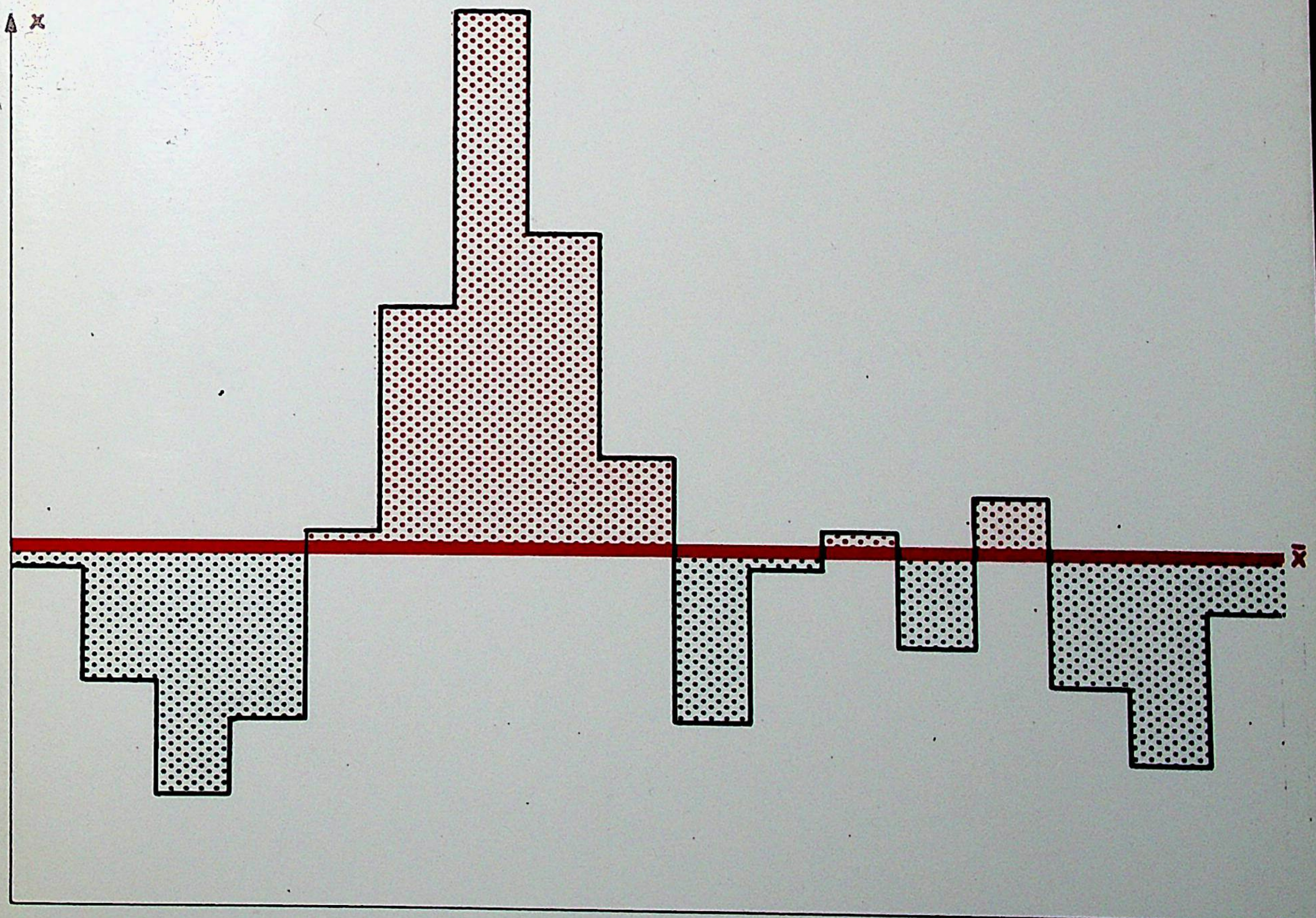
ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

ВЕЛИКО ОМАЉЕВ



ПОСЕБНА ИЗДАЊА, КЊИГА 10

ЈУБИЛАРАН БРОЈ

ГЕОИНСТИТУТ

УДК 550.4

Yu ISSN 0351-4498

GEOINSTITUT - BIBLIOTEKA
BEOGRAD
1

ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

ВЕЉКО ОМАЉЕВ

Посебна издања, књига 10

Јубиларан број

ГЕОИНСТИТУТ

РО за геолошка, геофизичка и рударска истраживања
нуклеарних и других минералних сировина,
истражно бушење, инжењерску и хидрогеологију

БЕОГРАД,

1987

БИБЛИОТЕКА · ТУТИН · ОДЕЉЕЊЕ БЕОГРАД

РЕДАКЦИЈСКИ ОДБОР

Др Слободан Вукашиновић

Младен Игњатијевић

Др Надежда Крстић

Милан Обреновић

Др Вељко Омаљев

Панта Радуловић

Вера Ћебић

ГЛАВНИ И ОДГОВОРНИ УРЕДНИК

Др Вељко Омаљев

РЕЦЕНЗЕНТИ

Академик Др Стеван Карамата

Др Дејан Миловановић

Др Симон Пирц

инв. бр. 9029/5

Републичка заједница науке Србије учествовала је у трошковима издавања ове књиге „Посебних издања Геоинститута"

У В О Д

Савремена физика дефинише материју као јединство супстанце (твари) и поља. Материја се налази у вечитом кретању, а енергија је мера кретања материје. Целокупност материје је немогуће исказати једном дефиницијом, материја има бескрајно много видова појављивања, које се трансформишу једно у друго, што се може назвати стање материје. Битна карактеристика материје је маса, која је практично сконцентрисана у супстанци. Маса у извесној мери чини количину материје, која се у практичном (па и геолошком) посматрању може изједначити са супстанцом. Тачно је да сва супстанца јесте материја, иако сва материја није супстанца.

Поље представља простор утицаја материје, тако утицај масе даје гравитационо поље, а утицај наелектрисања даје електрично и магнетско поље, које се некад обједињује као електро-магнетско поље. Постоје многе трансформације материјалног утицаја на простор које се могу дефинисати као поља, нпр. радиоактивно поље, топлотно поље, поље разних врста зрачења, итд. У земљиној кори постоје различита поља: гравитационо, електрично, магнетско, топлотно, радиоактивно, итд.

Сматрам да је геохемија, као једна од геолошких наука достигла такав степен развоја да се може дефинисати „г е о х е м и ј с к о п о љ е“ као поље утицаја масе одређеног хемијског елемента у геолошком телу земљине коре.

Овако дефинисано геохемијско поље је извесна математичка трансформација неког од физичких поља у земљиној кори. Притом је геохемијско поље математичка трансформација сопственог гравитационог поља, који остварује утицај „слоја“ потенцијалних јединичних маса хемијског елемента у јединичним запреминама миниблокова (проба). Јединичне масе одређеног хемијског елемента заправо се налазе у минералима као макро-честицама које чине геолошку популацију елемента у геолошком телу земљине коре.

Математичка трансформација сопственог гравитационог поља одређеног хемијског елемента у геолошком телу је статистичка појава која има многоструке аспекте дефинисања, односно схватања. Ми смо изнели један аспект који је везан за геохемијско испитивање, као последице методологије опсервација и мерења у геологији. Наравно да су

дискутовани и други аспекти манифестације материјалног присуства одређеног хемијског елемента у геолошком телу земљине коре. При томе се не обрађује сама математичка трансформација сопственог гравитационог поља у геохемијско поље, јер за то ми, као геолози, немамо потребно знање из физике.

Геохемијско поље је првобитно било дефинисано као поље (површина) на којој се налазе геолошке формације са концентрацијама хемијских елемената. Касније се поље-површина заменило са пољем-простором, где се остварује утицај хемијског елемента као функција концентрације проба у зависности од координата простора (x, y, z) и фактора времена (T). На крају се дошло до математичке дефиниције геохемијског поља као поља утицаја „вектора" јединичних концентрација елемента у пробама, које су узете са неке доступне површине геолошког тела земљине коре.

Откриће двојне природе геолошке случајне променљиве омогућило је математичко дефинисање геохемијског поља. Ова двојна природа геолошке случајне променљиве захтева специфичну примену теорије вероватноће и математичке статистике, што је делимично приказано и у овој монографији.

Обрађена материја у овој монографији је изложена у пет поглавља, а у закључку је сумиран резултат изучавања аутора структуре организације материје која се манифестује кроз структуру геохемијског поља.

У првом поглављу је обрађен развој идеје о геохемијском пољу а на основу до сада објављене литературе. Том приликом су цитирани различити аутори, да би читалац стекао што вернију слику њихових идеја о геохемијском пољу.

У другом поглављу је обрађена структура организације материје са аспекта примене физике у геолошким наукама. При томе су дискутоване манифестације на три нивоа организације материје (микро-, макро- и мега-ниво), од којих је за нас најзначајнији макро-ниво организације материје, што је геолошки ниво посматрања и изучавања организације материје земљине коре. При томе су дефинисани аспекти геолошког ранговања организације материје земљине коре (глобални, сегментни, регионални и локални).

У трећем поглављу је обрађена структура геохемијског поља, кога остварују „вектори" јединичних концентрација изучаваног хемијског елемента у пробама статистичког узорка, чији се интензитети крећу од минималне до максималне вредности. Најзначајнији параметар геохемијског поља је средња вредност геолошке случајне променљиве, што се у пракси назива „средњи садржај" елемента. Овај параметар именујемо термином „геохемијски фон", који може бити глобални (кларк), сегментни, регионални и локални.

У структури геохемијског поља издвајају се интензитети јединичних концентрација које називамо „геохемијске аномалије", а које се издвајају као „сигнали" изнад подручја које чини геохемијско поље „шума". Средњи садржај хемијског елемента парцијалне (синегенетске) популације шума називамо „геохемијски шум", за кога предлажемо да се именује термином „ферсман". Средњи садржај

GEOINSTITUT - BIBLIOTEKA BEOGRAD 7

парцијалне популације елемента геохемијских аномалија називамо „концентрација аномалија“.

Дефинисано је пет коефицијената концентрације као односа параметара основног и парцијалног геохемијског поља, различитих рангова. Неки коефицијенти су именовани по Кларку и Ферсману.

Геолошка тела земљине коре су вишекомпонентни системи где су компоненте хемијски елементи (или једињења). Геохемијско поље је увек парцијално, јер одражава утицај само једног хемијског елемента у простору. Изучавање расподела хемијских елемената у геолошком телу као вишекомпонентном систему је веома сложено. При томе су дефинисана и фиктивна геохемијска поља.

У четвртом поглављу је обрађено биогеохемијско поље, као специфично геохемијско поље одређеног елемента у биосфери. Биогеохемијско поље је у свему слично геохемијском пољу (по структури). Средњи садржај хемијског елемента биогеохемијске популације називамо „биогеохемијски фон“, који такође може бити: глобални, сегментни, регионални и локални. Предлаже се именовање глобалног биогеохемијског фона термином „вернадски“. Дефинисан је коефицијент концентрације Вернадског, као однос биогеохемијског са геохемијским фоном, који се може посматрати по различитим ранговима.

У петом поглављу је приказан пример статистичке обраде структуре геохемијског поља. Формиран је статистички узорак једног измишљеног геолошког тела, са измишљеним елементима („X“ и „Y“). Расподела ових елемената је приказана двојако: као просторна расподела (геохемијско поље) на геохемијским картама, и као статистичка расподела по концентрацијама (двојни хистограми). Израчунати су коефицијенти концентрација.

Предложено је 13 дефиниција у вези са геохемијским пољем и његовим параметрима и коефицијентима, а неке дефиниције су изложене у форми теорема.

Захвалан сам академику С. Карамати и Др Д. Милованоћу, професорима Рударско-геолошког факултета у Београду и Др С. Пирцу, професору „Монтанистике“, ФНТ Универзе „Е. Кардеља“ у Љубљани, на примедбама које су допринеле да овај текст буде што потпунији.

На крају је дат извод (Summary) на енглеском језику.

ИСТОРИЈАТ РАЗВОЈА ИДЕЈЕ О ГЕОХЕМИЈСКОМ ПОЉУ

У богатој геохемијској литератури мало је података о појму „геохемијско поље", савремена геохемија је окренута решавању проблематике у вези са геохемијским процесима који се дешавају у земљиној кори.

Појам *геохемијско поље* је дефинисан двојако, код старијих аутора то је површина терена на коме су развијене геолошке формације са извесним концентрацијама одређених хемијских елемената; а код млађих аутора сазрева идеја о геохемијском пољу као пољу утицаја масе хемијских елемената слично као код геофизичких поља (хемијски елемент као просторна променљива). Сви аутори се међутим слажу да је од значаја одређивање средњих садржаја хемијских елемената у стенама као геохемијским срединама.

Значај одређивања средњих садржаја (концентрација) хемијских елемената у стенама земљине коре, односно у геохемијским системима, схваћен је тек након публикација Ф. В. Кларка (Frank Wigglesworth Clarke — 1847—1931). Кларк је почео да објављује резултате о концентрацији хемијских елемената у стенама пре око 100 година (први рад је објавио 1889. године). Његов чувени рад "The data of Geochemistry" је објављиван пет пута (последње издање је било 1924. године).

Као меру заступљености хемијских елемената у стенама, комплексима и у самој земљиној кори, Кларк је дефинисао „средњи садржај" као *просту аритметичку средину* концентрација хемијских елемената у пробама. Многи савременици су жестоко оспоравали репрезентативност Кларковог метода рада, предлажући употребу проширене (пондерисане) аритметичке средине као тачније методе. Борба Кларка за признавање своје методологије обраде геохемијских података трајала је око 40 година. У заједници са Вашингтоном (H. S. Washington) радио је на одређивању средњег хемијског састава за горњих 16 km земљине коре, о чему је последњи рад такође објављен 1924. године.

Када се сада погледа, разлика између Кларка и његових савременика није ни била тако велика, сви су се сложили да је „средњи садржај" одређеног хемијског елемента аритметичка средина. Проста

аритметичка средина даје добре резултате у условима када се не знају површински и волумни односи између појединих комплекса стена у земљиној кори, а када су ти односи познати свакако је боље применити проширену (пондерисану) аритметичку средину.

У част Кларка, Ферсман је још 1923. године предложио термин *„кларк"* за средњи садржај хемијског елемента у системима, као што су нпр. „атмосфера Сунца или других звезда, метеорити, земљина кора, кавкаски гребен, итд." (А. Е. Ферсман, 1953, 1955). Термин кларк је ушао у геохемијску праксу у Источним земљама као термин за средњи садржај хемијског елемента у земљиној кори. На жалост, овај термин није ушао у геохемијску праксу целога света, што је преко потребно.

Међутим, Кларк није био први који је покренуо питање о средњем хемијском саставу геолошких тела, немачки истраживач Дебереајнер (J. W. Döbereiner) је још 1813. године поменуо расподелу хемијских елемената (А. Е. Ферсман 1955). Такође је и енглески минералог Филипс (W. Phillips) још 1815. године први дао прорачуне садржаја за 10 хемијских елемената у земљиној кори, који су се показали као тачни.

Владимир Иванович Вернадский (1863—1945) је почетком XX века предавао генетску минералогију на Московском универзитету као „хемију једињења у земљиној кори", и зато је Вернадски давао изванредни значај одређивању концентрација (садржаја) хемијских елемената у минералима. Овакав приступ у минералогији довео је до формирања нове научне дисциплине у оквиру геолошке науке, која је названа *„геохемија"*. Вернадски се са правом може сматрати за оца геохемијске науке, без обзира што се није први бавио са геохемијском проблематиком, али је први дефинисао геохемију као „историју атома у земљиној кори", са задатком „изучавања атома хемијских елемената у простору и времену" (В. И. Вернадски, 1954, 1983).

Вернадски је био пионир у изучавању радиоактивних елемената у земљиној кори и уопште, предвиђајући револуцију у блиској будућности у светској економији због примене нуклеарне енергије. Заједно са Ферсманом, Вернадски је оценио значај радиоактивне дезинтеграције елемената као сопственог извора енергије (топлоте) у земљиној кори.

Вернадски је дао суштину и значај „биосфери" као геосфери земљине коре у којој се одвија животна активност организама. Ову грану геохемије, која изучава историју атома елемената који учествују у животној активности организама, Вернадски је назвао *„биогеохемија"*.

Александар Евгеньевич Ферсман (1883—1945) се бавио проблематиком геохемијског изучавања објеката земљине коре, а те објекте он дефинише као „геохемијска средина". Најзначајнија област његовог рада је регионална геохемија, коју је он и основао.

Ферсман је много радио на дефинисању геохемијске рејонизације, сматрајући да је она основна, узимајући у обзир да су рудна лежишта интензивне геохемијске аномалије. Међутим, касније је пре-

вагнула металогенетска рејонизација, као основна, која је практично потиснула геохемијску у основи сличну рејонизацију. Мишљења сам да нема потребе за двема рејонизацијама, које су у основи сличне, па је довољна металогенетска рејонизација у оквиру које се могу изучавати све геолошке (и геохемијске) карактеристике геолошких тела (што је суштина металогенетских изучавања).

„Геохемијско поље" је најмања јединица у Ферсмановој геохемијској рејонизацији (као део геохемијске провинције), то су „геохемијски једнородне области, везане са просторно већим акумулацијама било којег од асоцираних елемената" (А. Е. Ферсман, 1953). Многи аутори узимају ову дефиницију геохемијског поља као неке површине, на којој су развијене геолошке формације са концентрацијама (или акумулацијама) одређених хемијских елемената.

По дефиницији Ферсмана (1953), „кларк представља тежински или атомски проценат садржаја датог хемијског елемента у одређеном геохемијском систему (нпр. у целој литосфери, на Кавкаском гребену, у атмосфери, итд.)". При томе је усвојена методологија Кларка да средњи садржај елемента представља аритметичку средину садржаја свих проба једног геохемијског система. Ферсман истиче да је „кларк средњи садржај укупно присутног (тежински или атомски) хемијског елемента у геохемијском систему", а то значи укупне масе елемента.

За средњи садржај хемијског елемента у стенама неког комплекса земљине коре, или неког рејона или локалности, Ферсман (1953) такође употребљава термин „кларк", што се види из дефиниције новог параметра „Кларк концентрације или коефицијент концентрације је множитељ, одређен односом средњег кларка датога геохемијског система или датог лежишта, са средњим кларком целе земљине коре".

Касније је у литератури уведен термин *„геохемијски фон"* за средњи садржај елемента у стенама, за који предпостављам да је заменио Ферсманов термин „локални кларк". Из овога следи да су *кларк* и *геохемијски фон* исти термини, који треба на исти начин да се израчунавају.

Савремена дефиниција геохемијског фона најпотпуније је дата у „Геологическом словару, том 2, 1978": „Фон геохемијски је средњи садржај елемента у стени одређеног типа, која заузима значајне површине, а није везана са конкретним лежиштима. Садржаји елемената могу бити као кларкови, а такође и виши (чешће) или, нижи (ређе) од кларкових".

Неки аутори сматрају (H. E. Hawkes and J. S. Webb, 1968) да геохемијски фон у суштини није нека одређена вредност, већ је то низ могућих вредности садржаја елемената у стенама. При томе се конкретно не каже које су то вредности, а у пракси се најчешће узимају вредности модуса или медијане за геохемијски фон.

После публикације Аренса (L. H. Ahrens, 1954) развила се велика дискусија о карактеру расподеле хемијских елемената у стенама, да ли је она нормална или логнормална. Аренс је сматрао да је основни закон расподеле елемената (у траговима — микроелементи) у стенама „логнормални закон", што су други оспоравали сматрајући да је то „нормални закон" (R. L. Miller and E. D. Goldberg, 1955). Јасно је

да ту није ни могло бити једнозначног решења, јер су хемијски елементи ретко нормално или логнормално распоређени. Хокс и Веб (1968) су окончали ту дискусију закључком да „расподела елемента не мора обавезно да буде ни нормална ни логнормална, већ се она прилагођава својој сопственој схеми". Ови аутори су јасно видели да у природи расподеле хемијских елемената у геолошким телима има више типова расподеле, али они (тада) нису дефинисали те типове.

Присталице логнормалне расподеле (G. Matheron, 1955; A. Carlier, 1964; А. А. Беус и С. В. Григорян, 1975; и многи други) развиле су методологију статистичке обраде података са заменом оригиналних (стварних) вредности концентрација изучаваног елемента у пробама са њиховим логаритмима. Ови аутори узимају геометријску средину за вредност геохемијског фона (или модус или медијану), не водећи рачуна да то не одговара геолошкој стварности.

На тај начин је, по моме мишљењу, дошло до одступања од методологије рада коју су разрадили Кларк, Вернадски и Ферсман, што је нанело (и даље наноси) велике штете у пракси. Ову ситуацију је створило копирање примене статистичких изучавања у друштвеним појавама или у другим наукама (нпр. у физици), где је суштина популација битно различита од суштине геолошких популација.

