \frac{k_3}{\omega^3} \right)^2 + \left(\frac{k_2}{\omega^2} - \frac{k_4}{\omega^4} \right)^2 + \frac{k_5^2}{\omega^{10}} + 2k_5 \left(\frac{k_1}{\omega^6} - \frac{k_3}{\omega^8} \right) \right]^{1/2} \quad (179)$$

Calculul valorilor amplitudinii $A(\omega)$ după formula (179) nu prezintă nici o complicație. Valorile k_i se calculează după expresii simple. Pentru stabilirea frecvenței fundamentalei trebuie ținut cont de lungimea profilului, pe care o notăm cu L_x și care are semnificația de lungime de undă aparentă a semnalului de intrare $g(x)$. Așadar, frecvența ω a fundamentalei va fi

$$\omega = \frac{2\pi}{L_x} \quad (180)$$

Relațiile stabilite mai sus au fost folosite pentru a calcula valorile continue analitic în sus ale cîmpului gravitației pe profilul M. Kogălniceanu – Nisipari, la trei niveluri și anume +1, +2 și +3 km. Continuarea analitică a cîmpului gravitației este o operație care în prezent nu se face în mod obișnuit în practică; ea are însă mari perspective de dezvoltare într-un viitor apropiat, odată cu intrarea în regim industrial a măsurătorilor aerogravimetrice, atât pentru proiectarea acestor cercetări cât și pentru interpretarea anomaliei obținute în corelație cu cele înregistrate la sol. Este de precizat că nu s-au calculat și valorile continue analitic în jos, deoarece în condițiile geologice reale în care structura producătoare de anomaliu este situată la suprafață, aceasta nu ar avea nici o semnificație fizică. Relațiile (167) și (168) arată însă că din punct de vedere matematic structura formulelor de calcul este aceeași, aşa încît o verificare și prin continuarea analitică în jos a formulelor stabilite nu este de fapt necesară.

Formula practică de lucru pentru continuarea analitică în sus, ținând cont de relațiile (166), (167) și (178), devine

$$F(\omega) = \pm A(\omega) \cdot e^{-h|\omega|} \quad (181)$$



în care, de data aceasta, $F(\omega)$ are semnificația de cîmp continuat analitic în sus, adică $g(x)_h$.

Avînd în vedere că lungimea profilului este de 10 km, frecvența ω a fundamentalei ia valoarea 0,628.

Efectuarea calculelor cu aceste date numerice a condus la valori care au permis reprezentarea grafică din figura 54. Aceste anomalii pun în evidență conservarea formei anomaliei la sol și scăderea progresivă

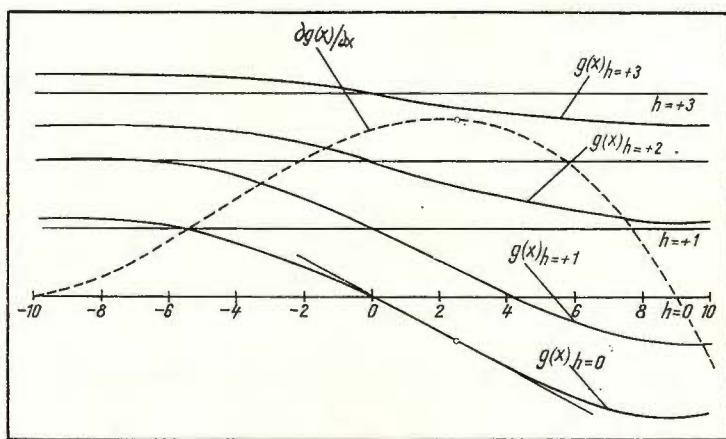


Fig. 54. — Variațiile gradientului orizontal al gravității și ale cîmpului continuat analitic în sus la nivelele + 1, + 2 și + 3 km, în paralel cu funcția de aproximare $g(x)$.

Showing the gravity horizontal gradient variation and the results of the upward analytical continuation of the gravity field at +1, +2 and +3 km, as well as the approximation function $g(x)$.

a amplitudinii cu altitudinea, de la 12,6 mgal în anomalia la sol la 11,6 mgal în anomalia la nivelul +1 km, la 5,8 mgal în anomalia la nivelul + 2 km și la 3,0 mgal în anomalia la nivelul + 3 km. Variația gradientului orizontal al gravității precizează poziția planului de falie în raport cu anomalia la sol, cunoscut fiind că această mărime gravimetrică este de preferat în acest scop deoarece poziția planului de falie corespunde valorii maxime a gradientului orizontal în timp ce în anomalia Bouguer corespunde punctului de inflexiune al curbei acesteia care, în multe cazuri practice, nu se poate localiza cu destulă siguranță.

După cum se poate observa din acest exemplu, folosirea integralei Fourier ca o altă cale de analiză a anomalilor gravimetrice și magnetice

în ipoteza că acestea sunt reprezentabile prin funcții periodice, conduce la posibilități interesante, însă mai puțin legate direct de problema separării anomaliei.

STUDIU ANOMALIEI GRAVIMETRICE REGIONALE DIN ZONA CRAIOVA—DĂBULENI

Situată fizico-geologică

Anomalia gravimetrică ce face obiectul acestui studiu se referă la zona Craiova—Dăbuleni care face parte integrantă din platforma moeziacă.

Platforma moeziacă, în denumirea propusă de geologul bulgar Boncnev în anul 1946 și adoptată și de geologii români, definește zona ridicată care se întinde de o parte și de alta a cursului inferior al Dunării, limitată la N de depresiunea precarpatică și la S de depresiunea pre-balcanică.

După lucrările lui Oncescu (1959), Grigoras (1961), Pătruț et al. (1961), Grigoras et al. (1963), Popescu et al. (1965), platforma moeziacă în general și regiunea de W a acesteia de pe teritoriul românesc în mod special, are următoarea constituție :

Fundamentul platformic, care apare la zi în Dobrogea și este reprezentat prin șisturi verzi; la S de falia Pecineaga—Camena și la W de Dunăre, acestea se afundă sub cuvertura sedimentară și de aceea extensiunea lor nu este cunoscută. La Optași și Ciurești, sub sedimentarul paleozoic, forajele au pus în evidență existența unor roci metamorfozate, de culoare verde (șisturi cloritoase), care eventual ar putea fi cuprinse în seria șisturilor verzi. Pare însă puțin probabil ca întreg fundamentul platformei să fie omogen, cu atât mai mult cu cât au fost întlnite și alte tipuri de roci cristaline și anume cuarțite. Șisturile cristaline din funda-ment, împreună cu o parte din învelișul lor sedimentar sunt străpunse de roci eruptive, în cea mai mare parte acide (porfire); au fost însă întlnite și roci bazice (comptonite, diabaze). Rocile eruptive se prezintă frecvent sub formă de curgeri, care la Piatra Olt și Ciurești alcătuiesc adevărate pînze. Fundamentul cristalin al platformei moeziice este în orice caz mai vechi ca Ordovicianul, probabil Precambrian.

Cuvertura sedimentară este foarte groasă și conține, de jos în sus, următoarele formațiuni geologice :

Paleozicul, reprezentat prin Silurian (argile șistoase), Devonian (dolomite cu intercalații de calcare bituminoase și anhidrit), Carbonifer (calcare, uneori pseudo-oolitice, cu intercalații subțiri de conglomerat).

merate sau breccii, marno-argile bituminoase și gresii fine) și Permian (anhidrite cu rare intercalații de argile).

M e z o z o i c u l, reprezentat prin Triasic (inferior, constituit dintr-o alternanță de marne cu argile, nisipuri, gresii și chiar conglomerate; mediu, cu calcare și dolomite masive; superior, cu marno-calcare având intercalații subțiri de argile, anhidrit sau sare și marne, argile și breccii); Jurasic (Liasic superior –Dogger, constituit dintr-o alternanță de gresii cu nisipuri silicioase, marne și argile; Malm, cu calcare și dolomite; Oxfordian –Tithonic, cu calcare microdetritice, calcare dolomitice și dolomite masive); Cretacic (Neocomian, constituit din calcare și marne cenușii, parțial cretoase; Albian, cu marne și gresii glauconitice; Vracionian –Turonian, cu marne având uneori intercalații de calcare; Senonian, cu calcare cretoase și crete cu silexuri).

N e o z o i c u l, reprezentat prin Paleogen (Eocen cu gresii, marne și calcare cu numuliți); Neogen (Tortonian cu marne și anhidrit; Sarmatian, constituit dintr-o alternanță de nisipuri și marne, calcare și gresii calcaroase; Meotian –Pontian, constituit dintr-o alternanță de marne și nisipuri; Dacian, cu nisipuri; Levantin, cu nisipuri și pietrișuri).

În partea de S a platformei moeziice este prezent **C u a t e r n a r u l**, reprezentat prin argile, aluviuni și depozite de terasă.

Densițățile rocilor care constituie diferențele formațiunii geologice prezente în platforma moeziică și în depresiunile învecinate au făcut obiectul unor studii efectuate de **C o s t a - F o r u**¹¹ și mai recent de **A g a p i e**^{12;13}, studii care au condus la stabilirea de domenii de variație, valori medii ponderate și a unor legități privind atât tipurile de roci cât și formațiunile de vîrstă diferită. Pentru zona de care ne ocupăm aici vom face precizările necesare mai departe, în legătură cu reproducerea teoretică a anomaliei gravimetrice.

Caracteristicile anomaliei

Anomalia cîmpului gravitației în platforma moeziică și depresiunile getică și precarpatică a fost studiată de **V e n c o v et al.** (1957), care au publicat o hartă de sinteză a acestei regiuni. În linii mari, anomalia

¹¹ *Op. cit.*, pct. 5.

¹² **A g a p i e C o n s t a n ț a**. Sintetizarea rezultatelor măsurătorilor de proprietăți fizice efectuate pînă în prezent. Platforma moeziică. Raport I.C.P.G. 1965. Arh. Min. Petrol. București.

¹³ **A g a p i e C o n s t a n ț a**. Sintetizarea rezultatelor măsurătorilor de proprietăți fizice efectuate pînă în prezent. Depresiuni precarpatiche. Raport I.C.P.G. 1967. Arh. Min. Petrol. București.



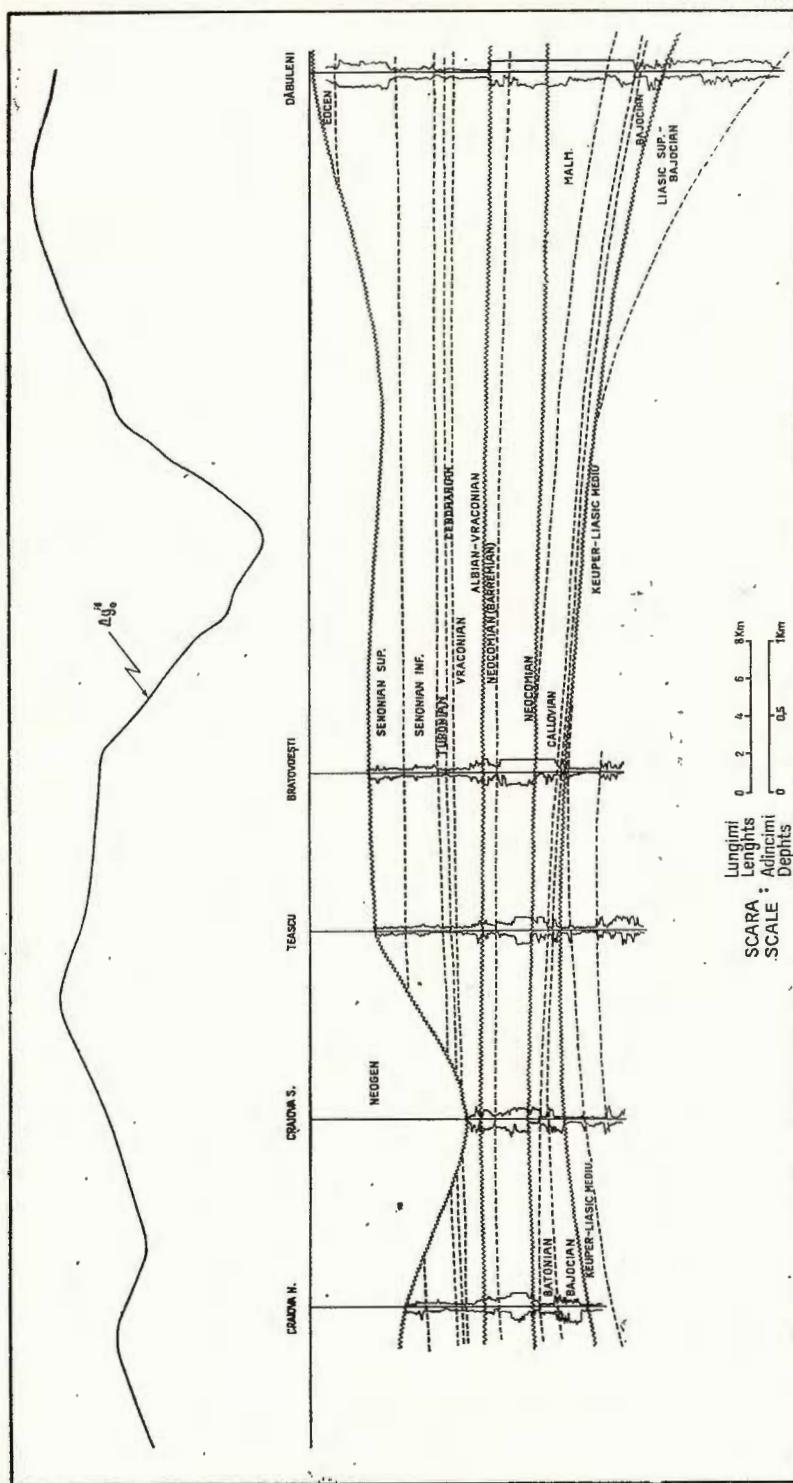


Fig. 55. – Anomalia gravitației de-a lungul unui profil pe direcția Craiova-Dăbuleni, în paralel cu secțiunea geologică construită pe baza forajelor de explorare.
The gravity anomaly lengthways the direction Craiova-Dăbuleni and the geological section drawn on the basis of exploration wells.



gravitații reflectă raporturile dintre cele două etaje principale ale platformei — fundamentul și cuvertura —, cu o preponderență a reflectării structurilor de fundament în jumătatea de S și a celor de cuvertură în cea de N. Din punctul de vedere al elementelor de detaliu, anomalia gravimetrică conține multe și interesante informații, diferențiate de la o zonă la alta.

Pentru studiul zonei Craiova—Dăbuleni a fost ales un profil caracteristic pe direcția Craiova N—Craiova S—Teascu—Bratovoești—Dăbuleni, pentru care Pătruț et al. (1961) au publicat o secțiune geologică construită pe baza forajelor de explorare realizate în localitățile indicate mai sus. Variația anomaliei gravitații și secțiunea geologică pe direcția acestui profil sănt reproduse în figura 55. După cum se poate observa, sintem în prezența unei situații geologice complicate, în care, la prima vedere, corelarea anomaliei gravitații cu elementele structurii geologice nu se poate face decât parțial și nu în mod deosebit de convinsător. Am ales în mod special o astfel de situație considerind că reprezintă un caz interesant pentru verificarea procedeului propus.

Analiza anomaliei

Analiza anomaliei gravimetrice din această zonă a platformei moeziice va fi făcută pe aceeași cale adoptată în cazurile anterior studiate de la Bătrînești—Gurbănești și Slătioarele. În acest caz, datele inițiale — gravimetrice și geologice — nu lasă nici o îndoială asupra faptului că anomalia măsurată în această zonă este o anomaliă cumulată; problema este de a stabili numărul și semnificația geologică a anomaliei, respectiv a surselor, care intră în cumul.

În prima etapă s-a folosit procedeul filtrării numerice, aplicat asupra a 149 valori ale anomaliei gravitații determinate pe profil lăechidistanță de 0,5 km. Au fost stabilite mediile simple și ponderate pe bază de 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21, 31 și 45 puncte în jurul punctului de calcul respectiv. În modul acesta au fost determinate cele două feluri de medii în 38 puncte, servind la construirea graficelor din figurile 56, 57.

Analiza curbelor din figurile 55, 56, 57 ne-a permis determinarea valorilor lungimilor de undă ale componentelor care se evidențiază în aceste curbe. Gruparea acestor valori, pe domenii de variație mai restrânsă în



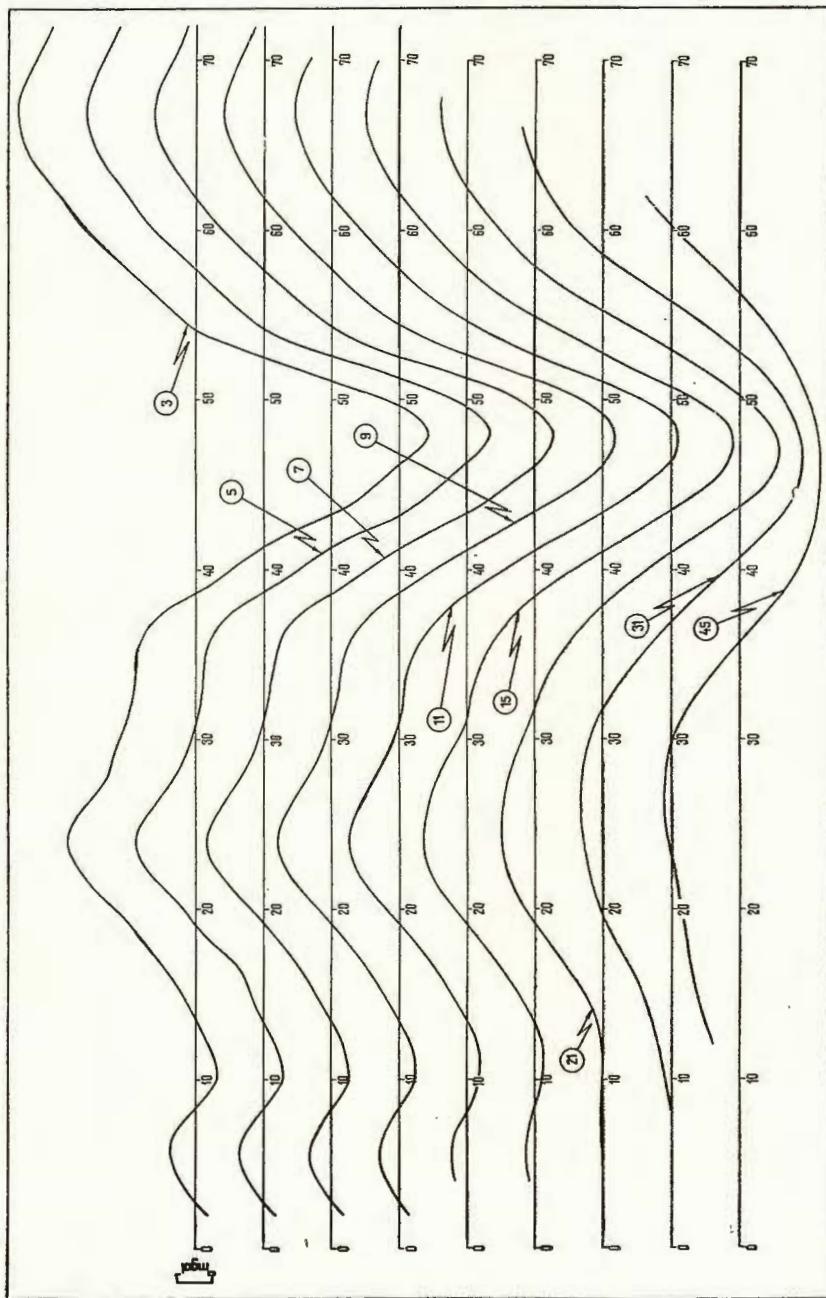


Fig. 56. — Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației din figura 55, folosind procedeul medierii simple.
Showing the digital filtering results of the gravity curve from Figure 55, using the simple averaging procedure.

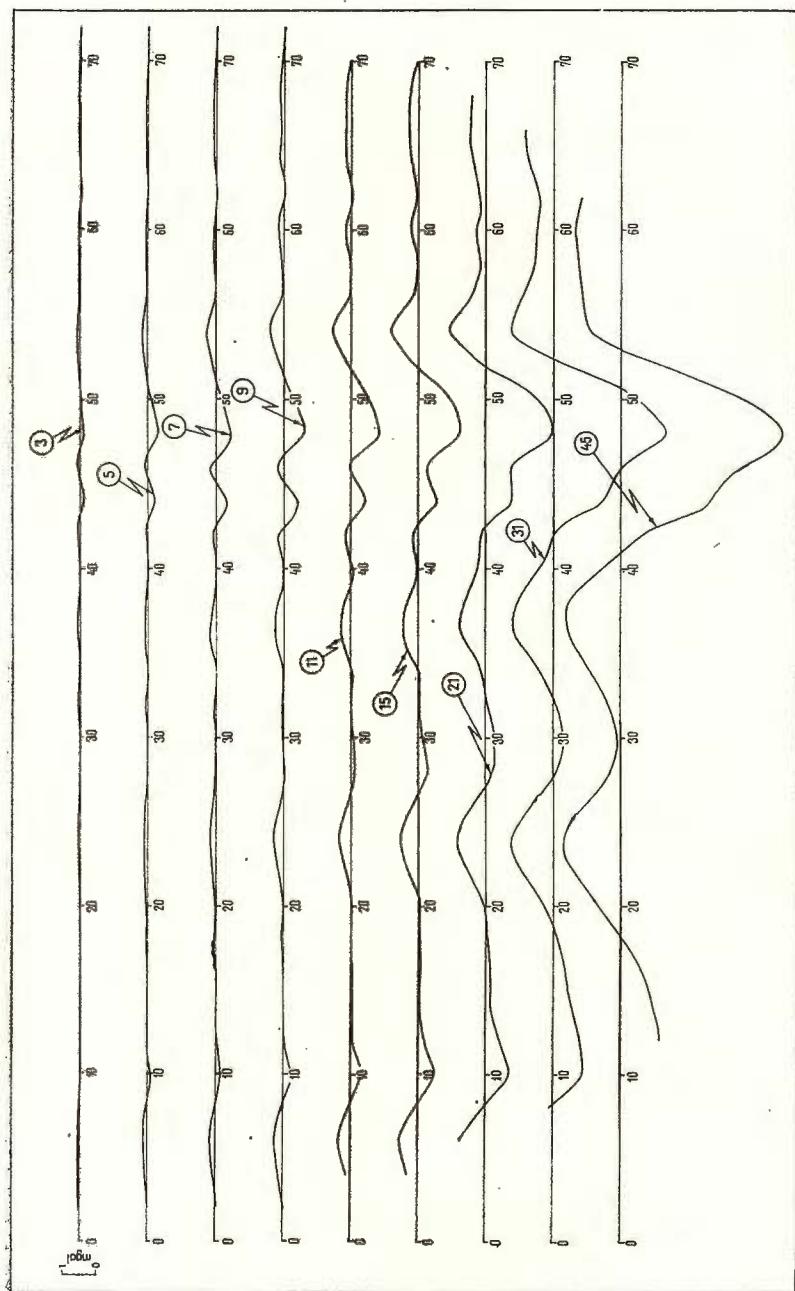


Fig. 57. – Rezultatele filtrării numerice a profilului variației gravitației din figura 55, folosind procedul medienii ponderate.
Showing the digital filtering results of the gravity curve from Figure 55, using the weighted averaging procedure.

care se înscriu, este făcută în figura 58 și în tabelul 10, în care este stabilită și valoarea medie a acestora.

Din analiza datelor consemnate în tabelul 6 apare clar că suntem în prezență a 6 componente distincte, respectiv că în acest caz este vorba de 6 surse efective de anomalię gravimetrică ce își însumează efectele pentru a crea anomalia gravimetrică obținută prin măsurătorile de teren.

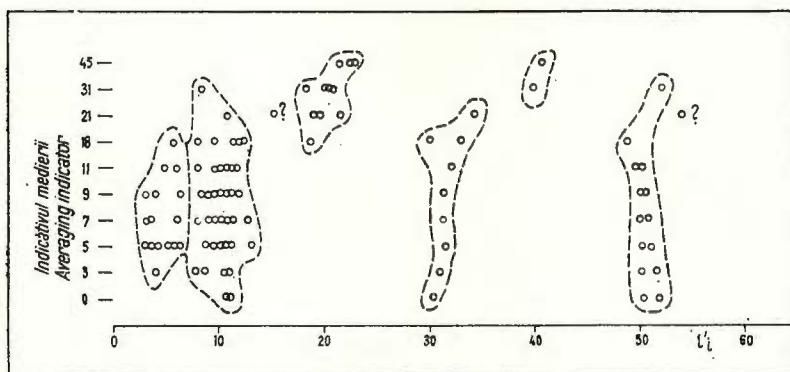


Fig. 58. — Graficul lungimilor de undă a componentelor individuale separate prin filtrarea numerică a variației anomaliei gravitației de-a lungul unui profil pe direcția Craiova-Dăbuleni (fig. 55) și gruparea acestora în domenii distințe.
Graph of the wavelengths of individual components separated by digital filtering of the gravity curve from Figure 55 (Craiova-Dăbuleni profile) and their grouping in distinct domains.

Având în vedere pe de o parte o oarecare nesiguranță în determinarea valorilor medii ale lungimilor de undă, provenită din împrăștierea destul de mare a valorilor individuale ca urmare a caracterului semicantitativ al procedeului de filtrare numerică și pe de altă parte avantajul simplificării calculelor ulterioare, vom considera următoarele valori rotunjite pentru lungimile de undă ale celor 6 componente :

$$l_1 = 5 \text{ km}$$

$$l_2 = 11 \text{ km}$$

$$l_3 = 21 \text{ km}$$

$$l_4 = 32 \text{ km}$$

$$l_5 = 40 \text{ km}$$

$$l_6 = 51 \text{ km}$$



TABELUL 10
Gruparea lungimilor de undă a variației gravitației din figura 55 și a curbelor filtrate numeric ale accesiei și valoarea medie a lungimilor de undă ale acestor componente, exprimate în km

l'_i	$\Delta g''_0$	8,4–15,2		18,4–23,0		30,4–34,4		39,8–40,6		48,8–56,2	
		3,2–8,0	8,4–15,2	18,4–23,0	30,4–34,4	39,8–40,6	48,8–56,2				
3	11,0	10,8				30,4				50,6	52,0
5	10,8	10,8				31,0				50,2	51,6
7	10,8	10,2				31,6				50,4	51,2
9	10,6	10,8				31,4				50,0	50,8
11	10,8	10,8				31,4				50,2	50,4
15	10,6					32,0				50,2	49,6
21	9,6					30,0	33,0			48,8	
31						34,4				54,0	
45										39,8	56,2
											40,6
3	4,0	8,0									
5	6,4	6,0	4,4	3,2	3,2	8,8	8,8	9,6	10,8		
7	8,0	3,6	6,2	3,2	5,2	11,2	13,2	9,2	9,6		
9	4,0	5,6	3,2			11,4	10,4	12,8	9,2	8,8	11,2
11	4,8	6,0	8,0			11,8	10,4	12,0	8,4	9,2	9,0
15	8,0	5,6				11,6	10,4	9,6	11,2	10,4	
21						12,4	12,0	12,4	11,6		
31						15,2	10,8			21,6	19,2
45										20,8	18,4
										20,0	20,4
										23,0	22,8
										21,6	
											51,1
										31,7	40,2
										20,5	
											10,6
											5,3
											Media :



Cele 6 componente stabilite definesc o funcție complexă nearmonică a cărei formă, de tipul relației (152), este redată mai jos :

$$\begin{aligned}
 F(x) = & A + B_1 \cdot \cos \frac{2\pi}{5} x + C_1 \cdot \sin \frac{2\pi}{5} x + B_2 \cdot \cos \frac{2\pi}{11} x + \\
 & + C_2 \cdot \sin \frac{2\pi}{11} x + B_3 \cdot \cos \frac{2\pi}{21} x + C_3 \cdot \sin \frac{2\pi}{21} x + B_4 \cdot \cos \frac{2\pi}{32} x + \\
 & + C_4 \cdot \sin \frac{2\pi}{32} x + B_5 \cdot \cos \frac{2\pi}{40} x + C_5 \cdot \sin \frac{2\pi}{40} x + B_6 \cdot \cos \frac{2\pi}{51} x + \\
 & C_6 \cdot \sin \frac{2\pi}{51} x
 \end{aligned} \tag{182}$$

Relația (182) reprezintă expresia funcției de aproximare, în formă generală dar pentru 6 componente nearmonice cu lungimi de undă stabilite, a variației anomaliei gravitației din figura 55.

Pentru determinarea valorilor celor 13 coeficienți a fost folosită metoda celor mai mici pătrate în 2 ipoteze și anume :

A fost construit mai întii un sistem de 39 ecuații de condiție simultane, folosind valorile anomaliei gravitației la echidistanță de 2 km de-a lungul profilului. Rădăcinile astfel obținute au verificat ecuațiile de condiție cu abateri destul de mari, variind între $-1,33$ mgal și $+1,55$ mgal. Considerînd aceste rădăcini ca o primă aproximație, a fost retranscris apoi sistemul de ecuații de condiție, egalizîndu-se ecuațiile cu valorile abaterilor respective și a fost din nou rezolvat. S-a obținut un nou sistem de rădăcini cu care au fost îmbunătățite valorile coeficienților obținute inițial. Cu aceste valori, relația (182) pentru aproximarea întâia devine

$$\begin{aligned}
 F_I(x) = & + 0,3911 - 0,0448 \cdot \cos \frac{2\pi}{5} x - 0,0405 \cdot \sin \frac{2\pi}{5} x - \\
 & - 0,0022 \cdot \cos \frac{2\pi}{11} x - 0,0537 \cdot \sin \frac{2\pi}{11} x + 0,1195 \cdot \cos \frac{2\pi}{21} x - \\
 & - 0,7029 \cdot \sin \frac{2\pi}{21} x + 1,5258 \cdot \cos \frac{2\pi}{32} x + 0,0103 \cdot \sin \frac{2\pi}{32} x - \\
 & - 0,0367 \cdot \cos \frac{2\pi}{40} x - 1,5279 \cdot \sin \frac{2\pi}{40} x + 1,4917 \cdot \cos \frac{2\pi}{51} x + \\
 & + 2,3560 \cdot \sin \frac{2\pi}{51} x
 \end{aligned} \tag{183}$$



Deși valorile coeficienților s-au modificat prin această îmbunătățire, aproximarea generală a curbei din figura 55 nu s-a îmbunătățit, obținându-se abateri între anomalia gravitației și curba de aproximare $F_I(x)$ de același ordin de mărime ca și în cazul primului set de coeficienți. Rezultatele acestei aproximări sunt reproduse sintetic în figura 59.

În a doua ipoteză, a fost constituit un sistem de 75 ecuații de condiție, simultane, cu 13 necunoscute, folosind valorile anomaliei gravitației în puncte la echidistanță de 1 km de-a lungul profilului. Cu valorile rădăcinilor obținute pe această cale, relația (182) pentru aproximarea a două devine

$$\begin{aligned}
 F_{II}(x) = & + 0,4195 - 0,0463 \cdot \cos \frac{2\pi}{5} x - 0,0447 \cdot \sin \frac{2\pi}{5} x + \\
 & + 0,0083 \cdot \cos \frac{2\pi}{11} x - 0,0877 \cdot \sin \frac{2\pi}{11} x + 0,1486 \cdot \cos \frac{2\pi}{21} x - \\
 & - 0,7149 \cdot \sin \frac{2\pi}{21} x + 1,5072 \cdot \cos \frac{2\pi}{32} x - 0,0986 \cdot \sin \frac{2\pi}{32} x + \\
 & + 0,1222 \cdot \cos \frac{2\pi}{40} x - 1,5528 \cdot \sin \frac{2\pi}{40} x - 1,4629 \cdot \cos \frac{2\pi}{51} x + \\
 & + 2,4174 \cdot \sin \frac{2\pi}{51} x
 \end{aligned} \tag{184}$$

Compararea relațiilor (183) și (184) arată modificări relativ mici ale valorilor coeficienților, care, la prima vedere, apar ca neesențiale. Verificarea ecuațiilor de condiție cu rădăcinile obținute în ipoteza a două a condus la abateri de un ordin de mărime cu totul comparabil cu cel obținut în primul caz. Rezultatele aproximării a două sunt reproduse sintetic tot în figura 59.

Determinarea coeficienților funcției complexe nearmonice de aproximare a anomaliei gravimetrică din zona Craiova – Dăbușeni, prin metoda celor mai mici pătrate, ne arată că totuși, pe această cale, puterea de aproximare rămîne destul de slabă. Abaterile obținute între curba de aproximare și curba anomaliei cartate întrec un ordin de mărime acceptabil, iar mersul funcțiilor de aproximare, chiar în afară de zonele periferice, nu respectă cu fidelitate mersul curbei anomaliei. Interesant este faptul că cele două ipoteze, prin mărirea numărului ecuațiilor de condiție de la simplu la dublu, conduc la o aproximare care practic este identică. Aceasta ne întărește convingerea exprimată anterior pentru cazul anomaliei gravimetricice de la Slătioarele, că mărimea abaterilor și în general puterea



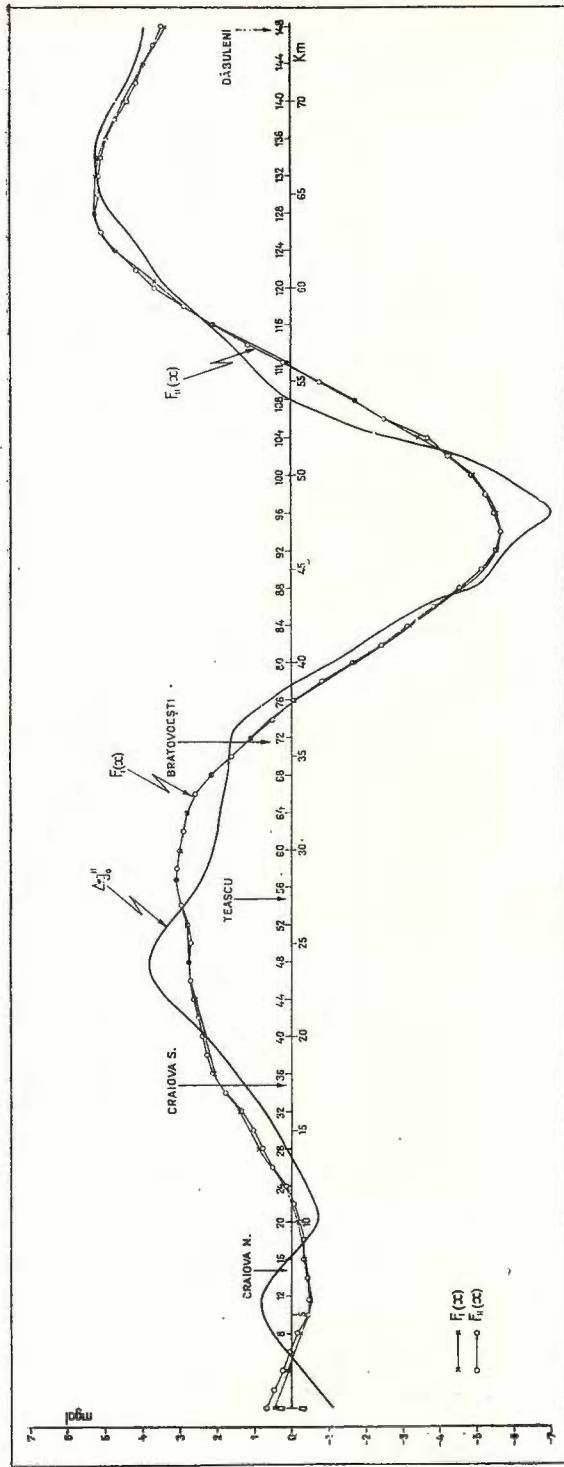


Fig. 59. — Comparație între anomalia gravitației din figura 55 și funcțiile de aproximare ale acesteia, $F_1(x)$ și $F_{11}(x)$.
Comparison between the gravity anomaly from Figure 55 and its approximation functions $F_1(x)$ and $F_{11}(x)$.

de aproximare depinde nu atât de numărul ecuațiilor de condiție (bineînțeles de la un anumit număr în plus), cît de structura formulei de aproximare și de corespondentul fizic al ecuațiilor de condiție.

În concluzie, aplicarea filtrării numerice la anomalia gravimetrică din zona Craiova–Dăbuleni, în ipoteza că aceasta poate fi descrisă printr-o funcție complexă nearmonică, ne-a condus la ideea că această anomalie poate fi considerată ca rezultatul cumulării efectelor a 6 surse individuale de anomalie.

Și în acest caz, s-a aplicat de asemenea analiza Fourier la tratarea anomaliei, în ipoteza că curba anomaliei gravitației din figura 55 poate fi reprezentată printr-o funcție complexă armonică. S-a procedat în același mod ca în cazurile precedente, iar calculele au fost efectuate tot cu ajutorul calculatorului electronic.

Pentru dezvoltarea în serie Fourier au fost folosite relațiile (139), (140) și (141). Au fost calculați primii 150 coeficienți a_k și b_k , cu $d = 0, 1, 2, \dots, 74$ și $D = 74$, k lăudând evidența valorilor $0, 1, 2, \dots, 150$. Cu valoările astfel calculate ale coeficienților s-au determinat în continuare valorile amplitudinilor S_k pentru primele 150 componente, folosind relația (126). Rezultatele obținute sunt reprezentate grafic în figura 60.

Din examinarea figurii 60 apare clar că spectrul discret al amplitudinilor pentru anomalia gravimetrică din zona Craiova–Dăbuleni are o structură deosebit de complexă, conținând componente cu amplitudini diferite și într-o succesiune, în raport cu ordinul armonicei respective care, cel puțin pentru aceste prime 150 de componente, pune în evidență o tendință de simetrie și chiar de dispoziție în model repetitiv. Și în acest caz putem face aceeași afirmație, ca și în cazurile precedente, că, deși din punct de vedere cantitativ nu am putea spune că spectrul amplitudinilor aduce vreo informație deosebită cu privire la numărul surSELOR de anomalii, structura lui sugerează că anomalia în discuție admite ipoteza că este o anomalie cumulată.

În continuare s-a procedat la gruparea armonicelor pentru a determina energia într-un filtru de bandă cu lungime de undă prestabilită. Gruparea armonicelor s-a făcut, ca și în cazurile precedente, prin încercări, utilizând lățimi de bandă de 1,00; 1,25; 1,50; 2,00; 3,00; 4,00; 5,00; 10,00; 20,00; 25,00 și 30,00 km respectiv. Lungimea de undă a coeficientului armonic de ordinul k este în acest caz $74/k$ km, deoarece lungimea tratată a profilului este de 74 km.

Folosind grupări cu caracteristicile de mai sus, s-au obținut următoarele rezultate: 7 domenii de energie pentru benzile de lungime de



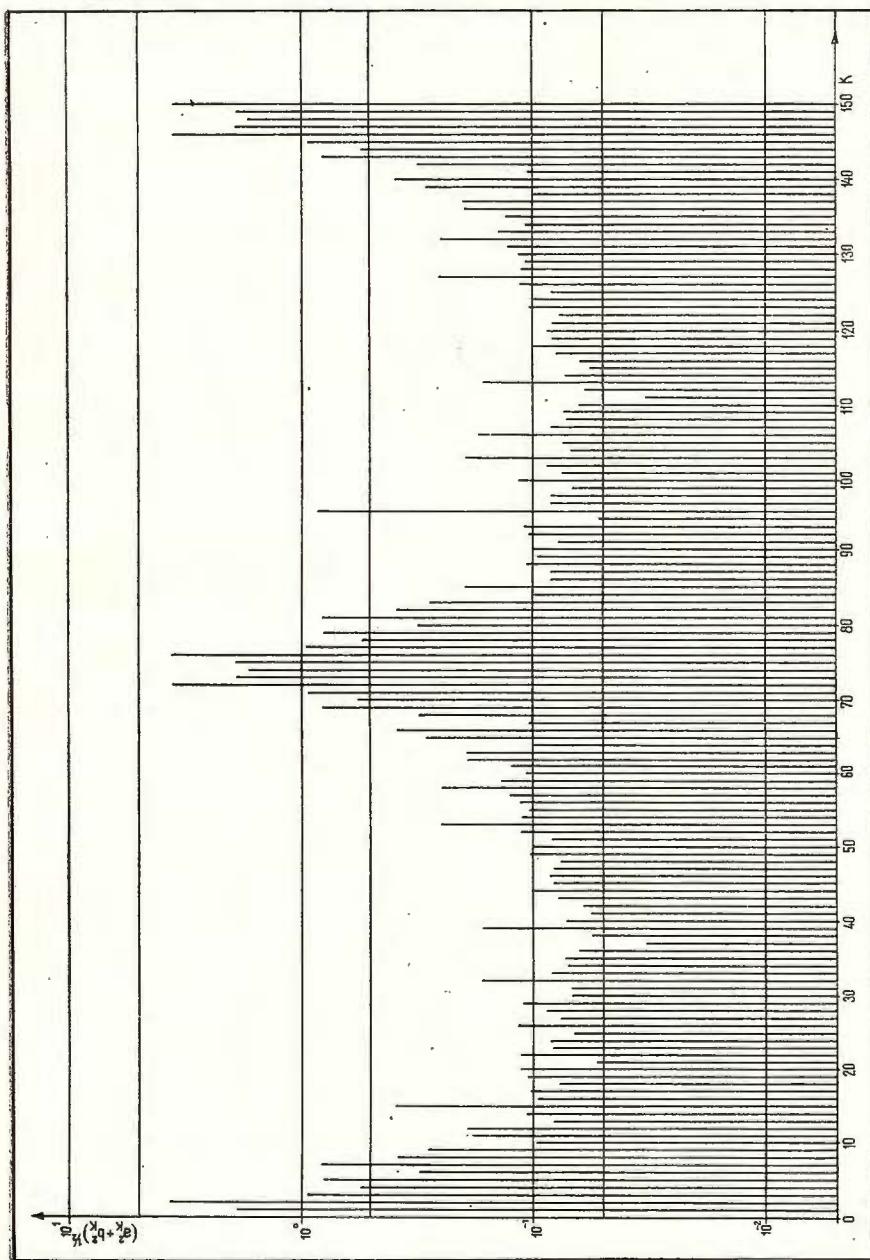


Fig. 60. — Spectrul discret al amplitudinilor functiei reprezentate de curba anomaliei gravitatii din figura 55, pentru primele 150 componente armonice.

Discrete amplitude spectrum of the function expressed by the gravity curve from Figure 55, for the initial 150 harmonic components.



undă sub 1,00 km, 6 domenii pentru benzile de 1,00—1,50 km, 5 domenii pentru benzile de 1,50—3,00 km, 4 domenii pentru benzile de 3,00—5,00 km, 3 domenii pentru benzile de 5,00—10 km și 1 domeniu pentru benzile mai mari de 10,00 km.

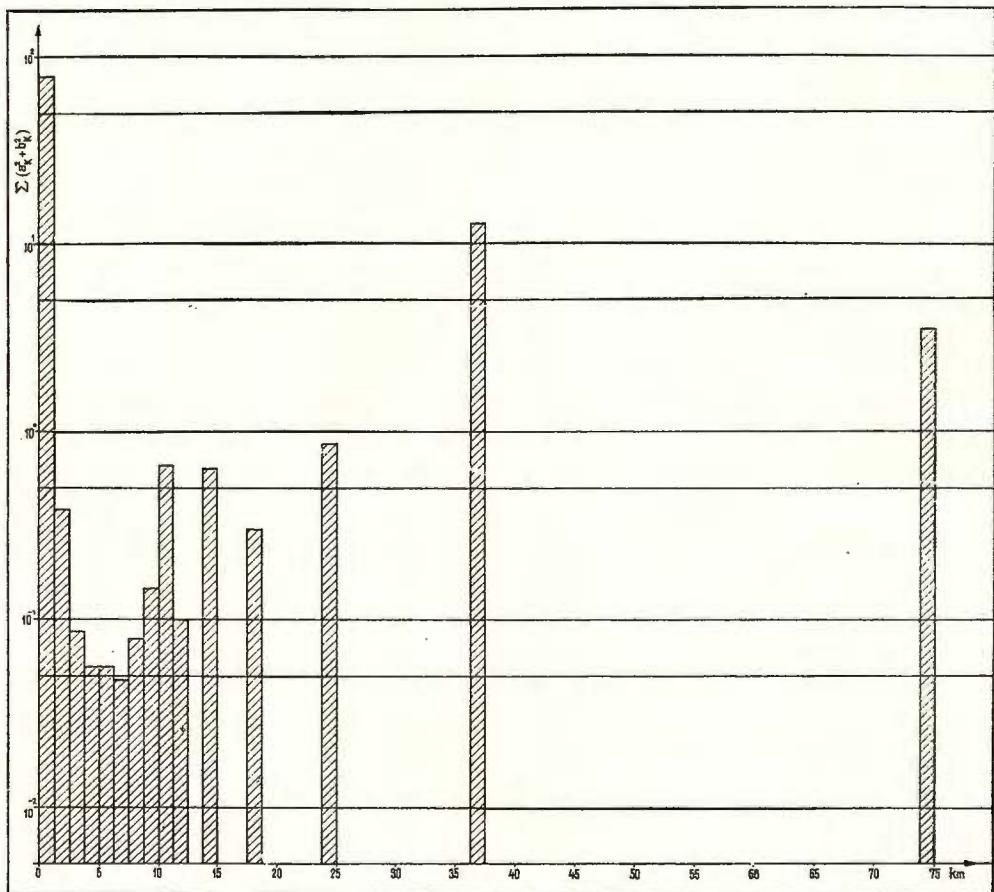


Fig. 61. — Spectrul de energie al funcției reprezentate de curba anomaliei gravitației din figura 55, pentru o bandă de lungime de undă de 1,00—1,50 km.

Energy spectrum of the function expressed by the gravity curve from Figure 55, calculated for a wavelength band of 1.00—1.50 km.

În figura 61 este prezentat spectrul de energie obținut pentru banda de lungime de undă de 1,25 km.

Recapitulînd cele stabilite pînă acum pe baza procedeului propus, constatăm că analiza ne-a condus la concluzia că anomalia gravimetrică

din zona Craiova—Dăbuleni poate fi considerată ca reprezentând cumulul efectelor a 6 surse individuale de anomalie.

Vom încerca în cele ce urmează să găsim semnificația geologică a acestor 6 surse de anomalie. Studiul densităților rocilor prezente în formațiunile geologice care constituie cuvertura platformei moeziice din zona Craiova—Dăbuleni, precum și grosimea acestor formațiuni (după secțiunea geologică din figura 55), ne-a condus la stabilirea următoarelor valori medii ponderate ale densităților, exprimate în g/cm^3 .

Neogen	2,16
Eocen	2,23
Senonian sup.	2,28
Senonian inf.	2,28
Turonian	2,46
Cenomanian	2,46
Vraconian	2,46
Neocomian—Barremian	2,48
Malm	2,60
Callovian	2,60
Batonian	2,58
Bajocian	2,59
Lias sup	2,59
Lias med. —Keuper	2,60

Analiza acestor valori ne arată imediat că ele se grupează în 6 domenii diferite și anume: Neogen ($2,16 \text{ g}/\text{cm}^3$); Eocen ($2,23 \text{ g}/\text{cm}^3$); Senonian ($2,28 \text{ g}/\text{cm}^3$); Turonian—Vraconian ($2,46 \text{ g}/\text{cm}^3$); Neocomian—Barremian ($2,48 \text{ g}/\text{cm}^3$); Malm—Keuper ($2,58—2,60 \text{ g}/\text{cm}^3$). Integrind efectul gravitațional al formațiunilor care constituie secțiunea geologică, în acord cu cele precizate mai sus, prin aplicarea procedeului elaborat de Hubbert (1948) s-a obținut un efect teoretic total care urmărește foarte fidel anomalia cartată a gravitației, cu abateri care numai în mod excepțional ating $\pm 0,5 \text{ mgal}$. Rezultatele comparative între anomalia gravitației și anomalia teoretică, în ipoteza existenței a 6 surse de anomalii, împreună cu o schiță a secțiunii geologice conținând 6 etaje structurale în cuvertură, diferențiate după densitate, sunt reproduse sintetic în figura 62.

Rezultatele prezentate mai sus, obținute pe baza problemei directe a potențialului, aduc o importantă confirmare a faptului că aplicarea procedeului propus conduce la rezultate juste din punctul de vedere al



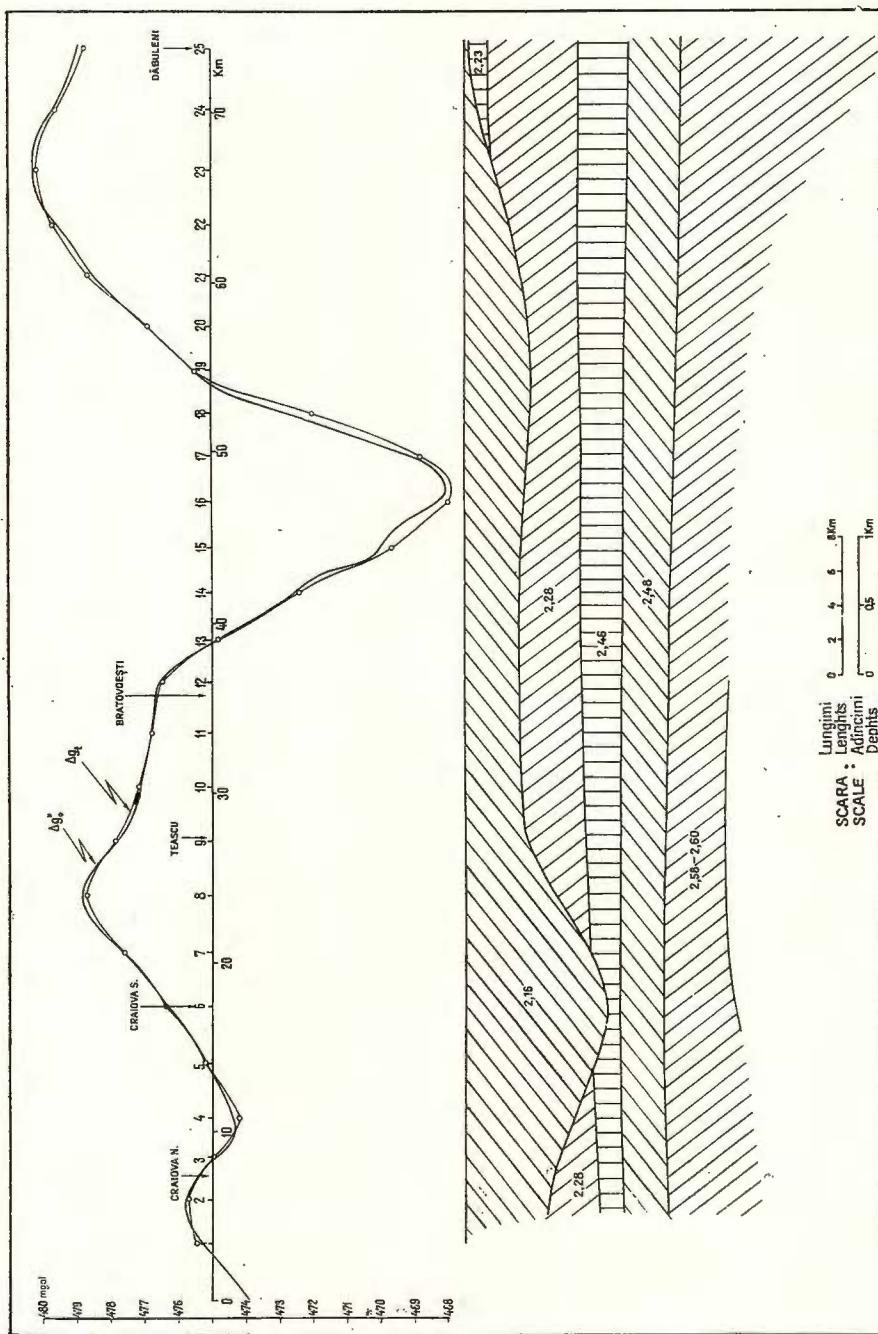


Fig. 62. — Anomalia gravitației de-a lungul profilului Craiova-Dăbuleni, în paralel cu anomalia teoretică stabilită pe baza secțiunii geologice și a densității medii ponderate pe formațiuni geologice.
The gravity anomaly lengthways the direction Craiova-Dăbuleni parallelly with the theoretical anomaly determined on the basis of the geological section and the weighted averages of geological bed densities.

separării surselor de anomalii și al determinării numărului de surse efective care participă la crearea anomaliei cumulate care a fost studiată.

Studiul anomaliei gravimetrice regionale din platforma moezică, zona Craiova –Dăbuleni, ne conduce și la un alt rezultat care din punct de vedere geologic și gravimetric pe plan general, este deosebit de interesant. Așa cum s-a putut observa, anomalia gravimetrică în această zonă a putut fi explicată numai prin contrastele de masă existente în cuvertura platformei, și, mai mult decit atât, în etajele de la Mezozoic în sus, formațiunile paleozoice și fundamentul de platformă având o contribuție negligabilă. Această observație merită să fie reținută, deoarece, dacă acest lucru se confirmă și în alte zone ale platformei moeziice, aceasta va conduce la o importantă modificare a opticii și a punctului de vedere acceptat pînă în prezent în interpretarea anomalilor gravimetrice din această importantă unitate structurală a țării noastre.

Înainte de a încheia trecerea în revistă a rezultatelor obținute prin aplicarea procedeului propus la studiul anomaliei gravimetrice din zona Craiova –Dăbuleni, se cuvine să avem în vedere și un alt aspect. Să ne reamintim că la construirea spectrelor de energie, gruparea în 6 domenii, deci într-un număr de domenii egal cu numărul surselor stabilite prin filtrarea numerică și controlat prin ipoteza funcției complexe nearmonice, a avut loc pentru benzile cu lungime de undă cuprinse între 1,00 km și 1,50 km. Să mai observăm, după secțiunea geologică din figurile 55 sau 62, că grosimea etajelor care în mod efectiv își aduc contribuția la crearea anomaliei gravimetrice cumulate, variază între 2 km în apexul ridicării fundamentului și 3,25 km pe flancul sudic al acesteia, având deci o adințime medie a surselor de anomalii de 1,0 la 1,6 km. Apare de aici o observație interesantă și anume că, cel puțin pentru acest caz în care sursele de anomalii sunt în interiorul cuverturii sedimentare, lățimea optimă de bandă pentru construirea spectrului de energie este de ordinul de mărime a semigrosimii medii a acestei cuverturi.

STUDIUL ANOMALIEI GRAVIMETRICE REGIONALE PE UN PROFIL GENERAL ÎN R.S. ROMÂNIA

Caracteristici fizico-geologice și gravimetrice

Pentru a încheia seria verificărilor procedeului propus în condiții cît mai diferite atât de structură geologică, cît și de morfologie a anomaliei, a fost ales pentru studiu un profil de variație a anomaliei gravitației care se întinde transversal și într-o poziție centrală pe teritoriul țării

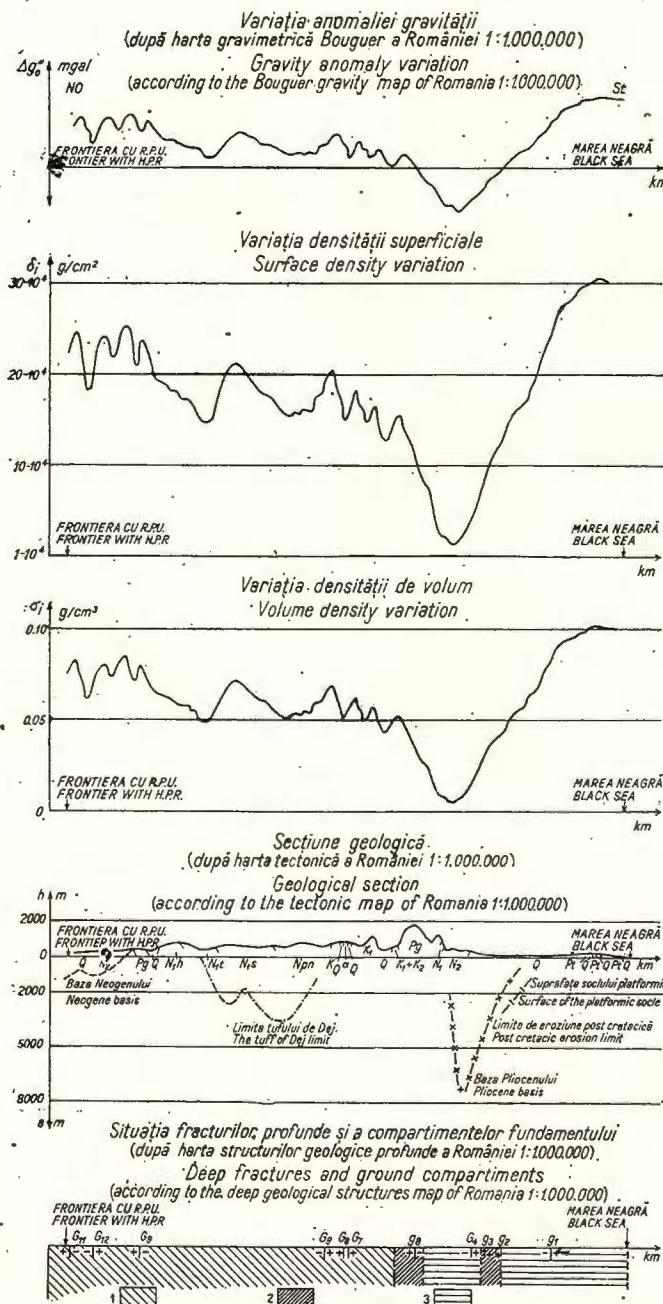


Fig. 63. — Variația anomaliei gravitației de-a lungul unui profil regional în R. S. România, în paralel cu variația densităților echivalente de suprafață și de volum, secțiunea geologică și dispoziția fracturilor adânci și a compartimentelor de fundament.

Showing the gravity anomaly variation lengthways a regional profile in Romania, parallelly with the equivalent superficial and volume densities, with the geological section and with the sketch of the deep fractures and basement compartments.

noastre, de la frontieră cu R.P. Ungară pînă la Marea Neagră și trece prin localitatea Odorheiul Secuiesc. Variația anomaliei gravitației de-a lungul acestui profil, reprezentată în figura 63 (sus), a fost stabilită după Harta gravimetrică a R.S. România, scara 1 : 1000000, ediția 1962, editată de Comitetul de Stat al Geologiei. Acest profil are o lungime mare și conține anomalii gravimetrice de mare complexitate, diferențiate după multiple grade de regionalitate, prezentind fluctuații de valoare a anomaliei gravitației cu intensități și întinderi în suprafață foarte diferite și constituind, evident, o problemă de mare dificultate din punctul de vedere al analizei anomalii gravimetrice. Din punct de vedere geologic, aşa cum apare din comparația cu Harta geologică a R.S. România, scara 1 : 1000000, ediția 1967, editată de Comitetul de Stat al Geologiei, acest profil străbate pe direcția lui la suprafață, de la NW către SE, rocile cuaternare și panoniene ale depresiunii panonice, rocile paleogene ale munților Mezeșului, rocile miocene și pliocene ale bazinului Transilvaniei, rocile cretacic-paleogene ale flișului Carpaților Orientali în zona de curbură a acestora, rocile mio-pliocene ale depresiunii precarpatici, rocile cuaternare ale platformei moeziice în zona de E a acesteia și, în fine, șisturile verzi ale Dobrogei centrale. Acestei varietăți de formațiuni geologice și tipuri de roci de suprafață i se adaugă mari complicații ale structurii de adâncime, atât pe plan regional legate de arhitectura geologică generală a țării noastre, cât și local legate de existența unor forme structurale, specifice, situate la suprafață sau la adâncimi relativ mici. Verificarea procedeului propus într-o astfel de problemă geologică va reprezenta, după părerea noastră, o bună confirmare a valabilității și utilității unui astfel de procedeu.

Analiza anomaliei

În exemplele precedente, cu excepția cazului teoretic, am folosit în exclusivitate analiza anomalii gravimetrice sau magnetice pe baza seriei Fourier combinată cu filtrarea numerică. De un interes cel puțin egal este însă și folosirea procedeelor de matematică statistică în tratarea unor astfel de probleme.

Într-un articol recent, Botezatu și Galotă (1968 b) au publicat o aplicație a procedeului propus de noi asupra profilului gravimetric indicat mai sus, din care reiese natura și valoarea informațiilor pe care le furnizează folosirea mărimilor statistice la analiza anomaliei gravitației pe acest profil. În cele ce urmează vom reda rezultatele obținute în ceea ce au ele esențial.



Prima operație care s-a efectuat a fost determinarea funcției de autocovarianță. Pentru determinarea valorilor acestei funcții s-a folosit relația (143) cu următorii parametri de calcul: $\Delta x = 2 \text{ km}$, $N = 304$, $r = 0, 1, 2, \dots, 44$ și $m = 44$. S-a procedat astfel la calcularea a 45 de valori ale funcției de autocovarianță. Valorile numerice obținute s-au inseris între $C_0 = 6398,20 \text{ (mgal)}^2$ și $C_{44} = 4.691,68 \text{ (mgal)}^2$.

Valorile funcției de autocovarianță au fost apoi normate prin multiplicare cu $1/C_0$, obținind astfel valorile funcției de autocorelație. Variația coeficientilor de autocorelație în funcție de numărul de întârzieri Δx este prezentată în figura 64. Din această figură se observă că funcția

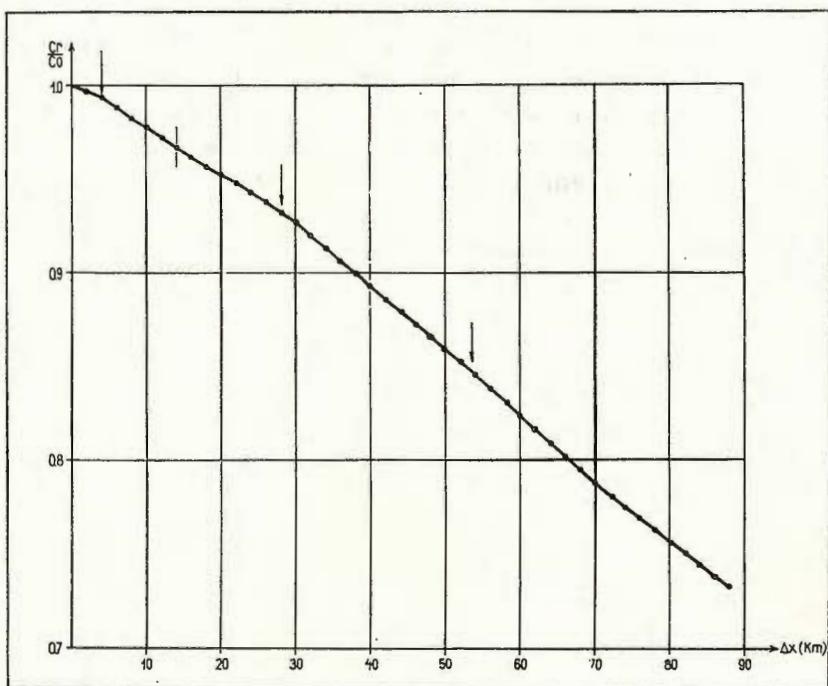


Fig. 64. — Funcția de autocorelație a funcției reprezentată de curba anomaliei gravitației din figura 63.

Autocorrelation function of the gravity anomaly curve from Figure 63.

de autocorelație prezintă un mers continuu descrescător, însă nu liniar, putîndu-se separa 4 domenii din care primele 3 conturează slabe maxime (poziția acestora este indicată prin săgeți), iar ultimul prezintă practic o variație liniară. Aceasta atrage deocamdată atenția asupra posibilității existenței a 3 surse principale de anomaliă gravimetrică care concură la

producerea anomaliei Bouguer de pe profilul studiat. Este de asemenea de reținut că aceste maxime apar la întârzieri $d = n \cdot \Delta x$ de 4 km, 28 km și 54 km.

Cele 45 de valori ale funcției de autocovarianță au fost folosite apoi pentru calcularea spectrului de putere, calculindu-se cu ajutorul relației (145) un număr de 45 valori ale acestei mărimi. Din aceste 45 de valori, 27 valori au fost pozitive, iar restul de 18 valori au fost negative. Cum astfel de valori negative nu au semnificație fizică, s-a folosit în continuare relația modificată (147) pentru recalcularea acestora. După efectuarea și a acestei serii de calcule s-au obținut 16 valori pozitive, 2 rămânind în continuare negative însă foarte mici ca valoare absolută.

Calculul valorilor funcției de autocovarianță, cît și ale spectrului de putere, au fost efectuate cu ajutorul calculatorului electronic.

Trebuie precizat că apariția de valori negative provine pe de o parte din faptul că valorile P , obținute cu ajutorul relației (145) sau (147) sunt totuși aproximative și, pe de altă parte, că s-a lucrat probabil în vecinătatea nivelului de zgromot, ceea ce arată că în parte precizia datelor de bază nu este suficientă pentru aplicarea unei analize la nivelul unor anomalii gravimetrice minore. Având în vedere cele de mai sus, cele două valori negative ale lui P , au fost eliminate.

Așadar, au fost reținute 43 valori pozitive ale lui P_r , care s-au inseris între limitele de 984.729,16 (mgal)²/cicl/km și 7,32 (mgal)²/cicl/km și care au servit la construirea imaginii spectrului de putere reprodusă în figura 65, în funcție de frecvență exprimată în cicli/km.

După cum se poate observa, curba repartiției spectrale a puterii pune în evidență un model repetitiv de mai multe tipuri de oscilații, din care oscilația O este cea mai evidentă, O' destul de evidentă, iar O'' practic nu apare la prima vedere însă se impune ca o necesitate. De asemenea, se remarcă o scădere progresivă a valorilor puterii de la frecvențele joase către cele mai înalte, cu o slabă terdință de saturare la frecvențele mai mari de 45 cicli/km.

Stabilirea semnificației geologice directe a unor mărimi statistice de tipul celor utilizate în această lucrare, în sprijinul funcția de autocorelație și spectrul de putere, este o operație destul de dificilă, cel puțin în stadiul actual de aplicare a acestui tip de analiză. De aceea s-a considerat necesar să se întărească suportul fizico-geologic prin cîteva materiale complementare.

Astfel s-a procedat în primul rînd, pe baza profilului anomaliei gravimetrice, la stabilirea variației densității de suprafață echivalente



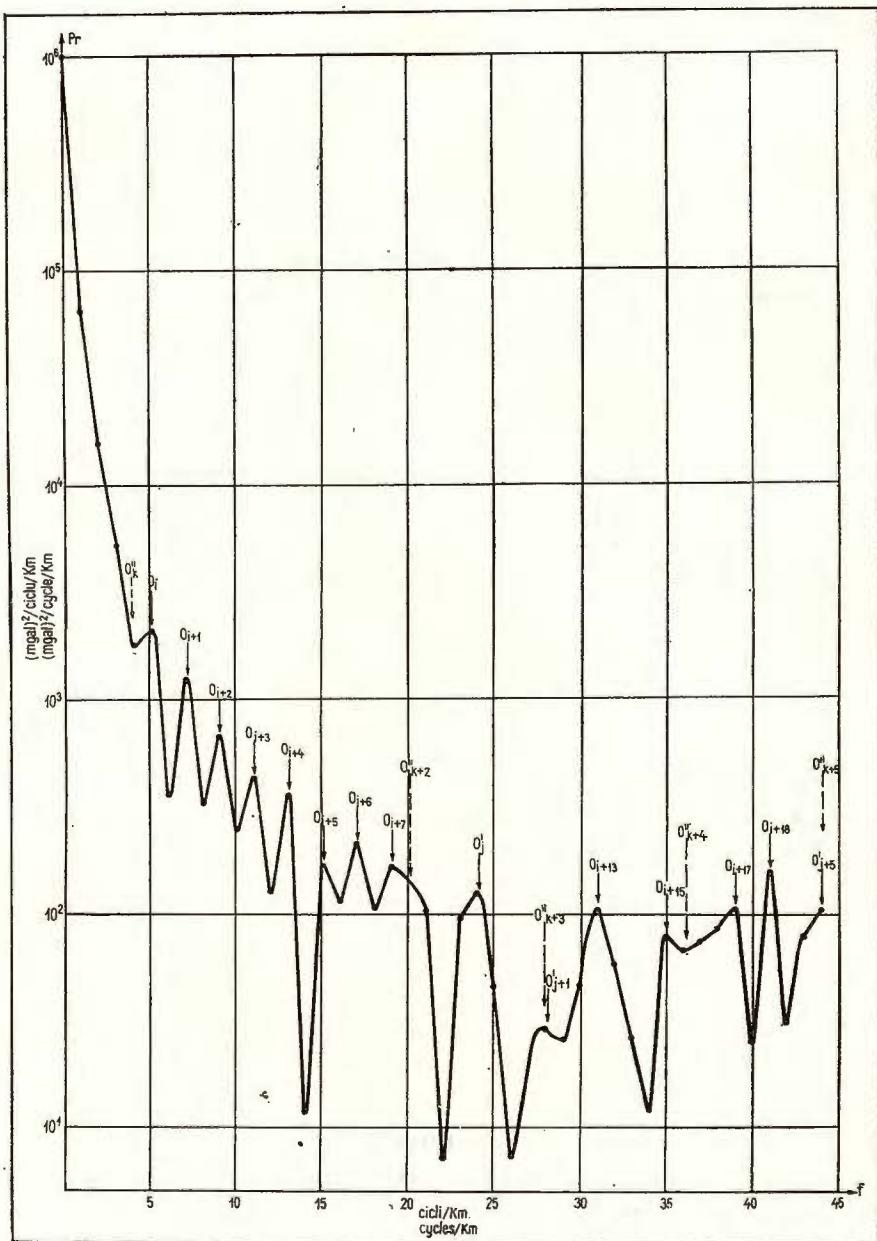


Fig. 65. — Spectrul de putere al funcției reprezentate de curba anomaliei gravitației din figura 63.

Power spectrum of the gravity anomaly curve from Figure 63.



care ar putea condiționa apariția unor astfel de anomalii. Un astfel de procedeu a fost folosit de La Porte (1963) și, deși condensarea contrastului de densitate la suprafață nu are în majoritatea cazurilor o semnificație geologică, interesul acestei mărimi pentru geofizicieni rămâne evident. Calculul s-a efectuat după formula practică de lucru

$$\delta_i = 0,238732 \cdot \Delta g_i \cdot 10^4 \quad (185)$$

derivată din relația care exprimă atracția unui strat infinit orizontal de grosime constantă. Valorile acestei mărimi se înscriu între limitele de $30,51 \cdot 10^4 \text{ g/cm}^2$ și $1,17 \cdot 10^4 \text{ g/cm}^2$, iar variația ei de-a lungul profilului este prezentată în figura 63.

Apoi s-a determinat variația densității medii de volum pentru întreaga grosime a scoarței, considerată de 30 km. S-a ales această grosime pe de o parte deoarece ea corespunde grosimii sialului în ipoteza Airy de compensare izostatică a scoarței și, pe de altă parte, deoarece cercetări recente cu privire la determinarea adincimii suprafeței Mohorovičić efectuate în cadrul Institutului de geofizică aplicată au indicat mărimi în jurul acestei valori în puncte diferite pe teritoriul R.S. România.

Calculul acestei mărimi s-a făcut pe baza relației

$$\sigma_i = \frac{\delta_i}{h} \quad (186)$$

iar valorile acestei mărimi se înscriu între limitele $0,1017 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^3$ și $0,0039 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^3$. Variația densității medii de volum de-a lungul profilului este prezentată de asemenea în figura 63.

În fine, tot în figura 63 a fost transcrisă o secțiune construită pe direcția profilului după Harta tectonică a R.S. România întocmită de Dumitrescu et al. (1962), precum și un profil indicind amplasamentul fracturilor profunde și separarea zonelor de fundament construit după lucrarea lui Gavăt et al. (1963).

După cum apare din cele prezentate mai sus, materialul care intră în discuție este concretizat grafic în figurile 63, 64, 65.

Profilul anomaliei gravitației supus spre analiză este caracterizat printr-o succesiune de maxime și de minime, în bună parte simetrice, cu amplitudini și lățimi diferite, având caracterul evident al unei suite de oscilații sinusoidale. La o analiză atentă se pot separa trei categorii principale de oscilații și anume: un prim grup de 6 oscilații, din care 3 în partea de NW și 3 în zona centrală, cu lungimi de undă aparentă cuprinse între 18 și



28 km și având o lungine de undă medie de 23 km ; 2 oscilații în jumătatea de NW a profilului, cu lungimi de undă de 100 și 106 km, având o lungime de undă medie de 103 km ; în fine, o a treia oscilație cu cea mai mare lungime de undă, de 220 km, având totodată și amplitudinea cea mai mare. Prin structura sa, variația anomaliei cimpului gravitației are caracterul unei funcții periodice nearmonice care reflectă suprapunerea a cel puțin 3 categorii de oscilații cu lungimi de undă diferite.

Analiza funcției de autocorelație ne conduce la localizarea a 3 maxime minore pe fondul general de scădere al valorilor acesteia.

Forma spectrului de putere este caracteristică printr-un număr mare de maxime și minime. Luând drept criteriu distanța între vîrfurile maximelor, în acord cu Horton et al. (1964), s-a putut separa un prim grup de oscilații notate cu O_i , la care distanța între vîrfuri este de 2 cicli/km ; ele reprezintă probabil armonicele a doua, a treia, a patra, a cincea, a șasea, a șaptea, a opta, a noua, a cincisprezecea, a șaptesprezecea, a nouăsprezeca și a douăzecea ale unei fundamentale O plasată în zona frecvențelor mici și care au fost notate respectiv cu O_i , O_{i+1} , O_{i+2} , O_{i+3} , O_{i+4} , O_{i+5} , O_{i+6} , O_{i+7} , O_{i+8} , O_{i+15} , O_{i+17} și O_{i+18} . O a doua oscilație, notată cu O'_j , apare evidentă prin vîrfurile O'_j , O'_{j+1} și O'_{j+5} , reprezentind probabil armonicele a șasea, a șaptea și a unsprezecea ale unei fundamentale cu frecvența de 4 cicli/km situată tot în zona frecvențelor mici.

Este de precizat că suprapunerea celor două grupuri de oscilații, O_i și O'_j , nu explică decât în parte forma funcției distribuției puterii. De aceea a fost necesară căutarea unui al treilea grup de oscilații, care s-a găsit a fi O''_k , mai puțin evident decât primele două și care se face cel mai bine simțit în deformarea vîrfului $O_{i+7} - O''_{k+2}$, precum și a celui de la $O''_{k+3} - O''_{j+1}$. Am avea prezente mai evident deci armonicele a doua, a treia, a patra și a cincea, notate cu O''_{k+2} , O''_{k+3} , O''_{k+4} și O''_{k+5} ale unei fundamentale O'' cu frecvență de 8 cicli/km plasată la valoarea frecvenței de 4 cicli/km, unde de altfel se manifestă printr-un mic maxim pe fondul intens de scădere al valorilor spectrale ale puterii.

O întrebare care s-ar putea pune ar fi aceea, având în vedere valorile frecvențelor de 2, 4 și 8 cicli/km ale celor trei oscilații O_i , O'_j și O''_k ce au fost separate, dacă nu cumva ele ar fi armonici ale uneia și a celeiași fundamentală ; lucrul acesta nu este posibil, argumentul principal în susținerea acestei afirmații fiind defazajul ușor de controlat al celor 3 grupuri de oscilații.

Din cele expuse pînă acum constatăm că atît analiza variației anomaliei gravitației, cît și a funcției de autocorelație și a spectrului de



putere, ne conduc invariabil la numărul de 3 cauze; conchidem deci că la baza producerii anomaliei gravitației pe profilul studiat stau în mod preponderent 3 contraste de masă, respectiv 3 elemente majore ale structurii geologice.

Interesant este faptul că dacă facem pe de o parte raportul frecvențelor celor 3 oscilații

$$O''_k / O'_j / O_i = 8/4/2$$

și pe de altă parte raportul lungimilor de undă deduse din variația anomaliei gravitației

$$\lambda''/\lambda'/\lambda = 220/103/23$$

obținem o valoare comparabilă pentru λ''/λ' , însă aproximativ dublă pentru λ'/λ .

Pentru deducerea semnificației geologice a rezultatelor obținute prin analiza statistică de mai sus, de un ajutor deosebit sînt materialele complementare din figura 63.

Corelarea variației anomaliei gravitației cu variația și valorile absolute ale densităților echivalente de suprafață și de volum ale scoarței precum și cu secțiunea geologică construită după Harta tectonică a R.S. România, arată cu o evidență de necontestat că dominantă în producerea anomaliei gravimetricice este structura Neogenului. Într-adevăr, variația grosimii și a întinderii în suprafață a depozitelor neogene este corelabilă cu ceea ce am separat mai înainte ca anomalii cu lungimi de undă mare, respectiv de 220 și 103 km. Se poate de asemenea constata că anomaliiile cu lungime de undă mică, respectiv de 23 km în medie, sînt de asemenea corelabile direct cu raporturile de suprafață între diferitele formațiuni geologice, de exemplu Cuaternar/Cretacic, Cuaternar/Paleogen, Cuaternar/andezite, Neogen/Cretacic etc. Se poate deci trage concluzia că de-a lungul profilului studiat, anomalia cîmpului gravitației este în cea mai mare măsură produsă de formațiunile geologice de suprafață printre care Neogenul ocupă un loc preponderent. Desigur, aceasta presupune stabilirea unui contrast de masă între Neogen și Preneogen, acesta din urmă intervenind prin excesul de densitate pentru crearea contrastului despre care s-a vorbit mai sus.

În sprijinul acestei concluzii vin și rezultatele analizei statistice efectuate, deoarece frecvențele joase ale oscilațiilor stabilite indică de fapt lungimi de undă relativ mari ale fundamentelor respective.

Corelarea variației anomaliei gravitației cu imaginea dispoziției fracturilor adînci și a compartimentelor din fundamentele arată de asemenea



unele potriviri, care însă se reflectă uneori prin anomalii gravimetrice minore față de cele luate în considerație, alteori se suprapun cu acestea ; din acest motiv ele nu s-au reflectat în rezultatele analizei statistice.

Ar mai fi de precizat un lucru și anume : spectrul de putere pune în evidență un accentuat caracter repetitiv al oscilațiilor valorilor sale. Acest lucru apare în primul rînd datorită prezenței armonicelor pînă la grade destul de înalte ; el provine însă și din cauza unui model repetitiv al unui aceluiasi contrast de masă, în cazul de față creat în primul rînd de raporturile structurale dintre Neogen și Preneogen. Se mai poate preciza că existența atît a armonicelor pare cît și a celor impare, la toate cele 3 oscilații diferite, este un indiciu că distribuția densităților este reprezentabilă printr-o funcție complexă.

APRECIERI ASUPRA FUNCȚIONĂRII PROCEDEULUI PROPUȘ

Așa cum reiese din această primă parte a lucrării, procedeul propus pentru separarea cîmpurilor gravimetrice și magnetice reprezintă o analiză complexă a anomaliei de studiat, pe baza filtrării numerice combinată cu reprezentarea anomaliei în ipoteza că ea poate fi descrisă printr-o funcție complexă nearmonică, din descompunerea în componente armönice și studierea spectrului de energie construit pentru o lățime optimă de bandă în ipoteza că anomalia admite o descriere printr-o funcție complexă armonică și, în fine, din determinarea funcției de autocorelație și a spectrului de putere în ipoteza că anomalia poate fi considerată ca o funcție aleatoare staționară. Trebuie precizat de asemenea că această analiză se face acordind termenului de „separare” o accepție mai largă decît cea curent adoptată și că această separare privește în primul rînd stabilirea numărului de surse care în mod efectiv își cumulează efectele în anomalia de studiat.

Procedeul propus a fost verificat în totalitatea lui pe un caz teoretic, ales de cît mai mare generalitate și în patru cazuri de anomalii reale privind situații geologice de detaliu, regionale sau chiar la scară națională, diferențiate ca tipuri de roci și tipuri de forme structurale ce condiționează fenomenul de cumulare al anomaliei.

În cele ce urmează vom trece în revistă principalele rezultate teoretice obținute, scotînd în evidență posibilitățile și limitările în aplicarea procedeului propus.



Pe baza rezultatelor obținute în urma verificărilor efectuate, putem trage cîteva concluzii în primul rînd cu privire la funcționarea procedeului de filtrare numerică.

Aceste verificări au privit anomalii produse de distribuții de masă teoretice (concentrate punctual sau sferice și liniare, orizontale), precum și o curbă ca rezultat al însumării mai multor curbe fără o semnificație fizică oarecare; avem de asemenea la dispoziție rezultatele aplicării acestui procedeu pentru anomalii gravimetriche și magnetice obținute prin prospecțiuni, produse de structuri tridimensionale de formă oarecare. Numărul de surse individuale de anomalii care intră în cumul a fost de 3,4 și 5 în cazurile teoretice și s-a ridicat pînă la 6 în cazurile reale studiate. La aprecierea funcționării procedeului servesc toate rezultatele obținute și considerăm ca foarte sugestive cele cuprinse în figurile 18, 22, 26, 30, 38, 47, 58.

Este clar pentru noi că procedeul filtrării numerice conduce la separarea componentelor individuale ale unei anomalii cumulate. Această separare provine din gruparea în domenii de lungimi de undă diferite, corespunzătoare componentelor respective și din apariția de zone intermediare, lipsite de valori, între aceste domenii.

Procedeul filtrării numerice beneficiază în general de bune proprietăți selective. Trebuie însă avut în vedere că aceste proprietăți selective nu depind numai de caracteristicile procedeului, ci și de caracteristicile componentelor ce urmează a fi separate, respectiv, în ultimă esență, de natura și caracteristicile surselor de anomalii individuale. În spătă, este vorba în primul rînd de modul cum se diferențiază ca valoare lungimile de undă ale anomaliei individuale. De aceea, de exemplu, separarea primelor două domenii de lungimi de undă din cazul reprezentat în figura 58, pentru care valorile medii sunt de 5,3 și 10,6 km, este mai puțin bună față de restul de patru domenii, mult mai bine diferențiate, pentru care valorile medii sunt de 20,5 ; 31,7 ; 40,2 și 51,1 km. Au fost însă obținute cazuri, ca de exemplu cel din figura 26 (valori medii de 5,6 ; 23,8 ; 30,4 ; 36,9 și 120,9 km) sau cel din figura 30 (valori medii de 7,5 ; 18,8 ; 28,5 și 70,9 km), în care selectivitatea procedeului este foarte bună și separarea domeniilor este netă. Așa dar, proprietățile selective ale procedeului apar mai slabe atunci cînd componentele individuale au lungimi de undă mai apropiate ca valoare și se îmbunătățesc pe măsură ce diferența de valoare dintre acestea se accentuează.

O altă observație care se poate face este aceea că gruparea valorilor în domeniile corespunzătoare anomaliei individuale este mai bună



pentru acelea cu lungime de undă mai mare și, în general, mai slabă pentru acelea cu lungime de undă mai mică; în particular, cea mai mare împrăștiere a valorilor s-a obținut aproape întotdeauna pentru primul domeniu, cu lungimea de undă cea mai mică. Acest lucru nu este surpriză și este legitimat de faptul că aceste componente se evidențiază prin mediere ponderată care, aşa cum s-a precizat, reprezintă un filtru de tip „trece bandă”. Este cunoscut faptul că filtrele de acest tip, indiferent că sunt electrice sau matematice, nu pot fi niciodată realizate la performanțele unui filtru ideal și că, întotdeauna, lasă să treacă unele frecvențe, în cazul nostru lungimi de undă, mai mici și mai mari decât limitele benzii pentru care este construit filtrul. Tot din această cauză au apărut probabil în unele cazuri valori singulare, „de trecere”, ca în figurile 18, 30, 38, 47, 58.

Ca oricare altă prelucrare folosită în geofizică, filtrarea numerică are posibilitățile și limitările ei legate pe de o parte de natura procedeului și pe de altă parte de caracteristicile și de complexitatea anomaliei de analizat. Având în vedere că filtrarea numerică reprezintă de fapt una din cele trei căi independente în cadrul metodei de analiză propuse și că presupune că rezultatul obținut să fie confruntat cu cel puțin un alt rezultat stabilit pe o cale diferită, considerăm că putem trage concluzia că acest procedeu poate fi aplicat cu bune rezultate practice. De altfel, abia după confruntarea cu succes, rezultatul poate servi ca un indicator al numărului de anomalii individuale care se cumulează în anomalia analizată, permitînd construirea unei ipoteze de interpretare geologică.

Ca în orice problemă de interpretare geologică care se bazează pe o prealabilă prelucrare fizico-matematică, deducerea semnificației mării obținute rămîne o problemă de interpretare, de gîndire geologică justă.

Mai trebuie de asemenea precizat că deși numărul de componente efective obținut prin filtrarea numerică poate fi considerat ca o cifră exactă, valorile lungimilor de undă determinate pe această cale conservă un caracter aproximativ; acest fapt, ca un aspect prin care se manifestă ambiguitatea fundamentală a interpretării anomalilor gravimetrice și magnetice, face ca funcția de aproximare construită pe baza acestor valori ale lungimilor de undă și în ipoteza că anomalia de studiat poate fi considerată ca o funcție complexă nearmonică, să descrie anomalia cu abateri care uneori întrec toleranțele acceptate.

Analiza efectuată în cazul toretic, în ipoteza că anomalia este descrisă printr-o funcție complexă armonică, a scos în evidență că spectrul



discret al amplitudinilor componentelor armonice nu poate reprezenta un instrument util în vederea separării surselor de anomalie, structura lui fiind în general foarte complexă și, în același timp, complicată. În schimb, spectrul de energie, poate servi în acest scop. În legătură cu folosirea spectrului de energie se pune problema stabilirii unui criteriu pentru alegerea lățimii de bandă optime pe baza căreia se construiește acesta. Stabilindu-se o corelație între lățimea optimă de bandă și adâncimea medie a surselor de anomalie care intră în cumul, s-a ajuns la concluzia că se deschid două căi pentru folosirea spectrului de energie și anume :

1) dacă urmărим să determinăm numărul de componente efective în anomalia cumulată, fără a avea nici o indicație asupra acestui număr, însă putem din date de foraj sau printr-o estimare a condițiilor geologice generale să apreciem, ca ordin de mărime măcar, adâncimea medie a surselor de anomalie, atunci spectrul de energie construit cu o lățime de bandă egală cu adâncimea medie a surselor ne va furniza numărul de surse căutat ;

2) dacă am stabilit în prealabil numărul de surse efective, de exemplu printr-o operație de filtrare numerică, atunci lățimea de bandă pentru care se obține un număr de domenii de energie egal cu acela al surselor ne furnizează valoarea adâncimii medii a surselor de anomalii care intră în cumul.

În fine, analiza cazului teoretic pe baza unor mărimi statistice, în ipoteza că anomalia poate fi considerată ca o funcție aleatoare staționară, a arătat că atât funcția de autocorelație cât și spectrul de putere conduc la stabilirea justă a numărului de surse care își cumulează efectele.

Așadar, cu unele limitări care au fost precizate mai sus, aplicarea procedeului propus într-un caz teoretic a arătat posibilitatea de rezolvare a problemei puse, folosind această cale.

Cu unele perspective de reușită în aplicarea procedeului propus, care au reieșit din tratarea cazului teoretic, s-a trecut apoi la studiul a patru anomalii, după cum urmează :

a) anomalia magnetică ΔZ de la Bătrînești—Gurbănești cu caracter local, la care cumulul are loc datorită unor surse infracristaline situate la niveluri eventual comparabile ;

b) anomalia gravimetrică de la Slătioarele—Pitești, cu caracter local, unitară sub aspectul sursei principale de anomalie (masivul de sare în contrast cu rocile terigene) dar la care cumulul se datorează unor surse



din însăși masa sării, legate de diferențierea calității sării ca urmare a conținutului diferit de impurități de natură terigenă;

c) anomalia gravimetrică regională din zona Craiova—Dăbuleni în platforma moeziică, la care cumulul poate avea loc datorită surselor de la diferite niveluri legate atât de formațiunile geologice prezente în cimitirul de platformă cît și de masele de roci de natură petrografică diferită care constituie fundamentul platformic;

d) anomalia gravimetrică regională de-a lungul unui profil general în țara noastră, la care cumulul provine de la toate nivelurile, legate de principalele unități structurale și de structuri locale prezente în marile unități.

În primele trei cazuri, analiza s-a efectuat pe baza filtrării numerice și a tratării anomaliei cumulate atât ca funcții complexe nearmonice cît și ca funcții complexe armonice.

În general concluziile studiului pe cazul teoretic au fost verificate și în aceste trei cazuri practice, obținindu-se final determinarea numărului respectiv de anomalii efective care intră în cumul. Justețea cifrelor care precizează numărul de anomalii la fiecare caz în parte a comportat o verificare suplimentară prin aceea că, determinându-se, pe baza problemei directe a potențialului în condiții concret geologice și cu valori cît mai judicios estimate ale contrastelor de proprietăți fizice, o soluție structurală, aceasta apare în toate cele trei cazuri ca logică și chiar probabilă, fiind în acord cu toate cunoștințele geologice la nivelul actual.