Увођење у геологију нове методологије примене статистике у изучавању расподеле хемијских елемената у геолошким телима, а на бази двојне природе геолошке случајне променљиве (В. Омаљев, 1977, 1978, 1980, 1982, 1984, 1985), представља битну промену. Двојна природа геолошких популација захтева двојну статистичку обраду података опробавања, а то је омогућило увид у суштину расподеле изучаваних хемијских елемената у геолошким телима.

Схватање о двојној природи геолошке случајне променљиве аутор је први пут објавио 1977. године. Развој је био постепен, почев од идеје о „двојном хистограму" (1977) па до идеје о „двојној природи геолошке случајне променљиве" (1985б). Развој је укључивао примену двојног хистограма у праксу, а то је захтевало теоријску разраду, која је остваривана у годинама 1978., 1982., 1984. и 1985. Примена двојног хистограма у статистичкој обради геохемијских података је приказивана у Српском геолошком друштву, на IX геолошком конгресу Југославије (1978), на Међународном геолошком конгресу у Москви (1984а) и на Међународном симпозијуму у Прибраму у Чехословачкој (1985б). У том периоду, она се проширила у идеју о „геохемијском пољу".

Наговештаји идеје о „геохемијском пољу" (сличном другим физичким пољима) присутни су у литератури више од једне деценије, а аутор овог рада за њих сазнаје релативно касно, тек 1985. године.

Николай Николаевич Боровко у својој монографији (1971) дефинише „случајно поље" као функцију координата:

$$u = f(x, y) + \varepsilon$$

где је: u — изучавана променљива; (x, y) — координате површине; f(x, y) — неслучајни део поља; ε — случајно, неконтролисано, одступање од поља f(x, y), које не зависи од координата (x, y).

Подела случајног поља на закониту (неслучајну) и случајну компоненту је условно и у различитим условима ова подела се различито посматра. Као крајности у овим посматрањима су случајеви када је f(x, y) = = constant, тада се промене поља односе само на ε. Супротан случај је када је ε = 0, тада се све измене поља посматрају као законите.

Боровко (1971) сматра да постоје скаларна и векторска случајна поља. Скаларна случајна поља могу бити прекидна (дискретна) и непрекидна. Случајно поље где су концентрације хемијских елемената у стенама функције координата је скаларно непрекидно поље. На тај начин Боровку недостаје само један корак да би случајно поље назвао „геохемијско поље" (наравно, он то није учинио), те се може сматрати да је он претходник идеје о геохемијском пољу као просторној геолошкој променљивој.

Векторска случајна поља су геофизичка поља, где су јединице експеримента опробавања векторске величине (сила гравитације, електромагнетске силе, итд.). У овој монографији не обрађујемо векторска поља у потпуном физичком смислу.

Неслучајна компонента случајног поља f(x, y) одражава његов „ниво" (фон), а измена нивоа поља обично носи у себи корисну геолошку информацију (Н. Н. Боровко, 1971). Одвајање фонског дела поља представља његову „поправку", јер је практични интерес испитивања оделити локална одступања (аномалије) од општег нивоа поља. Издвајање фонског дела поља веома је различито описано у литератури, уз много начина овог издвајања и терминологија је веома „шарена". У геофизици се обично говори о „нормалном пољу", „регионалном делу поља", „регионалном фону" и „локалним аномалијама". У геохемијским испитивањима се говори о „фону" и „аномалијама", где под фоном се подразумева одређени карактеристични део поља, а под аномалијама се подразумевају свака одступања од условног нивоа поља.

Ройд Ильич Дубов у Уводу монографије (1974) пише: „Познати математички апарат решавања обратних задатака је био развијен низом испитивања која су примењена у геофизици. Тај апарат је у принципу примењен и у геохемију: вредности концентрација хемијских елемената у мрежи тачака изучаваног простора образује поље бројева, који карактеришу одређене процесе и објекте у некаквом смислу као код геофизичких поља".

Мада овај текст није дат у виду дефиниције, пошто нигде даље у овој монографији нема сличне или боље дефиниције, можемо га сматрати за дефиницију Дубова о геохемијском пољу.

Колико је из публикације познато (Р. И. Дубов, 1974), овај аутор је дошао на идеју о геохемијском пољу крајем шесдесетих година. Из литературе и текста публикације (1974) се види да је Дубов објавио две публикације у Иркутску 1969. године (једна је његова докторска дисертација) о геохемијском пољу. Он више не понавља дефиниције, могуће је да сматра да је то излишно?

Даље, Дубов одмах улази у статистичку анализу приказивања геохемијског поља, где улази у велику математизацију приликом апроксимације закона расподеле. Брзо долази до нормалне и логнормалне рас-

поделе, а то даље примењује на класичан начин. При томе се у статистичкој методологији ништа не мења, сем имена „геохемијско поље“ све се развија у домену примене класичних решења статистичких закона расподеле (нормалног и логнормалног) при обради података геохемијских испитивања.

Дубов (1974) изједначује „просторну расподелу“ концентрација елемента са „геохемијским пољем“ (с. 114), он пише: „При изучавању просторне расподеле (геохемијског поља) предпоставља се да су пробе тачкасте. То значи да изучавајући макронеједнородност геохемијског поља, линијске размере су велике у односу на линијске размере пробе“. Даље он пише (с. 115): „Почев од овога раздела доводимо смену условних ознака: словима x, y, z означићемо просторне координате. Просторна расподела концентрација у општем виду представља функцију ових координата: $\xi = f(x, y, z)$, а за одговарајућу статистичку расподелу остаје ранија ознака $p(\xi)$“.

Дубов (1974) такође пише: „Геохемијске аномалије су просторне измене геохемијског поља, њих некада називамо сигналима, у односу на коришћење терминологије теорије информације“. Даље (с. 113) пише: „. . . Сигнали, који су објекти изучавања, називају се корисним (издвојеним), а остали су сигнали сметње или просто сметње. Сметње већој чистоћи корисних сигнала зовемо шумом. Очевидно је да у зависности од циља геохемијских испитивања једни те исти сигнали се могу посматрати као корисни, или као сметње. Нпр. при ситноразмерном картирању стена и рудних провинција, регионалне измене поља концентрација су корисни сигнали, а ореоли појединих рудних тела и сличних по размерама нерудних објеката као и веће локалне флуктуације поља су сметње“.

Остаје да закључимо да Дубов сем новог прилаза појму „геохемијско поље“ не даје задовољавајућу дефиницију, изједначавање геохемијског поља са просторном расподелом елемента (како он каже концентрација елемента) је формално и не продире у суштину ове проблематике. Све остало је примена математичке статистике на класичан начин, који се не разликује од других аутора, јер се све расподеле своде на нормалну и логнормалну (укључујући и примену геометријске средине као средњег садржаја).

Нешто касније, Александар Ильич Перельман у својој монографији — уџбенику (1979) пише (с. 17): „Свакако да је за земљину кору карактеристична непрекидност која постоји између објеката истраживања постепених прелаза у растопу. Као примери су садржаји Ca и Na у плагиокласима, pH и други параметри вода, типови земљишта, стена, вода и предела, итд., за које су карактеристични постепени прелази у простору, прелазни представници. Непрекидност је такође карактеристика и за електрично, магнетско и друга геофизичка поља. Бољу представу о расподели параметара датих поља даје њихово представљање помоћу изолинија. Некада се говори и о „геохемијском пољу“. Перельман даје информцију да се некад говори и о геохемијском пољу на нов начин, али не даје извор информације (у литератури нема Дубова).

Даље, Перельман (1979) наводи да се „Геохемијско поље обично добија при опробавању по одређеној мрежи било ког простора. У том случају је такође, као и код изучавања геофизичких поља, могућа представа изолинијама (садржаја елемената у земљишту, стенама, водама, растињу, итд.)". Даље се каже: „Најважнији појмови примењене геохемије су „геохемијско поље", „геохемијска аномалија", „геохемијски фон". Њихово одређење дајемо по А. П. Соловову — Геохемијско поље је простор, који се карактерише квантитативним садржајима хемијских елемената. Средњи (модални) садржај хемијског елемента у пределу геохемијски једнородног система (дела) представља геохемијски фон. Област фонових садржаја неретко се именује нормалним геохемијским пољем. Геохемијска аномалија је област садржаја хемијског елемента или бројних вредности других геохемијских показатеља (pH, Eh, итд.) на заданом нивоу, који се разликује од геохемијског фона. Аномалије могу бити глобалне, регионалне, локалне, тачкасте, итд. У геохемијске аномалије долазе и рудна лежишта. Разликују се позитивне (изнад фона) и негативне (испод фона) аномалије".

Александар Петрович Соловов у својој монографији (1985) даје нову дефиницију геохемијског поља: „Геохемијским пољем називамо простор, окарактерисан цифрама садржаја хемијског елемента C_x као функцијама координата и времена, или

$$C_X = f(x, y, z, T) > 0$$

У зависности од карактера процеса, који одређују распоред садржаја хемијског елемента и форме његовог налажења, овај израз добија различити геолошки и математички смисао".

Ова дефиниција геохемијског поља, по садржају и математичкој суштини, личи на дефиницију Дубова (1974).

Даље, Соловов пише (с. 10): „За изучавање геохемијског поља спроводе се мерења садржаја хемијских елемената путем геохемијског опробавања у појединим тачкама или непрекидно. Термин „опробавање" добија широки смисао, оно садржи узимање пробе са слањем на анализу или без узимања проба, путем контактних или дистанционих одређивања хемијског састава природних творевина. Мерења садржаја хемијских елемената без узимања проба применом специјалних апаратура често се назива „геофизичко опробавање", што не мења његов смисао као средства испитивања геохемијског поља".

Соловов такође пише (с. 11): „Резултати геохемијског опробавања стена, речних или подземних вода, растиња или земљишног ваздуха, спроведеног дуж смера x унакрст простирања линијске структуре на сталној дубини $z = constant$, у упрошћеном случају неће зависити од y и z. Узимајући у обзир кратковременост наших посматрања у упоређењу са дужином геолошког времена можемо их сматрати независним и од времена T. У овом случају израз добија карактер једномерне зависности:

$$C_X = f(x)$$

и одговара графику садржаја датога хемијског елемента по профилу опробавања. На значајној дужини овога профила и сједињавања изломљених линија садржаја елемента, које одговарају тачкама опробавања, лако уочавамо веће делове графика са релативно постојаним и ниским или фонским садржајима елемента C_f и ретка одступања од тога нивоа, што има карактер геохемијских аномалија".

Проблематику одређивања локалног геохемијског фона Соловов (1985) везује за проблематику издвајања геохемијских аномалија (што је, сматрам, последица дефиниције геохемијског фона). Он пише (с. 12): „У одступању од општег нивоа садржаја хемијског елемента по профилу опробавања треба разликовати неспорне аномалије, а као јединствени критеријум за одвајање истих служи колективни геолошки опит". Као пример при опробавању стена или продуката површинског распадања могу служити садржаји бакра 0,3%, олова 0,1 или 0,5%, сребра 200 g/t, итд. Вишегодишњи опити говоре, да овим геолошким творевинама нису својствени слични садржаји метала, без даље дискусије, посматрају се као неспорне литогеохемијске аномалије. На основу геолошког опита аналогни, безусловно аномални садржаји рудних елемената установљени у природним водама (нпр. 100 mg/L Cu или 250 mg/L Mo, и слично), за хемијски састав биљака и за резултате гасних мерења. Априорне представе о неспорним геохемијским аномалијама дозвољавају прецизирање појма о месном геохемијском фону, за чију величину узимамо средњи садржај хемијског елемента у пределу једнородног дела, после удаљења неспорних аномалија".

Даље, Соловов (1985) разматра најосетљивију проблематику изучавања геохемијског поља, а то је расподела хемијских елемената. Ту се овај аутор држи устаљених решења, констатује да се статистичка расподела фонских садржаја најчешће подчињава нормалном закону расподеле, док се садржаји рудних елемената најчешће распоређују логнормално. За нормалну расподелу нема проблема, аритметичка средина садржаја проба је параметар геохемијског поља, док код логнормалне расподеле се узимају логаритми садржаја, па и геометријска средина као параметар геохемијског поља. Запажа се да постоје расподеле које нису нормалне ни логнормалне, али се овим расподелама не придаје већи значај (сматра се да су оне релативно ретка појава). При томе се дају и оваква запажања: „Нормални закон расподеле дозвољава појаву проба са одређеном фреквенцијом у > 0 са негативним садржајем елемента, што је геолошки апсурд. Логнормални закон је ослобођен овог недостатка, али слично нормалном закону, дозвољава појаву проба са садржајима елемента више од 100%, што је исто тако бесмислено. Зато се овакве зависности не могу посматрати са аспекта теоретског закона, којему се подчињавају расподеле садржаја елемената у природним творевинама, ради се само о практичним аспектима њиховог искоришћења".

Разматрајући проблем „односа нивоа корисног сигнала према нивоу шума" Соловов (1985, с. 26) каже: „Карактеристику аномалија, упоредо са величином, опредељује њихова контрастност, за коју се нередко погрешно узима величина односа C_{max} према C_f. Правилна оцена овог важног показатеља је упоређење аномалије не само са нивоом фона, но и са његовом постојаношћу, за чију меру служи стандардна

GEOINSTITUT - BIBLIOTEKA BEOGRAD 17,

девијација s. . . . У нашем случају корисни сигнал је амплитуда геохемијске аномалије C_{max} изнад фона, а ниво сметњи је величина стандардне девијације". Код логнормалне расподеле логаритмују се све вредности, па и контрасност аномалија.

Говорећи о параметарским и непараметарским геохемијским показатељима (с. 31) каже се: „Геохемијски параметри су величине које имају објективни смисао, чије тачније бројне вредности истовремено повећавају тачност истраживања. То је, нпр. средњи садржај елемента у једнородној стени, чија се тачност повећава са повећаним бројем проба или бољим методама анализе. Бројне вредности непараметарских показатеља не подлежу строгом одређивању, њихова величина се произвољно мења са повећањем тачности истраживања или је одраније позната. Карактеристична непараметарска величина је „учешће" хемијских елемената, која је увек равна 100% сагласно закону В е р н а д с к о г или величини геохемијске аномалије. Непараметарски смисао имају оцене средњих садржаја елемената у геохемијским аномалијама". Даље се каже: „Неки непараметарски показатељи имју важан технички смисао, нпр. средњи садржај метала у рудном телу или ефективне размере геохемијских аномалија у контури доњег аномалног садржаја. Свакако, бројне вредности појединих непараметарских показатеља нису природне карактеристике објеката".

Мало је чудно да су средњи садржаји елемената у стенама параметарске величине, а средњи садржаји рудних метала у рудном телу нису параметарске величине. Нејасно је како С о л о в о в прави разлику између појединих елемената или између појединих геолошких тела (рудно тело је, сматрам, исто тако геолошко тело као и свако друго). Средњи садржај рудног елемента је такође, сматрам, природна карактеристика рудног тела и зато мора имати параметарски значај.

Даље се у књизи С о л о в о в а (1985) више не помиње геохемијско поље, помињу се примарни и секундарни ореоли расејавања, потоци расејавања, геохемијске аномалије, итд., али нема примене појма геохемијско поље. Могуће је разлог што су концентрације рудних елемената одређене као „непараметарске величине", и као такве оне нису природне карактеристике објеката, значи и геохемијских поља.

Развијајући теоријски аспект расподеле геолошке случајне променљиве, аутор је 7. септембра 1981. године дошао на идеју о склопу „геохемијског поља" као рељефне површине коју граде интензитети јединичних концентрација. Тако се дошло до математичко-статистичке дефиниције: „Геохемијско поље, у геометријском смислу, представља површину, која је геометријско место тачака интензитета вектора јединичних концентрација хемијског елемента у стенама као геохемијској средини". Ова дефиниција је објављена у предавању у Српском геолошком друштву (24. XII 1981.) и на 10. конгресу југословенских геолога у Будви (В. О м а љ е в, 1982б, 1982в). Том приликом је предложен нов термин *„ферсман"* за геохемијски шум. Године 1983. аутор је објавио две публикације (В. О м а љ е в, 1983а, 1983б), а том приликом је поред термина „ферсман" предложио и термин *„вернадски".* У овом раду реч је управо о ауторовом предлогу дефинисања „геохемијског поља" са свим

последицама које из тога произилазе, а на бази двојне природе геолошке случајне променљиве.

Чињеница је да се многи истраживачи занимају овом проблематиком, сваки из свог угла посматрања дефинишу и изучавају расподелу хемијских елемената у геолошким телима. Немогуће је обухватити у једном оваквом раду све аспекте ове проблематике, којом се баве многе специјалности геолошких наука, то подручје рада превазилази саму геологију јер захвата проблематику дефинисања орудњења у простору лежишта, чиме се баве геостатистичари. Примена теорије вероватноће и математичке статистике приликом истраживања и експлоатације лежишта минералних сировина. То је веома велико и веома важно подручје примене геологије у привредној активности, у погледу снабдевања индустрије минералним сировинама, укључујући и фосилна горива. Ми не третирамо ову проблематику (геостатистику), јер је то специфично поље рада у коме је дошло до велике специјализације.

Геостатистика се може схватити као део статистике која се бави геолошким променљивим, укључујући и моделирање лежишта минералних сировина, а развила се радовима Д. Г. Кригеа и Де Вијса. Она обухвата примену теорије вероватноће и математичке статистике у геологији, односно у математичком моделирању лежишта минералних сировина. На овом проблему се много ради у свету, нарочито је позната „Француска школа“ са Г. Матероном као истакнутим теоретичарем; али не заостају ни други. У овој књизи ми се не бавимо овом проблематиком, односно не бавимо се математичким моделирањем простора у циљу дефинисања лежишта минералних сировина, што геостатистичари сматрају за свој главни циљ.

Мирко Перишић у својој монографији (1983) износи да је „Квантифицирани минерализовани феномен окарактерисан простирањем у простору (или времену) у одређеним количинама које се зову „регионализована варијабла“. Примери за то су: у тродимензионалном простору — квалитет руде (садржај метала), у дводимензионалном простору — моћност седиментног лежишта, у једнодимензионалном простору — цена метала у варијацији времена“. Тако је Перишић преузео дефиницију Г. Матерона (1963) о регионализованој варијабли као функцији $y(x)$ неког садржаја са координатом x, а у тродимензионалном простору то је функција $y(x_1, x_2, x_3)$ садржаја у тачки са координатама x_1, x_2 и x_3. Перишић каже: „Варијације ове функције је често нерегуларна, тако да познате вредности чине зупчасту криву за коју се не може установити феномен стварне варијације“. Ова функција у ствари даје рељеф геохемијског поља, по моме мишљењу.

Слободан Вујић и Вук Радевић (1983) и С. Вујић (1985, с. 10) на принципима геостатистике дефинишу „просторно променљиву“ која „је увек одређена у одређеном простору, које називамо геометријским пољем (геолошка формација, лежиште . . .) . . . Просторну променљиву могуће је представити као функцију тачке $f(x)$, међутим, чешће се јавља потреба за представљањем не вредности тачке већ ње као носиоца средње вредности мале области коју представља, назване геометријском базом“. Геометријско поље није ништа друго до геохемијско поље, како смо га ми дефинисали. Даље је дат тродимензионални

модел (цртеж) промене садржаја SiO_2 у једном лежишту, што је тродимензионална слика геохемијског поља, по нашој дефиницији (В. О м а љ е в, 1982б, 1983а, 1983б).

Геостатистичари су се углавном ограничили у својим изучавањима само на просторно моделирање лежишта минералних сировина, а сматрам да је то релативно мали простор за изучавање (без обзира што је потпуно економски доминантан), јер се ограничава само на релативно мала геолошка тела (рудна тела). Може се наћи простора за заједничка изучавања геостатистичара и геохемичара, заговорника идеје о геохемијском пољу као просторној геолошкој случајној променљивој.

Немогуће је набројати све интересантне публикације о овој материји, јер су истраживачи по правилу усмерени у одређеном правцу истраживања, а које им често диктирају околности приликом закључивања уговора о истраживањима. У литератури су наведени многобројни радови, који некад нису у директној вези са идејом о геохемијском пољу као просторној геолошкој случајној променљивој, али доприносе разумевању између различитих аспеката изучавања расподела хемијских елемената у геолошким телима.