Aplicarea procedeului propus în aceste trei cazuri practice a scos în evidență însă și alte aspecte ale funcționării acestui procedeu și anume:

Dacă în cazul anomaliei magnetice de la Bătrînești—Gurbănești funcția de aproximare reușește să descrie bine anomalia de studiat, nu același lucru se poate spune despre cazurile anomaliei gravimetrice de la Slătioarele și, mai ales, din zona Craiova—Dăbuleni. Studiul efectuat în cazul anomaliei Slătioarele și Craiova—Dăbuleni asupra funcționării metodei celor mai mici pătrate a arătat că deficiențele în stabilirea coeficienților numerici ai acestei funcții nu provin de la metoda de stabilire a lor și în parte nici de la numărul ecuațiilor de condiție, bineînțeles dacă se atinge un minim necesar de astfel de ecuații, ci de la caracterul aproximativ al valorilor lungimilor de undă stabilite prin filtrarea numerică ca efect al ambiguității fundamentale a interpretării anomaliei. În aceste condiții, construirea funcției de aproximare nu apare ca necesară în analizele ce se efectuează prin procedeul propus, neaducind nici un element sigur de informare față de celalalte procedee care au fost folosite în aceste analize.



În cazul anomalilor de la Bătrînești—Gurbănești și Craiova—Dăbuleni, relația stabilită în cazul teoretic între lățimea optimă a benzii pentru construirea spectrului de energie și adâncimea medie a surselor de anomalii, a fost verificată. În cazul anomaliei de la Slătioarele nu s-a putut stabili nici o corelație între aceste două mărimi. Acest ultim rezultat considerăm că nu este totuși de natură să infirme existența unei astfel de corelații, deoarece sursa anomaliei de la Slătioarele reprezintă un caz cu totul particular, masivul de sare în acest caz aflându-se la suprafață. Este totuși demn de remarcat că în acest caz, lățimea optimă de bandă obținută a fost foarte mică ($0,2 - 0,3$ km).

În cadrul tratării anomalilor pe baza analizei Fourier, ca un al cincilea exemplu, a mai fost studiată anomalia gravimetrică din zona Capidava—Canara, folosind de data aceasta integrala Fourier. Acest exemplu scoate în evidență natura informațiilor și limitările acestora la tratarea problemei pe calea separării anomalilor în concepția universal adoptată în prezent.

În fine, un al cincilea exemplu practic luat în studiu este reprezentat de anomalia gravimetrică regională de-a lungul unui profil general care străbate țara noastră de la frontieră cu R.P. Ungaria pînă la Marea Neagră. De data aceasta tratarea problemei s-a făcut folosind mărimi ale matematicii statistice considerind că anomalia gravimetrică este reprezentabilă printr-o funcție aleatoare staționară. Ca și în cazul teoretic funcția de autocorelație și spectrul de putere au condus la rezultate, privind numărul de surse de anomalii efective, care sunt identice și evidente. Avînd în vedere acest rezultat și modul în care este pus în evidență în cele două mărimi statistice, apreciem că și în acest caz procedeul propus a funcționat bine. O verificare pe baza problemei directe pe un astfel de profil nu se poate face, deoarece cunoștințele asupra structurii geologice la o astfel de scară sunt încă limitate; privite însă prin prisma probabilității, rezultatele de ordin geologic ne apar ca logice.

În concluzie, avînd în vedere rezultatele verificării atît în cazul teoretic cît și în cele cinci cazuri practice, putem conchide că procedeul propus funcționează bine și conduce la rezultate corecte privind separarea anomalilor gravimetrice și magnetice, în special a numărului de surse de anomalii care participă la crearea unei anomalii cumulate.

Procedeul propus, așa cum s-a precizat de la început, reprezintă o analiză complexă. Este evident că rezultatele cele mai concludente se vor obține prin aplicarea lui integrală, respectiv folosind toate căile de analiză care au fost indicate. La prima vedere s-ar părea că aceste căi



de analiză sănt foarte laborioase și în realitate chiar sănt ; folosirea unui calculator electronic simplifică însă foarte mult calculele, în special cele mai complicate, aşa încit ceea ce mai rămîne de calculat cu o mașină de calcul manuală se poate face fără dificultăți într-un timp destul de scurt. Avind în vedere natura rezultatelor care se obțin și care permit interpretarea unor anomalii cumulate într-o concepție mai largă și mult mai apropiată de realitatea geologică decît se poate face pe căile adoptate în prezent, considerăm că efortul necesar aplicării procedeului propus merită a fi depus.



PARTEA A DOUA

PROCEDEE IMEDIATE DE INTERPRETARE DIRECTĂ A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE

STADIUL ACTUAL AL PROBLEMEI

Generalități

Problema interpretării cantitative a anomaliiilor cîmpurilor potențiale — al gravitației și magnetic —, a fost mult discutată în literatura de specialitate, datorită în primul rînd ambiguității fundamentale a interpretării acestui gen de anomalii.

Problema ambiguității fundamentale este cunoscută încă de la începuturile folosirii cîmpurilor potențiale ca surse de informație asupra structurii subsolului în metodele de prospecțiune geofizică. Printre cei care au accentuat importanța acestei probleme merită a fi citați Nettleton (1940) și Skeels (1942 a). Ocupîndu-se în mod special de anomaliiile gravimetrice, Nettleton și Skeels au arătat că deși nu există o soluție interpretativă unică pentru o astfel de anomalie, pot totuși să apară multe cazuri în care interpretarea cantitativă este în mod indiscutabil valoroasă. Practic, aceste cazuri se prezintă atunci cînd datele gravimetrice pot fi suplimentate prin informații de altă natură, în special geologice, sau cînd anomalia gravimetrică este de o astfel de formă încît domeniul soluțiilor posibile poate fi destul de strîns limitat. Ulterior, Skeels (1947), Haalck (1954), Romberg (1958), Roy (1962) etc. au adus precizări prețioase și au arătat prin exemple, diferite aspecte ale problemei ambiguității precum și posibilitățile de restrîngere a acesteia în unele cazuri particulare.

Luarea în considerare a ambiguității fundamentale este de o importanță deosebită atunci cînd se pune problema interpretării cantitative

a anomalilor gravimetrice și magnetice. Dacă lucrurile par clare în clipa de față și mai ales atunci cînd folosim metode directe de interpretare, trebuie să recunoaștem că într-un trecut nu prea îndepărtat situația era cu totul alta. În acest sens, un exemplu ni se pare edificator și anume : E v j e n (1936), P i r s o n (1945) și mai tîrziu P e t e r s (1949), au vehiculat ideea că folosirea gradienților verticali și mai ales a continuării analitice a cîmpurilor potențiale în semispațiul inferior, ar constitui un instrument sigur de determinare a adîncimii sursei anomaliei care se interpretează. Aceasta s-ar realiza, după părerea autorilor citați mai sus, datorită faptului că pentru adîncimi mai mari ca adîncimea sursei anomalilor, seriile care exprimă cîmpul potențial respectiv ar deveni divergente.

Această afirmație este însă în mod evident eronată. Că seriile respective vor deveni divergente pentru o valoare oarecare a adîncimii, este un lucru de necontestat, însă nu există nici o rațiune ca această adîncime să fie identică cu aceea a sursei, deoarece principiul ambiguității fundamentale ne arată că există o infinitate de soluții structurale pentru orice anomaliă dată. Cum numai una din aceste soluții posibile este soluția geologică reală și cum nu există nici o legătură directă între aceasta și seria care exprimă anomaliă, deoarece aceeași exprimare matematică este valabilă pentru infinitatea soluțiilor structurale, apare clar că afirmația pe care o discutăm nu are o bază științifică. S k e e l s (1947) a sesizat acest aspect și consideră posibil ca divergența seriei care descrie cîmpul potențial să aibă loc la o adîncime limită, respectiv la adîncimea la care s-ar găsi structura cea mai adîncă posibil care ar satisface anomaliă dată. Ori această adîncime poate fi, și de obicei chiar este, mult mai mare decit adîncimea reală a structurii geologice cartate.

O contribuție importantă la analiza problemei ambiguității fundamentale a adus-o R o m b e r g (1958), prin introducerea noțiunilor de parametri-cheie ai structurii geologice pe de o parte și ai anomalilor gravimetrice pe de altă parte. Folosirea acestor parametri asigură, pe baze corecte, posibilitatea restrîngerii ambiguității în multe cazuri pe care le oferă practica.

Interpretarea cantitativă a anomalilor gravimetrice și magnetice ocupă un loc important în procesul de interpretare geologică a acestora, deoarece pe această cale se obține un suport mai sigur la transpunerea în termeni geologici a cauzelor care produc aceste anomalii. Au fost emise păreri controversate în legătură cu modul în care este indicat să se procedeze în cazul interpretării cantitative. De exemplu, W e a v e r (1942),



Van Weelden (1953), Matchinski (1954), Baranov (1960), aduc contribuții importante în legătură cu această problemă. În particular, considerăm că este de reținut modul cum pune problema Van Weelden. Constatând, de altfel nu pentru prima dată, că există în principal două școli de gîndire, autorul le definește în modul următor: o școală urmărește să derive o distribuție de masă care ar explica anomaliiile măsurate cu ajutorul unor metode matematice precise, eliminînd orice ecuație personală sau subiectivism; cealaltă școală pune accentul pe faptul bine stabilit că există un număr infinit de soluții posibile, egal acceptabile din punct de vedere pur matematic și că alte considerații, în special geologice, sunt necesare pentru a face o alegere între aceste soluții.

Analizînd cele două puncte de vedere, Van Weelden ajunge la concluzia că prospecțiunea rămîne încă o artă și, cu toate că sunt necesare cunoștințe aprofundate atît de matematici cît și de fizică, natura rămîne totuși foarte variată făcînd iluzorie orice încercare de a pătrunde secretele ei pe niște direcții strict logice.

În momentul de față și mai ales la noi în țară, cercurile de specialiști sunt cu totul de acord asupra punctului de vedere exprimat mai sus. De altfel, atîta vreme cît metodele geofizice sunt folosite ca instrument de prospecțiune, se parcurge un ciclu care, în mod simplu, se poate exprima prin

geologie — geofizică — geologie

în sensul că se pleacă de la un nivel de cunoștințe geologice într-o anumită regiune pentru ca, prin informații geofizice, acest nivel să fie ulterior îmbunătățit.

Am considerat necesar să trecem în revistă unele probleme de bază ale interpretării cantitative a anomalilor gravimetricice și magnetice, din cauză că și în interpretarea cantitativă se pot distinge acum două tendințe diferite și anume: una care pune accentul pe metodele imediate de interpretare directă, folosind soluții relativ simple și foarte rapide și o a doua, concretizată prin metode mai lăboroase bazate însă pe relații matematice mai complicate și în bună parte care tind să exprime în mai bune condiții situația reală din natură. Deși logic ar trebui să se prefere metodele din a doua categorie, a căror aplicare este acum mult simplificată de folosirea mașinilor electronice de calcul, se constată totuși că în practică și metodele imediate de interpretare nu sunt cîtuși de puțin neglijate ci, se pare chiar din contra că au o aplicare foarte largă mai ales la interpretarea anomalilor aeromagnetice.



Aceste observații fac ca interesul nostru pentru metodele de interpretare imediată a anomalilor gravimetrice și magnetice să fie justificat, cu atât mai mult cu cât în practică se pune adesea problema de a da soluții de interpretare în termene scurte, pentru a se putea formula programe de explorare în timp util.

Metodele imediate de interpretare, deși destul de diferite așa cum va apărea mai departe, au toate o trăsătură comună prin aceea că folosesc comparația anomalilor măsurate cu anomalile produse de modele geometrice de corpuri perturbatoare, furnizînd direct date cu privire la caracteristicile geometrice ale acestora (formă, dimensiuni, adîncime) și la contrastul de proprietăți fizice pe care acestea le realizează față de rocile înconjurătoare. Simplitatea în aplicare și rapiditatea cu care se obțin parametri interesanți și în special valorile de adîncime au dat un impuls interpretării cantitative a hărților de anomalii gravimetrice și magnetice, precum și o bază științifică interpretării geologice a acestor hărți. Acest lucru pare cel mai evident în cazul hărților aeromagnetice obținute în regiuni cu terenuri sedimentare la suprafață, în legătură cu care a devenit curentă, chiar obligatorie, construirea de hărți cu izobate ale fundamentului cristalin, considerat magnetizat slab prin inducție în cîmpul geomagnetic și al cărui relief se reflectă în principal prin masele de roci eruptive pe care le înglobează și care îi definesc la suprafață lui superioară relieful.

Procedee imediate de interpretare directă pe profile

Procedee cu caracter sintetic. Procedeele cu caracter sintetic se bazează pe asimilarea obiectelor geologice din natură, care reprezintă sursele de anomalii gravimetrice și magnetice, cu corpuri geometrice omogene și de o formă mai mult sau mai puțin simplă și compararea anomaliei măsurate — pe una din căile pe care le vom indica mai departe —, cu anomalia teoretică pentru corpul geometric ales ca fiind cel mai apropiat de situația reală din natură. Caracteristic acestei grupe de metode este faptul că soluția structurală determinată ca rezultat al interpretării cantitative se obține prin folosirea întregii curbe care reprezintă anomalia gravimetrică sau magnetică.

Procedeele de interpretare imediată pun în primul rînd problema determinării efectelor — în cîmpul gravitației sau cel magnetic — ale unor corpuri geometrice omogene. Metode și formule de calcul în acest scop se găsesc în toate manualele de specialitate, de exemplu Nettleton (1940), Heiland (1946), Sorkin (1953), Constantinescu et al. (1964), Botezatu (1964 c) etc., sau într-o serie de articole



apărute în revistele de specialitate, dintre care cităm în cele ce urmează cîteva ca mai importante :

P e n t z (1940) prezintă formule și grafice pentru calculul componentelor orizontală și verticală ale cîmpului magnetic, aplicabile și în cazul cîmpului gravitației, produse de structuri bidimensionale de tip dyke și strat orizontal infinit extins. L e v i n e (1941) s-a ocupat de problema efectului gravitațional produs de corpuri de extindere finită, avînd forme geometrice simple ; procedeul elaborat de autor constă în construirea, într-un plan, a curbelor care reprezintă marginile corpului, efectul gravitațional fiind direct proporțional cu aria închisă de astfel de curbe. N e t t l e t o n (1942) a prezentat formule simple și curbe normate (zecimale) pentru calculul cîmpului gravitațional și al componentei verticale a cîmpului magnetic produse de corpuri geometrice de tip sferă, cilindru orizontal, cilindru vertical semiinfinit, treaptă verticală, strat vertical bidimensional și placă orizontală bidimensională. C o o k (1950) a elaborat formule simplificate pentru calculul componentei verticale a cîmpului magnetic produs de corpuri de tip dyke, finit și infinit pe direcția verticală și avînd o poziție verticală sau înclinată. P r i c e (1959) a construit nomograme pentru calculul rapid al componentelor orizontală și verticală ale cîmpului magnetic, produs de corpuri geologice asimilabile cu dipoli. H u g h s o n (1964) a elaborat o metodă de calcul a intensității totale a anomaliei magnetice produse de corpuri cu grosime finită sau infinită, folosind calculul electronic. B h a t t a - c h a r y y a (1964) a prezentat o metodă de calcul, de asemenea folosind calculatorul electronic, pentru intensitatea totală a cîmpului magnetic, precum și pentru prima și a doua derivată verticală a acestuia, produs de corpuri de forma unor prisme cu secțiune dreptunghulară, pereți verticali și direcție oarecare a vectorului de magnetizare. R e f o r d (1964 a) a elaborat formule și a construit curbe indicind anomalialele intensității totale a cîmpului magnetic produse de către strate subțiri uniform magnetizate prin inducție în cîmpul geomagnetic etc.

Procedeele cu caracter sintetic se împart în două grupe principale și anume :

O primă grupă o constituie procedeele care folosesc „curbe standard”. Termenul de curbe standard a fost introdus de către S. P a r k e r G a y J r. în 1963, în legătură cu o formă de reprezentare generală a anomaliei mărimilor cîmpului magnetic produse de corpuri cu forme geometrice simple, magnetizate uniform. Astfel de curbe sunt însă cunoscute mai de mult în literatura de specialitate sub numele de curbe zecimale, normate



sau magistrale și definesc reprezentarea grafică a funcției care descrie anomalia pentru o anumită distribuție de masă, într-un sistem de coordinate care are în ordonată raportul dintre valoarea anomaliei și valoarea maximă a acesteia, iar în abscisă raportul dintre valoarea abscisei și adâncimea corpului care produce anomalia. Curbe zecimale au fost publicate de exemplu de către Nettleton (1940, 1942), Heiland (1946) etc. Deși semnificația termenilor de curbe zecimale sau standard este aceeași, așa cum s-a arătat mai sus, există totuși între ele o diferență de nuanță care provine din modul în care sunt folosite în procesul de interpretare cantitativă a anomaliei gravimetrice și magnetice, curbele zecimale fiind folosite în problema directă a potențialului, iar cele standard în problema inversă.

Gay (1963) a efectuat cercetări în direcția găsirii unei metode pentru interpretarea anomaliei magnetice care să aibă un caracter de generalitate, acoperind toate cazurile posibile și, în același timp, să fie destul de precisă și de simplă în aplicare. Luând în considerare corpurile anomale tabulare, infinit extinse în lungime și adâncime, pentru care autorul folosește denumirea de dyke și făcând ipoteza că magnetizarea corpului este total ciștigată prin inducție, se obțin relații pentru intensitatea cimpului total, ca și pentru componentele orizontală și verticală, cu structură asemănătoare sub forma produsului dintre un coeficient care depinde de elementele geometrice ale corpului și un parametru funcție de poziția punctului de calcul față de corpul considerat. Pe baza acestor relații autorul a construit familii de curbe pentru cele trei mărimi magnetice care folosesc direct la interpretare, prin suprapunerea curbei măsurate adusă la aceleași scări cu graficele construite.

Ulterior, Gay (1965) a constatat că metoda de analiză folosită pentru cazul corpurielor de tip dyke s-a dovedit valabilă și pentru corpuri de tipul cilindrului orizontal infinit; mai mult decât atât, problema cilindrului este mai simplă de tratat decât aceea a corpuriilor tabulare, deoarece în acest caz nu intervine unghiul de înclinare. Autorul a încercat să elaboreze o metodă asemănătoare și pentru corpuri perturbatoare de tipul sferei. Anomalile magnetice produse de sfere nu s-au dovedit însă a fi reprezentabile printr-o singură familie de curbe, aceasta fiind după părerea autorului o caracteristică rezervată numai corpuri bidimensionale.

Bruckshaw și Kunaratnam (1963) tratînd pe altă cale problema interpretării cantitative a anomaliei magnetice produse de dyke-uri, nu au recunoscut valabilitatea unor rezultate stabilite de



Parker Gay, printre care îndeosebi caracterul de generalitate al familiei de curbe pe care o definește formula determinată : G a y (1964), într-o discuție pe marginea lucrării acestora, completează argumentarea sa inițială, scoțind în evidență — o dată în plus — avantajele pe care le prezintă această metodă de interpretare cantitativă.

O a doua grupă de procedee sintetice o constituie cele bazate pe „curbe logaritmice”.

Primul, la cunoștința noastră, care a construit curbe logaritmice este N e p o m n i a š c i k (1952) și s-a ocupat de anomaliiile derivatelor de ordinul II ale potențialului gravitației care sunt măsurabile cu balanță de torsiune. Curbele logaritmice se obțin plecînd de la expresiile generale ale mărimilor fizice, în care s-a făcut normarea tuturor elementelor de lungime (dimensiuni, abscisă) prin adîncimea corpului și care apoi se logaritmează. Procedînd în acest mod, forma curbelor va fi în principal determinată de forma corpului perturbator și de poziția lui. Pentru interpretare, se construiește curba măsurată la aceeași scară logaritmică ca și curbele teoretice, se compară cu acestea și se găsește curba teoretică pentru care se obține cea mai bună coincidență ; elementele dimensionale ale corpului căutat se obțin apoi din elementele curbei teoretice respective. Autorul a construit astfel de abace pentru corpuși bidimensionale delimitate prin suprafețe plane.

C h a s t e n e t d e G e r y și N a u d y (1957) au construit abace cu curbe logaritmice după același principiu pentru anomaliiile gradientului vertical al gravitației, precum și pentru anomaliiile componentei verticale și ale intensității totale a cîmpului magnetic ; identitatea unor formule face ca, în parte, acestea să fie aplicabile și cîmpului gravitației, evident pentru alte tipuri de distribuții de masă.

Interesul pentru anomaliiile gradientului vertical al gravitației provine pe de o parte din faptul că acestea sunt considerate de către unii specialiști ca fiind mai bine adaptate unor interpretări cantitative, însă, în primul rînd, datorită faptului că atunci cînd cîmpul geomagnetic (inductor) este vertical, deci practic în vecinătatea polului, anomaliiile cîmpului geomagnetic devin analoge cu aceleale gradientului vertical al gravitației. Acest lucru a fost arătat de B a r a n o v (1957) ; B a r a n o v și N a u d y (1964) au prezentat instrumentul practic de lucru, astfel încît cacularea unei hărți magnetice reduse la pol dintr-o hartă magnetică construită la o latitudine oarecare nu mai este astăzi o problemă.

C h a s t e n e t d e G e r y și N a u d y au construit abace logaritmice care folosesc interpretării anomaliiilor gradientului vertical



al gravitației și anomaliilor magnetice reduse la pol, pentru corpuși anomale de tip cilindru vertical infinit extins în jos, prismă verticală cu baza pătrată și dreptunghiulară infinit extinsă în jos, cilindru vertical finit și treaptă verticală.

Naudy (1961) aduce unele precizări importante cu privire la modul de folosire practică a acestor abace. Tot Naudy (1962) prezintă abace bilogaritmice pentru interpretarea anomaliilor cîmpului gravitației produse de corpuși de tipul unui paralelipiped cu secțiune pătrată și a unor structuri „anticlinale”, bidimensionale, cu secțiunea mărginită de un arc de cerc și de coarda acestuia. Completări și precizări interesante cu privire la folosirea acestei metode sunt cuprinse în lucrările lui Chereau și Naudy (1965) și a lui Naudy (1967).

Stepanov și Subhankulov (1965) au construit abace semilogaritmice pentru interpretarea cantitativă a anomaliilor derivatei a două verticale a cîmpului geomagnetic, pentru strate bidimensionale infinit extinse în jos, verticale sau inclinate. Folosirea acestora nu diferă în principiu de a abacelor bilogaritmice.

Autorii citați mai sus prezintă date comparative ale determinării valorilor de adîncime prin acest procedeu în comparație cu alte procedee (Andreev, Provodnikov, Piatnitski, Timofeev, Kolubakin) la un număr de 12 anomalii magnetice. Luând ca bază determinările proprii, celelalte metode, conduc la diferențe care se înscriu în domeniul de la $-25,2\%$ la $+11,5\%$. O astfel de comparație nu asigură însă un criteriu de apreciere a preciziei acestui procedeu.

O indicație mai interesantă asupra preciziei procedeelor de interpretare cantitativă din această categorie o dă Giret (1958). Autorul arată că asociind metodele de interpretare bazate pe puncte caracteristice (care vor fi prezentate mai departe) cu procedeul abacelor bilogaritmice aplicat pe hărți aeromagnetice reduse la pol, s-a obținut o precizie în determinarea valorilor individuale de adîncime a fundamentalului de $\pm 25\%$ și că valorile medii ale acestora, după o bună corelație cu datele geologice, ating adesea o precizie de $\pm 10\%$.

Procedee bazate pe mărimi caracteristice ale curbelor. Procedeele bazate pe diferite mărimi caracteristice legate de morfologia anomaliilor gravimetrice și magnetice sunt poate dintre primele procedee de interpretare cantitativă, însă în ultimii 10 ani s-au înmulțit și s-au diversificat astfel încît în momentul de față numărul lor este foarte mare. O discuție cu privire la acestea și în legătură cu aplicarea lor la interpretarea



anomaliilor aeromagnetice este prezentată de Reford și Sumner (1964 b). În cele ce urmează vom încerca o clasificare a acestor metode, deși un criteriu unic este foarte greu de stabilit.

O primă categorie o constituie procedeele care folosesc „construcții geometrice”. Jung (1953) a prezentat metode geometrice simple de estimare a distribuțiilor de masă care provoacă anomaliiile gravimetrice și magnetice, ocupîndu-se de cazul corpurilor de tipul unei plăci subțiri infinit extinsă orizontal. Adîncimea și lățimea plăcii sunt determinate în raport cu poziția apexului anomaliei și în funcție de abscisele punctelor de pe curbă la valorile $1/2$ și $1/4$ din valoarea maximă. De asemenea, Werner (1953) s-a ocupat de corpurile de tip dyke, rezolvînd pe aceeași cale problema și folosind simultan anomaliiile componentelor orizontală și verticală ale cîmpului magnetic.

A doua categorie o constituie procedeele care folosesc „valori de lățime a anomaliei la nivelul unor anumite puncte de pe curba acesteia”. Sells (1939) a prezentat o metodă simplă de determinare a adîncimii centrului și a razei, în cazurile în care anomaliiile gravimetrice pot fi presupuse ca fiind produse de distribuții de masă de tip sferă sau cilindru orizontal infinit, pe baza semilățimilor curbei zecimale la opt nivele. Într-o lucrare ulterioară, Sells (1942b) studiază pe baze comparabile anomaliiile gravimetrice produse de alte tipuri de distribuții de masă și anume: masă liniară orizontală infinită, plan orizontal infinit de lățime finită, plan vertical semiinfinite de lățime finită și prisme orizontale infinite cu secțiune triunghiulară. De data aceasta, autorul caută să determine o relație pentru adîncimea distribuției de masă care să aibă un caracter de generalitate, folosind semilățimea anomaliei pe curba zecimală a ei, la valoarea jumătate din maxim. Peters (1949) a arătat că din anomaliiile componente magnetice verticale este posibil să se obțină adîncimea sursei multiplicând cu diferenții coeficienți numerici, corespunzători unor anumite tipuri de distribuții de masă magnetică, semilățimea anomaliei la nivelul valorii jumătate din maxim. Smellie (1956) s-a ocupat de elaborarea unor procedee simple și rapide de interpretare a anomaliiilor intensității totale a cîmpului geomagnetic produse de surse de tipul pol punctual, linie de poli, dipol punctual și linie de dipoli. Pentru toate aceste cazuri sunt calculați factorii cu care trebuie măritate semilățimile anomaliei la nivelul valorii jumătate din maxim pentru a se obține o estimare a adîncimii sursei anomaliei respective. Bruekshaw și Kunaratnam (1963), bazați pe legi scalare simple au dezvoltat o metodă de interpretare a anomaliiilor magnetice produse



de corpuri stratiforme, pe care autorii le numesc dyke, uniform magnetizate. Metoda este valabilă atât pentru componentele orizontală și verticală cît și pentru intensitatea totală a cîmpului geomagnetic și se bazează pe combinații între valorile semilătimilor anomaliei la cîteva niveluri date. Powell (1965) s-a ocupat de asemenea de problema interpretării rapide a anomalilor intensității magnetice totale produse de corpuri de tip dyke, aducînd unele completări și precizări metodelor expuse mai sus.

A treia categorie de procedee o constituie cele care folosesc „distanțe orizontale între punctele caracteristice ale curbei anomaliei”. Procedeele din această grupă utilizează în excludere numai distanțe între punctele caracteristice ale anomalilor gravimetrice, adică între punctele de maxim, de minim și de inflexiune. Hall (1959) a studiat anomalile magnetice în sensul elaborării unui procedeu simplu de determinare pe baza acestora a direcției vectorului de magnetizare și a parametrilor geometrici ai corpurilor perturbatoare de tipul unei linii infinite orizontale de dipoli și a unui strat subțire înclinat. În acest scop sunt folosite distanțe între puncte caracteristice și valorile corespunzătoare ale intensității anomaliei. Moore (1965) a tratat problema interpretării anomalilor intensității magnetice totale produse de corpuri de forma unor prisme inclinate, magnetizate uniform, folosind de asemenea combinații între astfel de distanțe.

Tot din această categorie fac parte și alte procedee cunoscute sub numele de metoda intersecției tangentelor la punctele de inflexiune, în două variante. Metoda I.T.I. a fost prezentată de Naudy (1961) și de Giret și Naudy (1963) și se referă la interpretarea rapidă a anomalilor aeromagnetice produse de corpuri cu pereți verticali de tipul unor prisme și a unor falii. Ea se bazează pe aprecierea poziției asymptotei anomaliei și a celor trei tangente la punctele de inflexiune, care definesc trei distanțe orizontale; determinarea adincimii reiese din compararea acestor indicatori stabiliți pe anomalia cartată, cu indicatorii respectivi corespunzători anomalilor teoretice. Metoda I.T.I. — și este de același tip, cu deosebirea că în loc de adâncimea corpului, ca în cazul precedent, conduce la estimarea intensității vectorului de magnetizare. În acest caz sunt folosite abace logarithmice construite pe același principiu și indicii, care de data aceasta nu mai sunt distanțe orizontale ci verticale cu semnificație de intensități a anomaliei și anume: distanța între maxim și minim, precum și distanțele între intersecțiile tangentelor de inflexiune și curba anomaliei.



A patra categorie de procedee este reprezentată de cea care folosește „semipantele curbei anomaliei”. Prima relatare asupra unui procedeu de interpretare imediată folosind semipantele curbei anomaliei apare în lucrarea lui Peters (1949). Autorul arată că dacă se trasează tangentă la punctul de inflexiune al anomaliei magnetice și apoi două tangente la curbă, cu pantă egală cu jumătate din panta tangentei de inflexiune, atunci distanța dintre punctele de tangență ale acestora, multiplicată cu un coeficient numeric stabilit, furnizează adâncimea sursei anomaliei. Naudy (1961), și apoi Giret și Naudy (1963) au tratat problema folosirii semipantelor într-o formă mai evoluată. Autorii au studiat anomaliiile aeromagnetice produse de compartimente verticale bidimensionale cu extindere infinită în jos. Procedeul constă din determinarea adâncimii sursei tot pe baza comparării unor indici măsurăți pe curba anomaliei cu indici corespunzători stabiliți pe curbe teoretice.

În fine, a cincea categorie de procedee o constituie cele bazate pe „aria închisă de curba anomaliei”. Din această categorie cunoaștem un singur procedeu și anume acela elaborat de Naudy (1961) pentru anomalii aeromagnetice. Acesta constă în evaluarea ariei închisă de asimptota anomaliei și de tangentele la punctele de inflexiune ale curbei acesteia, care este proporțională cu intensitatea de magnetizare a sursei, furnizând astfel o informație importantă asupra contrastului de proprietăți fizice pe care îl realizează față de mediul înconjurător corpul geologic și, prin aceasta, asupra naturii rocilor din care este constituit.

Problema preciziei interpretării pe baza metodelor bazate pe mărimi caracteristice ale curbelor a făcut obiectul unor ample și multiple discuții, îndeosebi în legătură cu interpretarea anomaliiilor aeromagnetice. Contribuții interesante în legătură cu aceasta au adus Zietz și Henderson (1955), Giret (1958), Jacobson (1961), Bean (1961) Fillippone (1961), Patterson (1961), Zietz (1961), Rasmussen (1962), Giret (1963), Chereau (1963), Steenland (1963), Watkins (1964), Giret (1965) etc. Din toate articolele publicate de către acești autori reiese că eroarea interpretării, folosind metode imediate bazate pe mărimi caracteristice ale curbei anomaliei gravimetrice sau magnetice, poate depăși 20% sau chiar 30% pentru valori individuale ale adâncimilor estimate, dar că în general și mai ales atunci când se determină medii ale acestor valori stabilite prin mai multe procedee, precizia este deobicei mai bună de 10%. Este totuși de precizat că în ceea ce privește anomaliiile aeromagnetice, adâncimile estimate trebuie raportate la nivelul plafonului de zbor și dacă sursele de anomalii



sint adinci si plafonul de zbor este mare, atunci chiar o eroare de 10% in estimare poate reprezenta o eroare absoluta a adincimii de valoare destul de mare.

Procedee de estimare a adincimii maxime a sursei care satisface o anomalie data. In momentul de fata este un lucru clar ca, datorita ambiguitatii fundamentale a interpretarii datelor gravimetrice si magnetice, nici o anomalie de acest tip nu poate fi interpretata in mod univoc in termeni de adincime. Chiar daca contrastul de proprietati fizice este cunoscut, vom obtine o familie de configurații structurale care sa satisfaca o anomalie data.

Configurația structurală de la adincimea cea mai mică va fi evident situată la adincimea zero, adică la suprafața solului. Si aceasta este o structură care poate prezenta interes în procesul de interpretare geologică a anomaliei; în acest sens este deosebit de interesantă lucrarea lui La Porte (1963). Este însă interesant de determinat și configurația structurală de la cea mai mare adincime posibilă, astfel încât nici o altă sursă situată mai adinc ca aceasta să nu mai satisfacă anomalia data. Modul acesta de a privi lucrurile, arată Skeels (1963), este foarte util în procesul interpretării geologice. Aceasta deoarece pe o cale destul de simplă, se pot distinge anomaliiile care trebuie asociate cu o structură din interiorul cuverturii față de acelea a căror sursă s-ar găsi în interiorul fundamentalului. Așadar, este util de a avea metode rapide de estimare a adincimii maxime a sursei unei anomalii date, pentru un contrast de proprietăți fizice dinainte stabilit.

Bott și Smith (1958), și apoi Smith (1959, 1960, 1961) au dat soluții în acest sens pe baza unor teoreme și corolare pe care le-au demonstrat, legind adincimea maximă a părții superioare a corpului care produce anomalie de combinații ale valorilor cimpului și a anumitor parametri intermediari sau combinații ale acestora cu valori ale derivaților cimpului, de preferință după direcția verticală.

De un interes particular în această problemă este lucrarea lui Skeels (1963). Autorul pleacă de la observația că atunci când incercăm să calculăm configurații la diferite adincimi care să satisfacă o anomalie gravimetrică dată, găsim în mod invariabil că cu cit adincimea configurației este mai mare, cu atât pantele acesteia trebuie luate mai mari. Acest fapt sugerează că configurația cea mai adincă posibil care să satisfacă o anomalie dată trebuie să fie un corp cu pereți verticali. Această observație a condus la ipoteza de bază a autorului pentru elaborarea me-



dei și care este următoarea : „adincimea maximă pentru o anomalie dată este aproximată bine prin adincimea la fața superioară a corpului cu pereți verticali a cărui anomalie dă cea mai bună potrivire cu anomalia măsurată atunci cind contrastul de densitate folosit are valoarea maximă permisă de considerații geologice”. Pentru ca procesul să fie simplu, coincidența anomaliei calculate cu cea măsurată se consideră numai în trei puncte ; acest lucru este justificat de faptul că dacă alegem drept corp perturbant o prismă cu pereți verticali, aceasta va putea fi determinată în mod univoc prin trei relații, deoarece prisma are doar trei parametri ce urmează a fi determinați și anume, adincimile la fețele superioară și inferioară, precum și lățimea acesteia.

Procedee imediate de interpretare directă în suprafață

Procedeele de interpretare imediată în suprafață ar putea părea la prima vedere ca fiind de preferat celor pe profile, fiindcă ar fi de așteptat ca rezultatul să fie mai cuprinzător, adică să reflecte mai bine condițiile geologice reale care reprezintă sursele de anomalii, în toată complexitatea lor. În realitate însă nu este așa, deoarece, pentru interpretarea imediată în suprafață numărul și diversitatea modelelor geometrice de coruri perturbatoare asimilabile cu surse de anomalii, este mult restrins. Aceasta provine pe de o parte din faptul că volumul de calcule pentru reproducerea unei anomalii în suprafață este cu mult mai mare decât în cazul reproducerii ei de-a lungul unui profil, de preferință ales central față de corpul perturbator, iar pe de altă parte apar o serie de dificultăți teoretice și o restrângere a ipotezelor simplificatoare. În plus, rezultatele pe care le oferă orice procedeu de interpretare fiind afectate de o eroare destul de mare, în primul rînd datorită ambiguității fundamentale, trebuie considerate numai ca ordin de mărime și, în unele cazuri chiar având doar un caracter calitativ, ceea ce nu ar justifica un volum de muncă și cheltuieli suplimentare, dat fiind că procedeele imediate aplicate pe profile conduc la rezultate numerice întrutotul comparabile.

La cunoștința noastră, procedeele de interpretare imediată în suprafață sint cele pe care le prezentăm mai jos, încercind totodată și o clasificare a lor după un criteriu cit mai corepunzător.

Procedee bazate pe indici de suprafață. V a c q u i e r et al. (1951) au publicat o amplă lucrare privind interpretarea anomalilor aeromagnetic, și o metodă simplă de estimare a parametrilor geometrici și a



contrastului de proprietăți fizice a surselor unor astfel de anomalii. Ca oricare din metodele de interpretare imediată, și aceasta se bazează în esență pe compararea anomalilor magnetice măsurate cu anomalii teoretice calculate pentru modele geometrice. Autorii au calculat 83 anomalii teoretice ale intensității totale a cimpului geomagnetic și a derivatei a două verticale a acestuia, alegind ca tip de corp perturbator prisma verticală semiinfinit extinsă în jos, magnetizată uniform prin inducție și folosind diferite combinații ale parametrilor geometrici ai acestor prisme. Pentru determinarea adâncimii la fața superioară a prismei, se iau în considerare o serie de indici (de intensitate și de curbură) stabiliți pe anomaliiile teoretice, care sunt apoi comparați cu indicii corespunzători stabiliți la anomaliiile măsurate. Acești indici reprezintă de fapt lungimi măsurate pe hărțile de anomalie și de derivată a două, lungimi corespunzătoare zonelor cu cei mai intenși gradienți orizontali. Exprimarea lor pe hărțile teoretice se face în termeni de adâncime, deoarece la construirea acestora latura rețelei, indicată pe hărți, a fost luată egală cu adâncimea.

Un alt procedeu din această categorie a fost propus de G r a n t și M a r t i n (1966). Autorii observă că la folosirea modelelor de formă prismatică sunt necesari cel puțin doi indici pentru a determina complet corpul care reprezintă sursa unei anomalii, folosind pentru definirea corpului raporturile dintre adâncime, respectiv latimea secțiunii prin lungimea acestuia. Un indice caracteristic pentru raportul latime/lungime îl poate constitui „elipticitatea” anomaliei, paralelă și transversală cu axa acesteia, adică raportul dintre cele două dimensiuni ale anomaliei, măsurate la o valoare a intensității egală cu jumătate din valoarea considerată între maximul și minimul acesteia. Un indice caracteristic pentru raportul adâncime/lungime, la latitudini geomagnetice de peste 60° este considerată combinația gradientului orizontal maxim pe direcția transversală la axa anomaliei, înmulțit cu latimea anomaliei la jumătate din valoarea maximului și împărțit prin amplitudinea anomaliei. Cu ajutorul acestor indici și folosind graficele prezentate de autori, se pot obține valorile parametrilor geometrici căutați ai prismei.

Procedee bazate pe volumul anomaliei. Noțiunea de „volum” al anomaliei are un caracter pur convențional și a fost introdusă de N a u d y (1961) care a elaborat și un procedeu de interpretare imediată pe baza acestuia.

S-a arătat mai înainte, în legătură cu procedeele de interpretare imediată pe profile, că aria unei anomalii este considerată ca fiind defi-



nită de tangentele la punctele de inflexiune și de asymptota la curba anomaliei. Plecind de la aceasta, $N = ady$ definește volumul unei anomalii ca fiind produsul ariilor pe două profile perpendiculare, care este proporțional cu intensitatea de magnetizare a sursei în cazul anomalilor magnetice, furnizând astfel o informație importantă asupra naturii petrografice a corpului geologic care constituie sursa.

Discuție

Procedeele de interpretare cantitativă imediată, aplicate fie pe profile, fie în suprafață, reprezintă instrumente deosebit de valoroase în stabilirea unei imagini asupra formei, mărimei, adâncimii și distribuției proprietăților fizice ale surselor de anomalii — gravimetrice sau magnetice — create de elementele caracteristice ale structurii subsolului. Prin aceasta, ele asigură posibilități mult sporite de a realiza interpretarea geologică a unei hărți gravimetrice sau magnetice în bune condiții, față de posibilitățile pe care le oferă o simplă interpretare calitativă.

Astfel de procedee au fost schițate și au apărut de multă vreme, am putea spune chiar de la începuturile folosirii metodelor de prospecție geofizică în forma lor modernă, însă s-au înmulțit și s-au dezvoltat abia în ultimile două decenii. Interesul pentru unele procedee de acest tip a fost legat de dezvoltarea rapidă a prospecției aeromagnetice îndreptată în scopul descoperirii de noi terenuri petrolifere. Într-adevăr în acest caz suntem într-o situație deosebit de favorabilă pentru efectuarea unei interpretări cantitative, deoarece sunt permise ipoteze simple și anume: un fundament slab magnetizat, conținând corpuși infracristalini, eruptive, magnetizate puternic și acoperit de o cuvertură de roci sedimentare lipsite de proprietăți magnetice. Considerind că masele cristaline au partea lor superioară la suprafața fundamentalui, determinarea adâncimii acestora permite stabilirea configurației fundației și a variațiilor de grosime a cuverturii sedimentare.

Deși imaginea structurală a fundamentului, obținută din date aeromagnetice, nu asigură o precizie a adâncimilor superioare lui 10%, ea rămîne totuși deosebit de interesantă în absența unor alte date geofizice sau de foraj, permitînd orientarea unor lucrări ulterioare de cercetare. *Rexford și Sumner (1964b)* au prezentat o interesantă trecere în revistă a acestor metode, precum și a posibilităților pe care le oferă.

Analiza anomalilor aeromagnetică prin metode imediate nu se rezumă însă numai la forma și dimensiunile corpurilor perturbatoare, ci permite și stabilirea ordinului de mărime al proprietăților fizice ale



acestora sau, cu alte cuvinte, a aprecierii naturii rocilor din care sănt constituuite. Această posibilitate a deschis calea aplicării unor astfel de metode și pentru studiul anomalilor magnetice obținute la sol, în sensul stabilirii formelor de zăcămînt, dar mai ales a naturii mineralizațiilor care provoacă anomalile magnetice ale componentelor verticală sau orizontală a cîmpului.

În fine, dezvoltarea acestor metode a actionat și în vederea reconsiderării procedeelor imediate aplicate anomalilor gravimetriche, precum și a adaptării unor procedee preluate din aeromagnetometrie la studiul unor astfel de anomalii. Rezultatele obținute au fost de asemenea interesante și justifică aplicarea lor.

Aplicarea complexă a acestor procedee va da un suport cu mult mai sigur interpretării geologice în regiunile în care deținem atît date magnetice cît și gravimetriche.

Este dificil de făcut o apreciere preferențială asupra procedeelor din una sau alta din categorii; însuși faptul că numărul procedeelor este mare, arată că ele au domenii de aplicare mai mult sau mai puțin restrinse. De aceea, considerăm că este util studiul tuturor procedeelor pentru a putea alege în aplicare pe acela sau acelea care sănt cele mai indicate în anumite cazuri practice.

PROCEDEUL PROPUȘ

Punerea problemei

Din cele precizate anterior reiese pe de o parte existența în momentul de față a unui număr mare de soluții, mai mult sau mai puțin simple, pentru interpretarea imediată a anomalilor gravimetriche și magnetice; pe de altă parte, aceste soluții se încadrează în două clase principale, unele avînd un caracter sintetic prin folosirea întregii curbe a anomaliei, iar celealte utilizînd din curba anomaliei numai mărimi legate de unele puncte caracteristice ale ei. Posibilitățile și limitările procedeelor existente au fost trecute în revistă cu ocazia prezentării succinte a lor, iar concluzia generală care se poate trage este că pentru aplicarea lor diferențiată este necesar un studiu prealabil în care condițiile concret specifice ale anomaliei de studiat ocupă un loc preponderent.

Un lucru, pe care de altfel noi îl considerăm esențial în această problemă, nu apare suficient luat în considerație la fundamentarea fizico-matematică a acestor procedee și anume: legătura între o structură geologică ascunsă și anomalia gravimetrică sau magnetică de suprafață în



care ea se reflectă și pe care noi o cunoaștem ca urmare a unei prospecțiuni geofizice, nu este de același grad în diferite zone ale ariei ocupate de anomalie. Practic, zona cea mai precis determinată este zona de apex a unei anomalii, care conține preponderent efectul structurii situate pe verticala acesteia; flancurile anomaliei, pe măsură ce ne îndepărțăm de apex, conțin din ce în ce mai mult efectul unor structuri laterale, iar zona în care anomalia intră în regim asimptotic este în general dominată de efectul structurilor laterale. Acest fapt provine din realitatea situațiilor geologice care nu oferă pe de o parte forme structurale perfect izolate în subsol și, pe de altă parte, din neconservarea faciesurilor, respectiv a unor proprietăți fizice identice, în dezvoltarea laterală a diverselor tipuri de roci situate deasupra și dedesubtul structurii geologice care produce anomalia respectivă. La apariția acestor deformări ale anomaliei, un rol important îl joacă și formațiunile geologice de suprafață care, în special prin variațiile locale de grosime și chiar de natură litologică sau petrografică, intervin uneori cu efecte mari. Toate acestea sunt independente de nesiguranța cunoașterii anomaliei de studiat datorită erorilor de cartare geofizică sau, în cazul anomaliei separate, de abaterile introduse prin procedeul de separare. Privite din acest punct de vedere, procedeele sintetice, ca și cele care folosesc puncte caracteristice pe curba anomaliei, își pierd o parte din valoare și pun sub semnul întrebării unele argumentări, folosite de autorii care le-au elaborat, pentru susținerea lor.