Као погодан пример интересантан је предлог В. В. И в а н о в а (1968) на 23. Међународном геолошком конгресу у Прагу о потреби проширивања „система кларка" (како се он изражава) новим величинама (мислим да И в а н о в мисли новим терминима сличне категорије). И в а н о в сматра да се проблем оцене средњих величина остварује успешно од времена К л а р к а, а да су то најважнији аспекти у геохемији (односно у расподели хемијских елемената). Међутим, И в а н о в сматра да су процеси формирања стена потпуно различити од процеса формирања лежишта минералних сировина, јер су лежишта резултат нарушавања нормалног хода процеса генезе стена (што је свакако тачно). Међутим, стене и орудњења су природне творевине постале у процесу диференцијације материје у земљиној кори, а путем сталне миграције хемијских елемената. Процес формирања лежишта минералних сировина је само епизода процеса формирања стене у којој се налази, а то је у потпуном складу са савременим идејама о процесима образовања рудишта као петролошко-геохемијског склопа минерала и елемената (В. О м а љ е в, 1982г), а то изражава јединство ових процеса у природи.

И в а н о в (1968) сматра да степен концентрисаности елемената у стенама је зависан од карактера металогенетске провинције и зато обраћа нарочиту пажњу на средње садржаје елемената у металогенетским провинцијма. Из тих разлога предлаже да се „регионални кларк" назове „ферсм", а то би одговарало нашем термину „регионални геохемијски фон".

ОРГАНИЗАЦИЈА МАТЕРИЈЕ ЗЕМЉИНЕ КОРЕ

Организација материје земљине коре се може посматрати на атомско-молекуларном и минералном нивоу, зависно од дефинисања најситнијих „честица" (делића, фрагмената) које изграђују геолошка тела земљине коре. Земљина кора се може посматрати као јединствено тело, односно као геосфера планете Земља; а такође се може посматрати и као структура изграђена од геолошких тела, која опет могу бити различитих рангова и величина. Могу се дефинисати многи аспекти посматрања (и изучавања) организације материје земљине коре, што чини њену структуру почев од микро-честица, па преко макро-честица различитих рангова све до космичких мега-честица, а једну од њих чини Земља као планета сунчевог система. Организација материје земљине коре, што је предмет изучавања геолошких наука, је веома сложена и не може се једнообразно дефинисати — што је последица бескрајно много видова постојања материје уопште (Д. Иванович, 1985).

Целокупност материјалног света је бескрајно сложена, са много могућности њеног спознавања, посматрања и изучавања. Свет се не може спознати, схватити ни изучавати у целокупности (која је нама недоступна и недокучива), могу се спознавати и изучавати само неки аспекти материјалног света који чине одређене комплексе његове структуре.

Савремена физика дефинише материју као јединство супстанце (твари) и поља (Т. Анђелић, 1983; Д. Ивановић, 1985), која се налази у вечитом кретању. Материја је све што постоји у природи (космосу), а човек је открива посредством чула и одговарајућих апарата. Облици кретања материје су различити и могу бити (П. Трпинац, 1973): 1) механичко (кретање тела у односу на друга тела), 2) физичко (промена агрегатног стања и форме супстанце), 3) хемијско (хемијска синтеза и анализа супстанција) и 4) биолошко (рађање, живот и смрт организама).

Супстанца је организована у „честице" различите величине, немогуће је одредити која честица супстанце је најситнија (најелементарнија или најфундаменталнија), нити се може одредити која је највећа честица супстанце. Организација материје у форми честица је бесконачна у ранговању, а ми сада не можемо одредити границе реда величине честица. Једно од основних обележја супстанце је маса, а то је

величина која се може мерити и упрошћено се може сматрати да је маса мера количине супстанце.

Поље је простор који одражава енергетско стање физичког система материје, које је последица присуства супстанце у њему. Тако утицај масе супстанце даје гравитационо поље, утицај наелектрисања честица супстанце даје електрично поље, утицај магнетских дипола даје магнетско поље, а пошто је магнетски дипол такође последица елементарног наелектрисања (које је једна од битних карактеристика супстанце, као маса) говори се о електро-магнетском пољу. Говори се и о другим пољима, као нпр. топлотно поље, радиоактивно поље, поље зрачења, итд.

Из овога се види да материја има зрнасту структуру, у простору које зовемо „поље" крећу се честице супстанце. Честице су синоним за дисконтинуитет, а поље је синоним за континуитет материје (З. М а р и ћ 1986). Маса и наелектрисање су основне особине материје (супстанце), наелектрисање се може међусобно „поништити" (e^- и p^+ су у равнотежи и нема ефекта наелектрисања ван честице-атома), а утицај масе се никако не може „поништити", маса увек делује и зато је веома погонда као мера количине супстанце. Маса материје је сконцентрисана у честицама супстанце, а маса поља као енергетског стања материје је, у овом случају, занемарљива величина. Зато под именом „материја" ми геолози можемо подразумевати „супстанцу", узимајући у обзир масу материје као меру за њену количину.

За дати ниво посматрања (изучавања) организације материје „честице" су делићи (фрагменти) материје без унутрашње структуре, односно оне се даље не деле на ситније честице. Са аспекта примене физике у геологији, организацију материје посматрамо на три нивоа:

1) **Микро-ниво** организације материје је атомски ниво посматрања, када материју организују микро-честице које су атоми или спајање атома у молекуле.

2) **Макро-ниво** организације материје је геолошки ниво посматрања (изучавања), када материју организују макро-честице као минерали (кристали или фрагменти или агрегати).

3) **Мега-ниво** организације материје је космички ниво посматрања, када материју организују космичка тела (планете, звезде) као мега-честице.

Супстанца је хемијски дефинисана као атом елемента, који се на микро-нивоу посматра као „елементарна" честица без унутрашње структуре (без обзира што физика познаје „елементарне" честице које изграђују атоме хемијских елемената — а то су протони, неутрони, електрони), тако да су „атом" и „хемијски елемент" синоними (В. И. В е р н а д с к и, 1954, 1983). Задатак геохемије (по В е р н а д с к о м) је изучавање материје земљине коре на атомском нивоу организације.

Макро-ниво посматрања организације материје земљине коре је предмет изучавања геолошких наука и овај ниво организације је за нас најзначајнији.

Мега-ниво посматрања организације материје је ван домена изучавања геолошких наука, то је космички ниво изучавања којим се бави

астрономија (астрофизика). Уколико се геологија бави изучавањем планета сунчевог система, планете се посматрају као и Земља, тј. као космичко тело са унутрашњом (геолошком) структуром, која јесте предмет наших изучавања.

МИКРО-ОРГАНИЗАЦИЈА

Нама, геолозима, је практично недоступан микро-ниво организације материје земљине коре за посматрање, али савремене методе геохемијских испитивања продиру у поједине аспекте микро-света геолошких тела земљине коре. Размотрићемо општи случај појава које се дешавају у микро-свету земљине коре.

Материја се јавља у три агрегатна стања: гасовито, течно и чврсто. Зависно од овог стања, земљина кора се састоји од атмосфере (гасова), хидросфере (течности) и литосфере (чврста геолошка тела). Истина је да појам литосфере премашује појам земљине коре, дисконтинуитет Мохоровичића дели литосферу на земљину кору и горњи омотач (до астеносферног слоја).

Микро-честице се једино у гасовима крећу слободно, што доводи до појаве тоталне експанзије атмосфере која испуњава сав слободан (расположиви) простор. Микро-честице су по правилу електрично неутралне, а будући да поседују масу оне се међусобно привлаче стварајући сопствено гравитационо поље. Због веома мале масе микро-честица, силе привлачења су веома мале. Кретање микро-честица у течностима је ограничено, али је довољно велико да постоји прилагођавање течности свакој запремини која јој стоји на расположењу. Зато гасова и течности има у литосфери, где ове материје заузимају сваки слободан простор.

Чврсто стање је специјално стање, где су атоми (јони) строго распоређени у структури „кристалне решетке“ и не могу се слободно кретати, већ само осциловати око равнотежног положаја. Овде се не може говорити о слободним микро-честицама; атоми (јони) се удружују у кристале који својим димензијама премашују микро-свет, кристали као честице припадају макро-свету.

Атом је елементарна честица супстанце коју зовемо хемијски елемент, али ова микро-честица је по правилу активна и као таква ретко се јавља у природи. Атоми се лако јонизују, па се при сударима спајају (једине) са другим атомима, већ према својим особинама. Реална микро-честица која постоји у природи је молекул, у атомском стању се јављају у природи само инертни елементи (нпр. племенити гасови), који се практично не једине.

Гасови и течности су израђени од молекула као микро-честица, а чврста тела су по правилу изграђена од кристала који се могу схватити као макро-молекули, који по својим димензијама (реда величине милиметра или 10^{-3} m) далеко премашују молекуле (реда величине ангстрема или 10^{-10} m).

Скуп (популација) микро-честица (молекула) у геолошком телу земљине коре је бескрајно велик по броју (непребројив) и дискретан јер има корпускуларну (зрнасту) структуру.

Свака микро-честица је одређена врста материје (супстанце), било да је она проста (хемијски елемент) или сложена (хемијско једињење). Супстанца микро-честице може бити кисеоник, или нешто друго, хелијум или нешто друго, угљен-диоксид или нешто друго, итд.; то значи да нема прелазних представника материје. Микро-честица не може бити прелаз између водоника и хлора, она може бити водоник, хлор или хлороводник. Микро-честице се могу замислити као „куглице" одређене боје (бела, црна, црвена, итд.), која не може бити мешавина боја у облику шара (ишарана бело-црно, жуто-зелено, итд.), али може бити мешавина као друга боја (сива, сивозелена, мрка, итд.). Ова популација микро-честица је статистичка појава, која се покорава закону великих бројева и за њено испитивање треба применити теорију вероватноће и математичке статистике.

Статистичка испитивања популације микро-честица се своде на извлачење куглица из кутије, што значи извлачење молекула из одређеног узорка нпр. атмосфере. Наше могућности као оператора овог извлачења су бескрајно мале, само у једном молу материје има А в о г а д р о в број микро-честица ($6 \cdot 10^{23}$). Када би хтели да испитамо целокупност једног мола (нпр. атмосфере), морали би од постанка света (од „великог праска" пре око 15 милијарди година, што износи приближно $4{,}7 \cdot 10^{17}$ секунди или $4{,}7 \cdot 10^{23}$ микросекунди) да сваке микросекунде извлачимо по једну честицу (или милион честица у секунди) па да опет не завршимо ово извлачење. Преостало би нам још $1{,}3 \cdot 10^{23}$ микро-честица, за чије извлачење нам треба још исто толико микросекунди, или приближно 4 милијарди година; значи требало би нам још једно геолошко време.

Из овога се види да ми немамо никаквих шанси за статистичка изучавања микро-света, микро-свет је за нас недокучив.

Свака микро-честица материје има масу, која је толико мала да се не може непосредно мерити, али се може изразити у релативним масама у односу на елементарну масу најпростијег хемијског елемента — водоника. Тако сваки молекул има своју молекулску масу изражену у броју атомских маса. Узимајући у обзир ову величину, дефинисана је јединица за количину материје, а то је мол који садрже толику количину материје колико је грама масе његове молекулске масе. Овај метод мерења је један прозор који гледа у микро-свет.

Мерење масе појединих супстанци захтева сепарацију у смислу одвајања појединих врста микро-честица једних од других, што је технички проблем који се стално усавршава. Мерењем маса узорка супстанце ми на посредан начин испитујемо хемијски састав микро-света, што отвара могућности да добијемо било какве информације о њему.

Равнотежа у микро-свету је динамичка, у њему нема статичке равнотеже. Молекули у гасовима се стално сударају, а том приликом се неки молекули распадају и у тренутку постојања слободних атома врши се њихова реконбинација која доводи до хемијских реакција и стварања нових форми супстанце (једињења). Слично је и у течностима, у њима увек постоје активне честице (јони), као статистичко стање равнотеже између јонизације и стварања неутралних молекула. Јони одмах реагују и на тај начин постоји могућност њихове реконбинације у неку другу врсту супстанце.

Слично је и у кристалима, ако их схватимо као макро-молекуле. Сваког тренутка постоје целе „хорде" неутралних и активних микро-честица (атома, молекула, јона) које „путују", односно мигрирају. Ова миграција је непрекидна, милијарде атома, молекула и јона мигрира, али ефекат ове миграције се може видети у геолошком времену у коме се мења минерални састав геолошког тела.

Миграција хемијских елемената у простору и времену је динамичка геохемија и она није предмет овог рада. Ми сада изучавамо последице геохемијске миграције елемената, а то се може дефинисати као „статичка геохемија". При томе занемарујемо геолошко време, па нам систем изгледа као „статичан" без обзира на интензивност геохемијске миграције.

МАКРО-ОРГАНИЗАЦИЈА

Макро-организација материје земљине коре представља структуру у којој се макро-честице посматрају као елементарне, тј. оне на овом нивоу су хомогене и немају своју унутрашњу субструктуру. Ову дефиницију задовољавају минерали као честице, јер су то супстанце које су хомогеног састава, тј. немају унутрашњу грађу која би их представљала као смешу различитих супстанци.

Минерал као супстанца одређене врсте представља скуп, односно популацију макро-честица одређене врсте, коју представљају скуп кристала одређене минералне врсте. То је у свему аналогно скупу атома као супстанци одређене врсте, а која чини хемијски елемент. На одређеним нивоима посматрања организације материје, хемијски елемент или једињење хемијских елемената чине „елементарну" честицу.

Познато је да све честице минерала нису кристали, у површинским деловима земљине коре неки минерали су аморфни, немају структуру кристалне решетке, али су хомогене супстанце. Узимајући у обзир целу земљину кору, кристали далеко преовлађују, аморфне минералне честице су изузетак који занемарујемо.

Такође је познато, да су седиментне стене често изграђене од фрагмената других стена, било да су фрагменти мономинерални или полиминерални. Упрошћено, минералне фрагменте кластичних седиментних стена сматрамо макро-честицама, без обзира на њихову сложенију структуру која се занемарује.

На тај начин дефинишемо да су геолошка тела земљине коре изграђена од макро-честица које представљају минерална зрна.

Скуп (популација) минералних зрна је у релативној статичној равнотежи, геолошко тело тешко мења своју структуру (свој минерални састав), за ту промену је потребно геолошко време. При томе не узимамо у обзир површинско распадање стена, било оно природно или техногено (вештачко). Промена минералног састава геолошког тела је последица миграције микро-честица, зависно од усмерености динамичке равнотеже између кристала и слободних микро-честица поједини кристали се повећавају (расту) или се смањују (растварају се), што значи да поједини минерали потискују друге под утицајем спољних фактора (као што су притисак и температура).

Изучавање геохемијских особина макро-честица је предмет овог рада, а то ће бити обрађено у наредном поглављу.

Већ смо констатовали да се минерална зрна удружују у структуре вишега реда (геолошко тело), а које представљају структуре земљине коре. Јединице структуре земљине коре вишега реда нису макро-честице, јер оне нису хомогене у погледу одређене врсте супстанце, без обзира што неке од њих могу да буду мономинералног састава.

Кристали као макро-честице нису потпуно хомогени, њихов хемијски састав је статистичког карактера. Постоје многи разлози због којих кристали не могу бити идеалног састава и структуре. То могу бити дефекти у кристалној решетки, када је она на неким местима нарушена због инклузија других супстанци, а то је такође и изоморфно замењивање неких јона другима, што доводи до сложенијег хемијског састава кристала одређеног минерала. У минералима одређених елемената (који су исказани хемијском формулом) има и других хемијских елемената, који се називају примесе или микро-елементи. То је резултат сложених услова стварања кристала петрогених минерала, који се одвијају у сложеним условима утицаја свих присутних хемијских елемената. Вернадски је исказао мисао да су хемијски елементи растурени по свим минералима, што је касније названо „закон Вернадског“ (по А. П. Соловову, 1985).

ГЕОЛОШКО ТЕЛО

Геолошко тело је физички реално тело у земљиној кори, које се издваја (оконтурује) по унапред одређеним карактеристикама. По правилу, карактеристике геолошког тела су његове особине које се могу геолошки описати и мерити, нпр. минерални састав, хемијски састав, структурне карактеристике, геотектонски положај, итд.

У односу на одређене особине, геолошко тело се може дефинисати као „континуум“ (простор испуњен супстанцом одређеног састава и структуре), док траје тај задани континуум траје и геолошко тело. На граници заданог континуитета (на дисконтинуитету) престаје једно геолошко тело, а почиње друго геолошко тело.

Геолошка тела се јављају као последица диференцијације материје земљине коре у току геолошке еволуције, у најпростијем случају то су стене као заједница (популација) минерала одређених врста. У зависности од услова стварања, стене се могу посматрати као петролошке асоцијације (магматске, седиментне и метаморфне стене), у оквиру којих издвајамо врсте стена (гранит, пешчар, микашист). Геолошка тела се могу дефинисати као сложене асоцијације, под именом геолошке формације (гранитоиди, теригени кластични седименти, зелене стене, итд.) различитог ранга, односно реда величине (по Е. М. Максимову, 1982).

Постоје многобројне могућности у посматрању (изучавању) геолошких тела земљине коре, а ниједна класификација геолошких тела не може да задовољи све аспекте њихових изучавања. Битна је довољно прецизна дефиниција оконтурења геолошког тела, која је погодна за конкретне циљеве геолошких изучавања.

Геолошка тела се могу оконтуривати и изучавати по различитим ранговима у односу на целокупност Земље као планете, односно земљине коре. Разликујемо следеће рангове, односно аспекте изучавања: 1. глобални, 2. сегментни, 3. регионални и 4. локални.

1) Глобални аспект оконтурења и изучавања геолошких тела има планетарни ниво (значај). Познато је да планета Земља има слојевиту структуру, а ови „слојеви“ се називају геосфере. Литосфера као спољни, чврсти, омотач Земље дели се дисконтинуитетом Мохоровичића на земљину кору и горњи омотач. Литосфера, под именом земљине коре, је непосредни предмет изучавања геолошких наука и ми се њоме бавимо. Структура земљине коре је такође слојевита, а сваки од ових слојева (као и цела земљина кора) се могу посматрати као „јединствено“ геолошко тело. Постоје два типа земљине коре, континентална и океанска, које се такође могу посматрати и изучавати као јединствена геолошка тела. Неки аутори издвајају и прелазни тип земљине коре, опет као глобално геолошко тело. Може се издвојити више типова земљине коре, по В. В. Белоусову и др., (1985) издвојено је 6 типова земљине коре са 19 подтипова, а ови се могу посматрати као глобална геолошка тела. Разне врсте геолошких формација (па и врста стена) могу се посматрати као посебна геолошка тела глобалног нивоа посматрања. Са овим нису исцрпљене све могућности дефинисања геолошких тела на глобалном нивоу организације материје земљине коре.

2) Сегментни аспект посматрања и изучавања је структура нижега реда. Познато је да је земљина кора тектонски одељена на плоче, који представљају њене сегменте (В. Н. Жарков, 1983), сваки сегмент земљине коре има своју еволуцију, а као последица те еволуције је одређена карактеристика ових плоча да се могу посматрати као јединствена геолошка тела.

3) Регионални ниво посматрања и изучавања је структура нижега реда у односу на сегменте земљине коре, овај ниво изучавања је резултат практичног нивоа посматрања, а који може бити приказан и као резултат металогенетске рејонизације (металогенетски појасеви или металогенетске провинције, и слично). На регионалном нивоу изучавања посматрају се геолошке формације као регионална геолошка тела — то су формације највишег ранга. Подразумева се довољно јасна дефиниција геолошких формација као посебних геолошких тела, која су предмет различитих, а у основи металогенетских изучавања (минералошких, петролошких, геолошких, геохемијских, металогенетских у ужем смислу, итд.). Такође се подразумева довољно јасна дефиниција геолошких и рудних формација као предмета регионалних геолошких (у најширем смислу) изучавања.

4) Локални аспект посматрања и изучавања је структура најнижег реда величине, где долазе до изражаја најдетаљнија оконтурења геолошких тела. Овај ниво изучавања је резултат практичних решења у процесу истраживања и он се највише користи приликом непосредних изучавања и истраживања рудних минерализација, односно лежишта минералних сировина. Дефиниција континуума који карактерише одређено геолошко тело је најстрожија, а сама геолошка тела су средњих и најнижих рангова, укључујући и најдетаљнију металогенетску рејонизацију (рудна поља) као и оконтурење лежишта минералних сировина (све до појединих рудних тела). Ми не правимо разлику између појединих геолошких тела, једни те исти принципи важе за оконтурење геолошких формација (све до њихових чланова као одређених врста стена), као и за оконтурење рудних минерализација све до рудних тела. Све су то природне творевине, које представљају резултат диференцијације материје земљине коре, све до најмањег геолошког тела (који можемо дефинисати као неку стену или рудно тело).

Увек треба имати на уму да је целокупност геолошког тела, како оног највећег (земљина кора у целини), тако и оног најмањег (рудно тело) многообразна и у највећој мери непозната (недокучива). Ми можемо изучавати само неке аспекте геолошког тела, а по изабраним карактеристикама одређујемо те аспекте изучавања, па је и оконтурење геолошког тела у простору земљине коре (или структура нижега реда) зависно од заданих карактеристика, односно од циљева геолошких изучавања. Не треба тражити много видова изучавања, јер се тада не могу довољно прецизно дефинисати континуум који треба оконтурити као геолошко тело, у томе треба имати меру.

ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

Геохемијско поље је поље утицаја супстанце хемијског елемента у геолошком телу земљине коре, а то је трансформација неког од физичких поља. При томе се мора водити рачуна да геохемијско поље мора бити извесна физичко-математичка трансформација неког од сопствених физичких поља. Оно се може дефинисати на више начина, зависно од нивоа посматрања (изучавања) организације материје, водећи строго рачуна да се ради о сопственом физичком пољу супстанце хемијског елемента у геолошком телу.

Материја геолошког тела се налази у чврстом агрегатном стању, а ово стање се може само условно сматрати да одговара и материји у течном агрегатном стању. Сматрамо да ми геолози не можемо говорити о сопственом физичком пољу материје у гасовитом агрегатном стању (у микро-свету), па се гасови потпуно изузимају из разматрања у овом раду.

У микро-свету (атомском свету) доминантно је електрично поље, или у ширем смислу електро-магнетско поље. Атоми као елементарне микро-честице се лако побуђују, примају или одпуштају електроне и јонизују се. При одређеној критичној густини материје, јонизација атома ствара снажно електрично поље које доводи до сврставања јона у поредак структуре коју називамо кристална решетка. Ово поље се назива „поље кристализације“, које условљава кристализацију одређених минерала, зависно од присутних атома који стварају одређено електрично поље кристализације. Силе електричног поља у кристалу су у стању равнотеже и зато ван кристала нема сопственог електричног поља, ово поље се осећа само на пљосни кристала где су електричне силе у неравнотежном стању. Електрична активност поља на пљоснима кристала условљава привлачење нових јона, који се сврставају у кристалну решетку, што доводи до раста кристала. Раст кристала је неограничен, ограничава га само недостатак одређених јона као градивних елемената, односно снижавање њихових концентрација у пољу кристализације. Уколико на пљоснима кристала надвладају спољне електричне силе оне привлаче и откидају јоне из кристалне решетке, кристал се раствара. Електрично поље је стално присутно у самом кристалу, што је услов очувања кристала произвољно дуго, рачунајући геолошким часовником.

У кристалу такође постоји и магнетско поље, које је последица магнетских дипола појединих микро-честица. Уређењем магнетских дипола расте интензитет магнетских сила до великих интензитета, које се осећају и ван домена кристала. Само неке супстанце имају ту особину да уређењем магнетских дипола постају магнетичне (на пример, минерал магнетит).

Основна особина масе супстанце је међусобно привлачење, а та особина доводи до стварања сопственог гравитационог поља. У кристалу мора постојати сопствено гравитационо поље, али је оно знатно слабије од електричног поља. Сем тога, Земља нема интензивно електрично поље, а има веома снажно гравитационо поље које добро маскира сопствено гравитационо поље кристала.

Комплекс ових физичких поља у кристалу одређеног минерала представља сопствено геохемијско поље, као трансформацију свих ових физичких поља (које ми не можемо разлучити).

Дефиниција 1: „Геохемијско поље, на микро-нивоу организације материје, је простор утицаја супстанце хемијских елемената, то је трансформација сопственог електричног, магнетског и гравитационог поља, израженог као функција елементарног наелектрисања (e), момента магнетског дипола (μ) и масе (m):

$$U = f(e, \mu, m)'' \qquad (1)$$

У микро-свету се може говорити о геохемијском пољу у домену кристала као макро-молекула, а не може се говорити о геохемијском пољу геолошког тела, које припада макро-нивоу организације материје земљине коре.

Даље детаљисање овог феномена представља област физике, а за такву надградњу геолози нису довољно квалификовани.

У макро-свету кристали су макро-честице и сада долази до изражаја сопствено гравитационо поље, које стварају масе минералних честица. Утицаји електричног поља у кристалу су веома мали и могу се занемарити. Слично је и са сопственим магнетским пољем, релативно су ретка минерална зрна која имају магнетска својства, што би имало утицаја као сопствено магнетско поље (које постоји само у специфичним условима као значајна компонента).

Геохемијско поље у геолошком телу је извесна математичка трансформација сопственог гравитационог поља. Математичка трансформација се односи на посматрање парцијалног сопственог гравитационог поља, које је последица утицаја парцијалних маса одређеног хемијског елемента присутног у минералним честицама. Нас конкретно не интересује гравитациони утицај свих макро-честица у тоталном виду, нас интересује само гравитациони утицај дела масе у минералним честицама, и то парцијалне масе одређеног хемијског елемента (који је предмет геохемијског изучавања).

Дефиниција 2: „Геохемијско поље, на макро-нивоу организације материје геолошког тела, је простор утицаја маса одређеног хемијског елемента; то је трансформација сопственог парцијалног гра-

витационог поља одређеног хемијског елемента, израженог као функција парцијалне масе (Δm) одређеног хемијског елемента:

$$U = f(\Delta m)'' \qquad (2)$$

Овако дефинисано геохемијско поље има теоретски значај, за сада не можемо наћи неку практичну примену ове математичко-физичке трансформације сопственог гравитационог поља хемијског елемента у геолошком телу. То значи да је нужно даље тражити погодну математичко-физичку трансформацију сопственог гравитационог поља одређеног хемијског елемента, која би сем формалног (математичког) значаја имала и реалан (физички) значај у смислу модела који би био оперативан код геохемијских изучавања расподеле хемијских елемената у геолошком телу. Даље разматрање овога проблема усмерено је у тражењу погодне математичке трансформације сопственог гравитационог поља у геохемијско поље које би било последица распореда маса одређеног хемијског елемента у геолошком телу.

ГЕОЛОШКА ПОПУЛАЦИЈА

Скуп (популација) минерала као макро-честица одређене врсте материје изграђује геолошко тело и зато се назива „геолошка популација". Геолошка популација минералних зрна је појава статистичког карактера, која је веома велика по броју (практично је непребројива) и дискретна по карактеру. Расподела геолошке популације се покорава закону великих бројева и за њено изучавање је потребна примена теорије вероватноће и математичке статистике.

Скуп свих минералних зрнаца као геолошка популација представља целокупност геолошког тела, која се такође манифестује у веома много форми појава. Сложеност међусобних веза између појединих минералних честица у геолошком телу не може се сагледати, нити се може изучавати у својој целокупности. Зависно од циља изучавања, целокупност геолошког тела дефинишемо само парцијално, помоћу карактеристика основне геолошке популације.

Циљ наших геохемијских изучавања је сазнање како су распоређене масе одређеног хемијског елемента у целокупности геолошког тела. То значи да нас мање интересује целокупност геолошког тела, више нас интересује распоред маса хемијског елемента у тој целокупности.

Популација атома одређене врсте (одређене супстанце) у геолошком телу чини материју одређеног хемијског елемента у њему. Популација атома није геолошка популација, она је популација унутар струк-

туре минерала као макро-честица, тј. популација атома је структура нижега реда јер припада микро-свету. Распоред популације атома одређеног елемента у минералу је структурно одређена, одређени елемент је уграђен у структуру кристалне решетке.

Геолошка популација минералних честица у геолошком телу није једнозначно одређена, она је у простору геолошког тела распоређена по другим законима расподеле који владају у макро-свету. То значи да је популација атома, као структура нижега реда, везана за распоред минералних честица у структури геолошког тела.

Геолошка популација по броју минералних честица је веома велика, за нас непребројива, и не постоје методе њеног пребројавања нити сепарисања у целокупности геолошког тела.

Већ смо напоменули да је циљ наших геохемијских изучавања распоред маса хемијских елемената, нас заправо не интересује распоред минералних честица у свој целокупности геолошког тела. Зато је неопходно узети у обзир структуру нижега реда, тј. популацију атома одређеног хемијског елемента.

Да би решили постављени задатак морамо бити мање строги у дефинисању макро-честице. За одређени ниво изучавања, елементарне честице су хомогене и без структуре нижега реда. Кристали као минералне честице су хомогена супстанца одређене врсте, али у домену микро-света ова честица има одређену структуру. Та структура се огледа у томе да кристал као честицу изграђују атоми одређених хемијских елемената, а то даје основа да се може парцијално посматрати маса сваког хемијског елемента, као популација атома.

Минерал као „елементарна честица“ у макро-свету поседује „елементарну запремину Δv“, у којој се налази „елементарна маса Δq“ његове супстанце.

Међутим, као структура нижега реда, у минералној честици се налазе и парцијалне „елементарне масе хемијских елемената (ΔX, ΔY, . . . , ΔZ)“ које заједно чине елементарну масу минерала:

$$\Delta X + \Delta Y + \ldots + \Delta Z = \Delta q \qquad (3)$$

а које се односе на све хемијске елементе који се могу детектовати у минералној честици.

Елементи исказани хемијском формулом минерала представљају главне елементе, док остали елементи који се могу у минералу детектовати представљају примесе (микроелементе).

Дељењем једначине (3) са елементарном масом минерала добијамо:

$$\frac{\Delta X + \Delta Y + \ldots + \Delta Z}{\Delta q} = \frac{\Delta q}{\Delta q}$$

$$\frac{\Delta X}{\Delta q} + \frac{\Delta Y}{\Delta q} + \ldots + \frac{\Delta Z}{\Delta q} = 1 \qquad (4)$$

а то је релативно учешће или „садржај“ појединих парцијалних елементарних маса хемијских елемената у минералу. Нумеричка вредност садржаја елементарне масе минерала (Δq) је равна јединици (или 100%), а то значи да је елементарна маса минерала јединична величина која има особине константе:

$$\Delta q_{const.} = 1 \qquad (5)$$

Вредност парцијалних елементарних маса хемијских елемената у минералу мало варира око највероватније вредности, а то је вредност садржаја која идеално одговара учешћу елемента у минералу по хемијској формули; а то значи да је то променљива величина (није константа):

$$\Delta X \text{ различито од constant} \qquad (6)$$

Одређени хемијски елемент, по правилу, улази у састав више минерала у геолошком телу (као главни или микро елемент — по закону Вернадског), а у сваком минералу је различит садржај тога елемента. Елементарне масе материје минерала су константе (формула 5) и једино зависе од димензија елементарне запремине минерала (Δv). У сваком случају, релативно учешће елементарне масе минерала (Δq) је јединица (или 100%), а релативно учешће (садржај) елементарних маса хемијских елемената у минералима је променљиво и креће се у оквиру интервала варијација садржаја (од минималне до максималне вредности у минералима геолошког тела).

Релативно учешће парцијалне елементарне масе хемијског елемента у минералу је његов садржај, што се математички изражава као

$$\frac{\Delta X}{\Delta q} = x \qquad (7)$$

а овај израз представља „концентрацију“ хемијског елемента у минералу. Узимајући у обзир релацију по формули (5) добијамо да је

$$\Delta X = x \qquad (8)$$

што на математички начин изражава једнакост концентрације одређеног хемијског елемента у минералу са садржајем тога елемента у јединичној елементарној маси минерала.

Заменом ових односа (по једначини 8) у једначину (4) добијамо:

$$x + y + \ldots + z = 1 \qquad (9)$$

што значи да је релативна сума концентрација или садржаја хемијских елемената у минералу једнака јединици, односно једнака је 100%.

Минимална вредност за садржај одређеног хемијског елемента у основној популацији минерала у геолошком телу може бити нулта ($\Delta X_{min} = x_{min} = 0$), а што значи да постоје минерали у којима се савременим

методама не може детектовати присуство тога елемента. По закону В е р н а д с к о г, садржај елемента у минералу не може бити апсолутна нула, у елементарној запремини минерала мора бити бар неки мали број атома било ког природног елемента. Максимална вредност садржаја одређеног елемета у минералима основне популације може бити условно 100% ($\Delta X_{max} = x_{max} \approx 100\%$), а то значи да постоје минерали који су самородни хемијски елементи (нпр. злато, сумпор, графит, дијамант, итд.). Реално, у основној популацији минерала у геолошком телу интервал варијација садржаја (или концентрација) хемијских елемената не иде до ових крајњих граница.

Основна геолошка популација хемијског елемента у геолошком телу је скуп елементарних маса тога елемента. Међутим, чињеница је да се не могу посматрати изоловано од тих минерала. То значи да у геолошком телу постоје две основне геолошке популације, и то:

1) основна геолошка популација елементарних маса минерала (Δq), и

2) основна геолошка популација елементарних маса одређеног хемијског елемента (ΔX) у минералима.

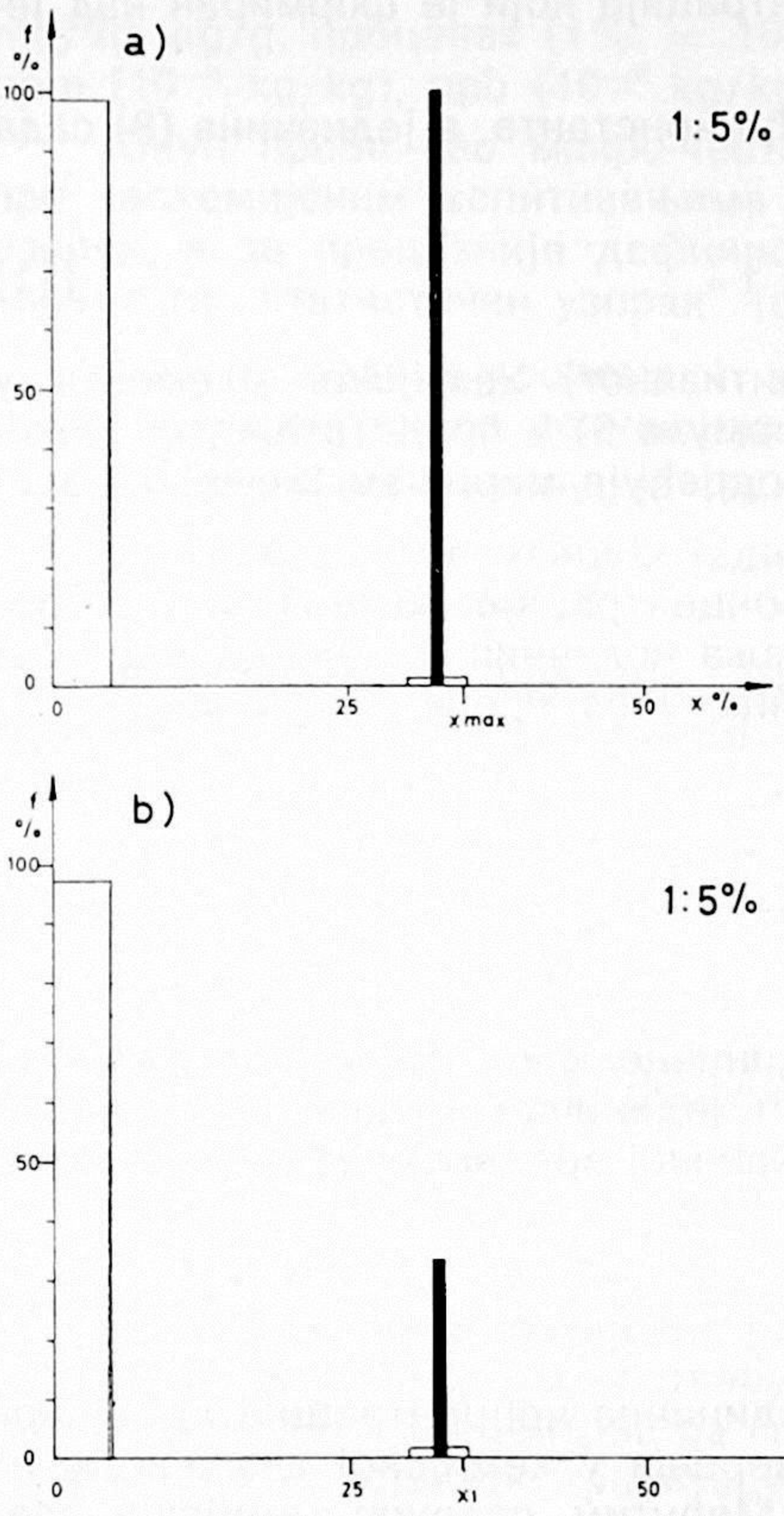
Ове две популације чине основну геолошку популацију хемијског елемента у геолошком телу односно основна геолошка популација хемијског елемента има двојни карактер.

Овако дефинисана основна геолошка популација минерала (по обележјима Δq и ΔX, које чине њен двојни карактер) је веома велика, непрекидна и практично непребројива. Целокупност геолошке популације минерала није доступна директном опажању и мерењу, сада не постоје методе које би реално могле да испитају и сортирају ову геолошку популацију.

Статистичка испитивања расподеле хемијских елемената у геолошком телу на нивоу елементарних маса минерала не би могла дати употребљиве резултате и у случају када би било могуће извлачење и сортирање свих минералних честица у њему. Двојни хистограм расподеле елемента би био оштро поларисан на класу минерала у којима практично нема испитиваног хемијског елемента, а цела маса тога елемента би се нашла у једној класи (или неколико класа), као што је то приказано на примеру орудњења бакра на сл. 1.

Разрешење овога проблема морало је бити у складу са техничким могућностима експерименталног рада, које се огледају у вештачком изазивању појаве која ће представљати макро-честицу при геохемијским испитивањима. Такво техничко решење је нађено у експерименту који се зове *опробавање геолошког тела.*

Геохемијско опробавање има карактер експеримента у геологији, а јединица експеримента се назива проба (геохемијска проба). Проба је материјални део геолошког тела при геохемијским испитивањима расподеле хемијских елемената и она у експерименту опробавања има особине макро-честице јер се не може даље делити на структуре нижега реда.



Сл. 1 — Двојни хистограми расподеле релативних фреквенција елементарних маса минерала (△q) и елементарних маса хемијског елемента бакра (△X), по концентрацији бакра (x) као независној геолошкој променљивој („△q" стубови, „△X" пуни стубићи).
a) Мономинерално лежиште бакра, са 1,5% халкопирита (x = 0,52% Cu).
b) Цементациона зона лежишта, са 1,5% халкопирита (0,52% Cu), 0,6% ковелина (0,40% Cu) и 0,8% халкозина (0,64% Cu).

Fig. 1 — The dual histograms of the distribution of relative frequencies of minerals elementary masses (△q) and elementary masses of copper (△X), versus copper concentration (x) as an independent geological variable ("△q" pillars, "△X" full pillars).
a) The monomineral copper ore deposit with 1.5% of chalcopyrite (x = 0.52" Cu).
b) The zone of cementation of ore deposit, with 1.5% of chalcopyrite (0.52% Cu), 0.6 of covellite (0.40% Cu), and 0.8% of chalcocite (0.64% Cu).

Укупна запремина геолошког тела се може, технички, изделити на мини-блокове одређене (једнаке) запремине. Међутим, остаје чињеница да се таква подела не може практично извести, односно она се може извести само при откопавању геолошког тела (што се у пракси примењује једино за рудна тела). Миниблок геолошког тела представља пробу, то је сада макро-честица која има константну запремину (v); која је једнака јединици јер представља јединичну величину за одређену методу опробавања:

$$v_{const.} = 1 \qquad (10)$$

Особине макро-честице, било да је минерал или проба, дефинисане су теоремом 1:

Т е о р е м а 1: Минерал (зрно, фрагмент) или проба (вештачки фрагмент) као макро-честица геолошког тела представља јединичну запремину (v) која има два обележја која се мере: 1) јединичну масу макро-честице (q), и 2) јединичну масу одређеног хемијског елемента у макро-честици (X). Јединична концентрација сједињује ова два обележја мерења (x = X/q) и представља интензивну величину одређеног усме-

рења, то је „вектор“ јединичне концентрације који је формиран над јединичном запремином (v).

Јединична маса пробе (q) је такође константа, а једначина (8) сада добија облик:

$$q_{const.} = 1 \qquad (11)$$

Јединична маса одређеног (испитиваног) хемијског елемента у проби (X) је променљива величина (формула 6) и представља део материје пробе (једначине 3 и 4), који се одређује мерењем (хемијска анализа).

Нумеричка вредност јединичне концентрације (интензитет „вектора“ јединичне концентрације) представља количник јединичне масе одређеног хемијског елемента и јединичне масе пробе, те једначина (7) сада добија облик:

$$x = \frac{X}{q} \qquad (12)$$

а узимајући у обзир константност јединичне масе пробе (по формули 11) добијамо да је нумеричка вредност јединичне концентрације одређеног хемијског елемента једнака нумеричкој вредности јединичне масе тога елемента у проби:

$$x = X \qquad (13)$$

Ови односи дозвољавају да се јединична концентрација хемијског елемента у проби даје као резултат мерења у хемијској анализи, и то као „садржај“ тога елемента у проби. Међутим, садржај хемијског елемента у проби је заправо јединична маса елемента (X), која је предмет мерења у хемијској анализи, уз мерење целокупне масе супстанце пробе (q).