Având în vedere această situație de fond, în lucrarea de față urmărim elaborarea unui procedeu, în condițiile unei fundamentări fizico-matematice riguroase, care să răspundă cât mai bine necesității de a avea un instrument de interpretare directă, imediată. Pentru aceleași rațiuni de mai sus, soluția va fi căutată pentru interpretarea pe profile, deoarece interpretarea în suprafață nu numai că nu poate să îmbunătățească elementele determinante, dar riscă chiar să introducă erori mai mari în aceste elemente. Experiența ne-a arătat că unei interpretări directe în suprafață este preferabilă o interpretare pe mai multe profile judiciose alese în raport cu anomalia de studiat.

Fundamentarea fizico-matematică

Soluția problemei va fi căutată, evident, tot pe baza analizei funcțiilor periodice.

Este cunoscut faptul că primul termen, S_0 , din dezvoltarea în serie Fourier a unei funcții care exprimă o oscilație are semnificația de valoare medie a acelei funcții pentru un interval dat.



Considerind funcția normată $F(\bar{x})$ care exprimă o anomalie gravimetrică sau magnetică asimilată cu un tranzient, aşa cum s-a precizat la începutul acestei lucrări, valoarea lui S_0 va fi dată, în acord cu relația (21), de relația

$$S_0 = \frac{a_0}{2} = \frac{1}{l} \int_0^l F(\bar{x}) d\bar{x} \quad (187)$$

Să luăm acum în considerare cazul unei anomalii gravimetrice sau magnetice cartate, pe care o cunoaștem în expresie grafică sub formă de hartă sau de profile. Funcția care exprimă această anomalie nu poate fi normată, deoarece nu cunoaștem elementul esențial, pe care de altfel dorim să îl determinăm, și anume adâncimea h la care se găsește situația în subsol sursa anomaliei respective. Putem însă să o exprimăm ca pe o funcție seminormată, adică să normăm numai intensitatea anomaliei păstrând scara lungimilor în forma ei reală, cu dimensiunea respectivă. Tratînd în modul acesta anomalia cartată, eliminăm dependența ei de un număr de parametri-cheie, funcția seminormată echivalentă acesteia depinzînd numai de adâncimea h a sursei și de tipul de distribuție de masă anomală sau, cu alte cuvinte, de forma corpului anomal. O astfel de funcție va fi reprezentabilă în sistemul de coordonate g/g_{max} , x sau Z/Z_{max} , x și o vom nota prin $F(x)$.

Să vedem care este valoarea termenului S_0 corespunzător unei funcții seminormate pentru o funcție $F(x)$ dată și care are ca echivalent funcția normată $F(\bar{x})$. Pentru aceasta ne vom baza pe unele proprietăți ale integralelor definite. (A 1 a c i, 1948).

Stim că valoarea unei integrale definite depinde numai de limite, fiind independentă de variabila de integrare, astfel încît o transformare de tipul

$$\int_a^b f(x) dx = \int_a^b f(u) du \quad (188)$$

este absolut corectă, deoarece dacă funcția primitivă a lui $f(x)$ sau $f(u)$ este $\varphi(x)$, respectiv $\varphi(u)$, în ambele cazuri valoarea integralei definite va fi $\varphi(b) - \varphi(a)$. Dacă însă, noua variabilă de integrare u este o funcție de cea veche, de tipul $u = \Phi(x)$, atunci vor trebui schimbate și limitele de integrare pentru a putea obține o integrală definită de aceeași valoare.

În cazul funcției seminormate facem observația că

$$x = h \cdot \bar{x} \quad (189)$$



și vom trece de la funcția $F(\bar{x})$ la funcția $F(x)$ prin schimbarea de variabilă definită de relația (189). Intervalului $0, l$ folosit pentru dezvoltarea în serie Fourier a funcției normate $F(x)$ îi va corespunde acum un interval echivalent $0, l'$ având evident

$$l' = h \cdot l \quad (190)$$

(Determinarea limitelor noului interval se poate face și printr-un raționament simplu, bazat pe relația (189) și anume: atunci cînd $\bar{x} = 0$, și $x = 0$, iar atunci cînd $\bar{x} = l$ urmează $x = h \cdot l$).

Mai trebuie precizat că schimbarea de variabilă definită de relația (189) este corectă, deoarece noua variabilă x satisfac condițiile unei astfel de transformări, adică în noul interval închis $0, l'$ aceasta admite o derivată continuă și este monotonă (în cazul în spătă este crescătoare).

Așadar, relația (187) se poate scrie în forma generală echivalentă

$$S_0 = \frac{1}{l'} \int_0^{l'} F(x) dx \quad (191)$$

sau, ținînd cont de observațiile de mai sus,

$$S_0 = \frac{1}{hl} \int_0^{hl} F(h \cdot \bar{x}) \cdot h \cdot d\bar{x} \quad (192)$$

avînd, evident, $d\bar{x} = h \cdot d\bar{x}$.

Observăm că relațiile (187) și (192) ne furnizează valoarea medie a funcției normate, respectiv seminormate, pentru intervale echivalente de dezvoltare în serie Fourier.

Să considerăm acum mărimea

$$S'_0 = \frac{1}{l} \int_0^l F(h \cdot \bar{x}) \cdot h \cdot d\bar{x} \quad (193)$$

Este ușor de observat că între mărimile S_0 și S'_0 există relația

$$S'_0 = h \cdot S_0 \quad (194)$$

Relația (194) ne pune la dispoziție o cale simplă pentru determinarea adîncimii h a surselor de anomalii gravimetrice și magnetice, pe baza formulei

$$h = \frac{S'_0}{S_0} \quad (195)$$

Vom observa de asemenea că și relația (190) ne oferă o cale pentru determinarea valorii adîncimii h . Așadar, introducerea noțiunilor de funcție normată și funcție seminormată a anomaliei de studiat și tratarea



matematică a relației (187) ne-a condus la stabilirea a două căi independente de determinare a adâncinii surselor de anomalii gravimetrice și magnetice. Folosirea simultană a două căi prezintă avantajul unui control reciproc al rezultatelor, obținute din elemente diferite ale morfologiei anomaliiilor; de asemenea, trebuie observat că relațiile care urmează să fi folosite, în spate formulele (190) și (195), sunt extrem de simple și deci ușor de aplicat în practică.

Toată problema în aplicarea practică a acestor două formule constă în găsirea unei posibilități simple și cît mai corecte de stabilire a intervalului $0, l'$ echivalent unui interval $0, l$ dat. Această posibilitate a fost găsită de către noi, observind că intervalul echivalent $0, l'$ pentru o funcție semi-normată $F(x)$ este acela la capetele căruia această funcție atinge aceleași valori ca și funcția normată $\bar{F}(x)$ la capetele intervalului $0, l$. Mai trebuie precizat că având în vedere morfologia anomaliiilor gravimetrice și magnetice, orice confuzie în stabilirea acestor valori este exclusă din punct de vedere principal, ele fiind fie două valori așezate simetric pe cele două ramuri în cazul anomaliiilor de maxim sau de minim, fie unice în cazul anomaliiilor produse de distribuții de masă de tip treaptă.

Aplicarea practică a procedeului propus se bazează tot pe efectuarea unei comparații între anomalia cartată și anomalia teoretică produsă de o distribuție de masă geometrică ce produce un efect comparabil ca formă cu al acesteia. Având în vedere însă că în realitate morfologia anomaliiilor cartate se abate de la morfologia efectelor produse de distribuții de masă corespunzătoare unor corpuri geometrice, considerăm indicat ca aplicarea formulelor (190) și (195) să se facă pentru mai multe intervale $0, l$, respectiv $0, l'$, în modul acesta asigurîndu-se un control mai bun al valorii adâncimii h determinată cu aceste formule.

Elemente ajutătoare în aplicarea procedeului propus

Elementele caracteristice pentru efectuarea comparației între o anomalie cartată adusă sub formă de funcție seminormată și o anomalie teoretică sub formă de funcție normată, sunt legate așa cum apare din cele arătate pînă aici, de cele două intervale echivalente $0, l$, respectiv $0, l'$.

Soluția la care ne-am oprit în acest scop a fost aceea de a determina în primul rînd unele elemente caracteristice ale funcțiilor teoretice normate pentru a putea asigura determinarea intervalului echivalent $0, l'$ cu o precizie cît mai bună. Aceste elemente caracteristice sunt reprezentate de cîteva valori S_0 , stabilite pe baza relației (187). După cîteva încercări, ne-am oprit la stabilirea pentru fiecare curbă normată a unui număr de 4



TABELUL 11
Caracteristici ale funcțiilor normate pentru cîteva tipuri de distribuții simple de masă

Nr. crt.	Tipul de distribuție de masă	$F(\bar{x})$	I	Valoarea funcției $F(\bar{x})$ în raport cu punctul de maxim		Valoarea funcției $F(\bar{x})$ în raport cu punctul de inflexiune	S_0	Observații
				Stinga	Dreapta			
1	Masă punctuală sau distribuție sferică echivalentă	g		2	0,360	0,360	—	0,340
1	Distribuție de masă magnetică punctuală sau pol unic sau cilindru vertical semilinifinit uniform magnetizat vertical	Z	$\cos^3\theta$	4	0,085	0,085	—	0,355
2	Sferă uniform magnetizată vertical	Z	$\frac{\cos^3\theta + \cos 2\theta}{\cos^6\theta}$	6	0,040	0,040	—	0,275
3	Distribuție de masă liniară orizontală infinită sau cilindru orizontal infinit echivalent	g	$\cos^2\theta$	8	0,020	0,020	—	0,225
3	Liniile orizontale magnetică	Z		2	0,100	0,100	—	0,440
4	Cilindru orizontal infinit uniform magnetizat vertical	Z	$\frac{\cos 2\theta}{\cos^6\theta}$	4	—0,020	—0,020	—	0,295
4	Distribuție de masă liniară verticală semi-infinită sau cilindru vertical semilinifinit echivalent	g	$\cos\theta$	6	—0,010	—0,010	—	0,190
5	Liniile magnetică verticală semiinfinită	Z		8	—0,005	—0,005	—	0,135
6	Distribuție de masă plană orizontală semi-infinit extinsă sau fație dreaptă echivalentă Suprafață magnetică orizontală, semilinifinit extinsă	g	$\arccos \left[-\cos \left(\frac{\pi}{2} - \theta \right) \right]$	2	—	0,250	0,750	0,245
6	Strat orizontal semilinifinit sau fație verticală echivalentă, uniform magnetizate vertical	Z	$\frac{\sin 2\theta}{\cos^4\theta}$	4	—	—	0,150	0,850
7				6	—	—	0,100	0,900
				8	—	—	0,080	0,920
				2	—	—	—0,500	0,500
				4	—	—	—0,390	0,390
				6	—	—	—0,300	0,300
				8	—	—	—0,240	0,240



valori S_0 , pentru intervalele 0,1 a dezvoltării în serie Fourier după cum urmează : $l_2 = 2$, $l_4 = 4$, $l_6 = 6$ și $l_8 = 8$.

Procedind în acest mod au fost determinate valorile lui S_0 și a funcției normate $F(\bar{x})$ la punctele de capăt ale celor patru intervale alese l , pentru cîmpul gravitației g și componenta verticală a punctului magnetic Z produse de șapte tipuri simple de distribuții geometrice de masă. Caracteristicile obținute sunt înscrise în tabelul 11 și sunt marcate și pe figurile 2,4,6,8,9,10,11.

Tabloul tipurilor de distribuții de masă din tabelul 11 fiind destul de limitat, a fost completat cu stabilirea elementelor caracteristice ale funcțiilor normate pentru cazul unei distribuții de masă de tip treaptă cu flancul superior situat la suprafață și al efectului gravitațional g , folosind relația generală

$$g = 2G \cdot \Delta \delta \cdot \left\{ - (x \cdot \sin \alpha + h \cdot \cos \alpha) \cdot \left[\sin \alpha \cdot \ln \frac{r_2}{r_1} + \right. \right. \\ \left. \left. + \cos \alpha (\varphi_2 - \varphi_1) \right] + (H \cdot \varphi_2 - h \cdot \varphi_1) \right\} \quad (196)$$

care, în acest caz particular, devine

$$g = 2G \cdot \Delta \delta \cdot \left\{ - (x \cdot \sin \alpha + h \cdot \cos \alpha) \cdot \left[\sin \alpha \cdot \ln \frac{r}{x} + \cos \alpha + H \cdot \varphi \right] \right\} \quad (197)$$

Mărimele care intră în relația (197) sunt precizate în figura 66.

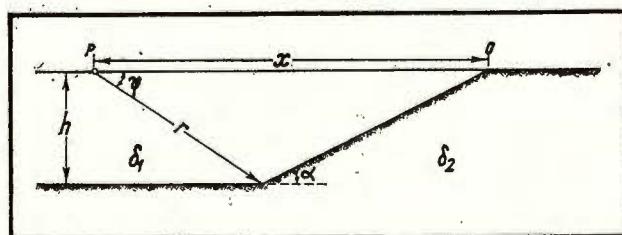


Fig. 66. — Schiță conținând sistemul de notări pentru cazul general al unei distribuții de masă bidimensională de tip treaptă, cu flancul superior situat la suprafață.

Showing the notations for the general case of a bidimensional mass distribution of step type, having the upper part at the ground surface.

Au fost determinate funcțiile normate pentru acest tip de treaptă, cu inclinări de 5° , 10° , 15° , 30° , 45° , 60° , 75° și 90° . Caracteristicile obținute sunt înscrise în tabelul 12 și sunt marcate și pe figurile 67, 68, 69, 70, 71,

TABELUL 12

Caracteristici ale funcțiilor normate pentru distribuții de masă de tip treaptă cu flancul superior situat la suprafață

Nr. crt.	Tipul de treaptă	Înclinarea α	l	Valoarea funcției $F(\bar{x})$ în raport cu punctul de valoare 0,5		S_0	Observații
				Stinga	Dreapta		
1	dreaptă	90°	2	0,125	0,880	0,375	fig. 67
			4	0,060	0,930	0,440	
			6	0,040	0,955	0,455	
			8	0,030	0,970	0,465	
2	inclinată	75°	2	0,135	0,875	0,365	fig. 68
			4	0,065	0,940	0,435	
			6	0,040	0,960	0,460	
			8	0,030	0,970	0,470	
3	inclinată	60°	2	0,145	0,890	0,375	fig. 69
			4	0,070	0,940	0,445	
			6	0,050	0,965	0,460	
			8	0,030	0,975	0,480	
4	inclinată	45°	2	0,165	0,885	0,355	fig. 70
			4	0,080	0,940	0,440	
			6	0,050	0,960	0,465	
			8	0,030	0,970	0,480	
5	inclinată	30°	2	0,200	0,880	0,330	fig. 71
			4	0,090	0,940	0,440	
			6	0,050	0,960	0,475	
			8	0,030	0,975	0,490	
6	inclinată	15°	2	0,310	0,760	0,200	fig. 72
			4	0,185	0,950	0,355	
			6	0,090	0,970	0,455	
			8	0,020	0,975	0,520	
7	inclinată	10°	2	0,345	0,685	0,165	fig. 73
			4	0,200	0,860	0,320	
			6	0,100	0,960	0,430	
			8	0,040	0,970	0,485	
8	inclinată	5°	2	0,430	0,580	0,075	fig. 74
			4	0,360	0,660	0,145	
			6	0,310	0,740	0,200	
			8	0,260	0,830	0,260	



72, 73, 74. Se precizează că $\bar{x} = 0$ corespunde punctului superior al treptei, de la care începe planul inclinat. De asemenea, unghiul θ are aceeași semnificație ca și în cazul altor tipuri de distribuții simple de masă.

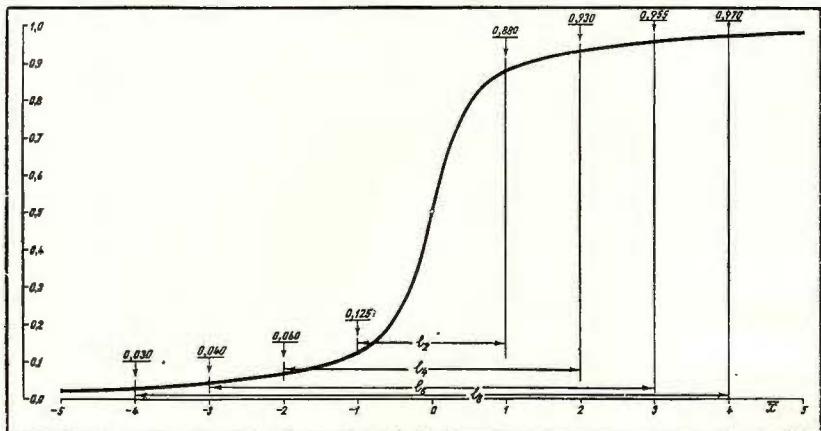


Fig. 67. — Curba normată pentru g produs de o treaptă dreaptă.
Normalized curve of g produced by the vertical step.

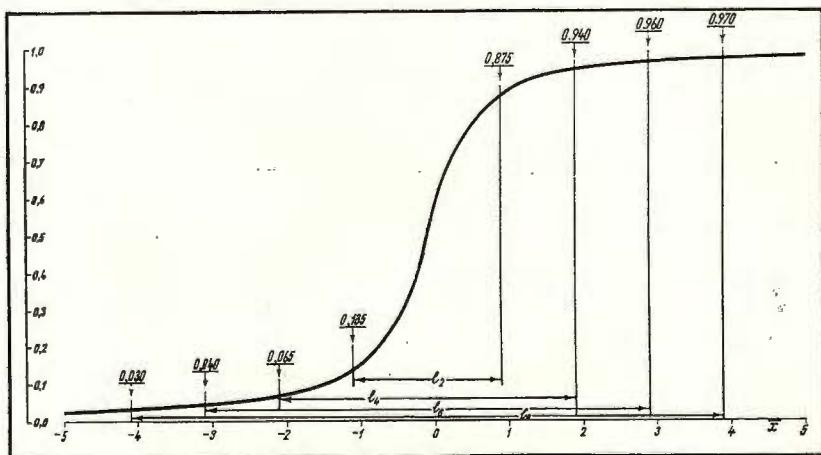


Fig. 68. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu inclinarea de 75° .
Normalized curve of g produced by the step having 75° inclination.

De asemenea, au mai fost stabilite elementele caracteristice ale funcțiilor normate prin cazul componentei verticale Z produsă de un

strat vertical bidimensional, infinit extins în adâncime, magnetizat uniform după direcția verticală, folosind relația

$$Z = 2J \cdot \left(\operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x+d}{h} - \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x-d}{h} \right) \quad (198)$$

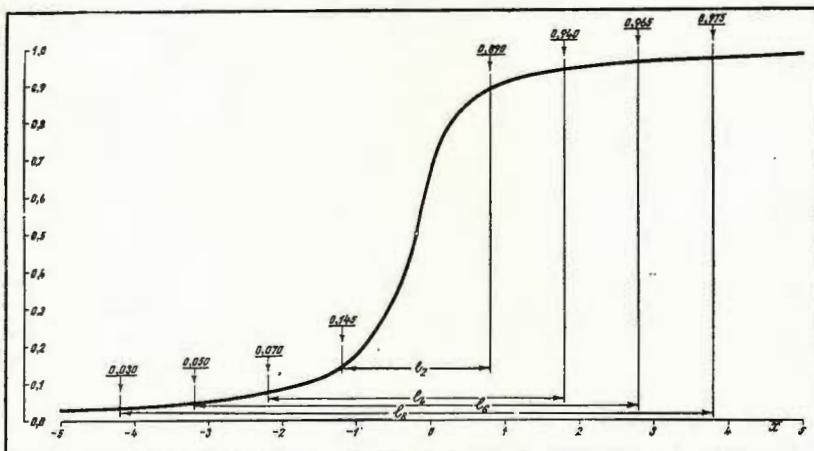


Fig. 69. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu inclinarea de 60° .
Normalized curve of g produced by the step having 60° inclination.

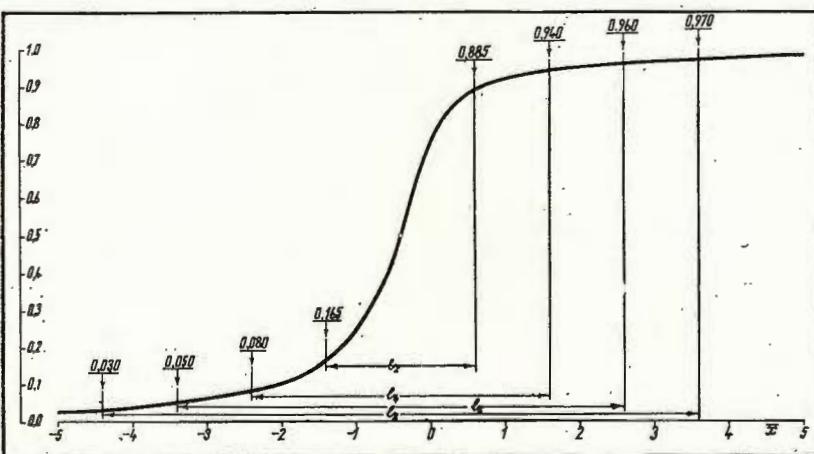


Fig. 70. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu inclinarea de 45° .
Normalized curve of g produced by the step having 45° inclination.

Mărimele care intră în relația (198) sunt precizate în figura 75.



Au fost determinate funcțiile normate pentru acest tip de distribuție de masă, folosind 9 valori diferite ale raportului d/h . Caracteris-

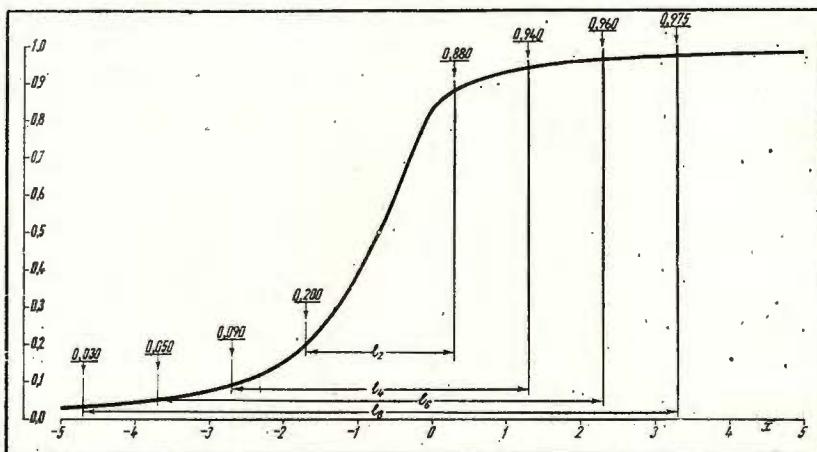


Fig. 71. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu inclinarea de 30° .
Normalized curve of g produced by the step having 30° inclination.

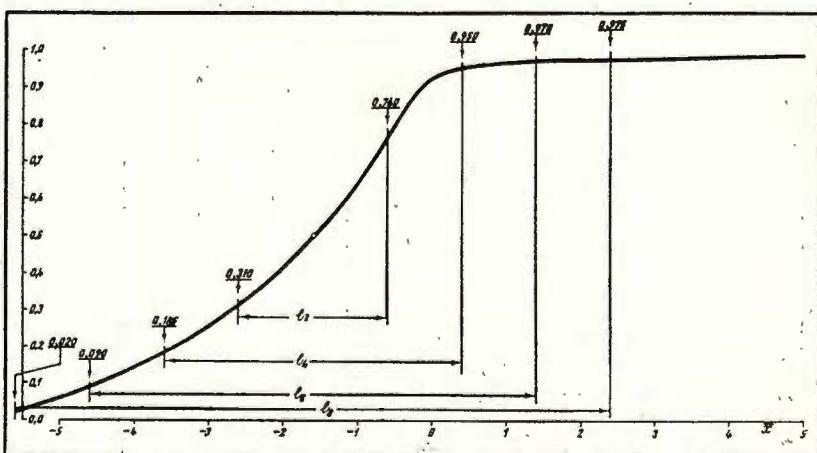
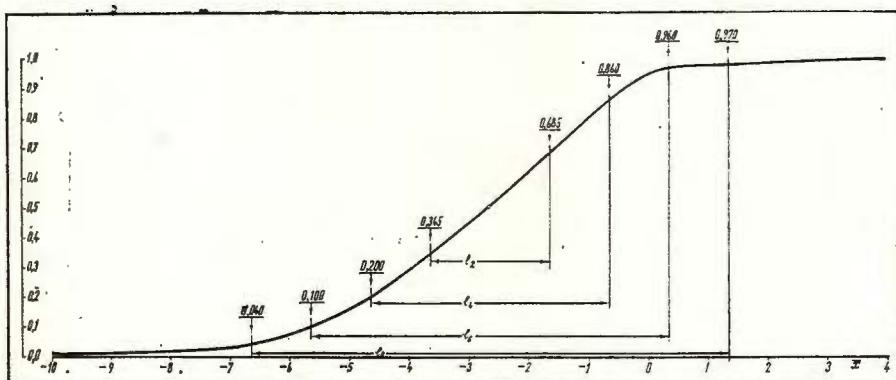
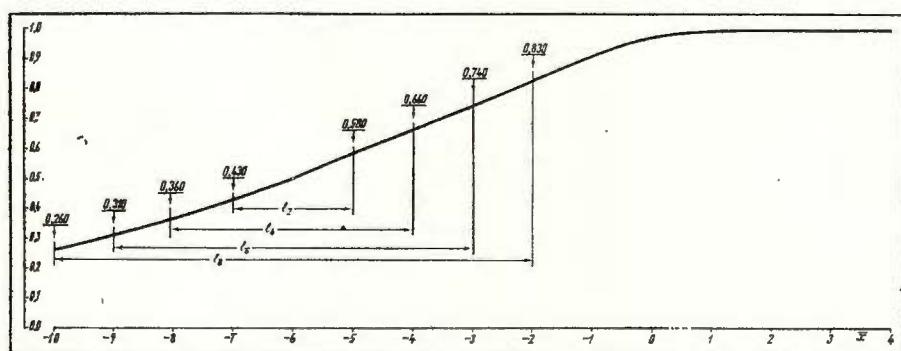
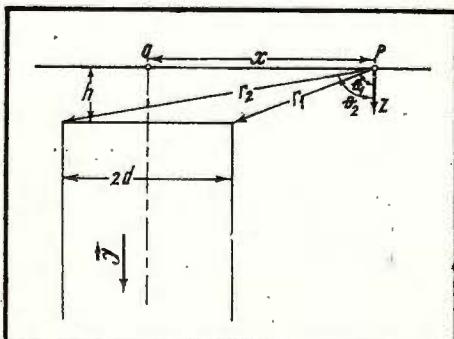


Fig. 72. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu inclinarea de 15° .
Normalized curve of g produced by the step having 15° inclination.

ticile obținute sunt inserise în tabelul 13 și sunt marcate și pe figurile 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84.

Fig. 73. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu înclinarea de 10° .Normalized curve of g produced by the step having 10° inclination.Fig. 74. — Curba normată pentru g produs de o treaptă cu înclinarea de 5° .Normalized curve of g produced by the step having 5° inclination.Fig. 75. — Schiță reprezentind Sistemul de notării pentru cazul componentei verticale Z produsă de un strat vertical bidimensional, infinit extins în adâncime, magnetizat uniform după direcția verticală.Showing the notations for the case of vertical component Z produced by a vertical bidimensional bed, infinitely downward, uniformly magnetised in vertical direction.

TABELUL 13

Caracteristici ale funcțiilor normate pentru distribuții de masă de tip strat bidimensional vertical, infinit extins în adâncime, magnetizat uniform după direcția verticală

Nr. crt.	$\frac{d}{h}$	l	Valoarea funcției $F(\bar{x})$ în raport cu punctul de maxim		S_0	Observații
			Stînga	Dreapta		
1	0,25	2	0,520	0,520	0,275	fig. 76
		4	0,230	0,230	0,340	
		6	0,110	0,110	0,330	
		8	0,040	0,040	0,290	
2	0,50	2	0,510	0,510	0,290	fig. 77
		4	0,215	0,215	0,355	
		6	0,105	0,105	0,325	
		8	0,070	0,070	0,275	
3	1,00	2	0,565	0,565	0,265	fig. 78
		4	0,235	0,235	0,265	
		6	0,115	0,115	0,340	
		8	0,070	0,070	0,295	
4	1,50	2	0,625	0,625	0,235	fig. 79
		4	0,255	0,255	0,385	
		6	0,125	0,125	0,360	
		8	0,075	0,075	0,315	
5	2,00	2	0,705	0,705	0,185	fig. 80
		4	0,295	0,295	0,390	
		6	0,145	0,145	0,380	
		8	0,080	0,080	0,340	
6	2,50	2	0,775	0,775	0,150	fig. 81
		4	0,350	0,350	0,385	
		6	0,165	0,165	0,405	
		8	0,095	0,095	0,365	
7	3,00	2	0,840	0,840	0,105	fig. 82
		4	0,420	0,420	0,270	
		6	0,185	0,185	0,435	
		8	0,105	0,105	0,395	
8	4,00	2	0,920	0,920	0,055	fig. 83
		4	0,600	0,600	0,275	
		6	0,260	0,260	0,460	
		8	0,140	0,140	0,445	
9	5,00	2	0,955	0,955	0,035	fig. 84
		4	0,760	0,760	0,175	
		6	0,390	0,390	0,425	
		8	0,185	0,185	0,495	



Tipurile de distribuții de masă pentru care au fost stabilite caracteristicile funcțiilor normate asigură posibilitatea efectuării de interpretări directe pentru o gamă aproape completă de situații geologice, cu

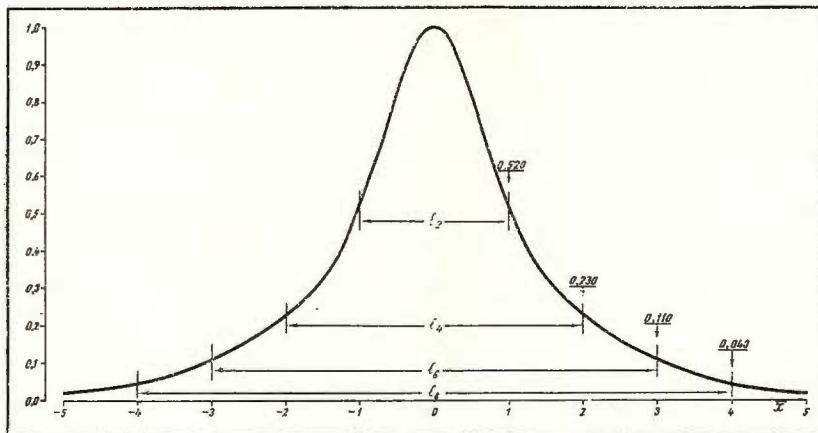


Fig. 76. — Curba normalată pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 0,25$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 0,25$.

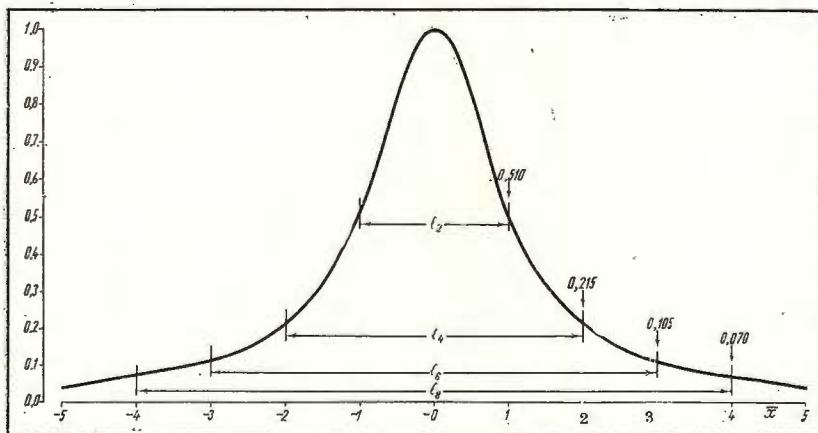


Fig. 77. — Curba normalată pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 0,50$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 0,50$.



Fig. 78. — Curba normalată pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 1,00$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 1.00$.

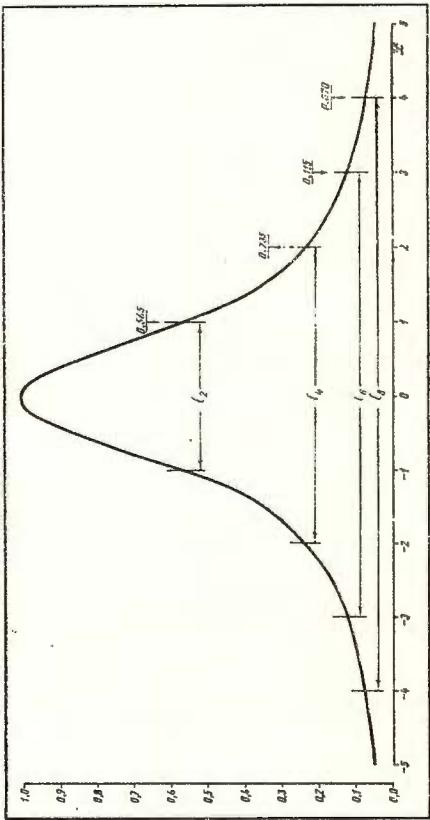


Fig. 79. — Curba normalată pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 1,50$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 1.50$.

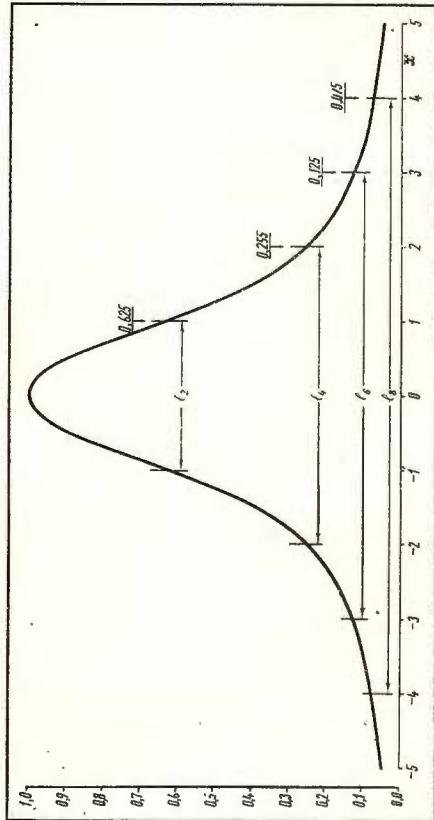


Fig. 80. — Curba normală pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 2,00$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 2.00$.

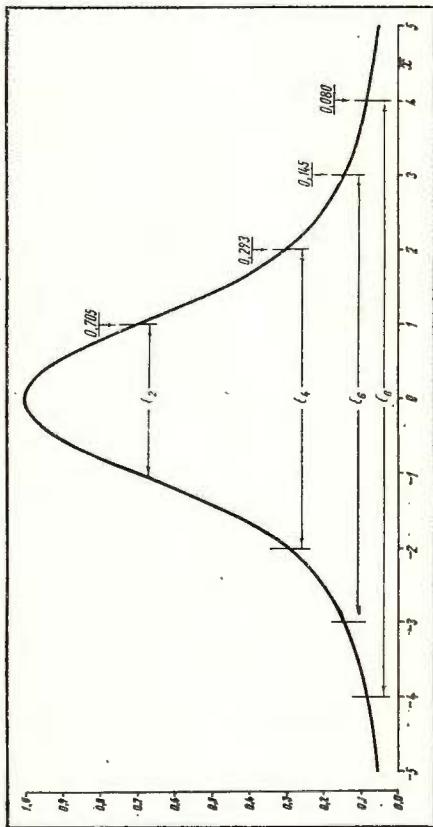


Fig. 81. — Curba normală pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, avind $d/h = 2,50$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 2.50$.

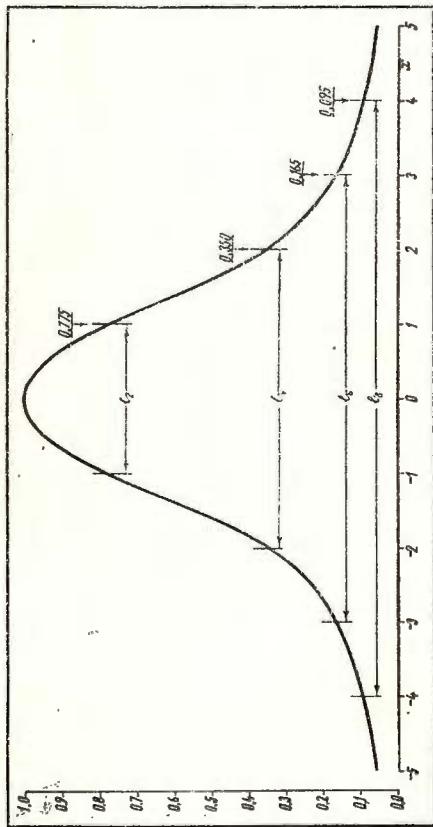


Fig. 82. — Curba normală pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, având $d/h = 3,00$.
 Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 3.00$.

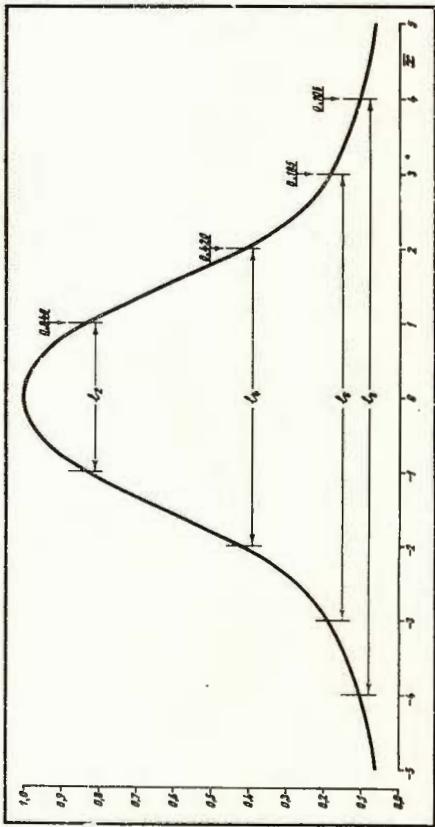
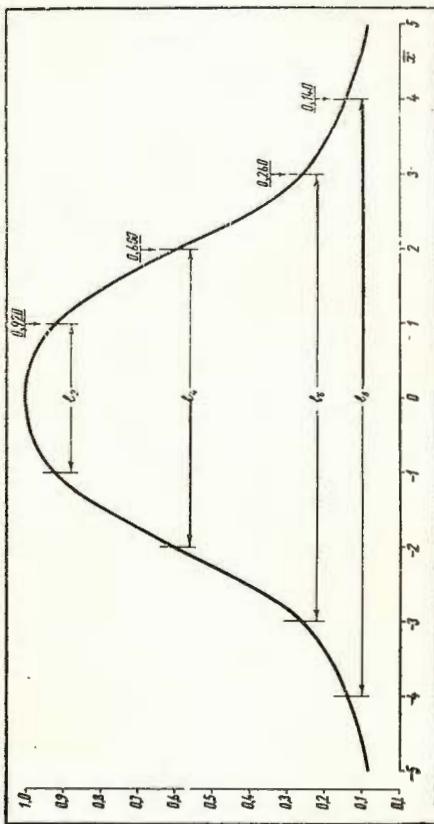


Fig. 83. — Curba normală pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75, având $d/h = 4,00$.
 Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 4.00$.



acestea putind fi assimilate tipurile de forme structurale cele mai frecvente care apar în terenuri sedimentare (anticlinale și sinclinale, fracturi și falii, masive de sare etc.) sau în terenuri cristaline și eruptive (fracturi, neck-uri, filoane, mase de roci intrusive etc.), reflectate atât în anomalii gravimetrice cât și magnetice.

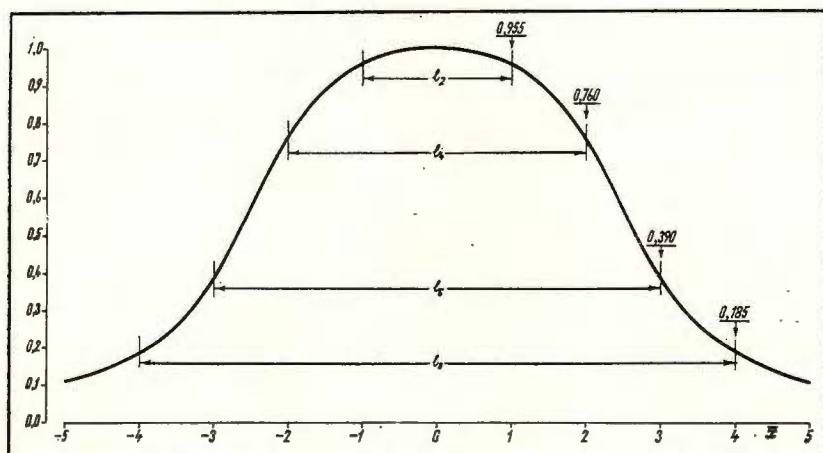


Fig. 84. — Curba normată pentru Z produs de un corp de tipul celui din figura 75 avind $d/h = 5,00$.

Normalized curve of Z produced by an anomalous body of the type shown in the Figure 75, having $d/h = 5.00$.

Exemplu teoretic

În cele ce urmează vom prezenta un exemplu de aplicare într-un caz teoretic a proceleurui propus, pe de o parte pentru a face o primă verificare a acestuia și pe de altă parte cu scopul de a face mai clar modul în care acesta trebuie aplicat.

S-a ales cazul unei distribuții sferice de masă, pentru aceleasi rațiuni că fiind o distribuție de masă tridimensională reprezintă cazul de mare generalitate, cu următorii parametri: $h = 3$ km, $R = 1$ km și $\Delta\delta = +0,50$ g/cm³. Anomalia luată în considerație ca produsă de această distribuție de masă a fost anomalia cîmpului gravitației g .

Folosind relațiile (90) și (92) a fost determinată anomalia g cât și curba seminormată a acesteia. Rezultatele obținute sunt prezentate sintetic în figura 85. Urmează aşadar să determinăm adîncimea h a centrului sferei pe baza proceleurui propus și care constă de fapt în compararea

curbei seminormate din figura 85 cu curba normată pentru anomalia gravimetrică produsă de o sferă, din figura 2.

Vom proceda în primul rînd la determinarea adîncimii h pe baza relației (195). În acest scop, prima operație care trebuie efectuată este

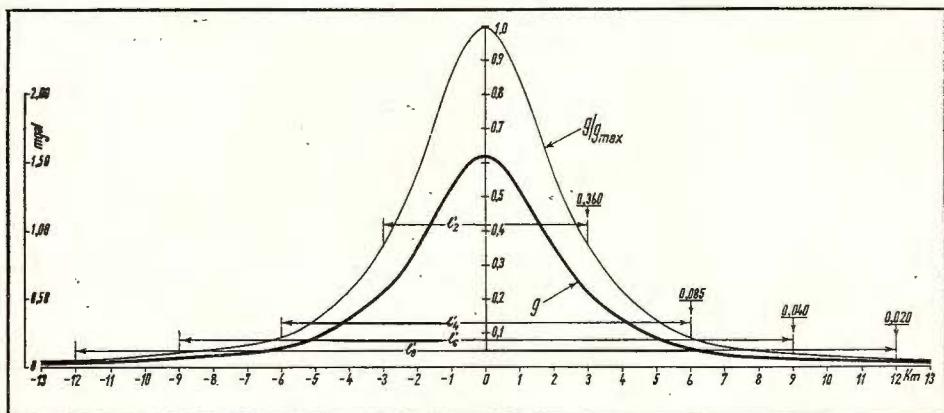


Fig. 85. — Anomalia gravității g și curba seminormată g/g_{max} a acesteia pentru cazul unei distribuții sferice de masă cu $h = 3$ km, $R = 1$ km și $\Delta\delta = + 0,50$ g/cm³.
The gravity anomaly g , and its semi-normalized curve g/g_{max} for the case of a spherical mass distribution having $h = 3$ km, $R = 1$ km and $\Delta\delta = + 0,50$ g/cm³.

marcarea pe curba seminormată din figura 85 a valorilor corespunzătoare lungimilor l_2 , l_4 , l_6 și l_8 pentru care sunt determinate mărimile S_0 pe curba normată și care definesc lungimile echivalente l'_2 , l'_4 , l'_6 și l'_8 . La nivelul acestor valori, în spate 0,360 ; 0,085 ; 0,040 și 0,020, se evaluatează mărimile S'_0 corespunzătoare conform relației (193) și care reprezintă de fapt aria închisă de curba seminormată la nivelul acestor valori. Avînd acum valorile S_0 și S'_0 pentru cele patru lungimi l_i , relația (195) ne dă imediat valoarea adîncimii h .