Законска мерна јединица, по систему SI (Systéme International d'Unités), у СФРЈ за масу је килограм (kg), али је уобичајено да се резултати мерења у хемијској анализи исказују у димензији концентрације масе (један број x уместо два броја мерења маса q и X). Међутим, димензије концентрације масе по маси (kg/kg) уопште није предвиђена законом. Законска мерна јединица за концентрацију материје је mol/m^3, што је за нас потпуно непрактично. Законом су предвиђене јединице „запреминска маса“, која има димензије kg/m^3, а која се употребљава за исказивање концентрације масе рудних елемената у расипним лежиштима. Предвиђена је и мерна јединица „линијска маса“, која има димензије kg/m', али није предвиђена јединица за „концентрацију масе по маси“, у димензијама kg/kg, а која се веома широко користи у многим наукама (не само у геологији). Сматрам да је то омашка Закона о мерним јединицама у СФРЈ, коју би требало исправити.

Димензија концентрације масе по маси (kg/kg) се у пракси употребљава у различитим изведеним јединицама као што су kg/t, g/t,

mg/kg, μg/g, проценат (1% = 10^{-2} kg/kg), промил (1‰ = 10^{-3} kg/kg), ppm (10^{-6} kg/kg), ppb (10^{-9} kg/kg), итд.

Скуп проба као макро-честица који репрезентује геолошко тело при геохемијским испитивањима (по обележју мерења) има карактер узорка, а за прецизније дефинисање његове статистичке природе називамо га „статистички узорак" (о коме ће касније бити више речи).

Као последица теореме 1, у статистичком узорку геолошког тела постоје две геолошке популације, и то:

1) Геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
2) Геолошка популација јединичних маса одређеног хемијског елемента у проби (X)

што се исказује као принцип „Двојне природе геолошке случајне променљиве" (В. О м а љ е в, 1985б).

ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

Јединичне масе хемијских елемената у мини-блоковима као макро-честицама геолошког тела остварују поље утицаја преко поменутих „вектора" јединичних концентрација (теорема 1), а то поље утицаја као трансформација сопственог гравитационог поља геолошког тела је „геохемијско поље" као функција масе (X) елемента у тачки са координатама (l, b, h) у простору; што је дефинисано теоремом 10:

Т е о р е м а 10: Геохемијско поље је физичко-математичка трансформација сопственог гравитационог поља одређеног хемијског елемента у геолошком телу; то је функција јединичних маса елемента (X) у простору са координатама (l, b, h) која делује преко „вектора" јединичних концентрација (x): U(x) = f(X, l, b, h). Геохемијско поље се може посматрати и површински [U(x) = f(X, l, b)] и линијски [U(x) = f(X, l)].

Сматрам да је усмерење „вектора" јединичне концентрације у простору, а из тачке геолошког тела са координатама (l, b, h), у правцу градијента промене концентрација у односу на друге тачке геолошког тела.

Ознаке за координате тачке у простору геолошког тела су из енглеске транскрипције: „l" од length (дужина), „b" од breadth (ширина) и „h" од height (висина), многи аутори координате означују са (x, y, z), али ми ове ознаке резервишемо за концентрације хемијских елемената у геолошким телима.

Овако потпуно дефинисано геохемијско поље одређеног хемијског елемента у простору геолошког тела је веома сложено и тешко за оперативне захвате у геохемијским испитивањима. Овај проблем разматрају геостатистичари, који су развили теоријски модел просторног распореда

концентрација одређеног елемента (по нама „вектора" јединичних концентрација) у простору рудног тела, а са циљем да се потпуније омогући искоришћење рудних елемената приликом откопавања руде у лежиштима. Пионири геостатистике су Д. Г. Криге, Де Вијс и Г. Матерон, а код нас се овим проблемом баве В. Радевић и др. (1976), М. Перишић (1983) и С. Вујић (1983, 1985). Ови аутори не посматрају „геохемијско поље", већ дефинишу „просторну променљиву" која је зависна од координата (x, y, z) у простору рудног тела. Сматрам да се овде ради о типичном примеру примене геохемијског поља, онаквог како је дефинисан теоремом 10. Истина је да ова дефиниција долази за геостатистичаре веома касно, али се надам да ће она наћи примену у теоријским разрадама модела рудног тела како га дефинишу поборници геостатистике.

Површинско и линијско посматрање геохемијског поља је упрошћавање сложеног тродимензионалног модела реалног геолошког тела. Ово упрошћавање је последица наших стварних могућности приликом геохемијских и уопште свих геолошких испитивања сложене целокупности геолошког тела. Чињеница је да се експеримент опробавања изводи на доступној површини геолошког тела, које је по правилу површина топографског рељефа терена, а изузетно је то откривена површина на вештачки начин. Геохемијско опробавање се најчешће изводи по профилима у једној реално изломљеној линији, дисконтинуирано се узимају пробе (на приближно једнаком одстојању). Више профила се може посматрати као површина (димензија дужина-ширина) на којој се може поставити мрежа тачака у којима су узете пробе (сл. 29). Тако се добија реалан статистички узорак, за који ми тражимо да буде статистички представник геолошког тела, односно његове геолошке популације проба.

У пракси се примењује и метода случајног узимања геохемијских проба, а то је поступак када се без неког одређеног мрежног распореда узимају пробе на случајан начин, водећи рачуна да се оствари једноликост просечне густине проба на одређеној површини.

Посматрајући геолошко тело као популацију мини-блокова долазимо до закључка да је шанса да неки одређени мини-блок буде узет као проба веома мала, а само пробе (мини-блокови) на некој површини или линији по којој се опробава (укључујући и вештачке површине и линије — рударске радове, бушотине) имају већу шансу да буду узете у статистички узорак.

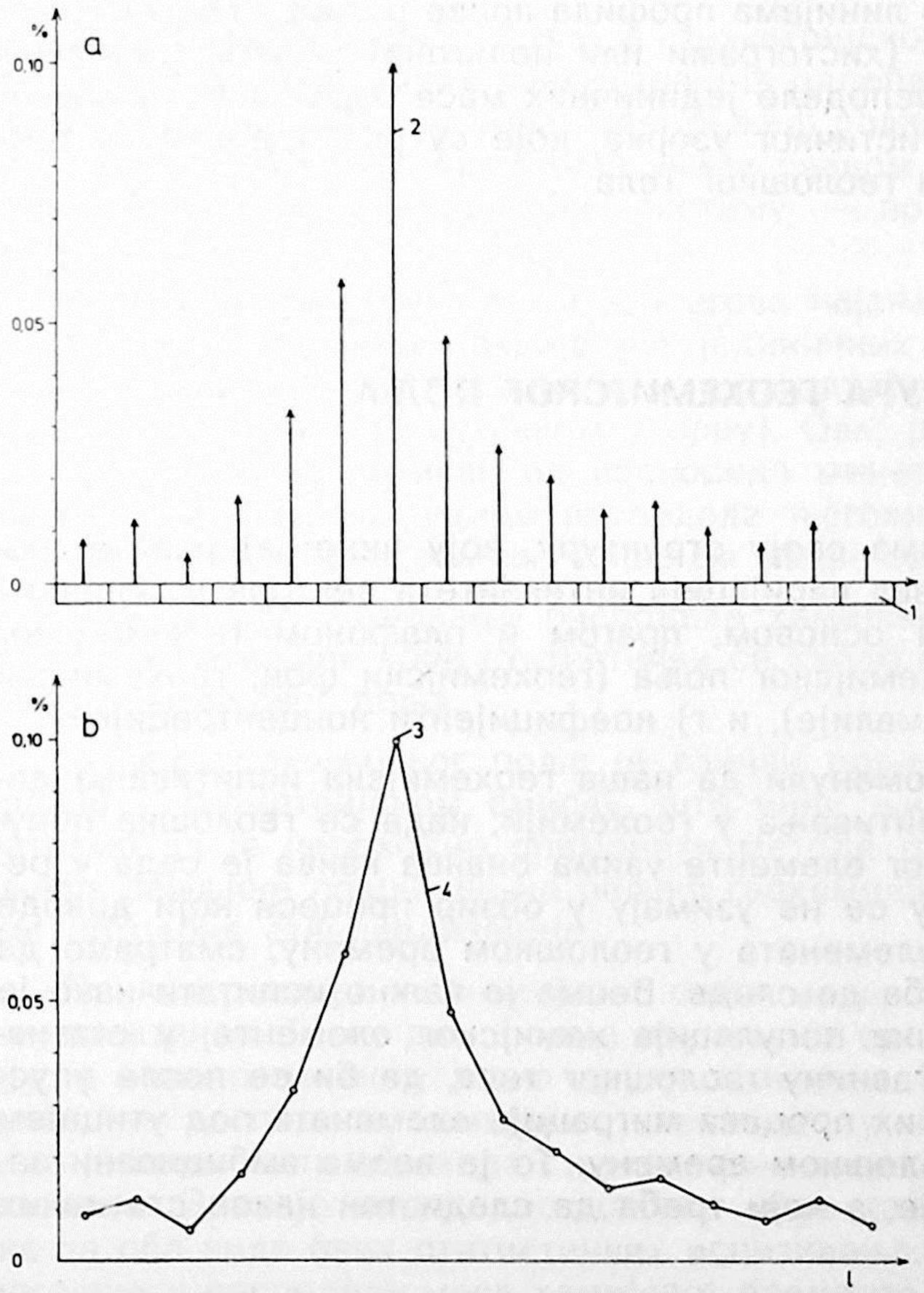
Међутим, ми немамо стварне потребе да упознамо тотално геохемијско поље по некој површини или по некој линији (профилу), а да не говоримо о тродимензионалном простору. Можемо се задовољити са упознавањем геохемијског поља преко статистичког узорка, а за ту потребу дајемо упрошћену дефиницију геохемијског поља:

Дефиниција 3: „Геохемијско поље је поље утицаја јединичних маса одређеног хемијског елемента (X) у пробама статистичког узорка, преко „вектора" јединичних концентрација (x), формираног над пробама геолошког тела (њиховим јединичним запреминама)".

Сада сматрамо да су „вектори" јединичних концентрација усмерени нормално (управно — под 90°) на еквипотенцијалну површину геолошког тела. У ту сврху дефинишемо еквипотенцијалну површину са ин-

тензитетом „нула“, а то је реална површина геолошког тела по којој се узимају геохемијске пробе.

„Вектори“ јединичних концентрација (x) одређеног хемијског елемента, који су формирани над пробама узетим по профилу, могу се геометријски представити у координатном систему (сл. 2). На апсцисној оси (која представља профил опробавања) налазе се јединичне запремине (односно масе) проба, а на ординатну осу долазе интензитети „вектора“ јединичне концентрације (x) у %; али може и у другим димензијама концентрације, kg/t, ppm или ppb).



Сл. 2 — Геометријска конструкција геохемијског поља (по профилу).

a) „Вектори" јединичних концентрација хемијског елемента.

b) Рељеф геохемијског поља — полигон.

1 — јединична запремина (маса) пробе, 2 — „вектор" јединичне концентрације елемента, 3 — максимум (врх) „вектора" јединичне концентрације, 4 — рељеф геохемијског поља (полигон).

Fig. 2 — The geometric construction of a geochemical field (in profile).

a) The "vectors" of unit concentration of a chemical element.

b) The relief of the geochemical field — a polygon.

1 — unit volume (mass) of a sample, 2 — "vector" of the unit concentration of an element, 3 — maximum (apex) of the "vector" of unit concentration, 4 — relief of the geochemical field (a polygon).

Јединичне масе хемијског елемента у пробама остварују поље утицаја преко поменутих „вектора“ јединичних концентрација (x), а то поље утицаја представља геохемијско поље, како је дато у овој практичној дефиницији (дефиниција 3).

„Вектори“ јединичних концентрација (сл. 2. под а) су нормални на нулту еквипотенцијалну површину, коју представља апсцисна оса или површина геолошког тела; у координатном систему то је вертикалан

правац, а њихово усмерење је супротно од површине геолошког тела (смер на горе).

Врхови „вектора" јединичних концентрација као тачке њиховог интензитета ограничавају простор утицаја јединичних маса одређеног хемијског елемента (геохемијско поље) у виду површине, коју зовемо „рељеф геохемијског поља". Овај рељеф долази до изражаја када учинимо равном еквипотенцијалну површину (површину геолошког тела), што и чинимо у датом координатном систему. Рељеф геохемијског поља се може представити полигоном (сл. 2, под b) или хистограмом (сл. 3). Када су тачке интензитета „вектора" јединичних концентрација довољно густе, оне образују површину (када су пробе у равни са координатама l и b), чији су пресеци по линијама профила криве рељефа геохемијског поља. Површина и криве (хистограми или полигони) рељефа геохемијског поља су функција расподеле јединичних маса одређеног хемијског елемента у пробама статистичког узорка, које су распоређене по профилима или по површини геолошког тела.

СТРУКТУРА ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

Геохемијско поље има своју структуру, коју чине: а) рељеф геохемијског поља, б) интервал варијација интензитета вектора јединичних концентрација (ограничен основом, прагом и плафоном геохемијског поља), в) параметри геохемијског поља (геохемијски фон, геохемијски шум и концентрација аномалије), и г) коефицијенти концентрације.

Већ смо раније напоменули да наша геохемијска испитивања долазе у ред статичних испитивања у геохемији, када се геолошка популација одређеног хемијског елемента узима онаква каква је сада у реалном геолошком телу. Ту се не узимају у обзир процеси који доводе до миграције хемијских елемената у геолошком времену, сматрамо да таква испитивања тек треба да следе. Веома је важно испитати како је сада распоређена геолошка популација хемијског елемента, у статистичком узорку као представнику геолошког тела, да би се после упустили у интерпретацију самих процеса миграције елемената под утицајем спољних фактора, а у геолошком времену. То је веома амбициозни задатак динамичке геохемије, а који треба да следи тек након статичких геохемијских испитивања.

Сматрамо да је из практичних разлога корисно, да већ при самом почетку испитивања, покушамо да одвојимо сингенетски и епигенетски део у основној геолошкој популацији. Ове могућности базирају на интерпретацији двојних хистограма, где се веома јасно одвајају сингенетска од епигенетских популација одређеног хемијског елемента. Наравно да је при томе основно какав је квалитет општих геолошко-петролошко-геохемијских знања о геолошком телу, што представља почетак динамичких геохемијских испитивања. Из тих разлога одмах дефинишемо праг геохемијских аномалија, као ниво раздвајања сингенетског дела од

епигенетских парцијалних популација хемијског елемента у геолошком телу. Применом принципа двојне природе геолошке случајне променљиве омогућен је потпунији увид у распоред самог хемијског елемента (чија је расподела маскирана у класичној примени статистичких испитивања расподеле), што нам даје веће могућности да без великог математизирања дефинишмо праг геохемијских аномалија, који одваја поменуте парцијалне популације (сингенетску и епигенетску) у геолошком телу.

РЕЉЕФ ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

Рељеф геохемијског поља је геометријско место тачака интензитета „вектора" јединичних концентрација одређеног хемијског елемента у пробама статистичког узорка. Овај рељеф долази до изражаја тек тада када се површина геолошког тела учини равном (на геолошкој карти по површини, или на координатном систему — по профилу или по површини).

Рељеф геохемијског поља је његова најзначајнија карактеристика, која директно одражава варијације јединичних концентрација (x) које су зависне од расподеле јединичних маса одређеног хемијског елемента у геолошком телу (статистичком узорку). Овај распоред хемијског елемента је директно зависан од распореда минерала-концентратора тога елемента, што је последица расподела његових атома као структуре микро-света која се одражава у нашем макро-свету.

Геохемијска изучавања расподеле хемијских елемената у геолошким телима земљине коре статистички се своде на изучавање форме рељефа геохемијског поља.

Рељеф геохемијског поља је сличан рељефу земљине површине, наравно у геометријском смислу, што чини њихову топографију. Зато сматрамо да је неопходно применити методе графичког представљања рељефа земљине површине на рељеф геохемијског поља, узимајући при томе потребне стандардизације.

Приказ рељефа геохемијског поља може бити: 1) топографски, и 2) математички. То су две форме изучавања овог рељефа, који се допуњују, а никако не могу једна другу заменити. За потпуно геохемијско изучавање расподеле хемијских елемената у геолошким телима неопходно је применити оба вида статистичких испитивања и графичког представљања. Зато је неопходно да све мере стандардизације буду једнаке за оба вида ових статистичких испитивања, да би се омогућио потпуни увид у расподелу маса хемијског елемента, која се одражава у рељефу геохемијског поља.

Топографија сваке површине, па и рељефа геохемијског поља, најефикасније се графички приказује изолинијама интензитета; у нашем случају „вектора" јединичне концентрације елемента. Овај принцип се примењује код свих геофизичких поља, а у примени је и код рељефа геохемијског поља (без обзира што геохемијско поље до сада није било на тај начин дефинисано). У случају геохемијског поља пракса је ишла испред теорије, што је свакако добро, али су при томе учињени неки

пропусти који се односе на стандардизацију интервала концентрације између појединих изолинија. За превазилажење тренутног стања аутор је (В. О м а љ е в, 1978а, 1983ђ). предложио стандардизацију независне геолошке променљиве (концентрације) помоћу статистичке размере (о којој ће касније бити говора), а том приликом је предложено да се интервал концентрације хемијског елемента између суседних изолинија назове *„геохемијска еквидистанца“*.

Т е о р е м а 9: Геохемијска еквидистанца (geq) је интервал између суседних изолинија концентрација изучаваног хемијског елемента, а она може бити: линеарна и логаритамска.

Велики број аутора не води рачуна о интервалу концентрација између суседних изолинија, ови интервали се произвољно одређују и нису међусобно једнаки. На тај начин се деформише рељеф геохемијског поља у толикој мери да се не може сагледати његова стварна топографија, уствари геохемијска карта није графичка представа топографије рељефа геохемијског поља већ је његова произвољна апроксимација. Са оваквим стањем не можемо бити задовољни, јер се са истим улагањима са нешто више напора може постићи потпунији увид у дистрибуцију хемијских елемената у геолошком телу. Од посебног је значаја упоређење дистрибуције појединих елемената на истој површини испитивања, односно упоређење дистрибуције одређеног хемијског елемента у различитим геолошким телима. Садашња ситуација графичке представе рељефа геохемијског поља не задовољава, али се са предложеном стандардизацијом стање може битно да промени.

За потпуно упознавање рељефа геохемијског поља било би потребно узимање свих мини-блокова површинског слоја геолошког тела као геохемијских проба. То се у пракси ни приближно не постиже, нити има реалне потребе за упознавањем рељефа тоталног геохемијског поља. Узимањем сваког m-тог мини-блока за геохемијску пробу, на сваком n-том профилу површине геолошког тела, може се постићи довољна репрезентативност за одређену детаљност геохемијских испитивања. Репрезентативност статистичког узорка је основни проблем у овим испитивањима и о овом проблему биће још речи.

Примена теорије вероватноће и математичке статистике је друга форма геохемијских испитивања расподеле хемијских елемената у геолошком телу. На основу теореме 2 (В. О м а љ е в, 1982а, 1983д, 1985а) дефинисане су функције расподеле геолошке случајне променљиве, о којима ће бити више речи у одговарајућем поглављу. Јединичне масе пробе (q и X) су функције концентрације, која је независна геолошка променљива. Графички приказ функције расподеле геолошке случајне променљиве може бити: а) двојни хистограм, б) двојни дијаграми функције густине расподеле, и в) двојни дијаграми кумулативних функција расподеле геолошке случајне променљиве.

Од највеће је важности спровести стандардизацију геолошке независне променљиве преко тзв. „статистичке размере“, преко поменуте геохемијске еквидистанце. Геохемијска еквидистанца као интервал концентрације хемијског елемента између суседних изолинија на геохемијској карти истовремено је и интервал концентрације за сваку класу двојног хистограма. На тај начин се постиже да је двојни хистограм друга

форма статистичког приказа расподеле одређеног хемијског елемента, односно форме рељефа геохемијског поља.

За разлику од геохемијске карте, где је графички приказана расподела хемијског елемента у зависности од координата испитиване површине, на двојном хистограму је графички приказана расподела истог елемента (са исте површине) у зависности од интензитета концентрације (x) као независне геолошке променљиве. То је уствари кумулативан приказ односа кумулативних маса материјала проба и маса испитиваног хемијског елемента које се налазе на парцијалним површинама геохемијске карте оконтурена изолинијама концентрација.

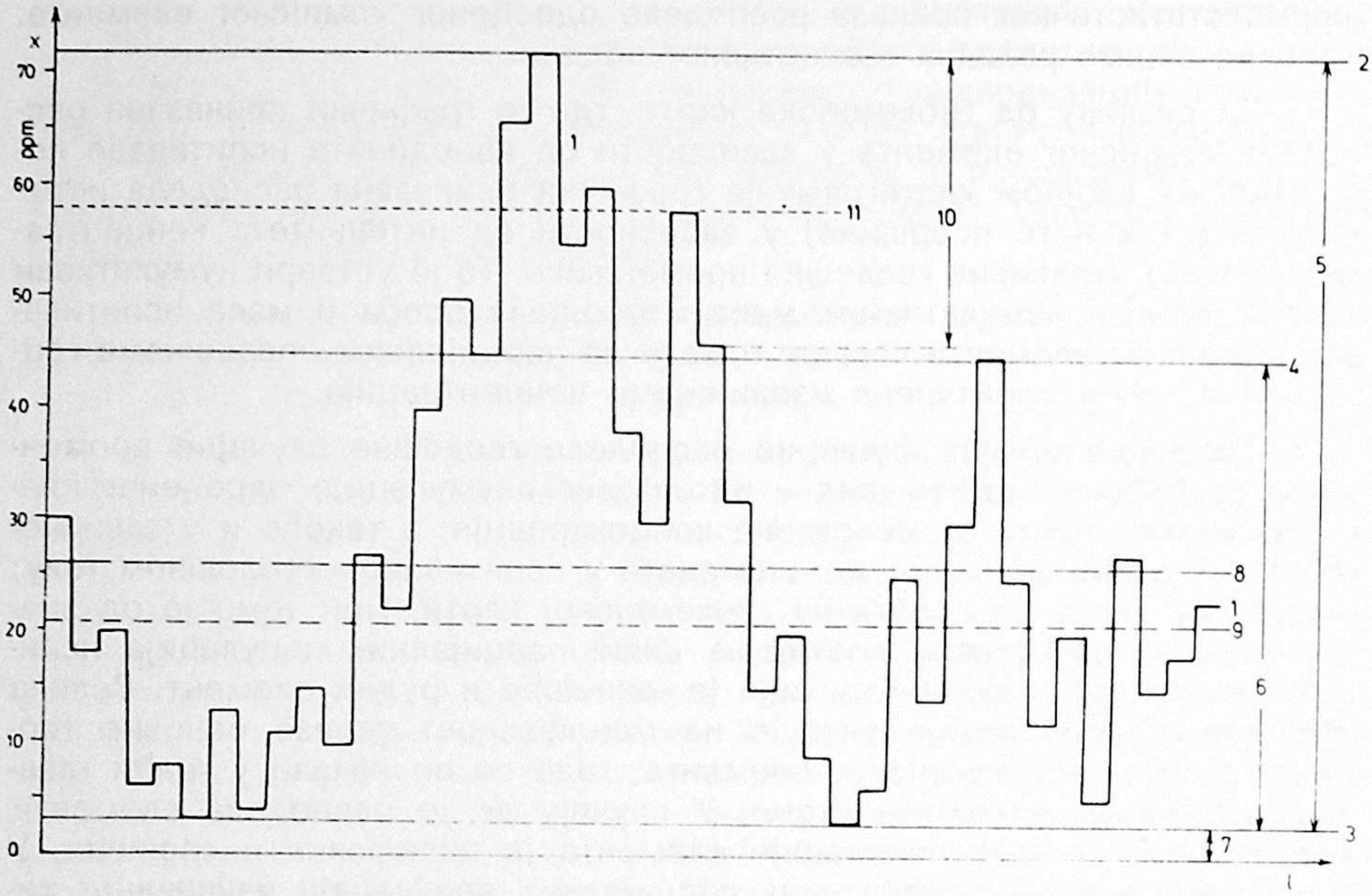
Графички приказ функција расподеле геолошке случајне променљиве омогућава потпун увид у интензитет акумулације одређеног елемента у зависности од сопствене концентрације, а такође и у зависности од концентрација других елемената у испитиваном геолошком телу; што се не може сагледати на геохемијској карти. При томе је од значаја увид у евентуално постојање више парцијалних популација испитиваног хемијског елемента, који је најчешће и рудни елемент. Велика компактност популације указује на монофазност генезе основне геолошке популације хемијског елемента, тада се он налази у грађи главних петрогених минерала стене. У случају да је расподела елемента полимодална, генеза популације елемента је полифазна и сложена. У случају постојања епигенетских парцијалних популација изучаваног хемијског елемента јавља се тзв. „логаритамски реп", у коме се налазе најбогатије парцијалне популације, по правилу рудног елемента. Касније ће бити више речи о могућностима интерпретације двојних хистограма и дијаграма функција расподеле геолошке случајне променљиве.

Од значаја је напоменути да је неопходно статистичко изучавање форме рељефа геохемијског поља у целини, а не само дела који представља парцијалне популације логаритамског репа, што је у пракси најчешћи случај.

ИНТЕРВАЛ ВАРИЈАЦИЈА ИНТЕНЗИТЕТА ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

Интервал варијација интензитета „вектора" јединичних концентрација је истовремено и интервал варијација интензитета геохемијског поља у једнодимензионалном пресеку (сл. 3). То је распон концентрација између најсиромашније и најбогатије пробе у статистичком узорку.

Геохемијско поље има свој праг (x_{min}), чији положај одређује величина концентрације хемијског елемента у најсиромашнијој проби. У општем случају, постојање прага геохемијског поља је последица постојања прага осетљивости лабораторијских метода мерења јединичних маса пробе (q и X), односно јединичних концентрација хемијског елемента. Усавршавањем инструмената и лабораторијских метода мерења стално се смањује праг осетљивости, али се он никад неће елиминисати. Испод прага геохемијског поља налази се његова основа (фундамент геохемијског поља), а то је део интензитета геохемијског поља који не подлеже варијацијама (сл. 3).



Сл. 3 — Структура геохемијског поља (по профилу).
1 — рељеф геохемијског поља (хистограм), 2 — плафон геохемијског поља (x_{max}), 3 — праг геохемијског поља (x_{min}), 4 — плафон парцијалног геохемијског поља Ферсмана (праг геохемијских аномалија), 5 — интервал варијације геохемијског поља (x_{max} — x_{min}), 6 — интервал варијације парцијалног геохемијског поља Ферсмана, 7 — основа (фундамент) геохемијског поља, 8 — геохемијски фон (x_g), 9 — геохемијски шум (x_f) (ферсман), 10 — интервал варијације парцијалног геохемијског поља аномалија, 11 — средња концентрација геохемијских аномалија ($\bar{x}_a$).

Fig. 3 — The structure of the geochemical field (in profile).
1 — relief of the geochemical field (a histogram), 2 — the ceiling of the geochemical field (x_{max}), 3 — the threshold of the geochemical field (x_{min}), 4 — the ceiling of the partial geochemical field of Fersman (the threshold of the geochemical anomalies), 5 — the interval of variation of the geochemical field (x_{max} — x_{min}), 6 — the interval of variation of the partial geochemical field of Fersman, 7 — the base of the geochemical field, 8 — the geochemical phone ($\bar{x}_g$), 9 — the geochemical noise (x_f) (fersman), 10 — the interval of variation of the partial geochemical field of anomalies, 11 — mean concentration of geochemical anomalies (x_a).

Плафон геохемијског поља (x_{min}) је одређен максимумом вредности јединичне концентрације елемента у пробама статистичког узорка.

Интервал варијација интензитета геохемијског поља представља интервал за који је дефинисана геолошка случајна променљива, што је одређено теоремом 6:

Т е о р е м а 6: Положај геолошке популације на апсцисној оси независне геолошке променљиве (x) је одређен интервалом (распоном) варијација јединичних концентрација хемијског елемента у пробама статистичког узорка (x_{max} — x_{min}), као елементом структуре геохемијског поља. Ван интервала варијација јединичних концентрација геолошка случајна променљива није дефинисана.

Интервал варијације концентрација хемијског елемента је најједноставнија, а са тим и најгрубља мера која изражава варијабилност геолошке случајне променљиве. Корисно је нумерички означити овај распон јединичних варијација приликом геохемијских испитивања расподеле хемијског елемента у геолошком телу.

Пробе са минималном и максималном вредношћу јединичне концентрације су крајњи чланови рангираног низа геохемијских проба статистичког узорка, а оне означавају праг и плафон геохемијског поља, односно распон варијације јединичних концентрација.

Не може се судити о степену варијабилности геолошке случајне променљиве само на основу величине распона јединичних концентрација.

ИНТЕРВАЛ ВАРИЈАЦИЈА ПАРЦИЈАЛНЕ ПОПУЛАЦИЈЕ

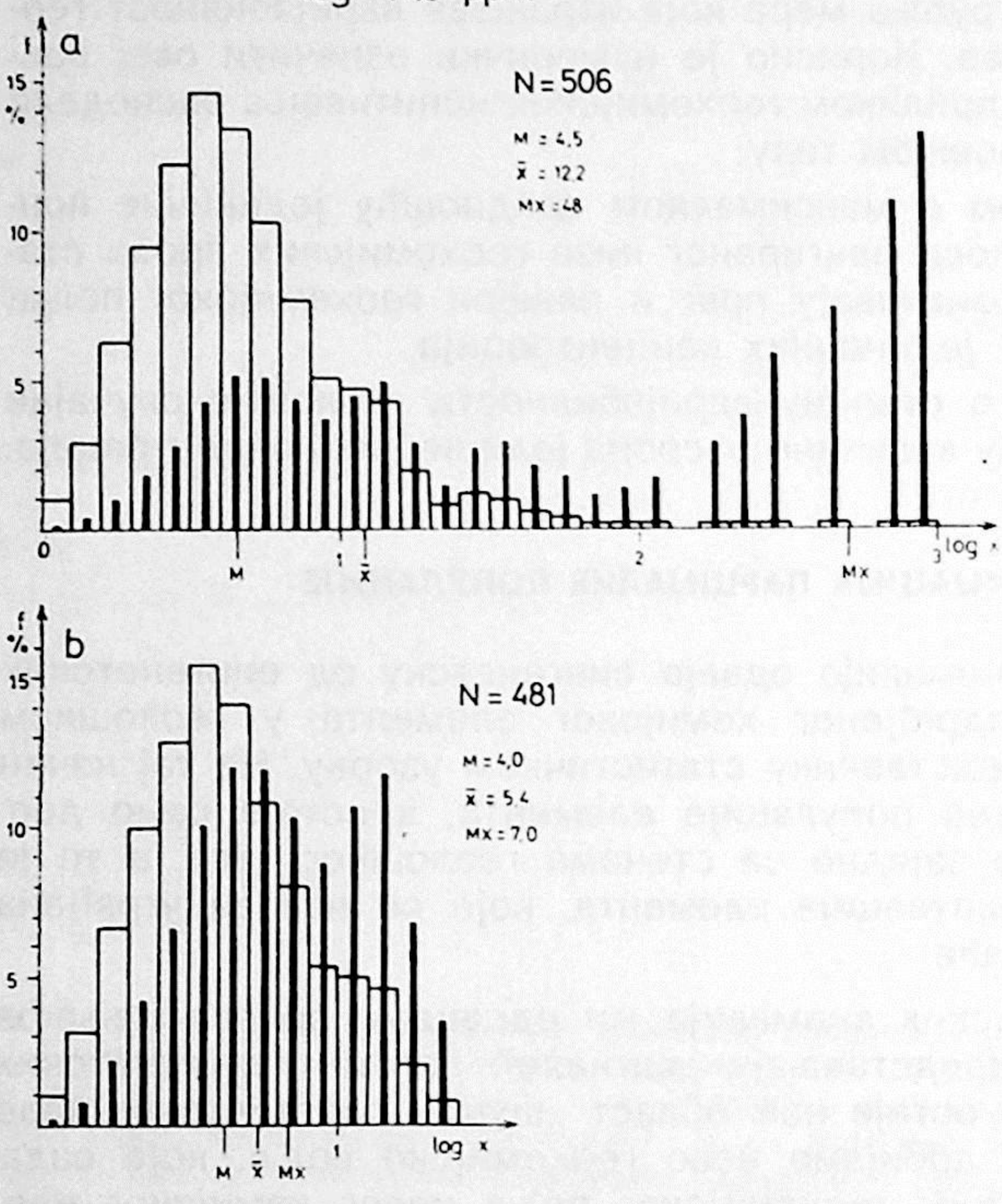
Праг геохемијских аномалија одваја сингенетску од епигенетских парцијалних популација одређеног хемијског елемента у геолошком телу, односно његовом представнику статистичком узорку. На тај начин се одбацује најбогатији део популације елемента, а остаје само део популације који је постао заједно са стенама геолошког тела, а то је сингенетска парцијална популација елемента, која се налази уграђена у главне петрогене минерале.

Одсецањем геохемијских аномалија ми одсецамо врхове рељефа геохемијског поља који представљају „сигнале“ богатих епигенетских парцијалних популација, а остаје нам област „шума“ сингенетског дела популације. На тај начин добијамо ново геохемијско поље, које сада има све особине комплетног геохемијског поља неког хемијског елемента (сл. 6).

Дефинисање прага геохемијских аномалија веома је значајан проблем, који до сада није једнозначно решен у геохемији. Постоје многобројне методе идентификације геохемијских аномалија, неке од њих су потпуно „математизоване“, тј. изражене су математички јер поједини аутори сматрају да је то непристрасни, објективни метод дефинисања прага геохемијских аномалија. Ми се не можемо упуштати у поједине методе дефинисања геохемијских аномалија, а износимо принципе наше методе, која ће касније такође бити образлагана и објашњавана.

Дефинисање геохемијских аномалија није и не може бити математички проблем, то је проблематика расподеле одређеног хемијског елемента у геолошком телу (статистичком узорку) и никаква математичка метода не може бити објективнија од геохемијске интерпретације. То не значи да не треба користити знање из математике, на против, знање из математике треба да нам помогне утолико да се схвати суштина расподеле хемијског елемента у геолошком телу.

Одвајање геохемијских аномалија од сингенетског дела популације може се врло ефикасно извршити на двојном хистограму (сл. 4), где је приказана једна популација хемијског елемента која је спој две парцијалне популације. На левој страни двојног хистограма преовлађују релативне фреквенције јединичних маса материјала пробе над релативним фреквенцијама јединичних маса хемијског елемента. Овај део по-



Сл. 4 — Двојни хистограми расподеле хемијског елемента у геолошком телу.

a) Расподела основне геолошке популације елемента.

b) Расподела сингенетске парцијалне популације Ферсмана истог хемијског елемента.

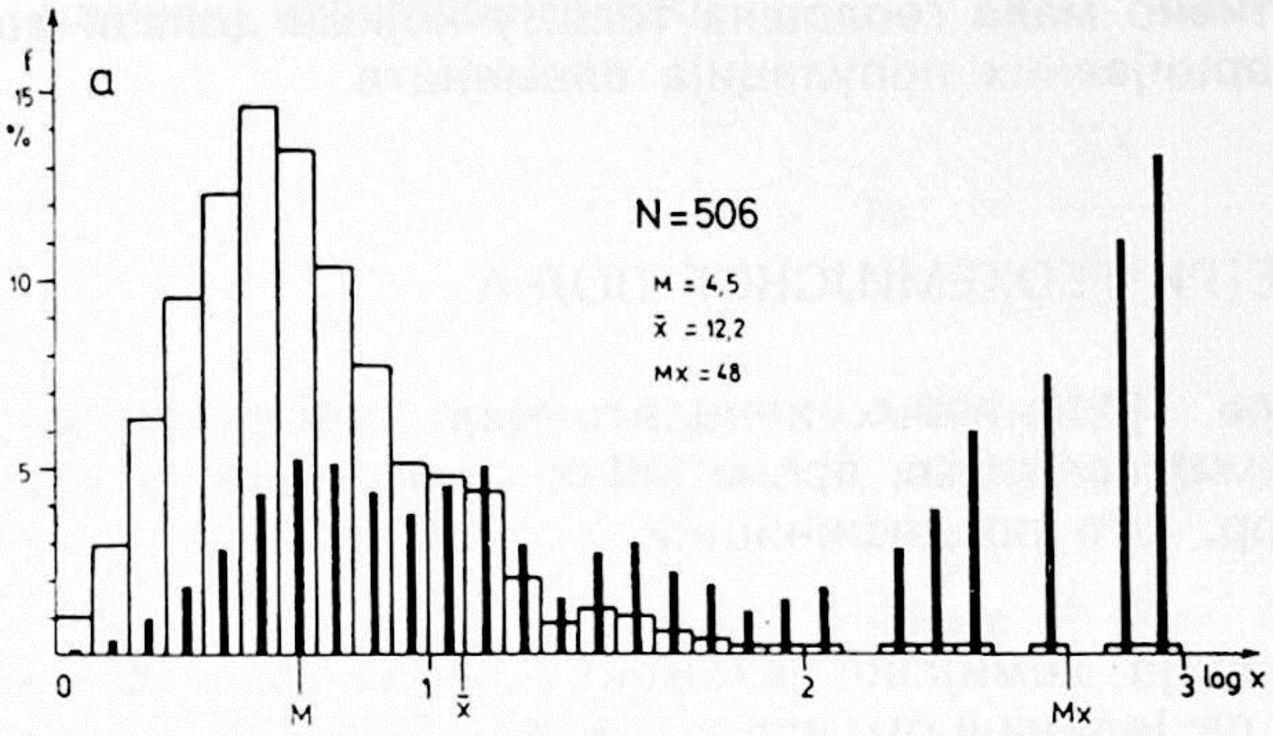
Fig. 4 — The dual histograms of the chemical element distribution in the geological body.

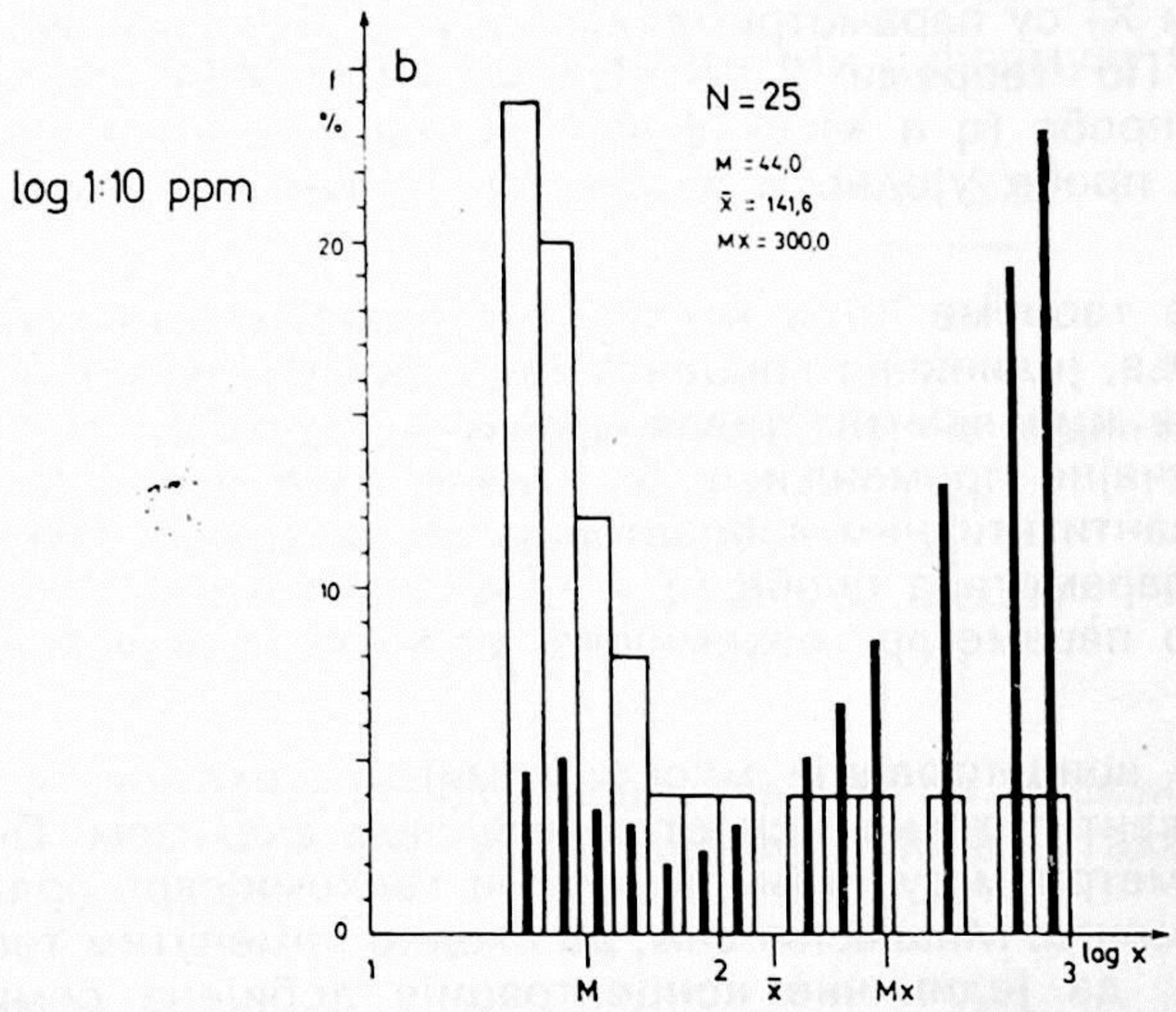
a) Distribution of the basic (total) geological population of an element.

b) Distribution of Fersman's syngenetic partial population of the same chemical element.