În al doilea rînd vom proceda la determinarea adîncimii h pe baza relației (190). Valorile lungimilor l_i și l'_i fiind acum cunoscute, aplicarea relației (190) se poate face imediat, conducînd la o a doua serie de valori ale adîncimii h .

Rezultatele obținute pe aceste două căi sunt consemnate în tabelul 14.

Din examinarea datelor reproduse în tabelul 10 apar clar următoarele :

Aplicarea relației (195) conduce la evaluarea adîncimii h a sursei anomaliei, care în medie este afectată de o eroare de $+1,41\%$. Este clar



TABELUL 14

Rezultatele determinării adâncimii h prin procedeul propus

l	l' (km)	S_0	S'_0 (km)	Adâncimea h (km) Relația (195)	Adâncimea h (km) Relația (190)
2	6	0,340	1,038	3,05	3,00
4	12	0,355	1,093	3,09	3,00
6	18	0,275	0,832	3,03	3,00
8	24	0,225	0,674	3,00	3,00
Media parțială :				3,04	3,00
Media generală :					3,02

că această eroare reprezintă numai eroarea de evaluare a suprafețelor pentru rezolvarea celor două integrale definite S_0 și S'_0 ; posibilități de micșorare a acestei erori există însă, fie efectuând evaluarea grafică a acestor suprafețe la o scară mai exagerată decât cea folosită, fie folosind o altă cale de evaluare a integralei, de exemplu un integrator mecanic.

Aplicarea relației (190) conduce la evaluarea adâncimii h a sursei anomaliei care este absolut corectă.

Folosirea simultană a relațiilor (195) și (190) prezintă avantajul controlului reciproc al valorilor de adâncime, determinate pe două căi deosebite și reduce în acest caz eroarea de determinare a lui h la $\pm 0,71\%$.

Putem conchide aşadar că, în acest caz teoretic, procedeul propus a suportat o verificare încununată de succes, eroarea de determinare a adâncimii sursei fiind mai mică de 1%, deci cu totul acceptabilă din punctul de vedere al problemei geologice căre se pune în astfel de determinări, cît și în comparație cu precizia unor astfel de determinări obținute prin alte procedee. Evident, o concluzie mai fundamentată nu va putea fi obținută decât după verificarea procedeului propus în cîteva cazuri practice, ceea ce vom face în cele ce urmează.

STUDIU ANOMALIILOR GRAVIMETRICĂ ȘI MAGNETICĂ DE LA GĂVOJDIA

Situația fizico-geologică

Anomaliile geofizice cartate în zona Găvojdia, Banat, au o formă practic izometrică și se individualizează pe fondul general anomal creat de depresiunea Caransebeș. Anomalia gravimetrică a fost pusă în evi-



dență de Dumitru¹⁴, iar cea magnetică de către Ștefănciu¹⁵, ambele în campania de lucrări de teren a anului 1954.

Interpretarea geologică a acestor anomalii a pus din capul locului probleme grele, având în vedere că apăreau în cuprinsul unei depresiuni sedimentare. Situația geologică a fost în parte lămurită prin forajul de referință efectuat de I.G.E.X. (sonda 4.701) în zona de apex a celor două anomalii. Acest foraj a traversat următoarele formațiuni:

Cuaternar (0—17 m), constituit din pietrișuri și argile concreționale;

Pannonian (17—840 m), reprezentat prin marne cenușii cu alternanțe de marne nisipoase și nisipuri cu urme cărbunoase;

Tortonian (840—985,70 m), reprezentat prin argile grezoase-marnoase de culoare cenușiu-verzuie, cu intercalări de conglomerate roșiaticice-verzui;

Eruptiv (985,70—1.500,20 m), reprezentat prin roci grano-dioritice cu biotit și hornblendă, aparținind unui masiv banatitic.

Structura și compoziția mineralologică cantitativă a rocilor grano-dioritice variază între diferite limite, arătând o diferențiere accentuată a unei acelieași magme care se individualizează în granit, adamelit, granodiorit, diorit cuarțifer și diorit. Se constată o creștere a componentelor bazice cu adincimea, prin diminuarea conținutului în ortoză și cuarț și creșterea conținutului în hornblendă. Structura rocilor eruptive este în general hipidiomorfă granulară, ușor porfirică; odată cu diferențierea în roci mai bazice, bogate în hornblendă, structura își accentuează caracterul porfiric.

În afara de rocile aparținind corpului principal banatitic, forajul a mai întlnit roci filoniene, diferențiate sub formă de aplite și lamprofire, care prezintă consangvinitate mineralologică cu celelalte rocieruptive în care sunt injectate și de care diferă mai ales prin structură.

Mineralele principale în masa eruptivului sunt reprezentate de cuarț și ortoză (0—49%), feldspat plagioclaz (18—56%), biotit (1,5—10%) și hornblendă (0,2—27%); dintre mineralele secundare și accesoriile sunt de

¹⁴ Dumitru S. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Găvojdia—Lugoj. 1954. Arh. Com. Stat. Geol. București.

¹⁵ Ștefănciu A.I. Raport asupra măsurătorilor magnetice în regiunea Găvojdia—Saçul. 1954. Arh. Com. Stat. Geol. București.



menționat sfenul, apatitul, zirconul, magnetitul, pirita secundară, calcitul, caolinitul, cloritul și epidotul. Magnetitul, cel mai important mineral care poate fi făcut responsabil de apariția anomaliei magnetice, apare sub formă de cristale cu dimensiuni de 0,01–2,80 mm și în proporție de 0,10 la 4,24%; macroscopic se poate distinge sub formă de cristale sporadice numai pe intervalul 1.364–1.437 m.

Din informațiile aduse de forajul de referință se poate conchide că în zona Găvojdia sîntem în prezență unei mase intrusive banatitice pusă în loc pe aria depresiunii Caransebeș, aproape de zona centrală a acesteia. Avînd în vedere profilul geologic al forajului, anomalia gravimetrică este probabil produsă în principal de contrastul de masă local care se crează între masa eruptivă și rocile terigene din umplutura depresiunii. În ceea ce privește anomalia magnetică, cauza principală este probabil de aceeași natură, legată în special de zonele de îmbogățire în magnetit și poate și în pirită care apare diseminată fin în masa întregii roci, uneori sub formă de cristale sau grăunțe mai mari și chiar sub formă de cuiburi mici sau filoane pînă la 2 cm grosime.

Analiza anomaliei

Forma izometrică a anomaliei geofizice, precum și profilul geologic cunoscut din forajul de referință, permit să asimilăm distribuția de masă anomală cu un cilindru vertical semiinfinit. Problema care se pune este de determinat adîncimea h a feței superioare a unui astfel de cilindru.

A fost luată în primul rînd în studiu anomalia gravimetrică. În figura 86 este prezentat un profil al anomaliei gravimetrice pe direcția NW–SE, care trece prin apexul anomaliei gravimetrice și prin forajul de referință și este plasat în zona cea mai puțin perturbată a anomaliei, reprezentată de sectorul W–NW a acesteia, în rest resimțindu-se evident unele influențe regionale și anume, în NE influența masivului cristalin Poiana Ruscă, iar în S și SE a bazinului Caransebeș (curba $\Delta g''_0$); tot în figura 86 este prezentată curba mediată a acestei anomalii (curba $\Delta g''_{med}$), avînd în vedere că orice interpretare cantitativă prin astfel de procedee se face în general pe curbe mediate, precum și curba semi-normată a acesteia.



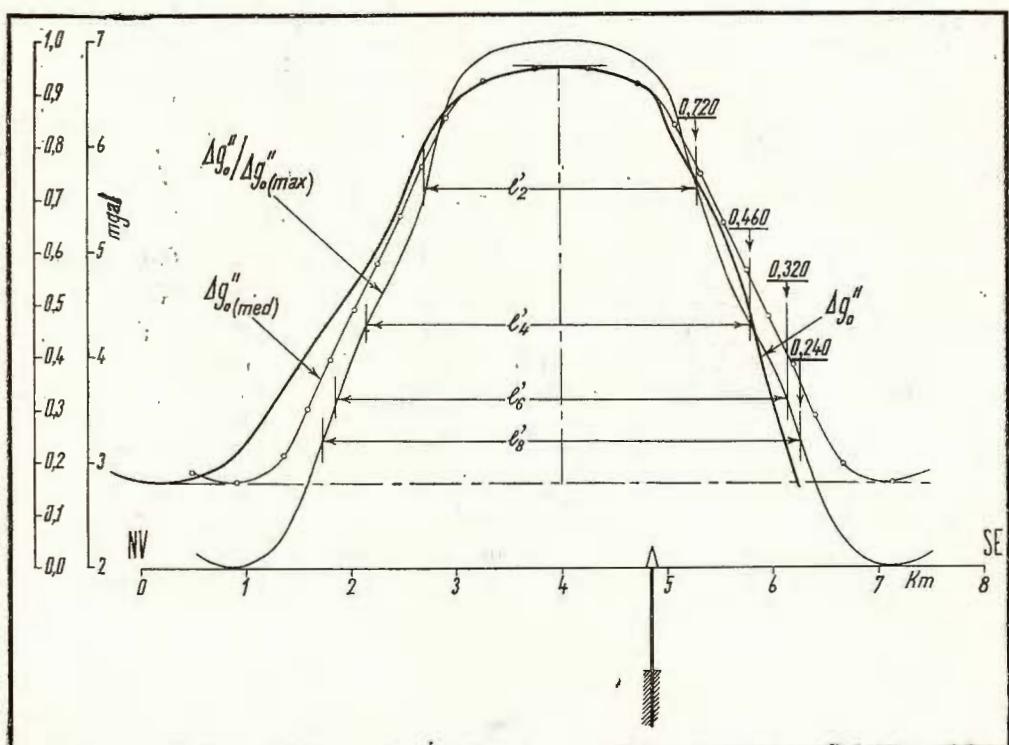


Fig. 86. — Curbe gravimetrice pentru interpretarea cantitativă, prin procedeul propus, a anomaliei de la Găvojdia.

Gravimetric curves for quantitative interpretation of the Găvojdia anomaly, using the proposed procedure.

Aplicarea procedeului a condus la rezultatele consemnate în tabelul 15.

TABELUL 15

Rezultatele determinării adincimii h prin procedeul propus în cazul anomaliei gravimetrice de la Găvojdia

l	Adincimea h (km) Relația (195)	Adincimea h (km) Relația (190)
2	1,690	1,300
4	1,290	0,952
6	1,110	0,710
8	1,012	0,570

Tinând cont de faptul că sonda 4.701 a intrat în eruptiv la adâncimea de 985,70 m, constatăm că cele mai apropiate rezultate ale determinării prin procedeul propus s-au obținut cu relația (195) pentru l egal cu 6 și 8 și prin relația (190) pentru l egal cu 4 și 6. Trebuie remarcat că valorile de adâncime obținute prezintă o dispersie destul de mare, atât cele determinate pe baza uneia din formule cât și între cele două formule. Acest fapt îl putem aprecia în cazul de față deoarece cunoaștem adâncimea sursei de anomalie într-un punct prin forajul realizat. În cazul general în care nu avem o astfel de indicație, trebuie obligați să facem media generală a valorilor stabilite. Procedind în acest mod, am obținut o valoare medie a lui h determinat prin relația (195) de 1.275 m, ceea ce reprezintă o estimare a adâncimii sursei cu o eroare de +29,0% ; valoarea medie a lui h determinat cu relația (190) este de 878 m, ceea ce reprezintă o estimare cu o eroare de -11,0% ; în fine, dacă facem media generală a valorilor de adâncime determinate prin ambele formule obținem pentru h valoarea de 1.077 m, ceea ce reprezintă o estimare cu o eroare de +9,23%.

Cu privire la această primă aplicație practică a procedeului propus se pot face următoarele observații :

a) Deși valorile individuale de adâncime, determinate prin oricare din cele două formule, prezintă o dispersie mare, media generală a acestor valori se acordă bine cu adâncimea cunoscută a eruptivului într-un punct, la o abatere de numai +9,23%.

b) Abaterile mai mari față de valoarea reală a adâncimii au fost obținute în acest caz în zonele centrală și inferioară a anomaliei, iar cele mai mici pe flancurile anomaliei. Acest fapt nu are o semnificație teoretică și provine în mod sigur din deformările anomaliei gravimetrice ca urmare a faptului că sursa anomaliei este asimilabilă cu un cilindru vertical dar în realitate nu are o formă riguroasă de cilindru vertical ; în acest sens, comparația curbei seminormate din figura 86 cu curba normată pentru un cilindru vertical semiinfinit din figura 6 este convingătoare.

În a doua etapă a fost luată în studiu anomalia magnetică ΔZ . În figura 87 este prezentat un profil al anomaliei magnetice mediate (Z_{med}), pe direcția NNW – SSE, care trece prin apexul anomaliei magnetice și prin forajul de referință și este plasat în zona de NW a anomaliei care este mai puțin perturbată de alte structuri decât cea de la Găvojdia ;



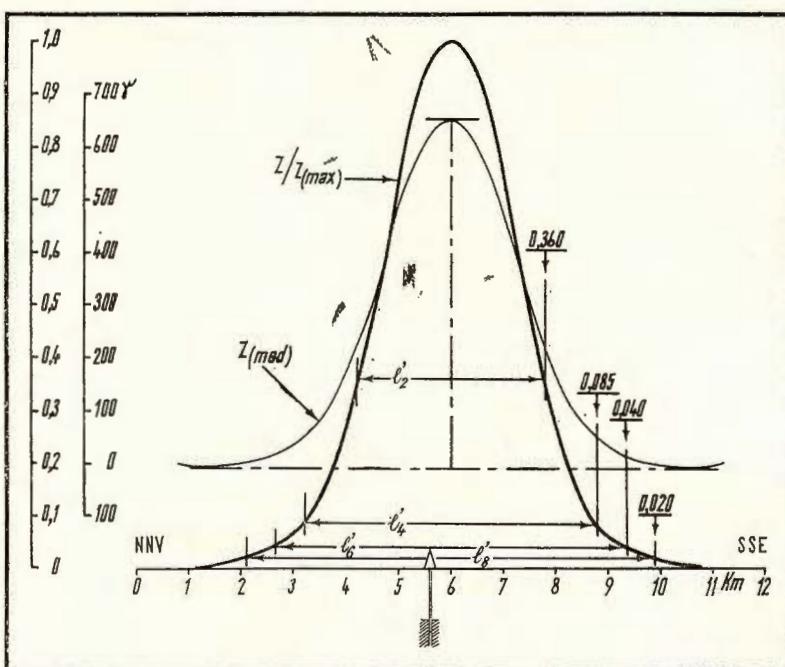


Fig. 87. -- Curbe magnetice pentru interpretarea cantitativă, prin procedeul propus, a anomaliei de la Găvojdia.

Magnetic curves for quantitative interpretation of the Găvojdia anomaly, using the proposed procedure.

de asemenea este prezentată curba seminormată a acestei anomalii. Rezultatele calculelor de adâncime sunt înscrise în tabelul 16.

TABELUL 16

Rezultatele determinării adâncimii h prin procedeul propus în cazul anomaliei magnetice de la Găvojdia

l	Adâncimea h (km) Relația (195)	Adâncimea h (km) Relația (190)
2	2,075	1,800
4	1,840	1,400
6	1,750	1,230
8	1,685	0,975

Dacă ținem cont de adâncimea părții superioare a masei eruptive, cunoscută în punctul în care s-a efectuat forajul, atunci media rezulta-



telor obținute prin relația (195) conduce la o adâncime de 1.840 m care se abate de la cea reală cu +87% ; media rezultatelor deduse prin relația (190) conduce la o adâncime de 1.355 m, care se abate de la cea reală cu +38% ; în fine, media generală a valorilor de adâncime determinate prin ambele formule este de 1.598 m, ceea ce reprezintă o estimare cu o eroare de +62,7%.

Și în cazul folosirii anomaliei magnetice, dispersia valorilor individuale este mare.

Spre deosebire însă de cazul precedent, studiul anomaliei magnetice ne-a condus la valori de adâncime mult mai mari față de adâncimea părții superioare a masei eruptive. Acest lucru nu poate fi întîmplător și nici nu poate fi datorat procedeului propus, a cărui fundamentare teoretică este corectă, ci trebuie legat de situația geologică specifică a acestei structuri. S-a precizat mai înainte că masa eruptivă banatitică se diferențiază față de rocile terigene prin proprietăți magnetice mai ridicate, totuși prezența magnetitului în masa rocii și la conținuturi mai ridicate apare în sonda de referință numai de la 1.364 m în jos. Dacă raportăm la această adâncime, atunci media generală a valorilor lui h conduce la o estimare cu abatere de +17,16%, iar media rezultatelor obținute prin relația (190) la o estimare cu abatere de numai -1%.

Privite prin această prizmă, rezultatele studiului anomalilor geofizice de la Găvojdia, Banat, ne conduc la concluzia că numai în aparență anomaliiile gravimetrică și magnetică sunt legate genetic, deci ar avea originea în același element al structurii geologice, în speță masa de roci banatitice pusă în loc în substratul regiunii. În realitate, ne apare că anomalia gravimetrică este într-adevăr produsă de contrastul de masă dintre eruptiv și rocile terigene, în timp ce anomalia magnetică ar fi produsă în principal de nivelurile interioare din masa banatitică, îmbogățite în magnetit și, numai subordonat, de către contrastul de proprietăți magnetice pe care îl realizează rocile eruptive față de cele sedimentare care le acoperă în zona de creastă și le mărginesc lateral. În această ordine de idei, nu este exclus, poate chiar probabil, ca la adâncimi neexplorate, sub talpa sondei de referință, să existe o schimbare de facies a rocilor eruptive asociată cu o îmbogățire mai substanțială în magnetit.

Așadar, constatăm că aplicarea procedeului propus în acest prim caz ne-a condus la o estimare a adâncimii cu o eroare mai mică de 10% pe baza anomaliei gravimetrice ; rezultatele studiului anomaliei magnetice pot apărea ca neconcludente, însă sugerează unele ipoteze geologice interesante și de natură să stimuleze cercetări viitoare.



STUDIUL ANOMALIEI GRAVIMETRICE DIN ZONA CAPIDAVA-CANARA

Condițiile fizico-geologice din această zonă au fost discutate în partea întii a acestei lucrări, cu ocazia tratării anomaliei gravimetrice pe o altă cale; unele precizări sau detalii suplimentare, care vor apărea necesare, vor fi date atunci cînd se vor discuta rezultatele obținute prin analiza care urmează.

Analiza anomaliei

Pentru calculul structural prin aplicarea procedeului propus s-a ales același profil gravimetric pe direcția M. Kogălniceanu—Nisipari folosit și în studiu din partea întii. Variația anomaliei gravitației de-a lungul acestui profil, este reproducă în figura 88. Se poate remarcă din

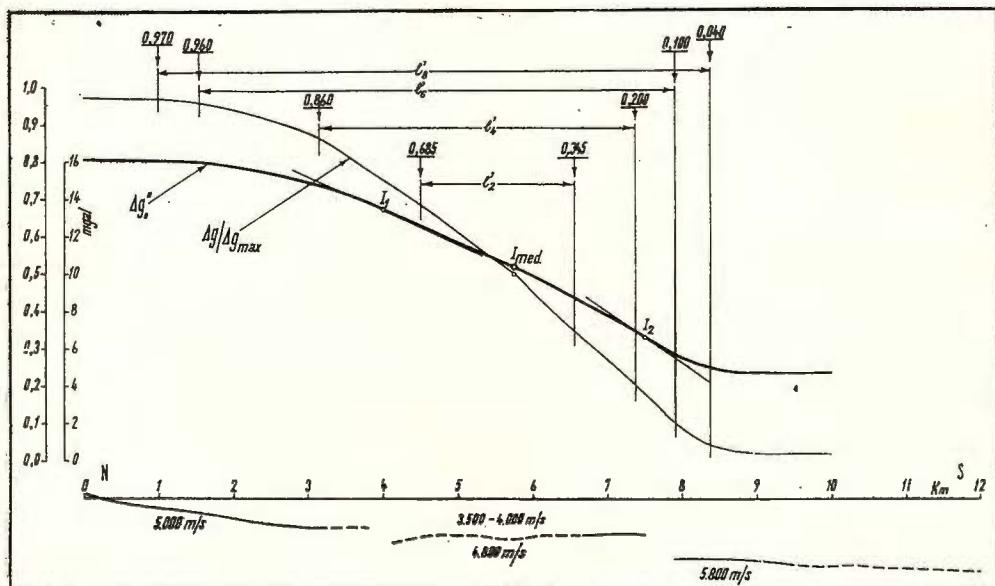


Fig. 88. — Curbe gravimetriche și secțiunea seismică, pentru interpretarea cantitativă, prin procedeul propus, a anomaliei din zona Capidava-Canara.

Gravimetric curves and seismic section for quantitative interpretation of the Capidava-Canara anomaly, using the proposed procedure.

analiza atentă a curbei $\Delta g''_0$, că aceasta pune în evidență, pe fondul general de scădere a valorilor de la N către S, două puncte de inflexiune notate cu I_1 și I_2 ceea ce sugerează faptul că în această zonă nu avem de-a face cu o simplă linie tectonică, ci cu o zonă de faliere în care sint



cel puțin două falii principale a căror săritură este situată în vecinătatea celor două puncte de inflexiune. Acest fapt este cu totul în acord cu rezultatele obținute de Spânoche și Spânoche¹⁶ care, pe baza cercetărilor prin corelație continuă a undelor seismice refractate au ajuns la aceeași concluzie. În figura 88 este reprezentată și curba seminormată a anomaliei gravimetrică, precum și secțiunea seismică construită de-a lungul aceluiași profil.

Pe considerente de morfologie a curbei seminormate, a fost ales pentru comparație cazul treptei inclinate, cu față superioară la suprafață și inclinarea de 10° , conform figurii 73. Calculele efectuate au condus la rezultatele consemnate în tabelul 17.

TABELUL 17

Rezultatele determinării adîncimii h prin proceedul propus în cazul anomaliei gravimetrică din zona Capidava—Canara

l	Adîncimea h (km) Relația (195)	Adîncimea h (km) Relația (190)
2	1,110	1,025
4	1,164	1,060
6	1,248	1,060
8	1,062	0,920

Tinând cont de faptul că secțiunea seismică indică o adîncime maximă de 1.000 m în partea de S a flancului coborât al zonei faliante, rezultă că față de valoarea medie de 1.146 m a determinărilor lui h prin relația (195) s-a obținut o abatere de +14,6%; față de valoarea medie de 1.016 m a determinărilor prin relația (190) o abatere de +1,6% și, în fine, față de media generală a valorilor de adîncime stabilite prin ambele relații, care este 1.071 m, o abatere de +7,10%.

Am vrea să precizăm că alegerea cazului de treaptă inclinată, respectiv de curbă normată pentru comparație, se poate face în mod just prin încercări și verificări succesive. În acest sens au fost calculate mediile generale ale adîncimilor h pentru cazul unei trepte cu inclinarea de 5° obținându-se 496 m și pentru cazul unei trepte cu inclinarea de 15° obținând 1.407 m. Cu aceste valori de adîncime, precum și cu cea obținută

¹⁶ Op. cit., pct. 9.

pentru înclinarea de 10° s-a procedat la seminormarea curbelor teoretice din figurile 72, 73, 74, care au fost apoi comparate cu curba seminormată a anomaliei gravimetrică din zona Capidava — Canara. Această comparație este reprodusă în mod sintetic în figura 89.

Din figura 89 apare suficient de clar că procedeul indicat mai sus poate oferi un criteriu corect pentru alegerea cazului teoretic cel mai apropiat în vederea efectuării interpretării cantitative. Din examinarea

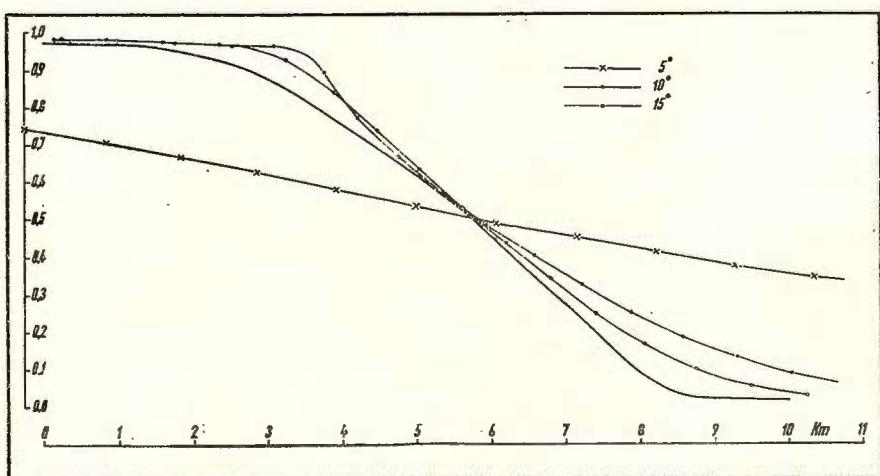


Fig. 89. — Curbele seminormate ale anomaliei gravității din zona Capidava-Canara și ale cazurilor teoretice pentru trepte inclinate la 5° , 10° și 15° , folosind adâncimile determinate pentru cazurile respective.

Semi-normalized curves for the gravity anomaly from Capidava-Canara Zone and for the theoretical cases of steps having 5° , 10° and 15° inclinations, using the depths determined in these cases, respectively.

acestei figuri apare de asemenea că cea mai apropiată curbă față de curba seminormată a anomaliei este cea pentru înclinarea de 10° ; cazul treptei cu înclinarea de 15° dă o soluție mai îndepărtată față de curba experimentală și cu o morfologie diferită, iar al celei cu înclinarea de 5° prezintă abateri în sens diferit și de o valoare foarte mare, având de asemenea o morfologie complet diferită care îl elimină total din rîndul posibilităților.

Revenind la analiza valorilor de adâncime obținute pentru cazul comparării anomaliei cu cea teoretică produsă de o treaptă cu înclinarea de 10° , putem face observația că în acest caz dispersia valorilor indivi-

duale este mult mai mică, totuși în 2–3 cazuri diferențele sunt mari. Acest fapt provine din unele deformări ale anomaliei gravimetrice luată în considerație, ca urmare a unor condiții geologice locale. Astfel, funda-mentul cristalin, care reprezintă flancul inferior al zonei faliante este departe de a fi omogen din punct de vedere petrografic și deci trebuie suspectate unele variații de densitate în cuprinsul lui; în acest sens, datele seismice obținute de Spânoche și Spânoche¹⁷ sunt conclu-dente. Așa cum de altfel apare și din figura 88, viteza de propagare a undelor elastice are valori care se inseră în domeniul 4.800–5.000 m/s (corespunzătoare probabil șisturilor verzi), însă și valori net diferite în treimea sudică a profilului, de 5.800 m/s (corespunzătoare probabil șisturilor cristaline mezozonale). Nici rocile din cuvertura de calcare jura-sice nu sunt probabil omogene din punct de vedere al densității, deși cal-carele sunt foarte omogene ca facies petrografic. Această variație a densi-tății în masa calcarelor provine desigur din caracterul fisurat, diaclazat și chiar carstificat al acestora. Acest lucru apare clar din scăderea vitezelor de propagare a undelor elastice la 3.500–4.000 m/s (fig. 88) și a fost pusă în evidență și de Văjdea et al (1967) care au cartat în zona Palau-zul Mare–Cocoșul, anomalii de rezistivitate aparentă legate de astfel de fenomene. Mai mult decât atât, un calcul efectuat la sugestia noastră de către Borcoman¹⁸ a arătat că, ținând cont de variațiile de densitate din fundament, anomalia gravimetrică din zona Capidava–Canara nu poate fi reprobusă teoretic la valoarea cartată decât acceptând pentru calcarele jurasice o densitate medie de 2,20–2,30 g/cm³, deși măsură-torile de densitate în laborator, pe probe de astfel de calcare, au condus la valori de 2,60–2,80 g/cm³. Așadar, unele deformări ale anomaliei gravimetrice luate în studiu, apar perfect justificate prin situația geo-logică complexă din această zonă și explică dispersia valorilor de adîncime obținute.

Se poate deci conchide că în acest caz procedeul propus a funcționat bine, o eroare de +7,10% în estimarea adîncimii pe baza unei anomalii gravimetrice fiind întru totul acceptabilă.

¹⁷ Op. cit., pct. 9.

¹⁸ Borcoman Rodica. Soluții structurale ale anomaliei gravimetrică Capidava–Canara și comparația rezultatelor cu alte date geofizice. Proiect diplomă (cond. R. Botezatu). 1965. Arh. Inst. Petrol, Gaze, Geol. București.

STUDIUL ANOMALIEI MAGNETICE DE LA NW DITRĂU

Situată fizico-geologică

Cu ocazia unor prospecțiuni magnetice de detaliu efectuate în anul 1955, Șteflea și Șteflea¹⁹ au pus în evidență o anomalie a componentei verticale ΔZ , cu intensitate de cca 600 γ, bine individualizată și situată la NW de localitatea Ditrău. Anomalie magnetică în discuție apare într-o zonă caracterizată prin prezența la suprafață a aglomeratelor andezitice. Cauza ei a fost interpretată ca datorindu-se existenței unui corp eruptiv în adâncime, constituit din roci bazice de tipul celor cunoscute la Jolotca (diorite, meladiorite, hornblendite). Pentru lămurirea situației a fost săpată de către I.G.E.X. sondă 12 Ditrău, care, după ce a traversat un pachet de aglomerate și tufuri andezitice, a întrat la adâncimea de 480 m în roci bazice de tipul hornblenditelor și dioritelor.

Anomalie magnetică are o formă aproape izometrică în zona centrală și evoluează către o formă eliptică în zonele periferice, cu un raport maxim lungime/lățime de cca 2,5/1, însă este evident că în părțile de W, NW și SW este perturbată de influențe străine de cauza principală a ei. Mai trebuie precizat că pe fondul general anomal se suprapun efecte de suprafață, sub formă de microanomalii, datorate blocurilor de andezit din cuvertura de pirolastite și care dau curbelor de egală valoare un caracter foarte agitat.

Analiza anomaliei

Calculul structural a fost efectuat luând în considerație un profil al variației anomaliei magnetice ΔZ pe direcția NW—SE, care trece prin apexul anomaliei și forajul 12 I.G.E.X. și e ales astfel încât să străbată zonele cele mai puțin perturbate ale anomaliei. După nivelarea microanomalilor magnetice s-a obținut curba ΔZ reprodusă în figura 90; în aceeași figură sunt prezentate și curba mediată a anomaliei magnetice (ΔZ_{med}), precum și curba seminormată a acesteia ($\Delta Z/\Delta Z_{max}$).

Având în vedere forma anomaliei magnetice și cele precizate cu ocazia discuției ei, s-a ales pentru comparație cazul unui cilindru vertical infinit extins în jos, a cărui curbă normată este prezentată în figura

¹⁹ Șteflea VI., Șteflea Ligia. Raport asupra lucrărilor de prospecție magnetometrică în regiunea Jolotca—Remetea—Ditrău—Lăzarea—Gheorghieni. 1957. Arh. Com. Stat Geol. București.



10. Aceasta revine, evident, la a asimila sursa anomaliei cu un neck, respectiv cu o coloană aproximativ cilindrică de roci eruptive puse în loc în adâncime.

Rezultatele calculelor efectuate prin procedeul propus sunt consemnate în tabelul 18.

TABELUL 18

Rezultatele determinării adâncimii h prin procedeul propus în cazul anomaliei magnetice de la NW Ditrău

l	Adâncimea h (km) Relația (195)	Adâncimea h (km) Relația (190)
2	0,736	0,625
4	0,588	0,386
6	0,550	0,260
8	0,510	0,200

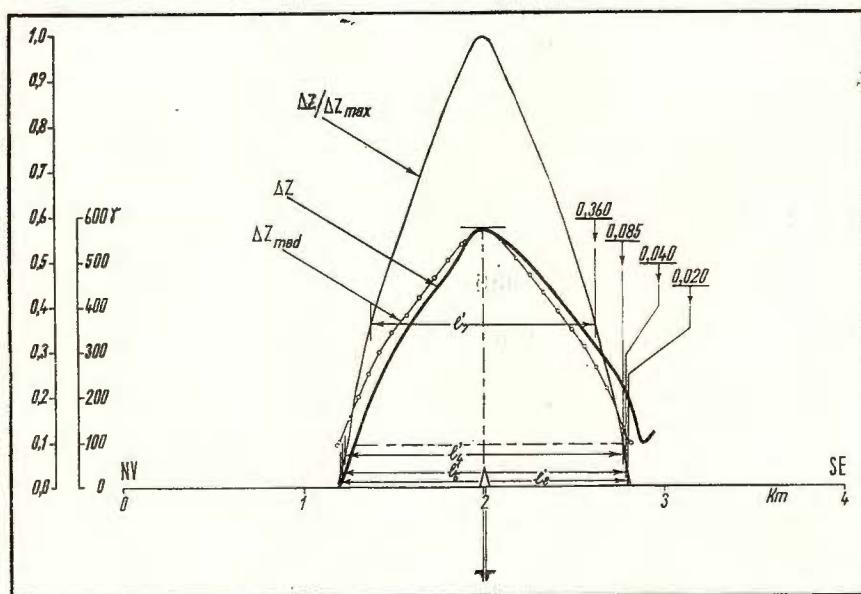


Fig. 90. — Curbe magnetice pentru interpretarea cantitativă prin procedeul propus a anomaliei magnetice de la NW Ditrău.

Magnetic curves for quantitative interpretation of the NW Ditrău anomaly, using the proposed procedure.

Cum corpul eruptiv a fost interceptat la o adâncime de 480 m, rezultă că față de această valoare media adâncimilor deduse prin relația (195) și care este de 596 m prezintă o abatere de +24,0% ; media valorilor stabilite pe baza relației (190), care este de 368 m prezintă o abatere de -23,4% ; în fine, media generală a valorilor de adâncime, stabilite prin ambele relații, prezintă o abatere față de valoarea corectă a adâncimii de numai +0,40%.

Exemplul anomaliei magnetice de la NW Ditrău pune încă o dată în evidență faptul că, deși valorile individuale de adâncime obținute prin procedeul propus se obțin cu o dispersie destul de mare între ele, media generală a acestor valori se apropie foarte mult de rezultatul corect care ar trebui obținut. În particular, rezultatul obținut în acest caz cu o eroare de numai +0,40% poate fi considerat ca excelent.

STUDIUL ANOMALIEI MAGNETICE DE LA BĂTRÎNEȘTI-GURBĂNEȘTI (MOLDOVA DE NORD)

În ceea ce privește condițiile fizico-geologice din această regiune, s-au făcut o sumă de precizări de ordin general în partea întâi a acestei lucrări, cu ocazia tratării anomaliei magnetice pe o altă cale ; alte amănunte, care vor apărea ca necesare, vor fi precizate atunci cind se vor discuta rezultatele ce se vor obține prin analiza care urmează.

Reamintim doar că anomalia magnetică de la Bătrînești—Gurbănești are o formă eliptică, cu raportul lungime/lățime de cca 5/1, aşa încât aceasta permite o tratare bidimensională.

Analiza anomaliei

Pentru efectuarea calculului structural a fost ales un profil pe direcția SW—NE care trece prin apexul anomaliei magnetice și prin forajul de referință efectuat de I.G.E.X. la Bătrînești. Materialul geofizic de bază care a fost folosit este reprezentat de harta magnetică redactată de Botezatu (1962).

În figura 91 este reprodus profilul variației componentei verticale a cîmpului geomagnetic ales pentru interpretarea cantitativă prin procedeul propus și care poate fi considerat ca reprezentativ pentru această anomaliă ($Z_{m\alpha}$) ; totodată, este prezentată curba mediată a anomaliei (Z_{med}), precum și curba seminormată a acesteia.

Caracterul bidimensional al anomaliei și informațiile de ordin geologic pe care le-am avut la dispoziție ne-au condus la asimilarea sursei



anomaliei cu o distribuție de masă de tip strat vertical bidimensional, infinit extins în adâncime și magnetizat uniform după direcția verticală. Pe considerente de morfologie a curbei seminormate a fost ales pentru comparație cazul unei astfel de distribuții de masă la care raportul $d/h = 4$, a cărei curbă normată este prezentată în figura 83.

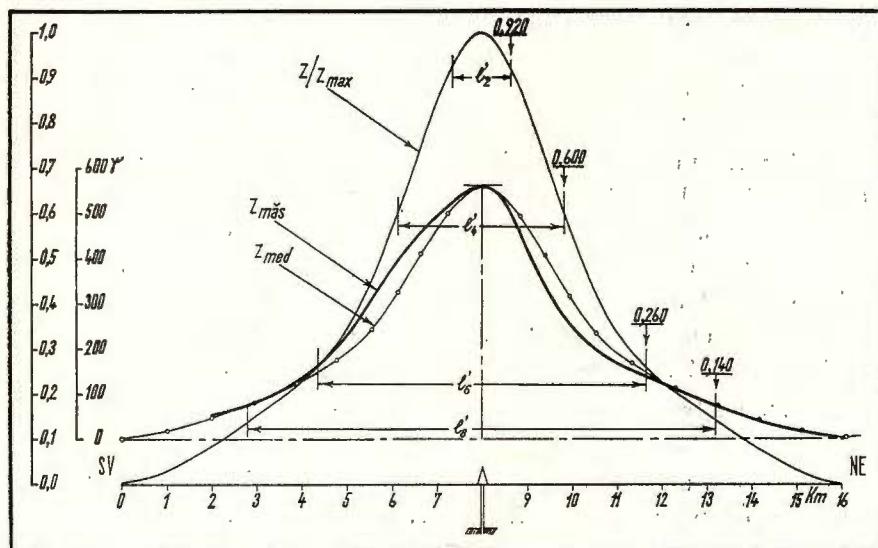


Fig. 91. — Curbe magnetice pentru interpretarea cantitativă, prin procedeul propus, a anomaliei de la Bătrinești-Gurbănești.

Magnetic curves for quantitative interpretation of the Bătrinești-Gurbănești anomaly, using the proposed procedure.

Aplicarea procedeului ne-a condus la rezultatele înscrise în tabelul 19.

TABELUL 19

Rezultatele determinării adâncimii h prin procedeul propus în cazul anomaliei magnetice de la Bătrinești—Gurbănești

l	Afincimea h (km) Relația (195)	Adâncimea h (km) Relația (190)
2	0,582	0,650
4	0,816	0,928
6	0,966	1,218
8	1,038	1,306

Având în vedere că forajul de referință a interceptat fundimentul platformei moldovenești la adîncimea de 1.008 m, rezultă că față de valoarea medie de 851 m a determinărilor lui h prin relația (195) s-a obținut o abatere de $-16,0\%$; față de valoarea medie de 1.026 m a determinărilor prin relația (190) o abatere de $+1,0\%$; în sfîrșit, față de media generală a valorilor de adîncime stabilite prin ambele relații, care este de 939 m, o abatere de $-6,85\%$.

Verificarea corectitudinii alegerii modului pentru interpretare se poate face și în acest caz, într-o formă asemănătoare cu aceea folosită în cazul treptelor (exemplul anomaliei Capidava – Canara). În acest sens au fost calculate mediile generale ale adîncimilor h pentru cazurile unor strate verticale, infinit extinse în jos și magnetizate uniform după direcția verticală cu $d/h = 3$, respectiv $d/h = 5$. Mediile generale obținute au fost de 1.276 m, respectiv de 699 m și cu ajutorul acestor valori s-a procedat la seminormarea curbelor teoretice din figurile 82, 83, 84. Compararea acestor curbe cu curba seminormată a anomaliei mediate din zona Bătrînești–Gurbănești este prezentată în figura 92.

Analiza curbelor seminormate din figura 92 ne conduce la următoarele :

La prima vedere s-ar părea că cea mai apropiată de curba experimentală este curba seminormată pentru cazul $d/h = 3,00$. Dacă stabilim însă suprafața de abatere dintre curba experimentală și cele trei curbe seminormate, obținem următoarele :

pentru $d/h = 3,00$, abaterea este de $+0,48 \text{ cm}^2$;

pentru $d/h = 4,00$, abaterea este de $-4,70 \text{ cm}^2$;

pentru $d/h = 5,00$, abaterea este de $-12,00 \text{ cm}^2$;

Este clar că adevărata valoare a adîncimii se găsește între rezultatele obținute pentru $d/h = 3,00$ și $d/h = 4,00$, adică între valorile medii de adîncime de 1.276 m și 939 m, chiar mai aproape de prima. Dacă facem media ponderată a acestor două valori de adîncime, folosind pentru calculul coeficienților de pondere valorile ariilor de abatere, obținem o valoare de adîncime probabilă de 1.247 m. Față de adîncimea de intrare a sondei în fundimentul cristalin, care este de 1.008 m, rezultă o eroare de estimare a adîncimii de 23,71%. Este de văzut însă dacă aceasta reprezintă o eroare reală, deoarece forajul de referință a deschis din fundimentul platformic numai un interval mic, de la 1.008 m pînă la 1.048 m constituit din : sisturi amfibolice alterate și sisturi cristaline amfibolice (1.008 – 1.048 m), cu o îndințare de granit la 1.017 m, granit alb rozaliu.



la 1.020 m și granit rozaliu cenușiu la 1.028 m. Având în vedere că astfel de roci nu justifică anomalia magnetică ce a fost cartată, ca amplitudine și extindere în suprafață, nu este exclus ca sursa reală a anomaliei magnetice să fie reprezentată de o masă de roci infracristaline care nu au

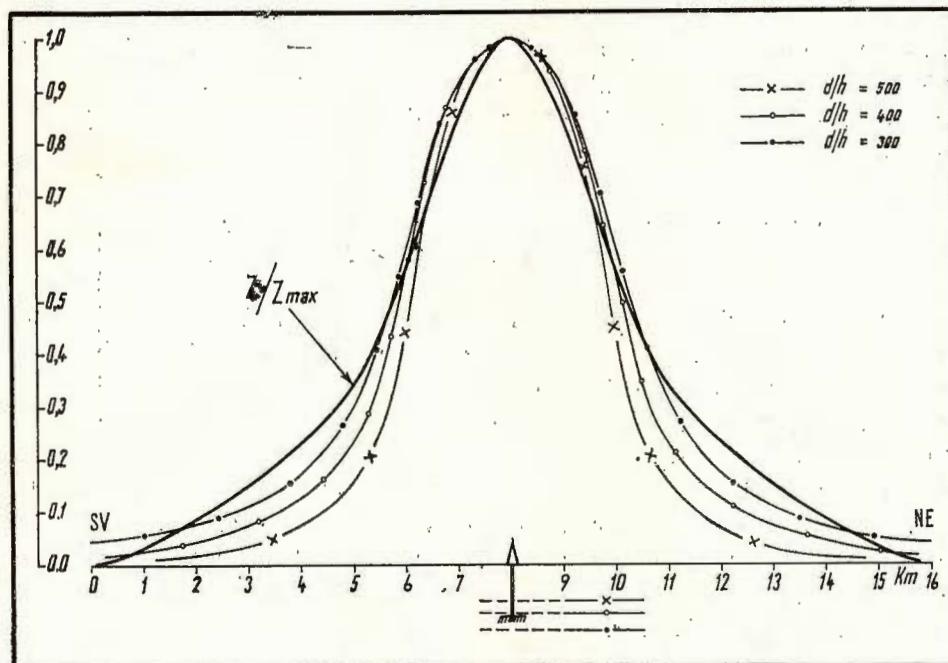


Fig. 92. — Curbele seminormate ale anomaliei magnetice ΔZ de la Bătrînești-Gurbănești și ale cazurilor teoretice pentru strate verticale cu d/h de 3,00, 4,00 și 5,00, folosind adincimile determinate pentru cazurile respective.

Semi-normalized curves for the magnetic ΔZ anomaly of Bătrînești-Gurbănești and for the theoretical cases of vertical beds having 3.00, 4.00 and 5.00 the d/h ratio, using the depths determined in these cases, respectively.

fost interceptat de forajul de referință, situată la o adâncime de cca 1.250 m. De altfel, dacă ne amintim de soluția structurală obținută pentru aceeași anomaliă pe o altă cale în partea întâia a lucrării (fig. 42), vedem că existența unei surse de anomaliă, mai activă din punct de vedere magnetic și situată în interiorul fundamentului platformic, se impune ca o necesitate.

Considerentele de mai sus nu contrazic însă faptul că modelul ales inițial, respectiv $d/h = 4,00$, reprezintă o soluție bună pentru comparație cu curba experimentală.

Analizind acum rezultatele obținute, constatăm că și în acest caz valorile individuale de adâncime prezintă o dispersie destul de mare; totuși, media generală a valorilor, care indică o adâncime probabilă estimată cu o eroare de $-6,85\%$ față de informația furnizată de forajul de referință, poate fi considerată în limite cu totul acceptabile. Putem conchide aşadar că și în acest caz procedeul propus a funcționat în bune condiții.