пулације је компактан и унимодалан, то је сингенетски део популације елемента који се налази у саставу главних петрогених минерала. На десној страни двојног хистограма налази се релативно дуг логаритамски реп (В. О м а љ е в, 1979) у коме веома преовлађују релативне фреквенције јединичних маса испитиваног хемијског елемента над релативним фреквенцијама јединичних маса проба. То је епигенетски део популације елемента који се налази у сопственим минералима. Што је логаритамски реп дужи релативне фреквенције елемента су све више заступљене, тако на примеру (сл. 4, под а) најбогатија проба садржи преко 13% од укупне масе хемијског елемента. Дугачак логаритамски реп је последица богатих епигенетских популација елемента, а тада се по правилу ради о орудњењу. Познати су случајеви да најбогатија проба садржи и преко 20% од укупне масе рудног елемента, нпр. у овом логаритамском репу (сл. 5, под b).

Одвајање сингенетске парцијалне популације одређеног елемента од епигенетских популација ствар је интерпретације двојног хистограма, а то је операција „отсецања" логаритамског репа. Логаритамски реп се одсеца на месту где престаје компактна сингенетска популација, а на примеру (сл. 4, под b) сингенетска парцијална популација се завршава у 4. класи II логаритамске декаде. Вредност концентрације 4. класе друге логаритамске декаде је 25 ppm, а ова вредност представља праг геохемијских аномалија за ову геолошку популацију.





Сл. 5 — Двојни хистограми расподеле хемијског елемента.

a) Расподела основне геолошке популације елемента.

b) Расподела епигенетске парцијалне популације истог хемијског елемента (логаритамски реп).

Fig. 5 — The dual histograms of the chemical element distribution.

a) Distribution of the basic (total) geological population.

b) Distribution of the epigenetic partial population of the same chemical element (a logarithmic tail).

Праг геохемијских аномалија ограничава интензитет геохемијског поља сингенетске парцијалне популације, те ова вредност сада представља плафон (x_{max}) новог геохемијског поља. Сада је смањен интервал варијација „вектора" јединичних концентрација сингенетске парцијалне популације одређеног хемијског елемента (сл. 3). Парцијално геохемијско поље сингенетског дела популације хемијског елемента је важан елемент структуре основног геохемијског поља.

Када у основној геолошкој популацији нема епигенетског дела нема ни геохемијских аномалија. Тада је геохемијско поље једно, што је последица постојања само сингенетске популације у геолошком телу. Постојање само сингенетске популације у геолошкој популацији одређеног хемијског елемента је највероватније стање, ова ситуација одговара великим геолошким телима у земљиној кори, без обзира да ли се ради о петрогеним (главним), рудним, ретким или расејаним хемијским елементима.

Сложени услови стварања основних геолошких популација елемената захватају само релативно мала геолошка тела, у којима долази до стварања епигенетских парцијалних популација елемената.

ПАРАМЕТРИ ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

Интензитети „вектора" јединичних концентрација хемијског елемента су параметри геохемијског поља, преко којих се остварује утицај јединичних маса у простор, што по дефиницији 3 и представља геохемијско поље.

Јединична концентрација хемијског елемента представља однос јединичне масе елемента са јединичном масом пробе (формула 12). Јединичне масе пробе (q и X) су параметри пробе, који се одређују лабораторијским мерењем. По теореми 2 (В. Омаљев, 1982а, 1983д, 1985а), јединичне масе пробе (q и X) су функције концентрације и на тај начин су параметри пробе уједно и параметри геолошке случајне променљиве.

Сходно поставкама теореме 10 и поставкама практичне дефиниције (3) геохемијског поља, јединична концентрација као параметар геохемијског поља треба да има квантитативан карактер. То значи да се параметри геолошке случајне променљиве, јединичне масе пробе (q и X) морају одређивати квантитативним лабораторијским мерењем. Семиквантитативна одредба параметара пробе (q и X) дисквалификују јединичну концентрацију као параметар геохемијског поља (у квантитативном смислу).

Чињеница је да се концентрације многих хемијских елемената у стенама одређују семиквантитативном спретрохемијском анализом. Питање је да ли ови параметри могу бити параметри геохемијског поља одређеног хемијског елемента. Мишљења сам, да сходно поменутим теоремама и дефиницијама, да јединичне концентрације добијене семиквантитативним методама мерења не могу бити параметри геохемијског поља. Геохемијско поље је конкретна чињеница, која мора имати дефинисану физичку суштину, а не само формалну математичку суштину. То значи да је карактер геохемијског поља квантитативан, и као такав се може употребити за квантитативне оцене ресурса одређених хемијских елемената у геолошким телима.

Средња вредност концентрације хемијског елемента у геолошком телу (статистичком узорку) је такође параметар геохемијског поља. То је константа која математички изражава стање једнолике (средње) концентрације јединичних маса хемијског елемента у простору геолошког тела, а то се може схватити и као израз за стање једнолике (средње) концентрације атома тога елемента у простору геолошког тела. Зато је средња вредност концентрације најважнији параметар геохемијског поља, који се најчешће назива „средњи садржај" елемента у геолошком телу (статистичком узорку).

Средњи садржај хемијског елемента у геолошком телу, математички посматрано, јесте однос укупне масе хемијског елемента према

укупној маси материје геолошког тела, што сходно формули (12) математички изражавамо као:

$$x_s = \frac{\Sigma X}{\Sigma q} \qquad (14)$$

а с обзиром да је јединична маса пробе константна и може се заменити јединицом (формула 11) добијамо да је

$$\Sigma q_{const.} = N \qquad (15)$$

где је N број проба у статистичком узорку.

Уврштавањем ове вредности у формулу (14) добијамо:

$$x_s = \frac{\Sigma X}{N} \qquad (16)$$

Ако развијемо једначину (14) на јединичне величине

$$\frac{\Sigma X}{\Sigma q} = \frac{X_1}{q_1} + \frac{X_2}{q_2} + \ldots + \frac{X_N}{q_N}$$

добијамо, на основу једначине (12) да је сваки члан једначине са десне стране јединична концентрација пробе и тада се једначина може написати као:

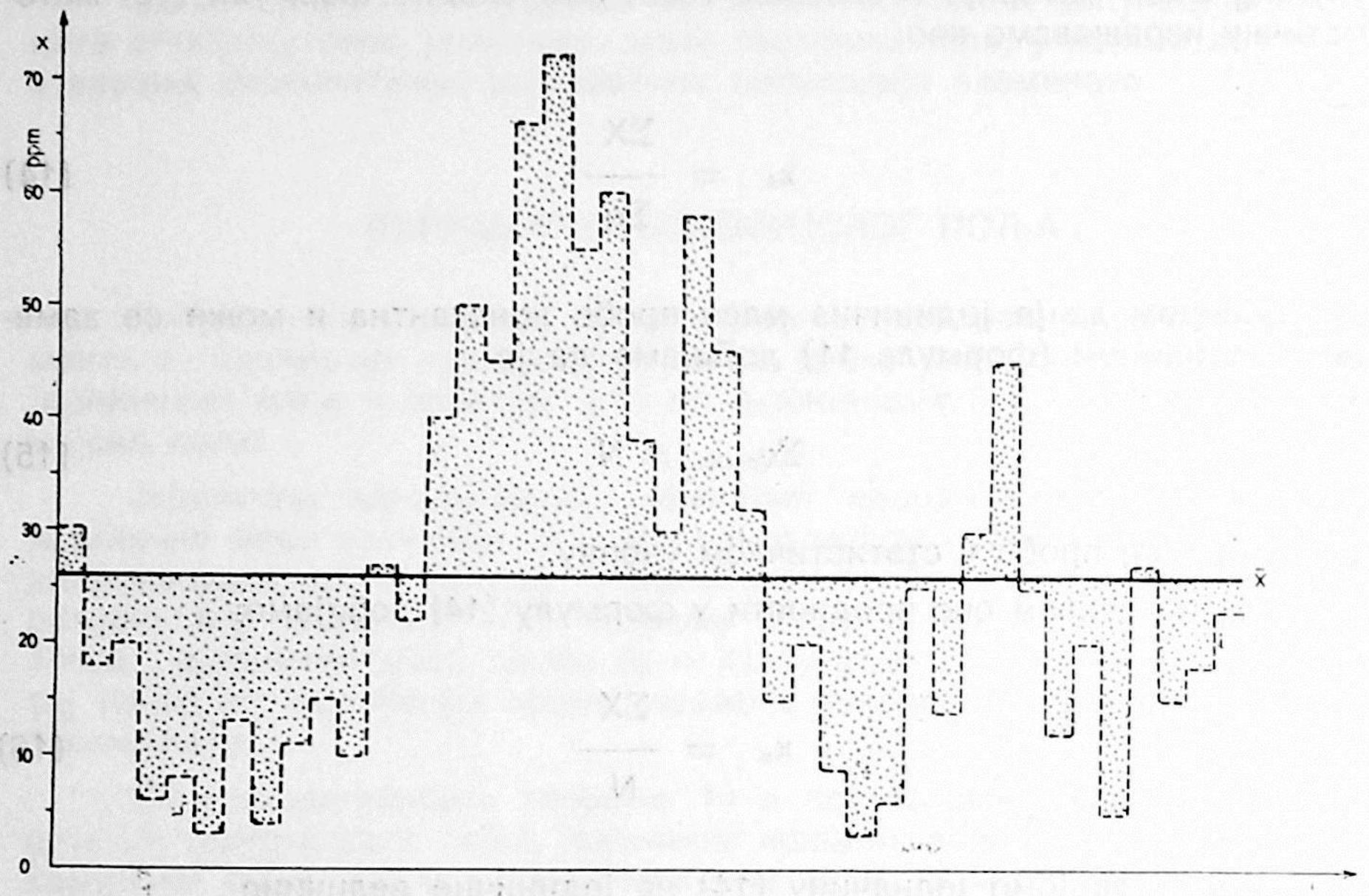
$$x_s = \frac{\Sigma X}{\Sigma q} = \frac{\Sigma X}{N} = x_1 + x_2 + \ldots + x_N = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i}{N} = \bar{x} \qquad (17)$$

а то је општи облик једначине за израчунавање аритметичке средине јединичних концентрација проба у статистичком узорку као представнику геолошког тела.

Једначина (17) је заправо последица једначине (13) где је утврђено да је нумеричка вредност јединичне концентрације пробе бројно једнака садржају тога елемента у проби:

$$x = X$$

што има за последицу да је средњи садржај хемијског елемента у статистичком узорку геолошког тела једнак средњој концентрацији тога елемента као аритметичкој средини јединичних концентрација.



Сл. 6 — Права средњег садржаја заравњује рељеф геохемијског поља (по профилу).
Fig. 6 — The line of the mean contents flattens the relief of the geochemical field (in profile).

Геометријски посматрано, средњи садржај представља раван паралелну апсциси која сече рељеф геохемијског поља по средини (сл. 3). Рачунајући средњи садржај хемијског елемента у статистичком узорку ми заравњујемо рељеф геохемијског поља (сл. 6) тако, да отсеченим узвишењима попуњавамо удубљења на хистограму геохемијског поља. Тај ефекат графичке представе се губи када се рељеф геохемијског поља приказује полигоном.

Хипотезу о постојању средњег садржаја за сваки хемијски елемент у земљиној кори поставио је Ф. В. Кларк још 1889. године (по В. И. Вернадском, 1954, 1953). За израчунавање средњег садржаја елемената у земљиној кори Кларк је употребио аритметичку средину ($\bar{x}$) и због тога је био жестоко критикован и оспораван од савременика. Његову методологију су прихзатили и даље је унапредили В. И. Вернадски и А. Е. Ферсман; они су рачунали средње садржаје хемијских елемената за стене, које су називали геохемијска средина. Евидентно је да су оснивачи овог дела геохемијске науке добро поставили методологију израчунавања средњих садржаја хемијских елемената у геолошким телима земљине коре, као параметра геохемијског поља (по нашим дефиницијама).

ГЕОХЕМИЈСКИ ФОН

Аутор је раније предложио (В. О м а љ е в, 1982б, 1982в, 1983а) да се средњи садржај хемијског елемента у геолошком телу именује термином „г е о х е м и ј с к и ф о н".

Д е ф и н и ц и ј а 4: „Геохемијски фон ($\bar{x}_g$) је средњи садржај геолошке популације хемијског елемента у геолошком телу".

Фон је реч грчког порекла (φωνη — фони) и значи звук, а налази се у корену многих речи које означавају термине или апарате у вези са акустиком. Геохемијски фон би се могао схватити као „звук присутних маса (или атома) хемијског елемента" у геолошком телу.

Наша дефиниција (4) геохемијског фона је потпуно у складу са идејама К л а р к а, В е р н а д с к о г и Ф е р с м а н а, што се најбоље види из дефиниције Ф е р с м а н а за кларк (1953, 1955). Истовремено, наша дефиниција геохемијског фона се разликује од совјетске, која је изложена у геолошком речнику (геологический словарь, 1978), која је раније наведена.

Од нарочитог је значаја подвући да овако дефинисани геохемијски фон представља средњи садржај свих проба у статистичком узорку који репрезентује геолошко тело, без било каквих одбацивања проба. Одбацити било коју пробу, из било којег разлога, битно мења карактер статистичког узорка. Основни проблем је у репрезентативности статистичког узорка, а ако је овај узорак репрезентативан тада је аритметичка средина хемијског садржаја свих јединичних концентрација (по формули 17) средњи садржај, који именујемо термином геохемијски фон.

Геометријски посматрано, геохемијски фон представља раван паралелну апсцисној оси, која заравњује рељеф геохемијског поља (сл. 6).

Ф е р с м а н (1955) је још 1923. године предложио да се средњи садржај хемијског елемента у стенама земљине коре именује термином „кларк" у част пионира ове методологије геохемијских испитивања, Ф. В. К л а р к а. Овај термин је у употреби претежно у Источним земљама, где се најчешће употребљава као глобални параметар (А. А. Б е у с и С. В. Г р и г о р я н, 1975), који се разликује од локалних параметара, геохемијског фона. По нашој дефиницији, међутим, кларк би био исто што и геохемијски фон, али за средњи садржај елемента целе земљине коре.

Зависно од степена посматране организације материје земљине коре, разликујемо следеће рангове у редоследу именовања геохемијског фона:

1) Г л о б а л н и г е о х е м и ј с к и ф о н — к л а р к (за земљину кору у целини, за различите типове земљине коре у целини, за врсте стена или геолошких формација земљине коре у целини).

2) С е г м е н т н и г е о х е м и ј с к и ф о н (за поједине сегменте-плоче континенталне или океанске коре, за врсте стена или геолошких формација сегмената земљине коре).

3) Р е г и о н а л н и г е о х е м и ј с к и ф о н (за металогенетске појасеве, провинције и зоне; за рудне рејоне и рудна поља; за геолошке формације или врсте стена у поменутим металогенетским јединицама).

4) Локални геохемијски фон (за геолошке формације одређене локалности, за комплексе стена и орудњења лежишта минералних сировина, за појединa рудна тела).

Због многообразности израчунавања геохемијског фона који су сада присутни у пракси, неопходно је прецизно дефинисати шта се под тим појмом подразумева. Такође је неопходно дефинисати статистички узорак који представља геолошко тело, како по његовој геолошко-петролошкој структури, тако исто и по броју података.

По нашој дефиницији, средњи садржаји рудних елемената за појединa лежишта минералних сировина, или за појединa рудна тела, такође представљају локални геохемијски фон. Могуће је ове врсте геохемијског фона именовати другачије, да би се одмах знало о чему се ради (може се назвати „интерни геохемијски фон").

ГЕОХЕМИЈСКИ ШУМ

Као последица дефиниције геохемијског фона од стране совјетских аутора (Геологический словарь, 1978) напори многих истраживача су усмерени на одбацивање дела проба у статистичком узорку „на које су утицали процеси минерализације" из прорачуна локалног геохемијског фона, што сматрам да је савремена варијанта одступања од методологије Ф. Кларка, а коју су усвојили В. И. Вернадски и А. Е. Ферсман. При томе се често даје акценат на математизацију проблема израчунавања геохемијског фона, што доводи до стварања проблема. За одвајање геохемијских аномалија у пракси се често примењује „правило две или три сигме", некада у логаритамској форми, а ова метода је стекла велику популарност.

Принципијелно посматрано, геолошко тело је онакво каквог га оконтуримо. Све је зависно од дефиниције „континуума" (како га ми називамо), односно од дефиниције „геохемијске средине", што је у суштини исто. Тражи се да геолошко тело буде „једнородна геохемијска средина", а што зависи од квалитета параметара мерења или опажања конкретне геохемијске средине.

Ако се конкретно геолошко тело налази у рудоносној геолошкој формацији, не може се са сигурношћу одвојити нити једна проба на коју нису деловали процеси минерализације, цела ова геохемијска средина је претрпила неке промене, а које доводе до стварања епигенетских популација изучаваног и других хемијских елемената. Основна геолошка популација одређеног елемента (најчешће је то рудни елемент) се сада састоји из два дела:

1) Сингенетски део популације, који је настао у време генезе петрогених минерала, а хемијски елемент се налази у главним петрогеним минералима (као главна, споредна или расејана компонента).

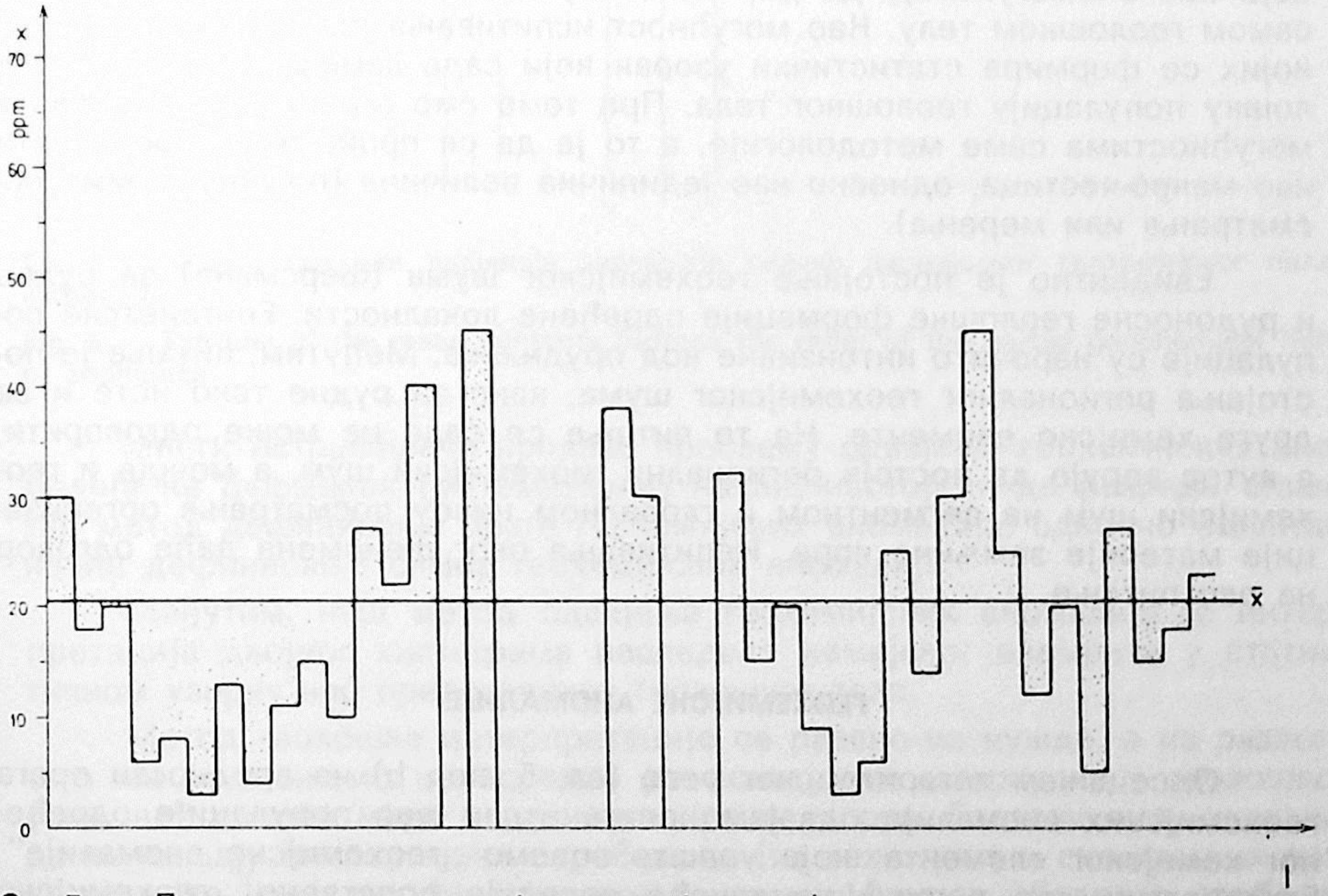
2) Епигенетски део популације, који је настао у некој каснијој фази промена петрогених минерала, уз стварање нових минерала од којих су неки сопствени минерали одређеног хемијског елемента (најчешће рудног елемента).