STUDIUL ANOMALIILOR GRAVIMETRICE DIN ZONA DE SE A MUNȚILOR METALIFERI

Toate cazurile tratate pînă acum au avut în vedere în primul rînd verificarea procedeului propus în zone în care posedam informații sigure asupra adâncimii structurilor producătoare de anomalii măcar într-un singur punct, ca urmare a unui foraj executat și, numai în subsidiar, obținerea de informații geologice de natură să avanseze cunoștințele asupra structurilor respective sau să stimuleze efectuarea de cercetări viitoare. Cu studiul de față vom face o încercare de aplicare a procedeului propus în scopul de a lămuri și contura unele probleme geologice ridicate de prospecțiunea gravimetrică într-o regiune de prim interes economic și anume în zona de SE a Munților Metaliferi.

Situația fizico-geologică

Fundamentul regiunii în zona de SE a Munților Metaliferi este constituit din șisturi cristaline care alcătuiesc o serie de masive periferice geosinclinalului Munților Metaliferi și anume: la N cristalinul de Bihor și Gilău, la NE cristalinul de Remetea-Trascău, iar la S cristalinul de Mureș-Poiana Ruscă și cel al Sebeșului.

Într-o perioadă care a precedat Malmul, a avut loc o puternică fază efuzivă bazică, cu care ocazie s-au pus în loc lave și produse piroclastice cu mici intercalații de sedimente marine ceea ce demonstrează, cel puțin în parte, caracterul submarin al acestor efuziuni.

În Malm, și îndeosebi în Portlandian, pe crestele de diabaze mai puțin submerse s-a instalat o activitate recifogenă în urma căreia s-au format o serie de recife calcaroase.



Începînd cu Cretacicul inferior, în zona Munților Metaliferi a avut loc o sedimentare din ce în ce mai intensă, de tip flișoid. Paralel cu formarea depozitelor de fliș au continuat, cu intermitențe, efuziunile bazice pînă în Cenomanian; de asemenea, activitatea recifogenă a fost prezentă pînă în Barremian.

La sfîrșitul Albianului a avut loc faza de cutare austrică, care a avut drept rezultat cutarea flișului cretacic inferior, după care a urmat sedimentarea Cenomanianului în facies de molasă.

Faza de cutare laramică a pus capăt sedimentării cretacice; se constată o reluare a cutării în zonele inițial afectate de cutările austrice, cu formarea de fracturi de adîncime în lungul cărora s-au pus în loc corpuri magmatice banatitice. După aceasta a urmat o fază continentală care a durat pînă la începutul Tortonianului.

Transgresiunea tortoniană a acoperit o bună parte din Munții Metaliferi, eroziunea care a urmat a îndepărtat însă în cea mai mare parte depozitele tortoniene. Astfel de depozite sunt prezente astăzi, bine dezvoltate, în bazinile Brad—Săcărîmb—Hălmagiu și Zlatna—Almașul Mare, atât datorită acoperirii lor parțiale cu produse efuzive neogene, cât și datorită unor fracturi de fundament care au compartimentat substratul în horsturi și grabene. Aceste fracturi au o orientare generală NW—SE și în lungul lor, sau al altor fracturi paralele cu acestea, se presupune că au fost puse în loc masele de efuziuni de riolite, andezite, dacite și bazalte începînd din Tortonianul inferior. În bazinul Brad—Săcărîmb—Hălmagiu, în continuitate de sedimentare cu Tortonianul s-a depus Sarmătianul; orizonturile piroclastice intercalate în depozitele sarmatiene indică continuarea activității eruptive neogene, al cărei ciclu se încheie probabil în Pliocen.

Eruptiunile ciclului efuziv neogen, asupra cărora este îndreptată în primul rînd atenția noastră în cadrul prezentului studiu, sunt constituite din roci care aparțin în general tipurilor intermediare-bazice. Cercetările geologice efectuate asupra lor au condus la separarea a patru faze principale de erupție și anume:

Faza întîi, care a avut loc în Tortonian și care cuprinde andezite cu amfibol, andezite cu amfibol și biotit, andezite cuartifere, andezite cu amfibol și piroxen sau cu piroxen, precum și riolite cu conținut mare de plagioclazi și sanidin, în parte puse în loc simultan cu andezitele și care au dominat la sfîrșitul acestei faze.



Faza a doua, reprezentată prin breccii andezitice de explozie, tufuri și lave intercalate la baza Sarmațianului, precum și prin corpuși de dacite, în general alterate.

Faza a treia cuprinde corpuri vulcanice puse în loc la sfîrșitul Sarmațianului și în Pliocen. În această fază a avut loc o activitate efuzivă deosebit de puternică, caracterizată prin explozii intense în urma căror au fost proiectate mase enorme de cinerite și de breccii tufacee răspândite aproape în întreaga regiune. Rocile care aparțin acestei faze sunt reprezentate de andezite, în general cuarțifere și puternic alterate hidrotermal, precum și de dacite proaspete sau slab alterate.

Faza a patra este reprezentată de filoane și corpuri de dimensiuni mici, de andezite nealterate și bazalte, puse în loc în Pliocen.

Zona aleasă pentru studiul de față și denumită de noi zona de SE a Munților Metaliferi este delimitată aproximativ de paralela care trece prin Poreurea la N și de cea prin Certejul de sus la S, precum și de meridianele care trec prin Crăciunești la W și prin vîrful Gurguiatu la E. În această zonă sunt prezente :

1) neckurile de riolite de faza întâi (δ_1) de la Sfredelul și valea Făierag ;

2) neckul de dacite de faza a doua (δ_2) de la Draica ;

3) neckurile de andezite de faza a treia (α_3) de la Runcu, S dealul Mialu, Teascul, valea Boholtului, Măgura, Făieragul Mare, Stogul, Găunoasa, W Hondol, E Hondol, Măcrișul, Sarcău, W Goroniște, E Goroniște, vîrful Haitău, Frăsinata, Săcărîmb, dealul Poiana, vîrful Săcărîmb și vîrful Ancii ;

4) neckurile de dacite de faza a treia (δ_3) de la Gurguiata-Știrba, Cetrașul, Buha și Coasta Mare ;

5) neckul de andezite de faza a patra (α_4) de la Zimbrița.

Această sumară sinteză geologică a regiunii Munților Metaliferi a fost făcută după lucrarea lui Ghîțulescu și Socolescu (1941); cele 28 de neckuri eruptive neogene specificate mai sus și care reprezintă gradul de cunoaștere a manifestărilor eruptive neogene la data elaborării lucrării citate, sunt figurate în schița din planșă.

Ulterior și îndeobsebi în ultimii 15 ani lucrările geologice de suprafață ca și explorările prin foraje și lucrări miniere, au adus o serie de com-



pletări la imaginea distribuției maselor eruptive neogene în această zonă. După Gh. I. Țulescu²⁰ principalele corpuri neogene cunoscute în prezent sunt următoarele :

1) Un corp subvulcanic situat la N de Barbura, constituit din riolite de Băița (faza întâi), intens caolinizate, conturat prin lucrări miniere;

2) două corpuri subvulcanice în zona Dumbrăvile și anume : S vîrful Runcu și SE dealul Mialu, constituise din andezite amfibolice de tip Barza (faza a treia), caolinizate și propilitizate. Corpul de la S vîrful Runcu a fost pus în evidență prin galerii la nivelul +314 m și prin foraje, care au indicat că partea superioară a corpului se plasează la circa 150 m adâncime față de suprafață. Corpul de la SE dealul Mialu este alcătuit din andezite amfibolice de tip Barza, intens caolinizate și a fost pus în evidență printr-o singură galerie de explorare din care cauză atât conturul cât și poziția să nu sint încă suficient precizate ;

3) un corp subvulcanic, de dimensiuni mai mari, situat la NW de lacul Făierag. Acest corp este alcătuit tot din andezite de tip Barza, transformate hidrotermal (caolinizate și propilitizate) și a fost pus în evidență prin galerii la nivelul +390 m și foraje, care au arătat că partea superioară a corpului se plasează la o adâncime de circa 100 m de la suprafață ;

4) un neck andezitic, constituit din andezite de faza a treia, la Făieragul Mic ;

5) un corp subvulcanic, alcătuit din andezite de faza a treia intens caolinizate pus în evidență pe valea Găunoasa doar printr-un foraj adânc de 500 m ;

6) un corp subvulcanic în versantul nordic al văii Baiaga alcătuit din andezite de faza a treia, de un tip asemănător andezitelor de Săcărîmb și transformate hidrotermal prin caolinizare. Acest corp a fost pus în evidență prin galerii de explorare și printr-un foraj ; partea superioară a lui se plasează la aproximativ 80 m adâncime de la suprafață.

Conturul acestor 7 corpuri eruptive și subvulcanice neogene a fost de asemenea figurat în schița din planșă.

²⁰ Gh. I. Țulescu T. P., Ungureanu B., Berinde I. Raport de sinteză asupra geologiei regiunii Băița-Crăciunești, Măgura, Hondol, Stogu, 1968, (în pregătire).



Studiul densităților rocilor de pe aria Munților Metaliferi și a munților Drocei a fost efectuat de către Andrei²¹⁻²²⁻²³, pe un număr de aproape 15.000 de probe colectate din aflorimente, lucrări miniere și carote din foraje; unele concluzii au fost prezentate într-o lucrare de sinteză cu privire la cercetarea gravimetrică a eruptivului neogen din țara noastră, de către Botezat et al (1967). Din datele pe care le deținem pînă în prezent în această problemă rezultă că andezitele prezintă densități care se înscriu între $2,58 \text{ g/cm}^3$ (proaspete) și $2,48 \text{ g/cm}^3$ (metamorfozate hidrotermal); dacitele, proaspete sau puțin transformate au o densitate medie de $2,54 \text{ g/cm}^3$, iar riolitele transformate hidrotermal de $2,35 \text{ g/cm}^3$. Contrastul de masă privind corporile eruptive neogene, puse în loc fie ca vulcani fie ca mase subvulcanice se realizează în principal față de rocile tortoniene a căror densitate medie este de $2,40 \text{ g/cm}^3$ și în parte numai față de cele sarmatiene care au o densitate medie de $2,10 \text{ g/cm}^3$; un alt contrast de masă, privind roci de suprafață, se mai poate realiza eventual față de seria efuzivă bazică ce este caracterizată printr-o densitate medie de $2,46 \text{ g/cm}^3$. În ceea ce privește rocile mai vechi sau din adâncime, acestea prezintă următoarele densități medii: $2,56 \text{ g/cm}^3$ pentru Cretacicul superior; $2,61 \text{ g/cm}^3$ pentru Cretacicul mediu; $2,67 \text{ g/cm}^3$ pentru Cretacicul inferior; $2,68 \text{ g/cm}^3$ pentru Portlandian; $2,70 \text{ g/cm}^3$ pentru Cristalinul epizonal al seriei de Mureș.

Caracteristicile anomaliei gravimetrice

Cartarea anomalilor cîmpului gravitației pe aria Munților Metaliferi a fost efectuată de Calotă²⁴ și apoi de Andrei²⁵. În general, în ceea ce privește masele de roci eruptive neogene și în particular în zona care face obiectul prezentului studiu, distribuția valorilor gravitației a confirmat prin anomalii de maxim structurile cunoscute constituite din

²¹ Andrei J. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice și magnetometrice în Munții Metaliferi și în partea de sud a munților Trascău pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

²² Andrei J. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice-magnetometrice din sectoarele nordic și vestic ale Munților Metaliferi, pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1962. Arh. Com. Stat. Geol. București.

²³ Andrei J. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din partea de vest a Munților Metaliferi și din partea de est a munților Drocea, pentru localizarea intruziunilor gabbroice și banatitice. 1963. Arh. Com. Stat. Geol. București.

²⁴ Calotă C. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din Munții Metaliferi de sud-culoarul Mureșului—Breaza (Zlatna). 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

²⁵ Op. cit., pct. 21.



andezite și dacite și prin anomalii de minim pe cele constituite din riolite, rezultate care sunt cu totul în acord cu raporturile de densitate și de masă care au reieșit din studiile asupra densităților rocilor.

În vederea efectuării unui studiu mai aprofundat asupra tuturor anomalilor gravimetrice din această zonă, a fost pregătită special o hartă a anomalilor gravimetrice locale prin separarea cimpului regional, folosind metoda mediilor mobile, evaluat cu o latură de 1,5 km.

Confruntarea acestor anomalii gravimetrice locale cu harta geologică a regiunii și cu schița corpuri neogene, vulcanice și subvulcanice, întocmită de noi, a pus în evidență existența a 7 anomalii gravimetrice de maxim local pentru care nu există o explicație imediată în structura geologică de suprafață. Acestea sunt :

- 1) Anomalia de pe valea Cetraș, plasată în parte pe lave andezitice caolinizate și în parte pe lave dacitice.
 - 2) Anomalia de la Gemenia, plasată pe lavele dacitului de Cetraș.
 - 3) Anomalia de la vîrful Cheiului, plasată parțial pe neckul de dacite de la Coasta Mare și parțial pe lave dacitice.
 - 4) Anomalia de la SW Hondol, plasată în parte pe lave andezitice caolinizate și în parte pe depozite sedimentare tortoniene.
 - 5) Anomalia de la S Hondol, plasată pe lave andezitice caolinizate.
 - 6) Anomalia de pe valea Șes, plasată pe lave andezitice nealterate.
 - 7) Anomalia de la N de Pădurea Haitău, plasată în parte pe lave andezitice caolinizate și în parte pe depozite sedimentare sarmatiene (?).
- În afară de acestea, dintr-un studiu efectuat de B p t e z a t u et al. (1964 b) a reieșit existența a alte două anomalii locale fără un corespondent geologic imediat la suprafață, una la vîrful Leli plasată în parte pe aglomeratele seriei efuzive bazice și în parte de lave andezitice caolinizate și alta la W Făieragul Mare plasată parțial pe neckul andezitic cu același nume și parțial pe seria eruptivă bazică și pe lave andezitice caolinizate.
- Interpretarea calitativă a acestor 9 anomalii locale a fost făcută în acord cu Andrei, autorul cartării gravimetrice, ajungindu-se la concluzia că ele pot fi puse pe seama existenței unor corpuri subvulcanice constituite probabil tot din andezite sau eventual dacite.

Analiza anomalilor gravimetrice

Existența acestor anomalii locale și ipoteza de interpretare geologică la care ne-am oprit, ne-a sugerat ideea de a contura dimensional sursele de anomalii folosind procedeul propus în această lucrare.



Ca tip de corp anomal ne-am oprit la acela de cilindru vertical infinit extins în jos. Faptul că anomaliiile gravimetrice legate de corporurile eruptive neogene din Munții Metaliferi sunt satisfăcute de distribuții de masă de tip cilindru vertical, a fost controlat de Zaharescu²⁶; ulterior, soluții de tip cilindric au fost obținute pentru neckurile andezitice din sectorul Făieragul Mare de către Botezatu et al. (1964 b) și apoi, pentru sectorul Roșia Montană de către Andrei et al. (1966).

Pentru estimarea adâncimii feței superioare a acestor mase cilindrice verticale a fost folosită curba din figura 6 și datele din tabelul 11. Calculul razei cilindrilor s-a făcut pe baza relației (95) particularizată pentru punctul de deasupra axei cilindrului; ca valoare a contrastului

TABELUL 20

Rezultatele interpretării cantitative a anomaliei gravimetrice locale, considerate a fi produse de corpori subvulcanice de formă cilindrică verticală

Nr. crt.	Denumirea anomaliei (corpu- lui subvulcanic)	Adâncimea h (m)	Raza R (m)
1	vîrful Leli	196	353
2	W Făieragul Mare	212	368
3	valea Cetraș	326	427
4	Gemenea	283	427
5	vîrful Cheiului	132	340
6	SW Hondol	166	257
7	S Hondol	78	244
8	valea Șes	610	540
9	N Pădurea Haitău	303	482

de densitate $\Delta\delta$, care apare în formula de calcul, s-a ales $+0,15 \text{ g/cm}^3$ ca valoare medie în acord cu cele precizate cu ocazia discutării densităților rocilor prezente în regiune.

Rezultatele obținute sunt prezentate în tabelul 20.

²⁶ Zaharescu F. A. Studiul posibilităților de interpretare fizică a anomaliei gravimetrice produse de distribuții de masă de tip Făieragul Mare — aplicații teoretice. Perspective de generalizare a concluziilor pentru zona Munților Metaliferi. Proiect diplomă (cond. R. Botezatu). 1963. Arh. Inst. Petrol., Gaze, Geol. București.

Sub aspectul funcționării procedeului propus, putem face observația că și în aceste cazuri împrăștierea valorilor individuale de adincime determinate pe baza relațiilor (190) și (195) este relativ mare. Cazurile tratate cu această ocazie ne-au întărât însă convingerea că această împrăștiere derivă nu din deficiențe ale procedeului propus, ci din morfologia anomalilor gravimetrice care se îndepărtează mai mult sau mai puțin de anomalia teoretică produsă de un corp cilindric vertical, infinit extins în jos. În acest sens este convingător faptul că la analiza anomaliei gravimetrice de la vîrful Leli, care se apropie probabil foarte mult de o anomaliă teoretică, s-a obținut o împrăștiere foarte mică a valorilor individuale și anume: prin relația (195) s-a găsit 203 m pentru $l = 2$; 206 m pentru $l = 4$; 202 m pentru $l = 6$; 200 m pentru $l = 8$; prin relația (190) s-a obținut 200 m pentru $l = 2$; 200 m pentru $l = 4$; 183 m pentru $l = 6$ și 169 m pentru $l = 8$.

Cu datele obținute la dimensionarea surselor de anomalii și consimilate în tabelul 20 a fost completată schița din planșă, care devine astfel o schiță de prognoză a corpurilor neogene subvulcanice în zona de SE a Munților Metaliferi.

Din examinarea schiței din planșă rezultă că corpurile prezumtive subvulcanice determinate pe baza anomalilor gravimetrice prezintă secțiuni orizontale cu totul comparabile cu ale celorlalte corperi cunoscute. Cu excepția corpului din valea Șes, adâncimile la fața superioară a acestor corperi sunt mici, de un ordin de mărime comparabil cu cea mai mare parte cu a corpurilor subvulcanice recunoscute prin lucrări miniere și foraje și, în orice caz, se plasează în cuprinsul depozitelor tortoniene a căror grosime este considerată de maximum 400 m. Cu privire la adâncimea reală la fața superioară este de precizat că datele cu privire la corpurile subvulcanice cunoscute geologic au arătat că în coperișul acestora s-au produs fenomene de coacere a rocilor sedimentare însotite de o creștere a densității lor, așa încît este probabil că adâncimile la roca eruptivă din aceste corperi sunt ceva mai mari decât cele indicate de analiza anomalilor gravimetrice. În orice caz, ordinul de mărime al acestor adâncimi permite verificarea existenței acestor corperi cu o instalație de foraj SG -300 sau SG -650. În fine, mai trebuie remarcat că nu apar suprapunerile între aceste corperi și cele cunoscute geologic, cu excepția corpurilor de la vîrful Cheiului și W Făieragul Mare, suprapunerile care sunt probabil de aceeași natură cu cele de la Runcu și dealul Mialu. Toate aceste considerente ne-au format convingerea că imaginea structurii



unor mase eruptive neogene ascunse, în zona de SE a Munților Metaliferi, poate fi considerată ca probabilă.

În sprijinul acceptării existenței unora din aceste corpuri subvulcanice există și cîteva argumente geologice.

Astfel, după Ghîțulescu²⁷, o galerie săpată la NW de corpul cunoscut de la Frăsinata a interceptat andezite de tip Săcărîmb, transformate hidrotermal, la nivelul +320 m; rezultă că această galerie a interceptat probabil, în partea sudică a lui, corpul subvulcanic prezumтив de la N Pădurea Haitău.

De asemenea, cartările geologice efectuate de Berbeleac și Ionescu^{28,29}, în zona de obîrșie a văii Voia, pe pîriul Măcrișului, pîriul Cetraș și pîriul Lazului, au pus în evidență trei zone de transformări hidrotermale însotite de mineralizații sub formă de diseminări cu pirită și marcasită. În această zonă aflorează andezite cuarțifere cu amfibol și biotit de fază a treia, andezite amfibolice cu puțin euarț și biotit de fază întâi, precum și sedimente tortoniene reprezentate prin conglomerate, microconglomerate, gresii grosiere și sisturi marnoase. Deoarece la suprafață s-a observat prezența cinabrlui, au fost executate pe cele trei văi profile de foraje cu sondaze Prosper, cu adîncimi cuprinse între 5 și 45 m. Aceste foraje au pus în evidență creșterea cu adîncimea a intensității transformărilor hidrotermale și intensificarea diseminărilor cu pirită și marcasită. După părerea autorilor, în această zonă există o arie largă de circulație a soluțiilor hidrotermale mineralizatoare, iar prezența cinabrlui ar arăta că nivelul eroziunii nu este prea coborât. Urmare acestor observații, autorii au propus efectuarea unui profil de 3 foraje de explorare cu adîncimi de 250–400 m. Această zonă corespunde ariei în care a fost determinat pe baze gravimetrice corpul subvulcanic de pe valea Cetraș și considerăm că observațiile geologice de suprafață reproduse mai sus confirmă existența în adîncime a unei activități eruptive de o astfel de natură, dind un suport mai bine fundamentat ipotezei de existență a acestui corp subvulcanic. Prin aceasta, programul de foraje de explorare propus de autori ne apare ca o necesitate.

²⁷ Comunicare personală.

²⁸ Berbeleac I., Ionescu O. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri auroargentifere și de mercur în regiunea Săliște–Coasta Mare–Hărtăgani, Munții Metaliferi. 1964. Arh. Com. Stat. Geol. București.

²⁹ Berbeleac I., Ionescu O. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru mercur în regiunea Bacău–Bulbuc–Voia. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În fine, nu trebuie uitate indicațiile de mineralizații de suprafață sub formă de impregnații din zonele vîrful Leli și W Făieragul Mare, ca și cele de la N Pădurea Haitău sub formă de mineralizații difuze și filoane cu sulfuri complexe (galenă și blendă), care apar pe harta geologică elaborată de Ghițulescu și Socolescu (1941).

Așadar, considerăm că putem trage concluzia că interpretarea anomalilor gravimetrice din zona de SE a Munților Metaliferi, care nu au un corespondent geologic de suprafață, în sensul celor arătate mai înainte, are toate sansele să reprezinte o realitate geologică privind structuri ascunse ale rocilor eruptive neogene și poate constitui o bază justificată pentru efectuarea de cercetări geologice viitoare.

APRECIERI ASUPRA FUNCȚIONĂRII PROCEDEULUI PROPUȘ

Așa cum apare clar din această a doua parte a lucrării, procedeul propus pentru interpretarea directă, imediată, a anomalilor gravimetrice și magnetice constă dintr-o comparație complexă a anomaliei măsurate cu anomalia teoretică produsă de o distribuție geometrică de masă, aleasă ca cea mai apropiată ca formă cu structura geologică necunoscută care produce anomalia de studiat. Caracterul complex al acestei comparații provine din faptul că are loc atât pe baza ariilor închise, la diferite niveluri de intensitate, de către curba anomaliei, cît și pe baza lățimilor anomaliei la aceleași niveluri. Prin compararea ariilor, procedeul se înscrie în categoria celor sintetice, iar prin compararea lățimilor, în categoria celor bazate pe mărimi caracteristice ale curbelor; rezultă așadar că procedeul propus este un procedeu mixt, aparținând unei noi categorii, o a treia, dacă menținem criteriul de clasificare ales. În aceste condiții este clar că acest procedeul beneficiază atât de avantajele cît și de dezavantajele ambelor categorii de procedee cunoscute; spre deosebire de majoritatea acestora însă, valoarea de adâncime determinată rezultă ca medie a 8 valori distincte, cîte 4 stabilite în 2 concepții diferite, ceea ce conferă rezultatului un grad mai ridicat de încredere.

Procedeul propus a fost verificat mai întîi într-un caz teoretic reprezentat de o distribuție de masă tridimensională (sferică) ales astfel deoarece reprezintă cazul de mai mare generalitate, precum și în 5 cazuri de anomalii obținute prin prospecțiuni gravimetrice sau magnetice, alese cît mai diferențiat ca tipuri de structuri și condiții geologice care le produc și pentru care există date de foraj pentru a se putea stabili valabilitatea rezultatelor obținute.



În cele ce urmează vom trece în revistă principalele rezultate teoretice care se desprind din studiul cazurilor tratate, scoțind în evidență posibilitățile și limitările care au apărut în aplicarea procedeului propus.

Din verificarea procedeului pe cazul teoretic a reieșit funcționarea foarte bună a acestuia. Cele 4 valori de adâncime determinate pe baza relației (190) au fost foarte corecte, iar celelalte 4 valori determinate pe baza relației (195) au fost afectate de o eroare medie foarte mică, ceea ce a condus la o medie generală a adâncimii h afectată de o eroare de numai $+ 0,71\%$. Așadar, rezultatul verificării procedeului propus poate fi considerat perfect valabil în acest caz teoretic, iar eroarea de determinare a adâncimii sursei de anomalie cu totul acceptabilă. Deci, cu unele observații privind precizia construcțiilor grafice și evaluarea ariilor închise de curba anomaliei la diferite niveluri de intensitate a acesteia, aplicarea procedeului propus în cazul teoretic a arătat buna funcționare a acestuia și posibilitatea de rezolvare cu succes a problemei puse, folosind această cale.

Acăst prim rezultat ne-a permis să trecem la aplicarea procedeului în cazul a 5 anomalii obținute prin lucrări de prospecție geofizică, după cum urmează :

- 1) anomalia gravimetrică de la Găvojdia (Banat);
- 2) anomalia magnetică ΔZ de la Găvojdia (Banat);
- 3) anomalia gravimetrică din zona Capidava-Țanara (Dobrogea);
- 4) anomalia magnetică ΔZ de la NW Ditrău (Transilvania de est);
- 5) anomalia magnetică ΔZ de la Bătrînești-Gurbănești (Moldova de nord).

Observația principală care s-a putut face la verificarea procedeului propus în aceste cazuri practice este că, la aplicarea relațiilor (190) și (195) prin care se determină valurile de adâncime, s-a obținut o împrăștiere destul de mare a acestor valori. Acest lucru a apărut nu din deficiențe de fundamentare teoretică a procedeului, ci din faptul că sursele de anomalii existente în natură sunt asimilabile cu anumite corpuși geometrice dar niciodată identice ca formă cu ele; din această cauză nici anomaliiile gravimetrice și magnetice obținute prin cartare nu pot avea o formă perfect comparabilă cu a anomalilor teoretice. Totuși mediile generale obținute din astfel de valori individuale, cu dispersie uneori destul de mare, s-au acordat bine cu valorile reale de adâncime la sursa de anomalie, cunoscute din foraje. Astfel, pentru cazul anomaliei de la Găvojdia s-a obținut o eroare în estimarea adâncimii la sursă de $+ 9,23\%$ pe baza anomaliei gravimetrice și de $+ 17,2\%$ pe baza anomaliei magnetice, ultima fiind



discutabilă datorită condițiilor geologice încă neclare din punct de vedere al sursei anomaliei magnetice; pentru cazul anomaliei din zona Capidava-Canara, o eroare de + 7,1%; pentru cazul anomaliei de la NW Ditrău, o eroare de + 0,40%; pentru cazul anomaliei de la Bătrînești-Gurbănești, o eroare de - 6,9%.

Având în vedere pe de o parte că metodele gravimetrică și magnetică nu sunt metode geofizice „cu controlul adâncimii” și ca atare nu putem spera la găsirea unui procedeu de determinare corectă a acesteia și, pe de altă parte că, aşa cum a apărut din trecerea în revistă a preciziei procedurilor cunoscute din literatura de specialitate, o eroare de $\pm 10\%$ în estimarea adâncimilor este considerată ca un rezultat foarte bun, putem trage concluzia că procedeul propus a suportat cu succes și această verificare în cazuri practice. În general, concluziile verificării efectuate în cazul teoretic și-au găsit o confirmare și la verificarea în aceste cazuri practice, aşa încât am considerat că aplicarea acestui procedeu poate fi extinsă și la alte cazuri în care gradul de cunoaștere geologică a surselor anomaliei este mai limitat.

Cu aceste observații, s-a trecut final la studiul anomaliei gravimetrice din zona de SE a Munților Metaliferi. Prin acest studiu s-a urmărit să se contureze geometric, ca formă și poziție în subsol, sursele ascunse ale unor anomalii gravimetrice (de natură unor coruri subvulcanice) care nu-și găseau o explicație geologică imediată în structura geologică de suprafață. Astfel, au fost luate în studiu 9 anomalii gravimetrice la care au fost deduse coruri anomale de forma unor cilindri verticali infinit extinși în jos, stabilindu-se adâncimea la fața superioară și raza pentru fiecare caz în parte. Si în cazul acestor 9 anomalii gravimetrice studiate s-a constatat o dispersie uneori mare a valorilor individuale de adâncime, deși au fost și cazuri în care împărtăierea acestor valori a fost remarcabil de mică. Pentru această zonă nu am avut la dispoziție nici o posibilitate de verificare a valorilor de adâncime estimate, astfel încât nu putem determina erorile cu care au fost stabilite aceste adâncimi; din considerente geologice, indirecte, putem însă aprecia că soluțiile cantitative obținute apar ca probabile.

În concluzie, având în vedere rezultatele verificării atât pe cazul teoretic cât și în cele 5 cazuri practice, precum și rezultatele aplicației efectuate pentru zona de SE a Munților Metaliferi, putem conchide că procedeul propus de noi funcționează bine și conduce la rezultate cantitative demne de luat în considerație. Evident, având în vedere limitările



principiale ale metodelor gravimetrică și magnetică, nu putem pretinde să obținem valori de adâncime riguros exacte; rezultatele aplicării acestui procedeu au condus însă la stabilirea ordinului de mărime al adâncimilor, cu o eroare de maximum $\pm 10\%$, ceea ce poate fi considerat ca un rezultat bun și îndeosebi foarte util și care permite proiectarea în bune condiții a unor lucrări de explorare, fie foraje pentru adâncimi mai mari, fie puțuri pentru adâncimi mai mici.



CONCLUZII

În lucrarea de față sint propuse două procedee originale pentru analiza anomaliiilor gravimetrice și magnetice, în vederea stabilirii unor elemente esențiale fizico-geologice ale surselor de anomalii, care să permită formularea unor ipoteze juste de interpretare geologică și, în final, o interpretare geologică cît mai corectă a anomaliiilor.

P r i m u l p r o c e d e u propus este un procedeu de separare a surselor de anomalii. Tratarea problemei s-a făcut în accepția că noțiunea de separare are un conținut mai larg decât cel folosit în momentul de față de către cercurile de specialiști, iar operația de separare trebuie să cuprindă două etape distincte dintre care prima să compore stabilirea numărului de surse de anomalii care în mod efectiv participă la crearea unei anomalii cumulate și, o a doua etapă, care să compore conturarea anomaliiilor individuale care participă la cumulare. Procedeul propus constă dintr-o analiză complexă a anomaliiilor de studiat, pe baza filtrării numerice combinată cu reprezentarea anomaliiilor, în ipoteza că acestea pot fi descrise printr-o funcție complexă nearmonică; prin descompunerea funcției în componente armonice și studierea spectrului de energie, în ipoteza că anomalia admite o descriere printr-o funcție complexă armonică; în fine, pe baza funcției de autocorelație și a spectrului de putere, în ipoteza că anomalia poate fi considerată ca o funcție aleatoare staționară.

A l d o i l e a p r o c e d e u propus este un procedeu de interpretare directă, imediată, pe profil, a anomaliiilor gravimetrice și magnetice; acesta constă dintr-o comparație complexă a anomaliei măsurate cu o anomalie teoretică produsă de o distribuție de masă geometrică, aleasă ca cea mai apropiată ca formă cu structura geologică necunoscută care produce anomalia de studiat.

Ambele procedee au fost verificate mai întâi pe câte un caz teoretic și apoi în cîteva căzuri de anomalii măsurate. Anomaliiile măsurate au fost astfel alese încît să provină de la structuri geologice cît mai diferite din

toate punctele de vedere (formă, adîncime, complexitate a constituției petrografice etc.), iar aceste structuri ascunse să aibă un grad de cunoaștere geologică cît mai avansat, în special pe bază de foraje. Rezultatele verificării procedeelor au confirmat buna funcționare a lor și pot fi considerate cu totul satisfăcătoare în cadrul limitărilor principiale ale metodelor gravimetrică și magnetică. Aplicațiile practice au scos în evidență unele condiții de aplicabilitate, precum și unele posibilități și limitări ale acestor procedee, care au fost prezentate și discutate în detaliu în textul lucrării.

Consecvent cu punctul nostru de vedere exprimat în introducerea acestei lucrări, vom trece acum în revistă numai principalele concluzii geologice la care au condus studiile noastre, concluzii pe care le considerăm demne de relevat ca elemente în măsură să avanseze cunoașterea geologică a subsolului țării noastre sau să constituie baza de plecare a unor cercetări geologice viitoare. Astfel :

1) Studiul anomaliei magnetice de la Bătrînești-Gurbănești, din cuprinsul platformei moldovenești, a pus în evidență prin analiza armonică faptul că aceasta este o anomalie cumulată, reprezentând însumarea efectelor a 4 surse distințe, din care 3 ajung cu partea superioară la suprafața fundamentului platformic, iar a 4-a rămîne ca o masă infracristalină. Aceeași anomaliie, pe baza interpretării directe, imediate, a arătat că admite o sursă cumulativă la suprafața fundamentului de platformă. Plecind de la datele geologice cunoscute, aceste surse au fost dimensionate sub forma unor mase granitice, de tipul unui granit cu magnetit, care străpung formațiunea predominant gneissică ce constituie fundamentul acestei platforme. Nu trebuie uitat însă că dimensionarea avînd la bază masele magnetice anormale, nu exclude și alte soluții posibile în care, menținînd contrastele de masă la valorile cunoscute, să obținem pentru volume mai mici ale surselor de anomalii contraste de proprietăți magnetice mult mai mari. Așadar, soluția geologică la care ne-am oprit și anume aceea a unor mase granitice, care apare ca probabilă la nivelul actual al cunoașterii geologice în această regiune, nu poate fi considerată ca limitativă. Dacă ținem cont de faptul că mai la E, în platforma rusă, în antecliza Voronejului sau în masivul ucrainian, fundamentul este constituit din roci granitice și dioritice, filite, amfibolite, gneisse, metabazite etc. în care se găsește seria metamorfică productivă cu magnetit și siderit sub forma unor benzi de 200–2.000 m lățime și lungimi de zeci sau chiar sute de km, legată de prezența cuarțitelor feruginoase, de faptul că soluțiile interpretative ale anomaliei magnetice de la Bătrînești-Gurbănești conduc la forme structurale de același tip geometric, precum și de faptul că forajele efectuate



în această regiune (Todireni, Iași, Bătrînești) au pus în evidență existența în fundiment a unor roci comparabile (gneisse, granite, șisturi amfibolice, cuarțite etc.), ne apare legitimată ipoteza unei structuri comparabile. Așadar, studiul anomaliei magnetice de la Bătrînești-Gurbănești ne-a condus la ideea de a suspecta posibilitatea existenței unor zăcăminte de fier în fundimentul platformei moldovenești. Astfel de zăcăminte, dacă există, sănătate intr-o treaptă de adâncime care deocamdată le scoate din interesul economic imediat, însă evoluția rapidă a tehnicii le-ar putea actualiza în viitor; în orice caz, verificarea acestei ipoteze trebuie făcută prin profile de foraje la distanțe relativ mici, lățimea unor astfel de corpuri fiind probabil mică.

2) Studiul anomaliei gravimetricice de la Slătioarele-Pitești, prin analiza funcțiilor periodice, armonice și nearmonice, a confirmat distribuția zonară a sării și legitățile acesteia în interiorul masivului găsită de noi într-un studiu anterior. Această structură particulară a masivului de sare de la Slătioarele prezintă un caz deosebit de interesant pentru geologia românească și credem că el este demn de studiat în continuare din punct de vedere pur geologic și în special tectonic, pentru a lămuri mecanismul formării acestei îngrămadiri de sare în masiv și eventual a aduce noi contribuții la problema diapirismului sării, una dintre problemele de veche tradiție ale geologiei românești.

3) Studiul anomaliei gravimetricice din zona Capidava-Canara, atât prin analiza de frecvență pe baza integralei Fourier, cât și prin interpretarea directă, imediată, a adus noi precizări cu privire la elementele geometrice ale acestei importante linii geologice; și în acest caz credem, că aceste elemente pot constitui o interesantă bază de plecare pentru studii geologice viitoare, care să aducă lămuriri cu privire la natura și mecanismul formării acestei linii regionale de contact anormal, care, din punct de vedere structural, desparte Dobrogea centrală de cea de sud.

4) Studiul anomaliei gravimetricice din zona Craiova-Dăbuleni, prin analiza funcțiilor periodice, a ridicat în primul rînd unele probleme teoretice privind interpretarea geologică a anomaliei gravimetricice din platforma moeziacă. Astfel, faptul că anomalia gravimetrică măsurată a putut fi reconstituită integral prin calcul, având în vedere numai participarea formațiunilor geologice din cuvertură, de la Neogen la Mezozoic inclusiv, pune în discuție aportul evident precumpărător al formațiunilor situate la adâncimi mici, în crearea anomaliei gravimetricice și conduce la revizuirea conceptului de anomaliu regională în platforma moeziacă, precum și la reconsiderarea posibilităților gravimetriei la cartarea structurilor adânci.



Aceste probleme au, însă, și un revers geologic important. Îndeosebi, este de reținut faptul că reproducerea integrală a anomaliei gravimetrice în condițiile precizate, numai pe baza variațiilor de grosime și a densităților medii ale formațiunilor geologice, arată că nu sînt de suspectat în această zonă alte forme structurale decit cele stabilite prin secțiunea geologică construită pe baza forajelor de recunoaștere și nici anomalii importante de densitate în cuprinsul acestor formațiuni, legate eventual de zone de fisurare importantă sau de carstificare în cadrul depozitelor calcaroase și dolomitice mezozoice.

5) Studiul anomaliei gravimetrice de-a lungul unui profil general care străbate R. S. România, folosind mărimi ale matematicii statistice, a confirmat participarea preponderentă a structurilor situate la suprafață sau la adîncimi mici și în special a depozitelor neogene în contrast cu substratul lor, la crearea anomaliei gravimetrice. Prin acest rezultat, concluziile stabilite în zona Craiova-Dăbuleni din platforma moeziică capătă un suport mai general.

6) Studiul anomaliei gravimetrică și magnetică de la Găvojdia pe baza interpretării directe, imediată, a ridicat problema că aceste anomalii nu sînt legate genetic de masa banatitului ascuns, cunoscut prin forajul de referință. Din aceasta derivă imediat că este de suspectat posibilitatea ca la adîncimi mai mari, neexplorate încă, situate sub talpa forajului efectuat, să existe o schimbare de facies a rocilor banatitice asociată cu o îmbogățire în minerale feromagnetice și în special în magnetit. O astfel de mineralizație eventuală, neinteresantă în momentul de față din punct de vedere practic, datorită adîncimii prea mari, pentru o exploatare economică, este de reținut totuși pentru viitor cînd posibilitățile tehnice vor avansa în această direcție.

7) Studiul anomaliei magnetice de la NW Ditrău, pe baza interpretării directe, imediate, a relevat, prin rezultatul cantitativ excepțional de bun obținut la estimarea adîncimii corpului, justifica ipotezei de interpretare, dar, în același timp, o evidentă monotonie din punctul de vedere al proprietăților magnetice ale rocilor bazice care îl constituie, neridicînd probleme de mineralizații interesante economic, localizate în anumite zone ale acestuia.

8) În fine, studiul anomaliei gravimetrice din zona de SE a Munților Metaliferi, reprezentînd o aplicație a proceșului propus pentru interpretarea directă, imediată, a condus la conturarea a 9 coruri prezumtiv subvulcanice, constituite probabil din andezite sau dacite. Caracteristicile geometrice de formă și adîncime, cu totul comparabile cu ale



celorlalte structuri eruptive și subvulcanice cunoscute în această zonă, acordă rezultatelor gravimetrice caracterul unei soluții probabile, cu atât mai mult cu cît pentru cîteva din aceste corpuși există unele indicații geologice directe, de suprafață sau chiar de adîncime.

Harta de prognoză a corpușilor subvulcanice aduce o contribuție interesantă la completarea hărții geologice din această regiune, permitînd formularea unor importante ipoteze de lucru pentru cercetări geologice viitoare în vederea descoperirii de noi mineralizații auro-argentifere. În special corpușile de pe valea Cetraș și de la N Pădurea Haitău considerăm că intră în incidența interesului imediat; de aceea, verificarea existenței acestor corpuși cu un foraj central și, în caz că aceasta se confirmă, explorarea zonelor periferice ale acestora, se impune, credem, ca o necesitate.

În concluzie, cercetările întreprinse de noi în legătură cu aplicarea analizei funcțiilor periodice la interpretarea anomaliei gravimetrice și magnetice, au scos în evidență posibilitățile mari pe care le oferă această clasă de funcții speciale și ne-au permis elaborarea a două noi procedee de interpretare cantitativă cu care se completează categoriile de procedee existente. În același timp, folosirea procedeelor propuse, cu justificare teoretică riguroasă, a scos în evidență faptul că aceasta conduce la informații cantitative importante, în parte de o natură cù totul nouă, asupra structurilor geologice producătoare de anomalii gravimetrice sau magnetice și permite, în condiții științifice justificate, elaborarea unor ipoteze de interpretare geologică pe baza cărora să se poată identifica substratul fizico-geologic al acestui gen de anomalii geofizice.



BIBLIOGRAFIE

- A g o c s W. B. (1951) Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, XVI,, 4, Tulsa, Oklahoma.
- Airinei S t., Boisnard M., Botezatu R., Georgescu Lia, Suciu P.: Visarion M. (1964) Carte de l'anomalie magnétique ΔZ de Moldavie (Roumanie). Acad. R.P.R. Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géophys., 8, Bucureşti.
- A la c i V. (1948) Analiza infinitezimală II, Calculul integral. Ed. libr. stud., Timișoara.
- A ll dredge L. R., Van Voorhis G. D., Davis T. M. (1963) A magnetic profile around the world. *J. geophys. Res.*, 68, 12, Richmond, Virginia.
- A ndreev P. P. (1958) Matematisches tablă. Gos. statist. izdat., Moskva.
- A ndrei J., Calotă C., Pătruț S t. (1966) Considerații structurale asupra zonei erup-țiunilor neogene de la Roșia Montană pe baza interpretării cantitative a datelor gravimetric și a corelării cu datele magnetometrice. Acad. R.S. România. Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz., IV, 2, Bucureşti.
- A ngot A. (1961) Compléments de mathématiques à l'usage des ingénieurs de l'électrotechnique et des télécommunications. Ed. Rev. d'Optique, Paris.
- A tanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.
- B aranov V. (1953) Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. *Geophys. Prosp.*, I, 3, Haga.
- (1954) Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale. *Geophys. Prosp.*, II, 3, Haga.
 - (1957) A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, XXII, 2, Tulsa, Oklahoma.
 - (1960) Rôle des mathématiques dans l'art de l'interprétation. *Geophys. Prosp.*, VIII, 2, Haga.
 - (1961) Energie des vibrations et filtrage non-linéaire. *Geophys. Prosp.*, IX, 3, Haga.
 - Nau dy H. (1964) Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, XXIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- B ean R. J. (1961) Discussion of "An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data" by Peter Jacobsen Jr. *Geophysics*, XXVI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Berezkin V. M., Buketov A. P. (1966 a) Folosirea continuării analitice pentru interpretarea cimpurilor gravitaționale de deasupra structurilor petro-gazeifere. *Nout. Geol. Geofiz.*, VII, 11, Bucureşti.



- B u k e t o v A. P. (1966 b) Aplicarea analizei armonice în prelucrarea datelor gravimétrice. *Nout. Geol. Geofiz.*, VII, 12, București.
- B e t e h t i n A. G. (1964) Kurs mestorojdenii poleznih nekopaenih. Izdat. „Nedra”, Moskva.
- B e z i c o v i c i I. S. (1952) Calcule aproximative. Ed. tehn., București.
- B h a t t a c h a r y y a B. K. (1964) Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, XXIX, 4, Tulsa, Oklahoma.
- (1965) Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, XXX, 5, Tulsa, Oklahoma.
- (1966 a) A method for computing the total magnetization vector and the dimensions of a rectangular block-shaped body from magnetic anomalies. *Geophysics*, XXXI, 1, Tulsa, Oklahoma.
- (1966 b) Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, XXXI, 1, Tulsa, Oklahoma.
- (1967) Methods of interpretation of aeromagnetic data by digital computers for basement studies. *New geophysical developments and methods*, P.D. 6, 7—o Congreso mundial del petroleo, Mexico.
- B i l l i n g s M. P. (1942) Structural Geology. Prentice-Hall Inc., New York.
- B l a k m a n R. P., T u k e y J. W. (1958) The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering. Dover Publications Inc., New York.
- B o r n W. T., K e n d a l l J. M. (1941) Application of Fourier integral to some geophysical instrument problems. *Geophysics*, VI, 2, Tulsa, Oklahoma.
- B o t e z a t u R., B ă c i o i u Tr. (1957) Anomalie gravitației în Dobrogea centrală. *Acad. R.P.R. Bul. șt. Secț. Geol. Geogr.*, II, 2, București.
- (1959 a) Cercetări gravimétrice de-a lungul văii Carierii (reg. Constanța). *D.S. Com. Geol.*, XLII, București.
- (1959 b) Anomalie gravitației în regiunea cuprinsă între râurile Olt și Dâmbovița. *Com. Geol. Stud. tehn econ.*, Ser. D (Geofizică), 3, București.
- B ă c i o i u Tr., A n d r e i J. (1961) Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VI, 1, București.
- (1962) Măsurători magnetice regionale în Moldova de nord. *D.S. Com. Geol.*, XLIII, București.
- (1964 a) Studiul anomaliei gravimétrice de la Slătioarele, regiunea Pitești. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geol.*, XI, București.
- C a l o ț ă F l o r e n t i n a, C a l o ț ă C., A n d r e i J. (1964 b) O cale de interpretare a anomalilor gravimétrice produse de neckuri andezitice din Munții Metaliferi. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geol.*, XII, București.
- (1964 c) Curs de metode geofizice de cercetare a subsolului. Ed. did. pedag., București.
- (1966) Cap. Gravimetrie și Magnetism în „Metode noi de prospecțiune geofizică”. Curs de perfecționare. Partea II-a, C.D. Ind. chim. petrol, București.
- A n d r e i J., C a l o ț ă C., F o t o p o l o s S., P o p o v i c i D., P r o c a A., S u c e a v a M. (1967) Asupra condițiilor de aplicabilitate a prospecțiunii gravimétrice la studiul aparatelor eruptive neogene din R.S. România. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geol.*, XV, București.
- (1968 a) Contribuții la problema descrierii analitice a anomalilor cîmpurilor potențiale. 1. Descrierea analitică a anomalilor de tip treaptă, pe profile, printr-un polinom



- de puteri ale distanței. *Acad. R.S. România, Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz.*, VI, 2, București.
- Calotă C. (1968 b) Asupra semnificației geologice a unor mărimi statistice în analiza datelor gravimetrice. *Acad. R.S. România. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz.*, VI, 2, București.
- Bott M. H. P., Smith R. A. (1958) The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophys. Prosp.*, VI, 1, Haga.
- Bruckshaw J. M., Kunaratnam K. (1963) The interpretation of magnetic anomalies due to dykes. *Geophys. Prosp.*, XI, 4, Haga.
- Byerly P. E. (1965) Convolution filtering of gravity and magnetic maps. *Geophysics*, XXX, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Carozzo M. T., Mossetti F. (1966) Coefficients and tables for two-dimensional periodal analysis. *Bol. Geofis. teor. appl., Inst. Geod. Geofis., Univ. di Bari*, VIII, 32.
- Chastenet de Gery J., Naudy H. (1957) Sur l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques. *Geophys. Prosp.*, V, 4, Haga.
- Chereau J. Y. (1963) Aperçus statistiques sur l'interprétation en aéromagnétisme. *Geophys. Prosp.*, XI, 1, Haga.
- Naudy H. (1965) Interpretarea combinată a gravimetriei și magnetometriei. Comunicare din partea Franței la cel de al III-lea Simpozion ECAFE cu privire la dezvoltarea resurselor de petrol din Asia și Orientul îndepărtat, Tokio, 10–12 noiembrie 1965, traducere. *Nout. Geol. Geofiz.*, VIII, 3, 1967, București.
- Ciocârdel R., Patrulius D. (1950) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Canara–Năvodari (jud. Constanța). *Bul. ști. Acad. R.P.R. Ser. Geol. Geogr. Biol. Șt. tehn. agr.*, II, 1, București.
- (1953) Contribuții la cunoașterea geologiei Dobrogei centrale. *D.S. Com. Geol.* XXXVII, București.
- Clay C. S. (1966) Waveguides, arrays and filters. *Geophysics*, XXXI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Constantinescu L. (1959) Curs de gravimetrie și prospecțiuni gravimetrice. I, *Inst. Petroli, Gaze, Geol.*, București.
- (1961 a) Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice. Ed. did. pedag., București.
 - Botezatu R. (1961 b) Contribuții la interpretarea fizică a anomalilor cîmpurilor potențiale. I. Continuarea analitică în semispațiul inferior. *Acad. R.P.R. Probl. Geofiz.*, I, București.
 - Botezatu R. (1961 c) Contribuții la interpretarea fizică a anomalilor cîmpurilor potențiale. II. Condiții de aplicare a continuării analitice. *Acad. R.P.R. Probl. Geofiz.*, I, București.
 - Eldaiem M. M. Abd. (1963) O formulă practică de aproximare a gradientului vertical. *Acad. R.P.R. Probl. Geofiz.*, II, București.
 - Botezatu R., Calotă C., Șteflea V., Romanescu Dr., Paucă M., Ghon E. (1964) Prospecțiuni geofizice. I. Ed. tehn., București.
- Cook K. L. (1950) Quantitative interpretation of vertical magnetic anomalies over veins. *Geophysics*, XV, 4, Tulsa, Oklahoma.
- Corduneanu C. (1961) Funcții aproape-periodice. Ed. Acad. RPR, București.
- Cuculescu I. (1967) Analiza numerică. Ed. tehn., București.
- Danes Z. F., Oncley L. A. (1962) An analysis of some second derivative methods. *Geophysics*, XXVII, 5, Tulsa, Oklahoma.



- (1964) Mathematical formulation of salt-dome dynamics. *Geophysics*, XXIX, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Darby E. K., Davies E. B. (1967) The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data. *Geophys. Prosp.*, XV, 3, Haga.
- Dean W. C. (1958) Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, XXIII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Ed. did. pedag., București.
- Săndulescu M., Lazărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- Elkins Th. A. (1951) The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, XVI, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Evjen H. M. (1936) The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, I, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Faill J. P., Grau G., Layotte P. C. (1964) Amélioration du rapport signal/bruit à l'aide du filtrage en éventail. Étude d'un cas concret. *Geophys. Prosp.*, XII, 3, Haga.
- Fillippone W. R. (1961) Discussion of "An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data" by Peter Jacobsen Jr. *Geophysics*, XXVI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Foster M. R., Hicks W. G., Nipper J. T. (1962) Optimum inverse filters which shorten the spacing of velocity logs. *Geophysics*, XXVII, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneșcu Sc., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului RPR după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geofiz.*, I, 1, București.
- (1964) Geologia petrolului și a gazelor naturale. Ed. did. pedag., București.
- Gay Parker S. Jr. (1963) Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Geophysics*, XXVIII, 2, Tulsa, Oklahoma.
- (1964) Discussion of "The interpretation of magnetic anomalies due to dykes". *Geophys. Prosp.*, XII, 3, Haga.
- (1965) Standard curves for magnetic anomalies over long horizontal cylinders. *Geophysics*, XXX, 5, Tulsa, Oklahoma.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière de Monts Metalifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes). *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.
- Giret R. (1958) Les conditions d'utilisation du magnétomètre aéroporté dans la recherche pétrolière. *Bull. Ass. fr. Techn. pétr.*, 129, Mai, Paris.
- (1963) Précision dans les études magnétiques aériennes; son incidence sur la qualité des résultats. *Geophys. Prosp.*, XI, Haga.
- Naudy H. (1963) Metode actuale de interpretare a studiilor aeromagnetice pentru cercetări petrolifere. Al VI-lea Congres mondial al petrolului, Frankfurt/Main, 1963, Secția I, Referat 15—PD 4, traducere. *Nout. Geol. Geofiz.*, V, 3, București.
- (1965) L'aéromagnétisme appliqué à la recherche pétrolière en Mer. Améliorations apportées par le magnétomètre à pompage optique. *Comp. Gén. Géophys.*, Paris.
- Giușcă D. (1963) Petrologia rocilor endogene. Ed. did. pedag., București.
- Gladki K. V., Serkerov S. A. (1965) Metodika postroenia včislitelnih shem dlja transformacii anomalij polei. *Novoe v polevoi gheofiziceskoi razvedke na nefi i gaz. Nauchno-analiticeskie i tematiceskie obzori*, Moskva.



- G**rant F. S. (1954) A theory for the regional correction of potential field data. *Geophysics*, XIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- (1957) A problem in the analysis of geophysical data. *Geophysics*, XXII, 2, Tulsa, Oklahoma.
 - West G. F. (1965) Interpretation theory in applied Geophysics. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
 - Martin I. (1966) Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves. *Geophysics*, XXXI, 1, Tulsa, Oklahoma.
- G**riffin W. R. (1949) Residual gravity in theory and practice. *Geophysics*, XIV, 1, Tulsa, Oklahoma.
- G**rigoraș N. (1961) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. tehn., București.
- Pătruț I., Popescu M. (1963) Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei moeziice pe teritoriul R.P.R. Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V, Comunic. sl. Secț. III — Tectonică, București.
- H**aalck H. (1942) Ergebnisse vollständiger Berechnung des gravimetrischen Störungsfeldes im Gebiet von Gifhorn. *Beitr. angew. Geophys.*, IX, 3/4, Berlin.
- (1953) Die Berechnung von W_{zz} aus Gravimetermessungen und ihre Bedeutung für die angewandte Geophysik. *Z. Geophys.*, Würzburg.
 - (1954) Einige kritische Bemerkungen zur Frage der Analyse gravimetrischer Störungsfelder. *Gerlands Beitr. Geophys.*, 64, 1, Leipzig.
- H**all D. H. (1958) Least squares in magnetic and gravity interpretation. *Trans. Am. Geophys. Union*, XXXIX, 1, Washington.
- (1959) Direction of polarization determined from magnetic anomalies. *J. geophys. Res.*, 64, 11, Richmond, Virginia.
- H**eiland C. A. (1946) Geophysical Exploration. Prentice-Hall Inc., New York.
- H**enderson R. G., Zietz I. (1949) The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, XIV, 4, Tulsa, Oklahoma.
- (1960) A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *Geophysics*, XXV, 3, Tulsa, Oklahoma.
- H**ergert M. (1957) Ein Vergleich von nach verschiedenen Näherungsformeln berechneten Werten von U_{zz} für theoretische und praktische Beispiele. *Gerlands Beitr. Geophys.*, LXVI, 1, Leipzig.
- d'Hoeraene J. (1962) Déconvolution de traces réelles. *Geophys. Prosp.*, X, 1, Haga.
- H**orton C. W., Hemphills W. B., Hoffmann A. A. (1964) A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the north-western Canadian shield. *Geophysics*, XXIX, 4, Tulsa, Oklahoma.
- H**renov L. S. (1956) Semizancinie tablă trigonometriceskikh funkți. Gos. izdat. tehn. teor. lit., Moskva.
- H**ubbert M. K. (1948) A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. *Geophysics*, XIII, 2, Tulsa, Oklahoma.
- H**ughes D. S. (1942) The analytic basis of gravity interpretation. *Geophysics*, VII, 2, Tulsa, Oklahoma.
- H**ughson J. T. (1964) The calculation of total-intensity magnetic anomalies for certain bodies by digital computer. *Geophysics*, XXIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- I**anovici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentalui cristalin al Podișului moldovenesc și Dobrogei. *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geol.*, București.
- I**oris Iu. I. (1956) Izmerenie vibratii. Masgiz, Moskva.



- Jackson P. h. L. (1965) Directional and wide-band velocity filtering. *Geophysics*, XXX, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Jacobson P. J. r. (1961) An evaluation of basement depth determination from airborne magnetometer data. *Geophysics*, XXVI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Jacquin A., Pekar L. (1969) Réflexions sur les applications de la transformée de Fourier en sismique et en gravimétrie. *Geophys. Prosp.*, XVII, 3, Haga.
- Jakosky J. J., Jakosky J. J. Jr. (1952) Frequency analysis of seismic waves. *Geophysics*, XVII, 4, Tulsa, Oklahoma.
- Jones H. J., Morrison J. A. (1954) Cross-correlation filtering. *Geophysics*, XIX, 4, Tulsa, Oklahoma.
- Jung K. (1953) Some remarks on the interpretation of gravitational and magnetic anomalies. *Geophys. Prosp.*, I, 1, Haga.
- Kogbelianz E. G. (1946) Estimating depth and excess-mass of point-sources and horizontal line-sources in gravity prospecting. *Geophysics*. XI, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Korn A. A., Korn Th. M. (1961) Mathematical handbook for scientists and engineers. Mc Graw-Hill Book Co. Inc., New York.
- Korschunow A. (1956) On the reliability of harmonic analysis of seismograms. *Geophys. Prosp.*, IV, 3, Haga.
- Kosighin I. A. (1962) Tectonica generală. Ed. tehn., București.
- Krumbein W. C. (1959) Trend surface analysis of contour-type maps with irregular control-point spacing. *J. geophys. Res.*, LXIV, 7, Richmond, Virginia.
- (1963) Confidence interval on low-order polynomial trend surface. *J. geophys. Res.*, LXVIII, 20, Richmond, Virginia.
- Kunetz G. (1961) Essai d'analyse de traces sismiques. *Geophys. Prosp.* IX, 3, Haga.
- (1963) Quelques exemples d'analyse d'enregistrements sismiques. *Geophys. Prosp.*, XI, 4, Haga.
- La Porte M. (1963) Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. *Geophys. Prosp.*, XI, 3, Haga.
- Lebedev N. N. (1957) Funcții speciale și aplicațiile lor. Ed. tehn., București.
- Levine S. (1941) The calculation of gravity anomalies due to bodies of finite extent. *Geophysics*, VI, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Linsler H. (1969) Comparison of geophysical data and templates by non-linear operators. Soc. Exploration Geophysicists (Preprint), Haga.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- (1954) Geologie stratigrafică. Ed. tehn., București.
- Maloviciko A. C. (1952) Sposob analiticeskogo prodoljenia gravitaționnih anomalii. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. gheofiz.*, 1, Moskva.
- Matschinski M. (1954) Prospection géophysique et certitude d'interprétation de ses données. *Geofis. pura appl.*, 27, Basel.
- Meskó C. A. (1965) Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophys. Prosp.*, XIII, 3, Haga.
- (1966) Two-dimensional filtering and the second derivative method. *Geophysics*, XXXI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Moore J. K. C. (1965) Analytical aeromagnetic interpretation, the inclined prism. *Geophys. Prosp.*, XIII, 2, Haga.
- Mundt W. (1968) Anwendung statistischer Verfahren in der Magnetik und Gravimetrie zur Tiefenforschung. *Pure appl. Geophys.*, 69, I, Basel.



- Nabighian M. (1962) The gravitational attraction of a right vertical circular cylinder at points external to it. *Geofis. pura appl.*, V, 53, III, Basel.
- Naidu P. S. (1967) Statistical properties of potential fields over a random medium. *Geophysics*, XXXII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- (1968) Spectrum of the potential field due to randomly distributed source. *Geophysics*, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Naudy H. (1961) Quelques aspects de l'interprétation magnétique. *Comp. Gén. Géophys.*, Paris.
- (1962) Contribution des abaques bilogarithmiques à l'interprétation gravimétrique. *Geophys. Prosp.*, X, 2, Haga.
 - (1964) Propriétés de filtrage des formules utilisées pour la transformation des cartes gravimétriques. *Geophys. Prosp.*, XII, 1, Haga.
 - (1967) Method for detailed analysis of aeromagnetic profiles. *Comp. Gén. Géophys.*, Paris.
 - Dreyer H. (1968) Essai de filtrage non-linéaire appliqué aux profils aéromagnétiques. *Geophys. Prosp.*, XVI, 2, Haga.
- Neidell N. S. (1963) A statistical study of isostasy. *Geophys. Prosp.*, XI, 2, Haga.
- (1966) Spectral studies of marine geophysical profiles. *Geophysics*, XXXI, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Nepomniashchik A. A. (1952) Logarifmiceskie gravitaționnie paletki. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. gheofiz.*, 1, Moskva.
- Nettleton L. L. (1940) Geophysical prospecting for oil. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- (1942) Gravity and magnetic calculations. *Geophysics*, VII, 3, Tulsa, Oklahoma.
 - (1954) Regionals, residuals and structures. *Geophysics*, XIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Nicolescu M. (1953) Funcții poliarmonice aproape-periodice. *Bul. Șt. Acad. RPR*, 5, București.
- Odegaard M. E., Berg J. W. Jr. (1965) Gravity interpretation using the Fourier integral. *Geophysics*, XXX, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Oldham C. H. G., Sutherland B. D. (1955) Orthogonal polynomials : their use in estimating the regional effect. *Geophysics*, XX, 2, Tulsa, Oklahoma.
- Onicescu N. (1959) Geologia Republicii Populare Române. Ed. tehn., București.
- Paterson N. P. (1961) Discussion of „An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data” by Peter Jacobsen Jr., *Geophysics*, XXVI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961) Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei moețice. Stratigrafie. *Petrol Gaze*, XII, 11, București.
- Pavlenko N. I. (1960) K voprosu o viceslenii vtorih proizvodnykh ot anomalii sili tiajesti. *Razved. promisl. Gheofiz.* 37, Moskva.
- Pentz H. H. (1940) Formulas and curves for the interpretation of certain two-dimensional magnetic and gravitational anomalies. *Geophysics*, V, 3, Part I, Tulsa, Oklahoma.
- Peters L. J. (1949) The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, XIV, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Petrovski I. G. (1953) Prelegeri asupra teoriei ecuațiilor diferențiale cu derivate parțiale. Ed. tehn., București.
- Pirson S. F. (1945) Quantity interpretation of gravity meter surveys. *The Oil Weekly*, 16, April, Calgary, Canada.



- P**lăcinteanu I. I. (1957) Teoria erorilor de măsurare și metoda celor mai mici pătrate. Ed. tehn., București.
- P**opescu M., Pătruț I., Paraschiv D., Molnar M. (1965) Present stage of geological knowledge of the Moesic Platform, Romania. *Carp. Balk. Geol. Ass.*, VII Congr., Reports. Part I, Sofia.
- P**owell D. W. (1965) A rapid method of determining dip or magnetization inclination from magnetic anomalies due to dyke-like bodies. *Geophys. Prosp.*, XIII, 2, Haga.
- P**rice Ch. E. (1959) Magnetic dipole nomograms. *Geophysics*, XXIV, 2, Tulsa, Oklahoma.
- R**acovăcanu N. (1968) Calculatoare electronice și programare. Ed. did. pedag., București.
- R**amawamy G. (1962) Discussion of „An evaluation of basement depth determination from airborne magnetometer data” by Peter Jacobsen Jr. *Geophysics*, XXVII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- R**eford M. S. (1964 a) Magnetic anomalies over thin sheets. *Geophysics*, XXIX, 4, Tulsa, Oklahoma.
- Sumner J. S. (1964 b) Aeromagnetics. *Geophysics*, XXIX, 4, Tulsa, Oklahoma.
- R**ice R. B. (1962) Inverse convolution filters. *Geophysics*, XXVII, Tulsa, Oklahoma.
- R**ijik I. M., Gradshteyn I. S. (1955) Tabele de integrale, sume, serii și produse. Ed. tehn., București.
- R**obinson E. A., Treitel S. (1964) Principles of digital filtering. *Geophysics*, XXIX, 3, Tulsa, Oklahoma.
- (1966) Multichannel Z-transforms and minimum — delay. *Geophysics*, XXXI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- R**omberg F. E. (1958) Key variables of gravity. *Geophysics*, XXIII, 4, Tulsa, Oklahoma.
- R**osenbach O. (1953) A contribution to the computation of the second derivative from gravity data. *Geophysics*, XVIII, 4, Tulsa, Oklahoma.
- R**oy A., Jain S. (1961) A simple integral transform and its applications to some problems in geophysical interpretation. *Geophysics*, XXVI, 2, Tulsa, Oklahoma.
- (1962) Ambiguity in geophysical interpretation. *Geophysics*, XXVII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- S**avitt C. H., Brustad J. T., Sider J. (1958) The moveout filter. *Geophysics*, XXIII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- S**ax R. L. (1966) Application of filter theory and information theory to the interpretation of gravity measurements. *Geophysics*, XXXI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- S**axov S., Nygaard K. (1953) Residual anomalies and depth estimation. *Geophysics*, XVIII, 4, Tulsa, Oklahoma.
- S**erkerov S. A. (1965) Ciastotnaia harakteristika optimalnogo filtra dlja razdelenija polej. *Novoe v polevoi geofiziceskoi razvedke na nefi i gaz. Nauchno-analiticeskie i tematicheskie obzori*. Moskva.
- S**erson P. H., Hannaford W. L. W. (1957) A statistical analysis of magnetic profiles. *J. geophys. Res.*, 62, 1, Richmond, Virginia.
- S**harma B., Geldart L. P. (1968) Analysis of gravity anomalies of two-dimensional faults using Fourier transforms. *Geophys. Prosp.*, XVI, 1, Haga.
- S**imionescu I. (1910) Straturile jurasice dintr-o zonă din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, III, 1, București.
- S**keels D. C. (1939) Depth determination for gravity anomalies. *Technical Paper*, S.U.A.
- (1942 a) The value of quantitative interpretation of gravity data. *Geophysics*, VII, 4, Tulsa, Oklahoma.
- (1942 b) The analysis of gravity profiles. *Technical Paper*, S.U.A.



- (1947) Ambiguity in gravity interpretation. *Geophysics*, XII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- (1963) An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation. *Geophysics*, XXVIII, 5, Part I, Tulsa, Oklahoma.
- S m e l l i e D. W. (1956) Elementary approximations in aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, XXI, 4, Tulsa, Oklahoma.
- S m i r n o v M. M. (1954) Probleme asupra ecuațiilor fizice matematice. Ed. tehn., București.
- S m i r n o v V. I. (1954) Curs de matematici superioare. II. Ed. tehn., București.
- S m i t h M. K. (1958) A review of methods of filtering seismic data. *Geophysics*, XXIII, 1, Tulsa, Oklahoma.
- S m i t h R. A. (1959) Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophys. Prosp.*, VII, 1, Haga.
- (1960) Some formulae for interpreting local gravity anomalies. *Geophys. Prosp.*, VIII, 4, Haga.
- (1961) Some theorems concerning local magnetic anomalies. *Geophys. Prosp.*, IX, 3, Haga.
- S o b o l e v S. L. (1955) Ecuațiile fizice matematice. Ed. tehn., București.
- S o r o k i n L. V. (1953) Gravimetria i gravimetriceskaya razvedka. Gostoptehizdat, Moskva.
- S p e c t o r A., B h a t t a c h a r y a B. K. (1966) Energy density spectrum and auto-correlation function of anomalies due to simple magnetic models. *Geophys. Prosp.*, XIV, 3, Haga.
- S t e e n l a n d N. C. (1963) An evaluation of the Peace River aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, XXVIII, 5, Part I, Tulsa, Oklahoma.
- S t e p a n o v V. P., S u b h a n k u l o v D. G. (1965) Interpretăția anomaliei U_{zz} nad vertikalnimi i naklonnimi plastami, namagnicennimi vertikalno. *Novoe v polevoi gheofiziceskoj razvedke na nefi i gaz. Nauchno analiticeskie i tematicheskie obzori*, Moskva.
- S t u p a k N. K. (1963) Raspredelenia gornih porod Kurskoi magnitnoi anomalii po plotnosti i magnitnoi vospriimevosti. *Gheofiz. Razv.*, Gostoptehizdat, 14, Moskva.
- S w a r t z C h. A. (1954 a) Some geometrical properties of residual maps. *Geophysics*, XIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- S o k o l o f f V. M. (1954 b) Filtering associated with selective sampling of geophysical data. *Geophysics*, XIX, 3, Tulsa, Oklahoma.
- T o l s t o v G. P. (1955) Serii Fourier. Ed. tehn., București.
- V a q u i e r V., S t e e n l a n d N. C., H e n d e r s o n R. G., Z i e t z I. (1951) Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. Am.*, Memoir 47, Washington.
- V a n W e e l d e n A. (1953) On the interpretation of gravity data. *Geophys. Prosp.*, I, 2, Haga.
- V e n c o v I., S t o e n e s c u S. c., E s c a A. I. (1957) Recherches gravimétriques en Olténie et en Valachie. *Acad. RPR. Rev. Géol. Géogr.*, I, București.
- V e s t i n e E. H., D a v i d s N. (1945) Analysis and interpretation of geomagnetic anomalies. *Terrestrial Magnetism*, L, 1, Richmond, Virginia.
- V â j d e a V., G r e c u P., N i c o l a u S. (1967) Contribuții geoelectricice la cunoașterea hidrogeologică a zonei Palazul Mare — Cocoșul. *D.S. Com. Stat Geol.*, LII/2, București.
- V o g e l A. (1962) On a method for estimating the shape of a gravitationally and magnetically disturbing body. *Geofis. pura appl.*, 53, III, Basel.
- V o i t e ș t i I. P. (1935) Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. geol. mineral. Univ. Cluj*, V, 2.



- Watkins J. S. (1964) Basement depths from widely spaced aeromagnetic profiles in Kansas and Nebraska. *Geophysics*, 29, XXIX, 1, Tulsa, Oklahoma.
- Weaver P. (1942) The relative place of empirical and analytic methods of geophysical interpretation. *Geophysics*, VII, 3, Tulsa, Oklahoma.
- Werner S. (1953) Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveriges geologiska undersökning, Ser. C*, 508, Arsbok 43 (1949), No. 6, Stockholm.
- Worthing A. G., Geffner J. (1959) Prelucrarea datelor experimentale. Ed. tehn., București.
- Zagorac Z. (1963) Interpretarea cantitativă a hărților derivatelor gravimetrice. Al VI-lea Congres mondial al petrolului, Frankfurt/Main, 1963, Secția I, Ref. 51—PD 4, *Nout. Geol. Geofiz.*, V, 1, 1964, București.
- Zietz I., Henderson R. A. (1955) The Sudbury aeromagnetic map as a test of interpretation methods. *Geophysics*, XX, 2, Tulsa, Oklahoma.
- (1961) Discussion of „An evaluation of basement depth determinations from airborne magnetometer data” by Peter Jacobsen Jr., *Geophysics*, XXVI, 3, Tulsa, Oklahoma.
- * * Tablă e^z și e^{-z}. *Izdat. Akad. Nauk SSSR*. 1955, Moskva.
- * * * Principes généraux d’interprétation d’une étude aéromagnétique. *Comp. Gén. Géophys.* 1965, Paris.
- * * * Méthodes modernes de traitement de l’information géologique sur ordinateur. *Edition Technip*. 1969, Paris.





Institutul Geologic al României

INTERPRETATION OF GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES BY MEANS OF PERIODICAL FUNCTIONS

BY

RADU BOTEZATU

INTRODUCTION

Owing to the nature proper of the physical fields under study, gravimetric and magnetic research work leads to indirect information relating to buried geological structures which produce anomalies. It is for this reason that in order to transpose these anomalies in geological terms as structures or mineral accumulations — a geological hypothesis is required. The problem aiming at the interpretation of magnetic and gravity anomalies remains, therefore, essentially that of elaborating a hypothesis which would approach, as closely as possible, the geological reality, always complex and frequently very intricated. As yet, however, the hypothesis is still far from the geological reality, and the solution of interpretation will be either erroneous or unconvincing, and from a certain point of view this situation presents some advantages since such a hypothesis may be relatively easily eliminated. In the case when it approaches even to a certain extent the geological reality, without, however, give its complete picture, the interpretation may be delusive as it broadly accounts for the buried geological structure which has produced the anomaly subjected to interpretation, nevertheless, some elements, frequently essential may either escape or be misinterpreted. Under this form our partial knowledge of the buried geological structure cannot satisfy us.

The present work is a theoretical study implying practical application and verification related to geological problems of Romania; the



author endeavours to improve the elaboration conditions for such a hypothesis and therefore the actual possibilities for geological interpretation of magnetic and gravity anomalies.

PHYSICAL-MATHEMATICAL BASIS

In this part of the work there are presented the main physical-matematical elements which substantiate the problem to be solved as follows :

the theory of periodical functions, as the most general ones, by means of which the approximation of periodical or transitory phenomena may be reached [relationships (1) —(17)], is reviewed ;

the main elements regarding Fourier series and integrals as approximation concrete forms of these phenomena, as well as their representation by spectra [relationships (18) —(63)], are listed ;

the theory of random functions and their power spectra as elements of statistical mathematics applicable to transitory phenomena [relationships (64) —(76)], is presented ;

the problem concerning the signals in presence of noise and the filtering method, the latter as an important processing procedure in the study of these phenomena [relationships (77) —(89)], is discussed.

Further on, it is proved that the magnetic and gravity anomalies besides the fact that they may be treated as periodical or transitory phenomena, and therefore approached by trigonometric polynomials, but that they themselves may be described for simple mass distribution types by rather simple trigonometric expressions [relationships (90) —(108), Fig. 1 —11]. The advantage of this is essential, allowing the further treatment of the problem under study, and thus obtaining accurate analytical solutions. An example in this sense is represented by the gravity field produced by an infinite horizontal linear mass distribution or, in other words, an equivalent infinite horizontal cylinder [relationships (109) —(126), Fig. 12 —14]. The treatment of this case evidences new and very interesting elements concerning the structure of the amplitude spectra of gravity anomaly, and points out new possibilities of processing these anomalies.

As it clearly results, the material presented yields a new standpoint in the problem of processing and interpretation of magnetic and gravity anomalies with interesting outlooks as to an elaborate study of the analysis of these ones, and shows that it is the right way to be followed in order to obtain new solutions as regards these problems.



FIRST PART: SEPARATION OF MAGNETIC AND GRAVITY FIELDS

PRESENT-DAY STAGE OF THE PROBLEM

The existence in subsoil of some major unique density or of magnetic property contrasts which would produce a well individualized gravity or magnetic anomaly, is rather seldom encountered in natural conditions. Commonly, the actual geological conditions create two or several contrasts of this kind, and the anomalies yielded by each of them are totalized so that by means of gravimetric or magnetic survey the cumulated effect of individual anomalies is mapped in a single anomaly. In order to obtain a correct geological interpretation of these anomalies it is necessary to separate the effects produced by each contrast of physical properties. To such a separation corresponds the separation of physical property contrasts provoked by them, and which may be then correctly interpreted as corresponding geological elements.

The problem related to the separation of gravity and magnetic anomalies is far from being simple, and the best evidence in this sense is the large number of solutions concretized in methods, procedures and work techniques recorded in literature. There may be grouped in three principal categories, namely : determination of regional anomaly and separation of the observed anomaly in a regional component and a residual one ; use of vertical derivatives ; use of analytical continuation of fields.

PROPOSED PROCEDURE

Statement of the problem

In the nowadays universally accepted sense, the separation of gravity and magnetic anomalies means the outlining of some individual anomalies which are cumulating in a mapped anomaly and, in most cases, the latter is reduced to the definition of some "residual" or "local" anomalies by contrast with a "regional" one. It is true that during the last years there was recorded a tendency to admit the existence of some anomalies with different "degrees of regionality", fact that implies the introduction of anomalies of an intermediate subregional degree between the terms of local and regional. As regards this last point of view we must, however, specify that scientifically substantiated practical working proceedings have not been as yet elaborated.



It is also important to point out that the notion of separation cannot be applied or, better said, it is not recommended to apply it only to anomalies produced by geological structures situated at different depths, of local, semiregional, regional etc. type. The cumulation of anomalies may also proceed either from sources situated at comparable depths or from variations of the physical properties localized inside the same geological object. The scientifical literature offers us numerous examples in this sense.

We therefore reached the conclusion that the operation of separation of gravity and magnetic anomalies requires a more comprehensive contents, which in our opinion, presumes :

- a) establishing of the number of anomalous sources, which actually take part in the creation of the cumulated anomaly ;
- b) a most accurate determining of the form and intensity of each individual anomaly which takes part in the cumulation.

Thus, running two distinct steps in the separation process presents the advantage of a reciprocal control so that the results obtained are mostly reliable.

Accordingly, the main problem to be firstly examined concerning the separation of gravity and magnetic anomalies consists in establishing the number of sources generating the cumulation in the anomaly mapped, and only secondly, the problem outlining the anomalies caused by these sources.

As evidenced by literature, there has been so far considered only the idea implying the determination of individual anomalies, as to their form and intensity, and even more, only of those anomalies which are produced by the so called "major contrasts". Consequently, by separation process there were generally isolated only two anomalies, and namely the regional anomaly from the local one. Still, the nature in its complexity presents a far more intricated situation. If, for instance, we consider a geological profile in sedimentary areas, located in some region, although it may seem as simple as possible at first sight, nevertheless a careful analysis would reveal that this profile is built up of a sequence of several formations displaying different geological ages ; the former in turn contain beds represented by various rocks, and even the same types of rocks show particular physical features due to differences of porosity, permeability, humidity, nature of fluids contained, presence of some minerals of subordinate character etc. The situation is the same over the crystalline



or eruptive areas where the differentiations of physical properties come from the variety of rock types, as well as from different contents of main, secondary and accessory minerals, alteration degree and the nature of this alteration, tectonization of rocks etc. Thus, practically it may be stated that there exist no geological profile in nature wherein the density or magnetization contrasts would not rise to a quite large number. Among the latter it is obvious that not all of them will create mass or magnetic moment contrasts, since it is necessary that the contrasting rocks are to be of important volumes in the underground; nevertheless, in most geological situations, the number of mass contrasts, actually displayed by anomalies to be taken into account, is rather a large one. Considering the problem only from the angle of two major mass contrasts, as it is nowadays practiced, would mean to "supersimplify" its solution, supersimplifying that may be carried out only at the expense of a correct geological interpretation.

Taking into account the aforesaid, we endeavour to elaborate here some procedures permitting to establish, in the framework of a close physical-mathematical substantiation, the number of anomalous sources actually co-operating to their cumulation in a mapped anomaly; the problem related to the outlining of anomalies corresponding to these sources is but subsidiarily treated since to solve this problem, the scientific literature already yields various solutions.

Physical-mathematical substantiation

The problem is to be solved both on the basis of harmonic analysis and on that of statistical mathematics.

Harmonic analysis. The problem related to determining of the number of actual sources is treated as a problem of development of the measured anomaly in a series of main components, provided the latter would effectively represent the actual sources and only them. Among the types of analytical functions, which may be adopted for resolving this problem, the most adequate seem to be the periodical functions. Two important categories of such functions which may be used do exist:

- 1) non-harmonic complex functions containing components with different wavelengths without any relation between them, and
- 2) harmonic complex functions containing components among which a fundamental one and its harmonics whose wavelengths are multiples of the wavelength of the fundamental one.



Between the analytical structure of these functions and the earth's geological crust some parallelizations may be drawn. Thus, when a geological section comprises unconformable structures totalizing its effects in the measured anomaly, its analytical structure is of the type of a non-harmonic complex function; in the case when geological structures are rumpled, the measured anomaly has an analytical structure displaying the type of a harmonic complex function. Both cases may be encountered in nature.

The above considerations led us to the elaboration of a combined procedure of analysis, using the both types of periodical functions.

The use of non-harmonic complex functions is applied by analytical expression of the variation of the anomaly along one or several carefully chosen profiles by means of the general formula (128) or under a more explicite form, by relationship (127). If in a suitable manner there may be determined the wavelengths of non-harmonic components, then using the least squares method, the values of other coefficients may be readily established and, therefore, the relationship (127) becomes integrally determined. Among all available possibilities the simplest and most practical, and which in addition presents the advantage of an analysis that may be continuously followed, from the standpoint of its physical significance, is the one indicated by Swartz and Sokoloff. The application of this procedure which uses the digital filtering on the basis of simple and weighted averagings led us to the conclusion that satisfactory results, as well as a corresponding separation of distinct, effective wavelengths may be obtained.

Using the harmonic complex functions one may obtain, on the basis of development in Fourier series, a large number of components (theoretically infinite), according to relationships (139), (140) and (141). In such a way the possibility to build up a discrete amplitude spectrum of determined components appears, but the former does not yield clear information concerning the number of actual components of the measured anomaly. A 11 dredge, Van Voorhis and Davis have demonstrated that if an energy spectrum of the measured anomaly is built up by means of a suitable grouping of harmonic components so that the energy in a band-pass filter with a predetermined wavelength would be determined, an isolation of the energy in distinct domains, separated within the spectrum by voids and corresponding to different sources, would be obtained. The difficulty consists in the choice of the most suitable band width in order to build up the energy spectrum. Our attempts in



this direction proved that the optimum width tallies with the average depth of the individual anomalous sources.

If the two above described procedures are combined, a complex analysis method will be obtained which may be successfully applied to mapped gravity and magnetic anomalies.

Analysis on the basis of some statistical measures. In some problems related to the cumulation of gravity and magnetic anomalies, especially when the anomalous sources are located in clearly different depths, the determination of the number of these sources becomes likewise possible when using some statistical measures, specifically the autocovariance function and the power spectrum.

Approximation of anomalous variations of the gravity or geomagnetic field by means of the stationary function of random variable presents some obvious advantages. Firstly, the characteristics of the stationary random functions ensure the possibility to use these functions for the description of such fields. We would be even inclined to consider that on the basis of such functions, the approximation is more indicated since the gravity or magnetic anomalies, although they are continuous functions, are practically known as discrete values in the measuring points reflecting, as a matter of fact, the random character of data at our disposal. Secondly, one may notice the advantage presented by the use of some statistical measures as the autocovariance function, the autocorrelation function and the power spectrum when analysing anomalies of potential fields. On the one hand, these measures contain a synthetical character, respectively they reflect the effect of all the components of the anomaly over the whole length of the profile under study, and, on the other hand, these statistical measures with a significance of moment have an energetic interpretation. Finally, between the autocorrelation function and the power spectrum an important dependence does exist, and namely from the original function to its Fourier transform.

All these characteristic features ensure the possibility for the analysis of potential field anomalies to be carried out under a quite different angle in comparison to the common one.

The autocovariance function is used to study the similitude of a process with one of its parts, and can be determined on the basis of the relationship (142) or, using equally spaced values along the axis of abscissae, on the basis of relationship (143). The autocorrelation function is obtained by normalizing of the autocovariance functions, as a result of



their multiplying by inverse values in the origin of the abscissa axis. Finally, the spectral distribution function of power, utilizing values of the autocovariance function, is computed by using the relationship (145), or, if there appear negative values, relationship (147). Hence the autocorrelation function and the power spectrum represent a third way for separation and determination of the number of actual components of a cumulated gravity or magnetic anomaly.

Testing the procedure in a theoretical case

Harmonic analysis. With a view to achieve the separation of gravity or magnetic anomalous sources, cumulated in different anomalies, there has been firstly established the number of components and their wavelengths assuming that the anomaly under study would represent a non-harmonic complex function. With this purpose the method of digital filtering suggested by Swartz and Sokoloff's paper, using simple and weighted averagings, was applied.

Swartz and Sokoloff have proved that applying simple and weighted averagings, filterings in double sense may be achieved for a curve which results from accumulation of other curves, displaying different forms and frequencies, because this cumulation-filtering process is to a great extent, a reversible one.

The digital filtering by simple averaging consists in carrying out of averages of values in a certain number of consecutive points, equally spaced along the profile to be studied, and the reference of these averages to the central point of the point configuration used. This type of filtering which achieves in fact a smoothing of curves, is equivalent to a limited convolution at a degree corresponding to the number of consecutive values taken into account. The more numerous and spaced are the values for which the average is computed, the more the filtering will be energical, first affecting the high frequencies, still partially also the less higher. From the point of view of filter types, the simple averaging represents a wave-number filter with low-pass character, which progressively retains the individual components with ever lower frequencies, hence with ever higher wavelengths, or, otherwise, individual anomalies which are active in the cumulation process and whose horizontal sizes are ever larger.

Digital filtering by weighted averages consists in carrying out simple averages as above shown, and the subtraction of the mean value from the value of the central point to which the difference obtained is referred.



As one may notice, by this operation the deviation of each cumulated anomaly value with respect to the mean of values in its close vicinity is continually measured. This second kind of digital filtering is also equivalent to a limited convolution, however, using an another operator differing in respect to the simple average case. From the viewpoint of filter classification, the weighted average represents a "frequency" filter of pass-band type.

The practical use at the digital filtering processing, as conceived by us, consists of :

1) performing of simple and weighted averages using different operators (number of consecutive values), chosen with regard to the shape of the anomaly under study ;

2) drawing of diagrams filtering curves ;

3) analysis of filtering curves in view of determining wavelengths of individual anomalies (curve oscillations) taking concomitantly into account the progressive modifications under the form of curves and the evolution of value oscillations, pointed out from a curve to another.

In order to establish the wavelength the followings have served as criteria :

In digitally filtered by simple averages curves which contain, in general, single-sign values — either positive or negative — in relation with the basis axis of the anomaly, it was considered that values of asymptotical lateral branches may be estimated as zero when reaching the error level of the gravimetric measurement (i.e. ± 0.25 mgal); the distance between the "zero-points" along curves in the sense of the above expounded, would represent the half-wavelengths of the individual anomalies to be detected.

In digitally filtered curves using weighted averages, which contain positive and negative values, then on both sides of the basis axis, it was considered that the distances between two consecutive "zero-points" of the filtered curves would represent the half-wavelengths of the looked for individual anomalies.

All in this mode obtained wavelengths are then drawn in a graph which points out the manner according to which they are grouped in various domains; the number of the domains obtained, if the grouping is evident, represents the total of probable components which cumulate their effects in the studied anomaly, and are used for the elaboration of the hypothesis of geological interpretation. The wavelength values thus grouped may also yield a mean value for each domain, but the latter is



not to be considered as a quantitative result. However, such mean values are of interest even if they provide an information only on the magnitude order of wavelengths and serve as indicators for depth relationships between the anomalous sources participating in the cumulation process.

It is obvious that we cannot expect to obtain identical values of wavelengths determined according to filtering curves, and their somewhat scattering is to be expected even from the beginning; their grouping, on the one hand, and the study of the shape modifications of filtering curves on the other hand, allow, however, to distinguish by means of examining the filtering results, what may be a law or even a tendency from what is of a random character.

The testing of the working of the digital filtering procedure was carried out on four cases of theoretical anomalies, namely: a first combination of three mass distributions of spherical type (Fig. 15, 16, 17, 18; Tab. 1); a second combination of three mass distributions of spherical type (Fig. 19, 20, 21, 22; Tab. 2, 3, 4); a third combination of five mass distributions of infinite horizontal cylinder type with parallel-axes (Fig. 23, 24, 25, 26; Tab. 5); finally, a fourth case represented by a cumulated curve as the sum of four maximum curves with different intensities and widths, curves that have been "free-hand" drawn without being concerned about their form, or that this form should reflect any physical law, and which have not a definite physical significance (Fig. 27, 28, 29, 30; Tab. 6). The procedure proved reliable for the four aforesaid cases. Hence, it may be recorded as a first important theoretical result that the adaptation of the digital filtering procedure has led to a correct determination of the number of components of the cumulated anomaly, respectively, to a correct establishing of the number of anomalous individual sources participating in the cumulation process.

By means of mean wavelength values of the components thus determined, the analytical expression of the cumulated anomaly may be written. For instance, for the case of cumulated anomaly from Figure 15 assuming that it would represent a non-harmonic complex function, and in agreement with the relationship (138) the expression of the relationship (151) may be obtained. The relationship (151) includes coefficients expressed under the general form and the determination of their value can be made without any theoretical difficulty using the least squares method; this calculus was not pursued as the establishment of the numerical value of these coefficients because this does not yield any supplementary contribution for solving the problem under study.



The adaptation of the Swartz's and Sokoloff's procedure to the problem of separation of gravity and magnetic anomalies has led us to a result which we are inclined to estimate as partially semiquantitative, namely to an absolute value of the number of individual anomalies, which cumulate in theoretical values taken into account and approximate values, sometimes affected by rather important errors for wavelengths of components corresponding to these individual anomalies. This result is not otherwise surprising, and it is not due to the procedure used — which also contributes to a certain extent — but essentially to the fundamental ambiguity related to the interpretation of anomalies of potential field, which does not allow their univocal solving.

A second manner to treat this problem within the harmonic analysis is represented by the development in the Fourier series of the function describing the cumulated anomaly, assuming that the latter is a harmonic complex function. As an example, the case presented in the Figure 19 was chosen.

The development in the Fourier series was made on the basis of relationships (139), (140) and (141). Amplitudes of the first 50 harmonic components were determined using an electronic computer. The results obtained are represented in the Figure 31. As it may be observed the discrete spectrum of amplitudes displays a rather smooth structure pointing out a continuous nonlinear decrease of amplitudes. In this case the amplitude-spectrum does not yield any obvious information relating to the separation of anomalous sources.

Further, there was proceeded to the grouping of harmonics in order to determine the energy in a band-pass filter with predetermined wavelength. As no criterion does exist for achieve such groupings, attempts were made using band widths in order to group the harmonics respectively 1.0 ; 2.0 ; 2.5 ; 3.0 ; 3.5 ; 4.0 ; 5.0 ; 6.0 ; 10.0 and 14.0 km. Following results were obtained : 5 energy domains for the wavelength band of 1.0 km, 4 domains for bands ranging from 1.0 to 2.5 km, 3 domains for bands from 2.5 to 3.5 km, 2 domains for bands from 3.5 to 14.0 km and 1 domain for bands of 14.0 km and even larger. The establishment of a criterion of chosing the optimal width of the band for building up the energy spectrum is a difficult problem. Our remarks have shown that the optimum band width must be of the size order of the mean depth of potential sources participating in the cumulation. The Figure 32 presents the energy spectrum built up by the grouping of components for a wavelength band of 3.0 km, the average depth of anomalous sources being



of 2.7 km. It is obvious, that the energy of the process — in the present case the cumulated anomaly from the Figure 19 — is distributed in three distinct domains, separated between them by absence of energy, corresponding to the three individual components (anomalies) which are cumulating.

As it may be observed, the Fourier analysis presents likewise, assuming that the cumulated anomaly can be described by a harmonic complex function, an important tool for establishing the number of individual anomalies which effectively co-operate to create the cumulated anomalies.

Analysis on the basis of statistical measures. As it was formerly specified, a different way for determining the number of individual anomalies, which actually participate in the creation of a cumulated anomaly, is yielded by the statistical mathematics by determination and interpretation of the autocovariance function, autocorrelation function and the power spectrum. These values have been also determined for the function from the Figure 19.

The determination of the autocovariance function, on the basis of the relationship (143), by means of 25 samples of the latter, and on its basis, of the autocorrelation function, led us to the results graphically represented in the Figure 33. A careful examination of the autocorrelation function proves that it generally presents a continuous decreasing development, however, displaying a rather noticeable and variable curvature on which three weak maxima, whose position was indicated by arrows, are outlining. This fact draws so far our attention upon the possibility of existence of three main sources for gravity anomalies cumulating their effects in the anomaly from the Figure 19.

The 25 samples of the autocovariance function have been then used to compute the power spectrum. The spectral distribution function of power when using the autocovariance values, has the expression given by the relationships (145) or (147) which have been used for calculating. The results obtained are presented in the Figure 34. As one may state, the power spectrum points to a progressive decrease of its values on whose back-ground there appears a repetitive model of three oscillations noted with indicators i, j and k, the separation criterion of different oscillations being the value of the distances between their consecutive peaks.

We may, therefore, state that both the autocorrelation function and the function of the spectral distribution of power would consequently lead us to a number of three causes, a result which agrees with those



obtained by the Fourier analysis and, obviously, with the mass distribution type chosen in this theoretical case.

Discussions

These first theoretical examples related to the application of the procedure worked out by us concerning the separation of the anomalous sources, and especially, to determine the number of individual anomalies, which actually participate in the creation of a cumulated anomaly, have certainly but a limitative value, whereas the conclusions referring to the solving capacity of the procedure, will be only drawn after its application to some cases of real anomalies situated under different geological conditions ; nevertheless, even after these first examples, some essential aspects outlining both the possibilities and limitations, at least of the theoretical order of this procedure, have been revealed.

Thus, it clearly appears that the digital filtering and the analysis of statistical values may represent two independent ways for a correct establishment of the number of individual anomalies which participate in the cumulation. The Fourier analysis, and especially the energy spectrum also represent a valuable tool, however, the independent use of the latter presumes a satisfactory information on the mean depth of anomalies which take part in the cumulation ; in the meanwhile, when correlated to the digital filtering, the energy spectrum yields a third way for a correct establishment of the number of cumulated sources or for determining of the mean depth of these.

Taking into account the fundamental ambiguity of the interpretation of potential field anomalies it may be presumed that, when treating such problems, the simultaneous use of the three aforesaid ways would be indicated : the computations, however, are rather hard and require a long time, although the use of an electronic computer reduces much the time required by calculations proper, so that an economical estimation in all practical cases proves as essential.

THE CASES OF SOME GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES FROM ROMANIA

As it results from the aforesaid the proposed procedure for the separation of gravity or magnetic fields represents a complex analysis of anomalies to be studied. Let us remind that in this analysis the term of "separation" is used in a broad sense as compared with the one commonly



adopted, and that this separation concerns firstly the establishment of the number of sources which effectively cumulate their effects in the anomaly under investigation.

The reliability of this procedure for theoretical cases allowed us its checking in four cases of real anomalies from Romania, regarding detailed geological situations either regional or even on a national scale, differentiating as types of rocks and structural features which condition the anomaly cumulation phenomenon. These cases are as follows:

1) magnetic anomaly from Bătrînești-Gurbănești, bearing a local character where the cumulation takes place owing to some infracrustalline sources located at eventually comparable levels (Fig. 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42; Tab. 7);

2) gravity anomaly from Slătioarele-Pitești of a local character where the cumulation is due to some sources from the very salt core mass of the fold linked to the differentiation of salt as a result of the different content of impurities showing a terrigenous nature (Fig. 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52; Tab. 8, 9);

3) regional gravity anomaly from the Craiova-Dăbuleni Zone, where the cumulation presumably takes place owing to sources from various levels related to present-day geological formations in the platform covering, as well as to masses of rocks displaying a different petrographical nature, which build up the platform basement (Fig. 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62; Tab. 10);

4) regional gravity anomaly along a transversal profile in Romania where the cumulation is proceeding from all levels linked to the main structural units and to the present-day local structures within large units (Fig. 63, 64, 65).

The proposed procedure could be tested in these cases owing to the fact that the results obtained could have been checked by means of geological information, especially that obtained as a result of boreholes; concomitantly the application of this procedure provided a series of new informative geological data of a real theoretical and practical interest.

In order to point out the nature and the importance of information, which may be obtained when using the proposed procedure, we will present the most essential characters of its application in the case of gravity anomaly from the Craiova-Dăbuleni Zone within the Moesian Platform.

The gravity anomaly analysis of this zone was made along the profile of the gravity variation presented in Figure 55, and also simultaneously with the geological section built up on the basis of boreholes.



It is to be specified that the initial data both gravimetric and geological clearly evidence that the anomaly measured in this zone is a cumulated one; the problem rised is to establish the number and the geological significance of anomalies, respectively of sources whose effects participate in the cumulation.

In the first stage of the analysis there was used the digital filtering procedure, applied for 149 samples of gravity anomaly determined along the profile in points equally spaced at 0.5 km. Simple and weighted averages have been established on the basis of 3, 5, 7, 9, 11, 15, 21, 31 and 41 values around the computation point (Fig. 56, 57). The grouping of wavelength values determined in this graph, in more restricted variation fields where they are recorded, has finally led to the establishing of 6 distinct mean wavelengths, whose values are of 5, 11, 21, 32, 40 and 51 km (Fig. 58, Tab. 10). Hence, the digital filtering indicated us the existence of 6 components, respectively of six main anomalous sources which enter the cumulation. These 6 components determine the nonharmonious complex function describing a measured anomaly of gravity, and which was determined by numerical coefficients, using 75 in good condition simultaneous equations and the least squares method under the form given by the relationship (184), and the graphical representation from Figure 59.

In the second stage the Fourier analysis was applied for treating the anomaly, when assuming that the curve from the Figure 55 may be represented by a complex harmonic function. The amplitude of the first 150 harmonic components was computed. In the Figure 60 there is presented the discrete spectrum of amplitudes obtained on the basis of these data, which reveal its particularly complex structure with different amplitudes, and in a sequence related to the order of the respective harmonic, which points out a tendency towards symmetry and even a configuration of repetitive pattern. Although from the quantitative point of view it cannot be ascertained that the amplitude spectrum would yield a particular information as regards the number of anomalous sources, nevertheless its structure suggests that the anomaly under discussion admits the presumption that it is a cumulated anomaly.

Further on, there was proceeded to the grouping of harmonics to draw an energy spectrum. Using groupings with several characters of band width — the following results were obtained: 7 energy domains for wavelength bands below 1.00 km, 6 domains for bands ranging from 1.00 to 1.50 km, 5 domains for bands from 1.50 to 3.00 km, 4 domains for bands from 3.00 to 5.00 km, 3 domains for bands from 5.00 to 10.00 km.



and 1 domain for bands exceeding 10.00 km. In Figure 61 there is presented the energy spectrum obtained for wavelength band of 1.25 km, accordingly to magnitude order of the mean depth for gravity anomalous sources within this zone.

When recapitulating the so far established information by means of using the proposed procedure, concomitantly assuming that the anomaly studied may be described either by a nonharmonic complex function or by a complex harmonic one, we state that this analysis leads us to the conclusion that the gravity anomaly from the Craiova-Dăbuleni Zone may be considered as representing the cumulation of effects of six individual anomalous sources.

The geological significance of these six anomalous sources ought to be discovered. The study related to the rock densities present in geological formations, which build up the Moesian Platform within the Craiova-Dăbuleni Zone, as well as their thickness allowed the establishment of weighted mean values of density, which have proved, as a result of careful examination, that they may be grouped in six various domains and namely : Neogene (2.16 g/cm^3) ; Eocene (2.23 g/cm^3) ; Senonian (2.28 g/cm^3) Turonian-Vraconian (2.46 g/cm^3) ; Neocomian-Barremian (2.48 g/cm^3) ; Malm-Keuper ($2.58 - 2.60 \text{ g/cm}^3$). Integrating the gravitational effect of formations which constitute the geological section, accordingly to the established density values, a total theoretical effect was obtained which is very close to the measured gravity anomaly ; the latter only by way of exception reaches $\pm 0.5 \text{ mgal}$. The results of the comparison between the gravity anomaly and the theoretical anomaly (assuming the existence of six anomalous sources) together with a sketch of a geological section including six structural stages in the covering, differentiated according to their density, are synthetically presented in Figure 62.

In the framework of the treatment of anomalies on the basis of the Fourier analysis, as a fifth example, the gravity anomaly from Capidava-Canara Zone was studied, using this time the Fourier integral [relationships (160 — 181) ; Fig. 53, 54]. This example points out the nature of the information and its limits when treating this problem by separation of anomalies in accordance with the nowadays adopted conception.

VALUATION OF THE BEHAVIOUR OF THE PROPOSED PROCEDURE

As it results from the above, the proposed procedure for separation of gravity or magnetic fields represents a complex analysis of anomalies to be studied on the basis of the digital filtering combined with



the treatment of the anomaly assuming that it can be described by a complex nonharmonic function; by development in harmonic components and study of the energy spectrum built up for an optimum band width, assuming that the anomaly admits a description by means of a complex harmonic function; and, finally, by determining the autocorrelation function and the power spectrum, assuming that the anomaly may be considered as a stationary random function.

The proposed procedure has been tested (in its totality) in a theoretical case of a mostly general character and in four real cases of anomalies produced by quite different geological situations.

Based on data obtained as a result of the checks performed, some conclusions may be reached, firstly regarding the behaviour of the digital filtering procedure.

These checkings are referring to anomalies produced by theoretical mass distributions (point-sources or spherical and linear horizontal ones), as well as a curve representing the sum of several curves without any physical significance; we have also at our disposal data resulting from the application of these procedures for gravity and magnetic anomalies obtained by geophysical prospecting and produced by three-dimensional structures of non-geometrical shape. The number of individual anomalous sources participating in the cumulation was of 3, 4 and 5 in theoretical cases and rised to 6 in the real cases studied.

To estimate the behaviour of this procedure, all results obtained are available, and we consider as highly suggestive those comprised in Figures 18, 22, 26, 30, 38, 47, 58.

It is obvious that the filtering procedure leads to the separation of individual components of a cumulated anomaly. The separation is generated by grouping in domains of different wavelengths corresponding to respective components, and owing to the occurrence of intermediary zones lacking on values, between these domains.

Digital filtering displays, in general, good selective properties. We must, however, take in the consideration the fact that these selective properties do not only depend upon the characteristics of the procedure, but also upon those of components which are to be separated, respectively, in the last, on the nature and characteristic features of the individual anomalous sources. This accounts for the fact, for instance, that the separation of the first two wavelength domains in the case presented in Figure 58, and whose mean values are of 5.3 and 10.6 km is less favourable as compared to the four domains much better differentiated, and for which



the mean values are of 20.5 ; 31.7 ; 40.2 and 51.1 km. There were obtained cases, as for instance that of the Figure 26 (mean values of 5.6 ; 23.8 ; 30.4 ; 36.9 and 120.9 km) or that of the Figure 30 (mean values 7.5 ; 18.8 ; 28.5 and 70.9 km) where the selectivity of the procedure proves as very good, and therefore the separation of domains is a clear-cut one. Hence, the selective properties of the procedure seem to be weaker when the individual components have more closely related wavelengths as to their value, and are improving as the difference of value between them is accentuating.

It may be also noted that the grouping of values in domains corresponding to individual anomalies is better for those with a greater wavelength and, generally, weaker for those showing a smaller wavelength ; the greatest scattering of values was almost always obtained particularly for the first domain with the smaller wavelength. This must not surprise us as it is proved by the fact that these components are evidenced by weighted averages, which as already precised, represent a "pass-band" filter. It is known that filters of this type, indifferently if they are an electrical or mathematical one can never obtain the achievement of an ideal filter, and that always let pass some frequencies, in our case wavelengths either smaller or greater than the limits of the band for the filter built up. Probably this fact also accounts for the occurrence in some cases of some singularly "pass-values" as in Figures 18, 30, 38, 47, 58.

Digital filtering has its possibilities and limitations, as otherwise any geophysical processing related, on the one hand, to the nature proper of the procedure, and on the other hand, to the complexity and characters of the anomaly to be analysed. Taking into account that the digital filtering representing in fact one of the three independent ways in the framework of the method of the analysis proposed, and that it is, presuming the result obtained to be compared with at least another result, established in a different way, we therefore consider that this procedure may be applied with satisfactory practical results. Moreover, it is only after a successful comparison that the results may be used as an indicator of the number of individual anomalies which are cumulating in the anomaly analysed, thus permitting the building up of geological interpretation.

One must also precise that although the number of effective components obtained by digital filtering may be considered as an exact figure, nevertheless the wavelength values thus determined display an approxi-



mate character. This fact, as an aspect showing the fundamental ambiguity of the interpretation of gravity and magnetic anomalies, makes that the approximation function built up on the basis of these values of wavelength, and assuming that the anomaly under study may be considered as a non-harmonic complex function, describes the anomaly with some deviations exceeding sometimes the permissible limits.

The analysis carried out in a theoretical case, assuming that the anomaly is described by a harmonic complex function, has pointed out that the discrete spectrum of the harmonic component amplitudes is not able to represent a useful tool with the view of separating anomalous sources because its structure is generally very complex and at the same time intricated. On the contrary, the energy spectrum may be used for this purpose. In connection with the use of the energy spectrum, the problem relating to the establishment of a criterion is raised, in order to choose the optimum band width on whose basis the former is built up. A correlation relationship between the optimum band width and the mean depth of anomalous sources entering the cumulation being established, the conclusion is reached that two ways of using the energy spectrum are revealed, namely :

1) if we endeavour to determine the number of effective components in the cumulated anomaly, lacking any indications on this number, we are able, however, to estimate owing to data yielded by boreholes or by means of known general geological conditions the mean depth of the anomalous sources, at least as a magnitude order ; then the energy spectrum built up on the band width equal to the mean depth of sources, will provide us the number of sources looked for ;

2) if we previously have established the number of effective sources, for instance, by an operation of digital filtering, in this case the band width for which a number of energy domains equal to that of sources provides the mean depth value of anomalous sources entering the cumulation.

Finally, the analysis of the theoretical case based on statistical measures, assuming that the anomaly may be considered as a stationary random function, has proved that the autocorrelation function, as well as the power spectrum lead to the correct establishment of the number of sources cumulating their effects.

Consequently, the application of the proposed procedure in a theoretical case, provided some limitations, which have been minutely determined, has proved the possibility of solving the problem raised, using this way.



The positive results obtained in a theoretical case allowed the application of the proposed procedure to the study of some anomalies produced by clear-cut different geological structures. In the first three cases (Bătrînești-Gurbănești, Slătioarele-Pitești and Craiova-Dăbuleni) the analysis has been carried out on the basis of the digital filtering, and the treatment of cumulated anomalies both as non-harmonic complex functions and as harmonic ones.

Generally, the conclusions reached in the theoretical case have been also proved in the three above mentioned real cases, the determination of the respective number of effective anomalies entering the cumulation being finally obtained. The accuracy of figures, which precise the number of anomalies for each case, has entailed a supplementary verification owing to the fact that on the basis of the direct problem of the potential, under concrete geological conditions, and with as judiciously as possibly estimated values of physical property contrasts, the structural solution is determined ; the latter appears in the three cases as logical and even probable, being in agreement with all up-to-date geological data.

The application of the proposed procedure for these three practical cases has also pointed out, other aspects of its behaviour, and namely.

If in the magnetic anomaly case of Bătrînești-Gurbănești the approximate function succeeds to describe very well the anomaly under study, the situation is not the same for cases of gravity anomalies from Slătioarele and, particularly, from the Craiova-Dăbuleni Zone. The studies related to the cases of Slătioarele and Craiova-Dăbuleni anomalies on the working of least squares method have proved that the deficiencies as to the establishing of numerical coefficients of this function do not proceed from the method of their establishment, and partly neither from the number of good condition equations, but from the approximate character of the wavelength values determined by digital filtering as a result of the fundamental ambiguity of the anomaly interpretation. Under these conditions, the determination of an approximate function does not prove as necessary in analysis carried out by means of the proposed procedure, since no available information elements are provided as compared to other procedures which have been used in these analyses.

For the Bătrînești-Gurbănești and Craiova-Dăbuleni anomalies, the relationship established in the theoretical example between the optimum band width, in order to build up the energy spectrum and the mean depth of the anomalous sources, has been tested ; when investigating the



Slătioara anomaly case, no correlation between these two values could be established. We consider that the nature of this last result cannot, however, invalidate the existence of such a correlation, since the source of the Slătioarele anomaly represents a highly peculiar case, the salt mass in this case cropping out on the surface. Nevertheless it is to be noticed that in this case the optimal band width obtained was very small (0.2 – 0.3 km).

Finally, the fourth practical example under study is represented by the regional gravity anomaly along a general profile which is crossing Romania from the western boundary up to the Black Sea. In this case the problem was treated by means of the statistical mathematics measures, considering that the gravity anomaly is represented by a stationary random function. As in the theoretical case, the autocorrelation function and the power spectrum led to results relating to effective anomalous sources, which are identical and obvious. Taking into account this result, as well as the mode pointed out by these both statistical measures, we may estimate that the proposed procedure has likewise well operated. A verification based on the direct problem of the potential along such a profile cannot be achieved since our knowledge related to the geological structure on such a scale is still limited ; nevertheless, considered from the point of view of their probability these results of geological order appear as logical.

In conclusion, taking into consideration the results of the verification both in theoretical and the aforesaid four practical cases, the conclusion may be reached that the proposed procedure provides good results as regards the separation of gravity and magnetic anomalies, and especially the number of sources of anomalies participating in the creation of a cumulated anomaly.

As already mentioned, the proposed procedure represents a complex analysis. It is obvious that its most conclusive results will be obtained by its integral application, respectively using all the analysis modes which were expounded. At the first glance it appears that all these analyses are very arduous, and so they are in reality ; the use of an electronic computer simplifies, however, to a great extent the computations. In view of the nature of results obtained, which allow a broad conception and a more closely related to geological reality interpretation than it would be possible to achieve by the present-day methods, we estimate that no effort is to be spared to apply this analysis method.



SECOND PART : IMMEDIATE PROCEDURES OF DIRECT INTERPRETATION OF GRAVITY AND MAGNETIC ANO- MALIES

PRESENT-DAY STAGE OF THE PROBLEM

The immediate quantitative interpretation procedures applied either along the profile or on the surface, represent particularly valuable tools for establishing a picture relating to the form, size, depth and distribution of physical properties of anomalous sources — gravity or magnetic — produced by characteristical elements of the subsoil structures. Thus increased possibilities to achieve under good conditions the geological interpretation of a gravity or magnetic map as compared to possibilities yielded by a simple qualitative interpretation, are ensured.

Such procedures have been outlined and appeared since a rather long time, we could even ascertain from the beginning of using geophysical prospecting methods in their up-to-date form, however, their number increased and they have marked an essential development only during the two last decades. The interest for some procedures of this type was linked to the rapid development of aeromagnetic prospecting aiming at the discovery of new petrolierous areas. Actually in this case our situation is particularly favourable as to perform a quantitative interpretation since the use of simple hypotheses may be allowed, and namely : a slightly magnetized basement containing strongly magnetized magmatic infracrustalline bodies ; the former is overlain by a cover of sedimentary rocks lacking on magnetic properties. Considering that the upper part of the infracrustalline mass is to be found on the surface of the basement, the determination of whose masses allows to establish the configuration of this basement, as well as of the thickness variations of the sedimentary cover. Although the structural picture of the basement obtained from aeromagnetical data does not ensure a precision of depths exceeding 10 per cent, it remains nevertheless of particular interest as other geophysical or drilling data permitting the orientation of a subsequent research work are lacking. Finally, the development of these methods has also influenced the revaluation of the immediate procedures applied to gravity and magnetic anomalies, measured on ground, as well as of adaptation of some procedures lent to aeromagnetics for the study of such anomalies. The results obtained presented likewise an essential interest and justify the application of the respective procedures.



THE PROPOSED PROCEDURE

Statement of the problem

Nowadays a large number of more or less simple solutions does exist for the immediate interpretation of gravity or magnetic anomalies, solutions concretized in methods and working techniques published in technical reviews. These solutions may be divided into two main groups ; some of them displaying a synthetic character by using the whole curve of the anomaly, whereas the others using from the anomaly curve but parameters linked to some of its characteristic points.

An essential fact of this problem is not as it seems sufficiently taken into account at the physico-mathematical substantiation of these procedures and namely : the relationship between the buried geological structure and the gravity or magnetic anomaly wherein it is reflected, and that we recognise as a result of a geophysical survey has not the same degree in various zones of the area occupied by the anomaly. Practically, the most accurately determined zone is the apex zone of an anomaly which contains preponderantly the effect of the structure located along its vertical axis ; as we are removing from the apex line, the anomaly slopes display ever more the effect of some lateral structures, while the zone where the anomaly enters the asymptotical regime is generally dominated by the effect of lateral structures. This fact proceeds from the reality of geological situations which do not display, on the one hand, perfectly isolated structures in subsoil, and, on the other hand, do not either preserve their facies, respectively some identical physical properties, within the lateral development of various types of rocks located above and below the geological structure producing the respective anomaly. Surface geological formations also play an important part as to the occurrence of these anomaly deformations ; the former display sometimes essential effects particularly by thickness local variations, and even of lithological and petrographical nature.

Taking into account this situation we aimed at working out a procedure, which based on a strict physico-mathematical substantiation, would at best correspond to the necessity to have a tool for an immediate, direct interpretation. For the same grounds a solution was searched in view of carrying out along profiles, since by means of the surface interpretation, besides the fact that the determined elements cannot be improved, there may be introduced even greater errors in these elements. The experience has demonstrated that an interpretation along several judiciously



chosen profiles in relation to the anomaly under study, is mostly preferable.

It is obvious that the solution of this problem has been likewise tackled on the basis of periodical functions.

Physical-mathematical substantiation

We already know the fact that the first term of the Fourier series development of a function, which expresses an oscillation, has the significance of a mean value of the above function for a given interval. Considering the function $F(\bar{x})$ where $\bar{x}=x/h$ has the significance of a normalized variable, displaying a gravity or magnetic anomaly assimilated to a transient, the value of this term will be given by the relationship (187).

Let us consider the case of a mapped gravity or magnetic anomaly already known in its graphical expression under the form of a map or profiles. The function showing this anomaly cannot be normalized since we do not know the essential element to be determined, and namely the h depth where the source of the respective anomaly is located. Nevertheless we can express it as a seminormalized function, i.e. normalizing only the intensity of the anomaly maintaining, however, the length scale in its real form with the respective size. When treating in this mode the mapped anomaly we eliminate its dependence upon a number of key-parameters, its seminormalized equivalent function, only depending on the depth of the source and the anomalous mass distribution type, or otherwise, upon the form of the anomalous body. Such a function may be representable in a coordinates system, with the ratio between the value of the anomaly in a point and its maximum value, as ordinate and the distance as abscissa, and it will be noted by $F(x)$.

Let us observe which is the value of the first term from the Fourier series development corresponding to a seminormalized function for a given function $F(x)$, and whose equivalent is the normalized function $F(\bar{x})$. Having noticed that in the case of the seminormalized function takes place the dependence expressed by the relationship (189), we will pass from the normalized function to that to be analysed through the change of the variable determined by this relationship. To the $0, l$ interval used for the Fourier series development of a normalized function will now correspond an $0, l'$ equivalent interval, the relationship (190) being satisfied.



Hence, the relationship (187) may be written in the general equivalent form (191) or, taking into account the above observations, under the form expressed by the relationship (192). It is noticed that the relationships (187) and (192) provide an average value of the normalized function respectively, the seminormalized for equivalent Fourier development intervals.

Considering now the S'_0 value defined by the relationship (193), the fact that the connection existing between S_0 and S'_0 , expressed by the relationship (194), may be readily stated.

The relationship (194) puts at our disposal the use of a simple way for determining the depths of the sources gravity or magnetic anomalies which is concretized in formula (195); we likewise may notice that the relationship (190) also provides another way for the determination of these depths. Consequently, the introduction of notions of normalized function and seminormalized one for the anomaly under study, and the above expounded mathematical treatment have led to the establishment of two independent ways for determining the depth of the gravity and magnetic anomaly sources. The simultaneous use of these two ways allows a reciprocal control of results obtained from different elements of the morphology of anomalies; likewise the relationship to be used, namely the formulae (190) and (195) are extremely simple and therefore of a readily application in practice.

The essential point of the problem related to the application of these two formulae consists in finding a simple and mostly correct possibility of establishing the $0, l'$ interval equivalent to a given $0, l$ interval. We have found this possibility as we had observed that the equivalent interval $0, l'$ for a seminormalized function is the one at whose ends this function reaches the same values like a normalized one at the end of the $0, l$ interval. We must also specify that considering the morphology of gravity and magnetic anomalies any confusion in establishment of these values is out of question from the principle point of view, they presenting either two values symmetricaly situated on the two branches in the case of maximum or minimum anomalies, or the unique one in the case of anomalies produced by the mass distribution of step type.

The practical application of the proposed procedure is likewise based on a comparison between the mapped anomaly and the theoretical one produced by a geometrical distribution mass. Considering that in reality the morphology of mapped anomalies deviates from the morpho-



logy of effects produced by the mass distribution corresponding to some geometrical bodies, we estimate as indicated that the application of the formulae (190) and (195) is to be done for several $0, l$, respectively $0, l'$ intervals, thus a better control of the depth value of sources determined by these relationships being ensured.

Subordinate elements for application the procedure

The characteristic elements when comparing a mapped anomaly turned to the form of a seminormalized function, and a theoretical one in the form of a normalized function, are therefore connected with the both equivalent intervals $0, l$, respectively $0, l'$.

The solution we adopted with this purpose consists firstly in the determination of some characteristic elements of theoretical normalized functions in order to ensure the determining of the equivalent interval $0, l'$ as minutely as possible. These characteristic elements are represented by several S_0 values established on the basis of the relationship (187). After several proofs we have chosen for each normalized curve a number of four values for the $0, l$ intervals of the Fourier series development and namely 2, 4, 6 and 8.

By means of this processing there have been determined the values of S_0 and of the normalized function at the ending points of the intervals selected for the gravity field and the vertical component of geomagnetic field produced by seven simple types of geometrical distribution mass. The characteristics obtained are recorded in Table 11 and are also marked on Figures 2, 4, 6, 8, 9, 10, 11.

The mass distribution types in Table 11 being rather limited was completed by the establishment of characteristic elements of normalized functions in the case of a mass distribution displaying a step type, whose upperflank is located on surface, and of a gravity field [relationship (197); Tab. 12; Fig. 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74]; likewise, as in the case of the geomagnetic field vertical component produced by a bidimensional vertical layer, infinitely extended into depth, uniformly magnetized in vertical direction [relationship (198); Tab. 13; Fig. 74, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84].

The mass distribution types, for which the characteristics of normalized functions were established, ensure the possibility to proceed to direct interpretations for an almost complete range of geological situations; with these ones may be assimilated the most frequently encountered types



of structures occurring over sedimentary areas (anticlines and synclines, fractures and faults, salt massifs, etc) or within the crystalline and eruptive areas (fractures, necks, veins, intrusive mass rocks etc.) reflected both in gravity or magnetic anomalies.

Testing the procedures in a theoretical case

We have selected the case of a mass distribution of a spherical type, with depth reaching 3 kms, 1 km ray and the density contrast of 0.50 g/cm³. The gravity anomaly produced by this mass distribution and its seminormalized curve are shown in Figure 85.

Hence we will determine the depth of the center of the sphere using the proposed procedure which consists, as a matter of fact, in a comparison between the curve from Figure 85 and the normalized curve for the gravity anomaly produced by the sphere presented in Figure 2.

We will first tackle the problem by determining the depth on the basis of the relationship (195). With this purpose the first operation to be performed is the demarcation of values corresponding to the four interval lengths on the curve from the Figure 85 for which the S_0 values on the normalized curve were determined, and that ascertain the four equivalent interval lengths.

At the level of these values, namely 0.360 ; 0.085 ; 0.040 and 0.020 are estimated the corresponding S_0 values in accordance with the relationship (193) and which represent in fact the area closed by the seminormalized curve at the level of these values.

Having now the S_0 and S'_0 values, the relationship (195) will immediately give us the depth value.

Secondly, we will determine the depth on the basis of the relationship (190), l and l' values being already known, the application of the relationship (190) may be immediately done, leading to the second set of depth values.

The results obtained running these two ways are recorded in Table 14. As it may be stated the application of the relationship (190) led to an accurate estimation of the depth of the selected anomalous body, whereas the application of the relationship (195) to its estimation with a mean error of $\pm 1.41\%$. This error represents but the evaluation error of areas in order to solve the two definite integrals S_0 and S'_0 . Possibilities to diminish this error do exist, however, carrying out the graphic evaluation of these areas on a mostly exaggerated scale. The simultaneous use of the



relationships (190) and (195) reduces in this case the average determination error of the center of sphere to + 0.71%.

We may, therefore, conclude that in this theoretical case the verification of the proposed procedure has been successful, the determination error of the source depth being smaller than 1% and therefore completely acceptable both from the standpoint of the geological problem and as compared with the accuracy of other similar estimations obtained by other procedures.

VERIFICATION OF THE PROCEDURE IN THE CASE OF SOME GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES FROM ROMANIA

The results obtained in the theoretical case using the proposed procedure have allowed its verification for several cases of gravity and magnetic anomalies on the basis of data at our disposal, relating to the depths of bodies producing anomalies, yielded by drillings. Thus the procedure was checked as follows :

gravity and magnetic anomaly from Găvojdia (Fig. 86, 87 ; Tab. 15, 16) ;

gravity anomaly from the Capidava-Canara Zone (Fig. 88, 89 ; Tab. 17) ;

magnetic anomaly from the north-western Ditrău (Fig. 90 ; Tab. 18) ;

magnetic anomaly from Bătrînești-Gurbănești (Fig. 91, 92 ; Tab. 19).

In all these cases the depths estimated were comparable with real depths within some quite acceptable deviations, although the geological structures selected for the verification are clear-cut different.

As an example which would better reveal the mode of practical application of the proposed procedure, as well as its possibilities and limitations, we will present the case of the north-western Ditrău magnetic anomaly. The structural calculation was done taking into account a variation profile of the magnetic anomaly ΔZ trending NW—SE, which passes through the anomaly apex, and a drilling carried out in order to control this anomaly and selected so to cross the less perturbed zones of the above anomaly. After smoothing the magnetic microanomalies, the curve ΔZ shown in the Figure 90 was obtained ; in this figure there are presented the mean curve of magnetic anomaly (ΔZ), as well as the seminormalized curve ($\Delta Z/\Delta Z_{max}$).



Taking into account the form of the magnetic anomaly of ellipses, displaying a ratio between axes of about $2\frac{1}{2}$, it has been chosen for comparison the case of a vertical cylinder infinitely extending downwards. Obviously it amounts to assimilate the anomalous source with a neck, respectively an approximately deep cylindrical column of eruptive rocks. The results of calculations are recorded in Table 18.

Since the eruptive body, composed of basic rocks showing a diorite metadiorite and hornblendite type, has been intercepted by the exploring borehole at a depth of 480 m, whereas the general average of depth values, determined by application of the procedure amounts to 482 m, there results a discrepancy of the value estimated with respect to the correct depth value of only + 0.40%.

The example of the north-western Ditrău magnetic anomaly, as moreover the other cases studied, points out the fact that although the individual depth values obtained by means of the proposed procedure, display a rather large dispersion between them, the general mean of these values is closely related to the correct result to be obtained.

STUDY OF GRAVITY ANOMALIES FROM THE SOUTH-EASTERN ZONE OF THE METALLIFEROUS MOUNTAINS

All the previously studied cases were aiming first at the verification of the proposed procedure within zones where we can rely on information related to the depth of structures, producing anomalies at least in a single point as a result of a drilling carried out, and only subsidiarily with the purpose to obtain geological information which would either contribute to advance our knowledge of respective structures or to stimulate the further research. On the basis of the study of gravity anomalies from the south-eastern zone of the Metalliferous Mountains we will attempt to apply this procedure with the purpose to elucidate and outline some geological problems raised by gravimetric prospecting in a region from Romania of an essential economical interest.

The region under study is characterized by sedimentary beds (Cretaceous, Tortonian and Sarmatian), as well as by magmatic rocks pertaining to a basic eruptive phase of Jurassic age, as well as to Neogene magmatism concretized by andesites, dacites and rhyolites as products of a volcanic phase (lavas, pyroclasts, volcanic bodies), accompanied by a subvolcanic one. The information on volcanic and subvolcanic bodies,



presenting interest due to the fact that since the metalliferous mineralizations are connected to them, partly proceeding from geological mappings and partly from drillings or mining workings, and are synthesized in the Diagram where 29 Neogene eruptive necks, as well as 6 subvolcanic bodies, are drawn.

In general, as regards the Neogene eruptive rock masses, the gravity value distribution has confirmed by anomalies of maximum character the structures, known as built up of andesites and dacites and by anomalies of minimum character those composed of rhyolites, results that wholly agree with density and mass relationships, revealed by the study of rock densities. Gravity anomalies compared with the geological map of the region and with the sketch map of the Neogene volcanic or subvolcanic bodies have evidenced the existence of 7 maximum gravity anomalies which cannot be immediately accounted for in the surface geological structure. The former are anomalies from Cetraș Valley, Gemenia, Pike Cheiului, South West Hondol, South Hondol, Ses Valley, North Pădurea Hăitău, Pike Lele și and West Făieragul Mare.

The existence of these anomalies and the geological interpretation hypothesis we adopted have suggested us the idea to outline the anomaly sources using the proposed procedure. As type of anomalous body we selected that of the vertical cylinder infinitely extended downwards, by means of which, in our opinion, the subvolcanic bodies from this region may be at best estimated. In order to estimate the depth of the upper side of these vertical cylindrical masses the curve from Figure 6 and data from Table 11 were used. The calculation of the cylinders ray was made on the basis of the relationship (95) written for the point above the axis of the cylinder; as value of density contrast which appears in the calculation formula, was chosen $+ 0.15 \text{ g/cm}^3$ as the average value in agreement with all the data regarding the rock densities at our disposal.

The results obtained are recorded in Table 20, and have likewise completed the sketch of the Diagram which becomes thus a prognosis sketch of Neogene subvolcanic bodies from the south-eastern zone of the Metalliferous Mountains.

The examination of the sketch from the Diagram reveals that the presumptive subvolcanic bodies determined on the basis of gravity anomalies display horizontal sections which may be entirely compared with those of other recognized bodies. Excepting the Valea Ses body, the depths of the upper side of these bodies are small, or of a size order which may be in its most part compared with that of subvolcanic bodies, rec-



gnized by mining works and drillings and, in any case, is located within the Tortonian deposits whose thickness is considered as amounting to a maximum of 400 m. Finally, it may be noticed that between these bodies and those geologically known there do not occur superpositions excepting the Vf. Čheiului and Vf. Făieragul Mare bodies. Superpositions which probably show the same nature as those from Runcu and Dealul Mialu. Owing to all these considerents the author reached the conclusion that the picture of the structure of some buried Neogene eruptive masses in the south-eastern zone of the Metalliferous Mountains may be considered as probable. Moreover, to support the existence of some of these subvolcanic bodies, as, for instance, those from the northern part of Pădurea Haitău, Valea Cetraș, Vf. Leli and V. Făieragul Mare, there exist some geological surface indications (hydrothermal transformations with disseminated mineralizations).

VALUATION OF THE BEHAVIOUR OF THE PROPOSED PROCEDURE

The proposed procedure for immediate direct interpretation of gravity and magnetic anomalies consists of a complex comparison between a mapped anomaly and a theoretical one, produced by a geometrical mass distribution, chosen as the most closely related as form to the unknown geological structure which is producing the anomaly to be studied. The complex character of this comparison is due to the fact that it takes place both on the basis of closed areas, at various intensity levels by the anomaly curve, and also based on anomaly lengths at the same levels. By comparison of areas, the procedure may be recorded in the category of the synthetic ones, whereas by comparison of widths in the category of those based on characteristic values of curves; hence it results that the procedure is a mixed one pertaining to a new category, the third one, if we maintain the selected classification criterion. It is obvious that under these conditions this procedure presents advantages and shortcomings as to these two categories of procedures already known; however, in contrast with most of them, the depth value determined is resulting as an average of 8 distinct values, 4 of them for two different conceptions, fact implying to the result a higher degree of reliability.

The verification of this procedure both in a theoretical case and in the case of 5 gravity or magnetic anomalies, obtained by means of prospecting, and selected as differentiated as possible regarding their structure types and geological conditions provoking them, pointed out its good



behaviour, the deviations noticed with respect to real depth values being in general below ± 10 per cent. The main observation that could be made at the verification of the procedure in these practical cases is that when applying relationships (190) and (195) by which the depth values are determined, a rather large spreading of these values was obtained. This thing is not due to some shortcomings of the theoretical substantiation of these procedures, but to the fact that in nature the anomalous sources are only approximately similar to some geometric bodies, but never identical as to their form; for this reason neither the gravity nor magnetic anomalies obtained by mapping can have a form perfectly comparable to that of theoretical anomalies. Nevertheless, the general averages obtained from such individual values, displaying sometimes a rather large dispersion have satisfactorily agreed with real depth values identified in boreholes.

We may therefore conclude that the proposed procedure works well and is leading to results, which are to be appreciated in the framework of essential limitations of gravimetric and magnetic methods, worthy of being taken into account as regards the picture of real situations.

CONCLUSIONS

The study related to possibilities of using the periodical functions when interpreting gravity and magnetic anomalies pointed out the advantages presented by this class of functions for such purposes.

In this work there are suggested two new procedures for analysing gravity and magnetic anomalies with a view to establish some essential physico-geological elements of anomalous sources, which would allow the formulation of some plausible hypotheses as to their geological interpretation and, finally, a most correct geological interpretation of anomalies.

The first proposed procedure is one of separation of anomalous sources. It consists of a complex analysis of anomalies to be studied on the basis of a combination of digital filtering with the representation of anomalies, assuming that they may be described by a non-harmonic complex function; by development of the function in harmonic components and studying of the energy spectrum assuming that this anomaly may admit a description by means of a harmonic complex function; finally, on the basis of the autocorrelation function and power spectrum assuming that the anomaly may be considered as a stationary random function.



The second proposed procedure is that of immediate direct interpretation; the former consists of a complex comparison of a measured anomaly with a theoretical one produced by a geometrical distribution mass, selected as more closely approaching as form the recognized geological structure which produces the anomaly under study.

These both procedures have been checked firstly in a theoretical case and then in some cases of mapped anomalies from Romania. The mapped anomalies have been selected so that they should proceed from most different geological structures from all the points of view (shape, depth, complexity of petrographical composition, etc.), and these buried structures should have a most advanced degree of geological knowledge, especially from boreholes. The results of checking of these two procedures have confirmed their good behaviour and can be considered as completely satisfactorily in the framework of essential limitations as to gravimetric and magnetic methods.

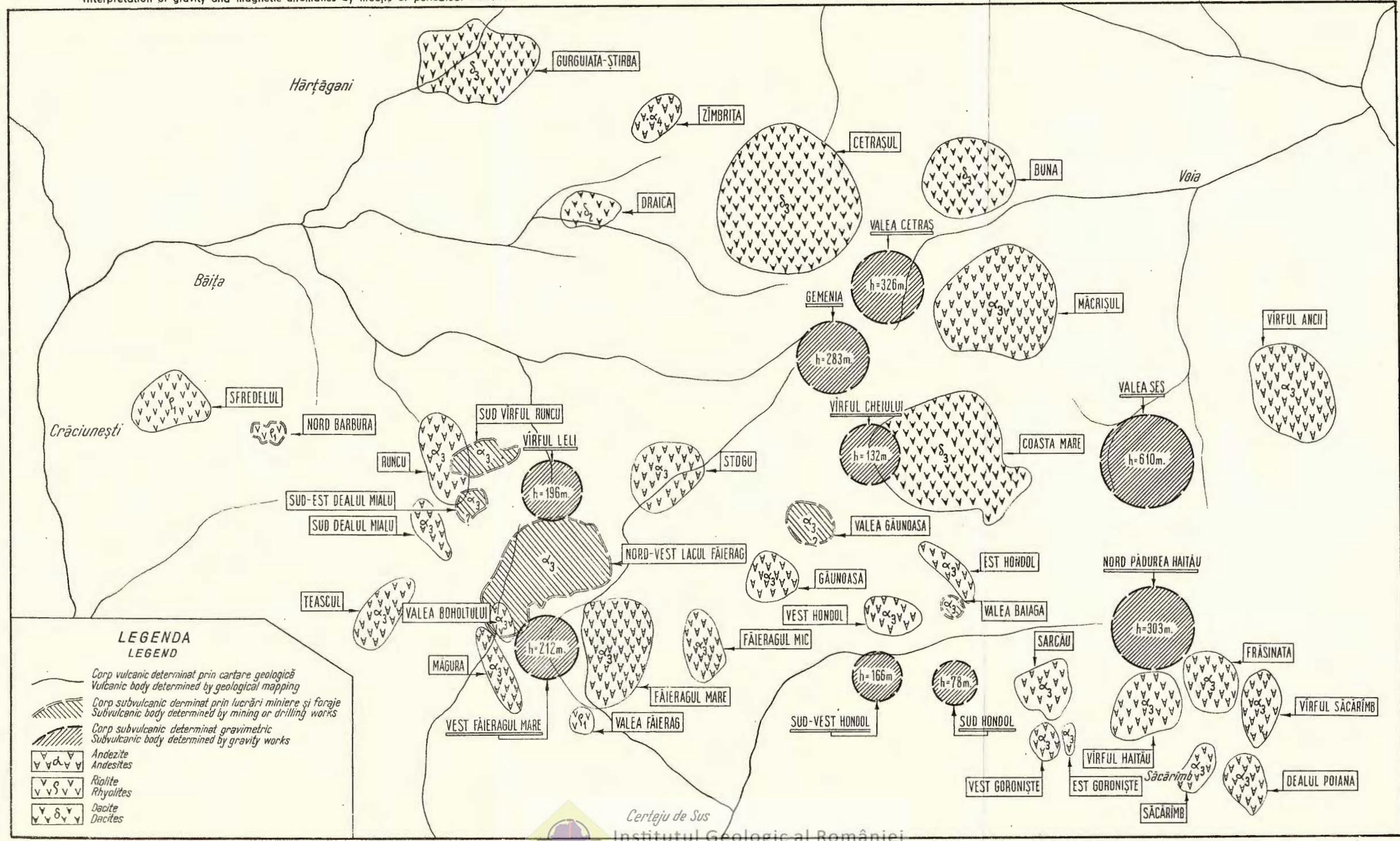
In conclusion, the researches we have undertaken in connection with the application of periodical functions, when interpreting gravity and magnetic anomalies, have demonstrated large possibilities which are yielded by this class of special functions, and allowed us the working out of two new quantitative interpretation procedures which complete the existing ones. At the same time the use of these theoretically rigorously substantiated procedures has evidenced that they lead to essential quantitative information partly of a totally new nature, related to geological structures producing gravity or magnetic anomalies, and allow, under scientifically substantiated conditions, the elaboration of geological interpretation hypotheses, on whose basis the physico-geological substratum of this kind of geophysical anomalies may be identified.

90 704





Institutul Geologic al României



Redactor : MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor și corector : LIVIA DIACONU
Traducători : MARGARETA HÂRJEU și MARIANA SAULEA
Illustrația : V. NIȚU

Dat la cules: mai 1971. Bun de tipar: sept. 1971. Tiraj: 900 ex.
Hârtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 18 $\frac{1}{4}$. Pentru
biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”,
str. Brezoianu nr. 23–25, București — România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României