Захваљујући погодности коју пружа двојни хистограм (сл. 4 и 5) јасно су раздвојене расподеле јединичних маса пробе (q) од расподеле јединичних маса елемента (X). У сингенетском делу популације акумулиране су релативне фреквенције јединичних маса пробе (q), а у епигенетском делу популације акумулиране су релативне фреквенције јединичних маса елемента (X), као функције концентрације. Већ смо напоменули, да је одсецање (одвајање) сингенетског дела популације ствар интерпретације двојног хистограма. Одсецањем логаритамског репа ми одвајамо (одбацујемо) епигенетске популације елемента, које представљају геохемијске аномалије.

Одбацивањем геохемијских аномалија на нивоу прага, добијамо ново геохемијско поље као поље утицаја „вектора" јединичних концентрација проба сингенетског дела популације (сл. 3 и сл. 7). Ово геохемијско поље представља „поље геохемијског шума" у односу на геохемијске аномалије које играју улогу „сигнала". Геохемијско поље шума има све елементе структуре геохемијског поља, свој плафон, свој интервал варијација интензитета концентрације и свој средњи садржај хемијског елемента, који називамо „геохемијски шум".

Дефиниција 5: „Геохемијски шум (x_f) је средњи садржај сингенетске парцијалне популације хемијског елемента у геолошком телу".

Геометријски посматрано, геохемијски шум представља раван паралелну апсцисној оси (сл. 7) која заравњује рељеф геохемијског поља шума.



Сл. 7 — Права средњег садржаја заравњује рељеф парцијалног геохемијског поља Ферсмана (геохемијски шум).

Fig. 7 — The line of the mean contents flattens the relief of the partial geochemical field of Fersman (geochemical noise).

Аутор је раније предложио (В. Омаљев, 1982б, 1983а) да се геохемијски шум именује термином „ферсман" у част истакнутог геохемичара Александра Евгењевича Ферсмана. Истовремено је предложено да се геохемијско поље шума (сл. 7) назове „геохемијско поље Ферсмана", а сингенетска парцијална популација хемијског елемента да се назове „Ферсманова популација".

Геохемијско поље Ферсмана је дисконтинуирано, у њему постоје празнине (сл. 7) које су настале када су одбачене геохемијске аномалије. С обзиром да су пробе дефинисане као „честице" геолошке популације, оне су недељиве и представљају јединичну величину. Зато се приликом одсецања логаритамског репа одбацују све пробе његових парцијалних популација у целости, без обзира што у свакој проби постоје такође и део сингенетске популације одређеног хемијског елемента. Ово је последица дефинисања пробе као јединичне величине, проба нема мање саставне делове на макро-нивоу организације материје и она се не може делити на саставне делове. Проба се може или узети или одбацити, а када се једном формира статистички узорак он се „проглашава" представником геолошког тела које се карактерише одређеном геохемијском средином.

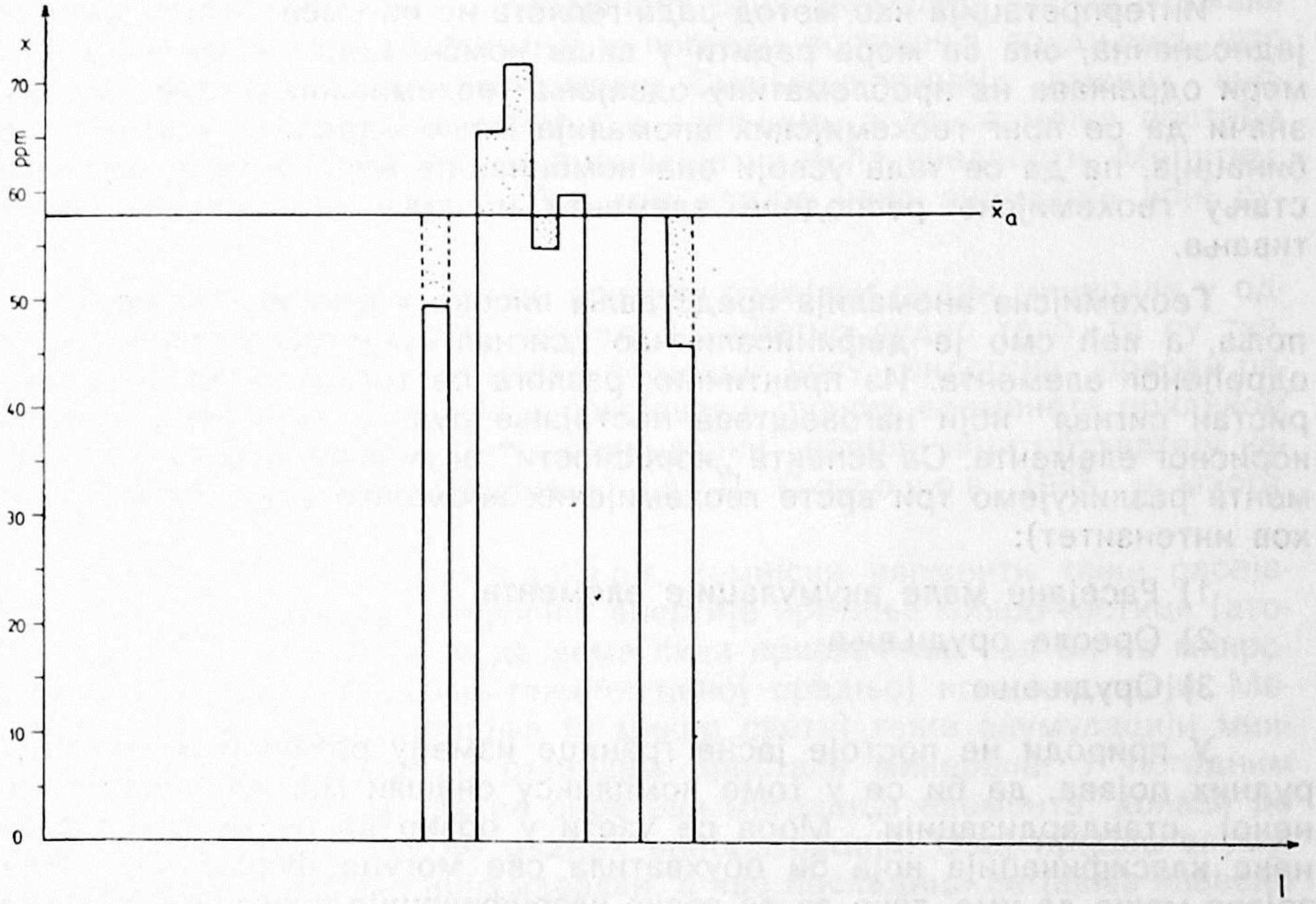
Више пута смо наглашавали да ми нисмо у стању да схватимо и да изучавамо геолошко тело у његовој целокупности, чак и када посматрамо само одређена његова обележја (нпр. расподелу одређеног хемијског елемента). Постоје многа ограничења, објективна и субјективна, која нас онемогућавају да директно изучавамо геолошке популације у самом геолошком телу. Као могућност испитивања је узимање проба од којих се формира статистички узорак који сада замењује основну геолошку популацију геолошког тела. При томе смо ограничени техничким могућностима саме методологије, а то је да се проба мора посматрати као макро-честица, односно као јединична величина (по обележјима посматрања или мерења).

Евидентно је постојање геохемијског шума (ферсмана) за рудне и рудоносне геолошке формације одређене локалности. Епигенетске популације су нарочито интензивне код орудњења. Међутим, питање је постојања регионалног геохемијског шума, како за рудне тако исто и за друге хемијске елементе. На то питање се сада не може одговорити, а аутор верује да постоји регионални геохемијски шум, а можда и геохемијски шум на сегментном и глобалном нивоу посматрања организације материје земљине коре. Испитивања овог феномена даће одговор на ово питање.

ГЕОХЕМИЈСКЕ АНОМАЛИЈЕ

Одсецањем логаритамског репа (сл. 5, под b) на вредности прага геохемијских аномалија одвајамо епигенетски део популације одређеног хемијског елемента, које уопште зовемо „геохемијске аномалије". Епигенетски део популације такође поседује сопствено „геохемијско поље аномалија" (сл. 8), које је такође дисконтинуирано и има своју структуру (свој рељеф, свој интервал варијација интензитета концентрација и свој средњи садржај).

Одсецање логаритамског репа, односно дефинисање прага геохемијских аномалија, је првенствено геолошки проблем, математичка статистика нам само помаже да схватимо суштину расподеле елемента у простору геолошког тела. Због тога операцију одсецања логаритамског репа сматрамо геолошком операцијом одвајања геохемијских аномалија од сингенетског дела популације хемијског елемента.



Сл. 8 — Права средњег садржаја заравњује рељеф парцијалног геохемијског поља аномалија.

Fig. 8 — The line of the mean contents flattens the relief of the partial geochemical field of anomalies.

Многи истраживачи прилазе проблему одвајања геохемијских аномалија на формалан (математички) начин, настојећи да разраде егзактан метод дефинисања прага геохемијских аномалија, односно егзактан начин дефинисања самих геохемијских аномалија.

Међутим, наш метод одвајања геохемијских аномалија је интерпретација двојног хистограма расподеле хемијског елемента у статистичком узорку као представнику геолошког тела.

Метод геолошке интерпретације се развио из нужде, а из разлога што ми не можемо непосредно да испитујемо целокупност геолошког тела, већ се оно мора испитивати преко узорка. Геолози нису у стању да понављају експеримент опробавања (из техничких и економских разлога), како је то могуће у другим наукама. Мерење обележја пробе се такође изводи у комплексу услова, што може знатно утицати на квалитет ових података. Зато сматрам да је нереално очекивати постизање екзактности у геологији у тој мери, као нпр. у физици. Захтев за по-

стизање такве екзактности би био усмерен на онемогућавање стварног рада у геологији.

Развијајући метод интерпретације као основни у геологији, ми уводимо статистички начин посматрања и мерења природних феномена у геологији, што је једино могуће. Екзактност у геологији се своди на квантитативност мерења, што је неопходно за постизање квантитативних закључака као резултата испитивања.

Интерпретација као метод рада геолога не би смела никад да буде једнозначна, она се мора радити у више комбинација. То се у великој мери одражава на проблематику одвајања геохемијских аномалија, што значи да се праг геохемијских аномалија може одредити у више комбинација, па да се тада усвоји она комбинација која највише одговара стању геохемијске расподеле елемента и циљу геохемијских испитивања.

Геохемијска аномалија представља висове у рељефу геохемијског поља, а већ смо је дефинисали као ,,сигнал" постојања акумулација одређеног елемента. Из практичних разлога се тражи да то буде ,,користан сигнал" који наговештава постојање рудних акумулација неког корисног елемента. Са аспекта ,,корисности" акумулација хемијског елемента разликујемо три врсте геохемијских аномалија (не гледајући њихов интензитет):

1) Расејане мале акумулације елемента
2) Ореоле орудњења
3) Орудњење

У природи не постоје јасне границе између различитих ,,типова" рудних појава, да би се у томе комплексу снашли морамо приступити некој ,,стандардизацији". Мора се узети у обзир да се не може дати нека класификација која би обухватила све могуће форме које нека појава може да има, тако да се свака класификација показује ефикасна за неко подручје појаве. Увек се могу наћи неки ,,типови" појава који одступају од предложене класификације. Тако и у нашем случају, класификација геохемијских аномалија предпоставља постојање акумулације хемијског елемента које је епигенетско, а знамо да такође постоје акумулације неких елемената које су сингенетске природе, јер су постале приликом настанка стене у којој се јављају (или је то сама стена као геолошко тело).

1. Расејане мале акумулације одређеног хемијског елемента у геолошком телу могу бити веома различите, али заједничка им је особина да су по свом обиму (садржају количине елемента) мале и по правилу расејане. Најчешће су то рудни минерали који се јављају као расејани у маси стене као геолошког тела, стварајући локално мале акумулације, различитог интензитета. Геохемијске аномалије су по правилу расејане, без неке везе међу собом, веома различитих интензитета, које су некад тачкастог карактера јер се јављају само у једној (или неколико) проба. Интензитет ових аномалија може бити веома различит, често је њихов интензитет мали, али се може наћи и изразито интензивне аномалије. Са аспекта корисности, ове аномалије то нису, у пракси се оне често називају ,,лажним аномалијама" јер то нису последица постојања орудњења,

односно лежишта минералних сировина. Међутим, саме аномалије нису „лажне", оне реално постоје, само су изазване малим акумулацијама хемијског елемента који се налази у стенама, те се ове аномалије некад називају „стенске аномалије" (овом типу аномалија припадају оне на сл. 3).

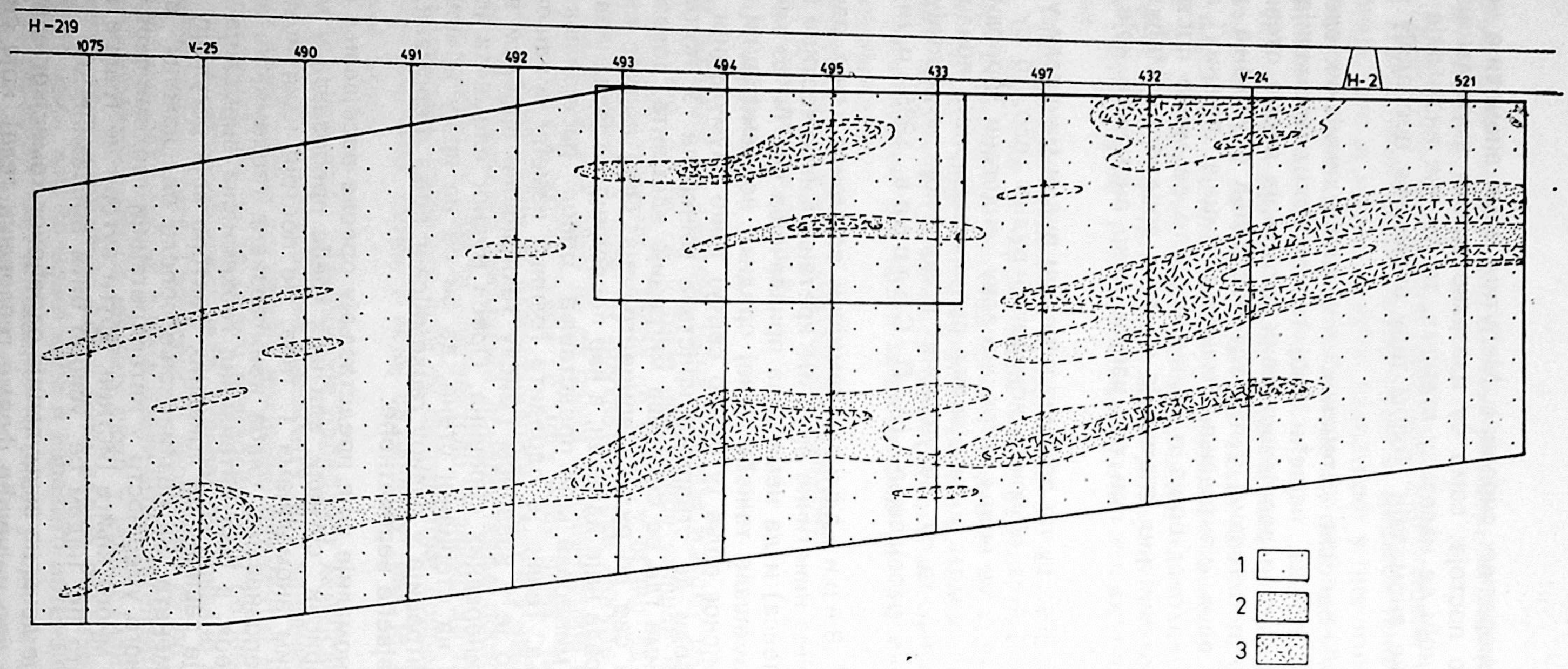
Појава „лажних", односно „стенских" аномалија хемијских елемената је веома честа појава, највећи број геохемијских аномалија је управо овај тип. Бројност и расејаност ових аномалија веома отежава рад на геохемијском испитивању у погледу постојања оруднења, што смањује ефикасност ових испитивања. Смањење утицаја „лажних" аномалија је смањење њиховог броја и величине, а то се може постићи померањем прага геохемијских аномалија на веће вредности. Међутим, увек постоји опасност да се при том изгубе неке аномалије које су ореоли оруднења.

2. Ореоли оруднења су по правилу расејани рудни минерали у одређеном појасу (зони) која обухвата конкретно рудно тело, то су тзв. „примарни" ореоли, који се некад погрешно зову „ендогени" ореоли расејавања .У ову групу долазе и расејавања рудних елемената приликом површинских распадања, то су „секундарни" ореоли који обухватају нарочито честе „потоке расејавања" (А. П. Соловов, 1985; и многи други).

Сходно закону Вернадског, хемијски елементи теже расејавању, што је последица кинетичке енергије кретања микро-честица (атома, молекула, комплекса) и да нема сила привлачења све би се микро-честице потпуно измешале тежећи некој средњој концентрацији. Међутим, силе геохемијског поља (у микро свету) теже акумулацији микро-честица што доводи до стварања кристала минерала. У погодним срединама, на местима где се спречава миграција елемента, долази до његове акумулације све до рудних концентрација. Овај процес акумулације рудних минерала није идеалан, а као последица се јавља извесно расејавање рудних минерала које представља „ореол" расејавања елемента око оруднења. Тешко је одредити границу између оруднења и његовог ореола, што је у извесном смислу технолошки проблем везан за експлоатацију минералних сировина. Ореол рудног елемента је све сиромашнији идући ка стерилној стени, да би се на крају прикључио варијацијама концентрација у оквиру геохемијског поља Ферсмана, узимајући вредности највеће вероватноће.

Геохемијске аномалије које представљају ореоле расејавања оруднења су прави „корисни" сигнали, али њих треба препознати у многобројним геохемијским аномалијама 1. типа. Не постоји неки поуздани критеријум тога препознавања, слаба неинтензивна геохемијска аномалија може бити ореол, а јака интензивна геохемијска аномалија може бити „лажна", све је зависно од локалних фактора који регулишу расејавање рудних елемената. За разликовање ореола од „лажних" аномалија потребно је много умешности у интерпретацији геохемијског поља, чему су посвећене многе књиге (истина, други аутори не говоре о геохемијском пољу, што ће, надам се, ускоро бити превазиђено).

3. Оруднење је локална акумулација одређеног хемисјког елемента (у односу на стене као најчешће форме геолошких тела), која се фор-



Сл. 9 — Оконтурено орудњење на истражном профилу у лежишту урана Жировски врх.
1 — сиви пешчар, 2 — минерализација урана, 3 — руда урана, 4 — оконтурени детаљ (сл. 12).
Fig. 9 — The outlined mineralization at the profile of investigation on the uranium ore deposit of Žirovski vrh.
1 — grey sandstone, 2 — mineralization of uranium, 3 — uranium ore, 4 — outlined detail (fig. 12).

мира на „геохемијским баријерама", где се спречава даља миграција рудних елемената и компоненти. Орудњење може бити веома различито, како у питању форме појављивања, тако исто и по питању концентрација хемијских елемената. Ту се по правилу ради о великим акумулацијама рудних елемената, које имају довољно велике концентрације да се могу оконтурити у посебна рудна тела. По правилу, концентрације рудних елемената су експлоатабилне. Мало се води рачуна да су орудњења геохемијске аномалије, јер се њихова локализација изучава у науци о рудним лежиштима, односно у металогенији (у ужем смислу).

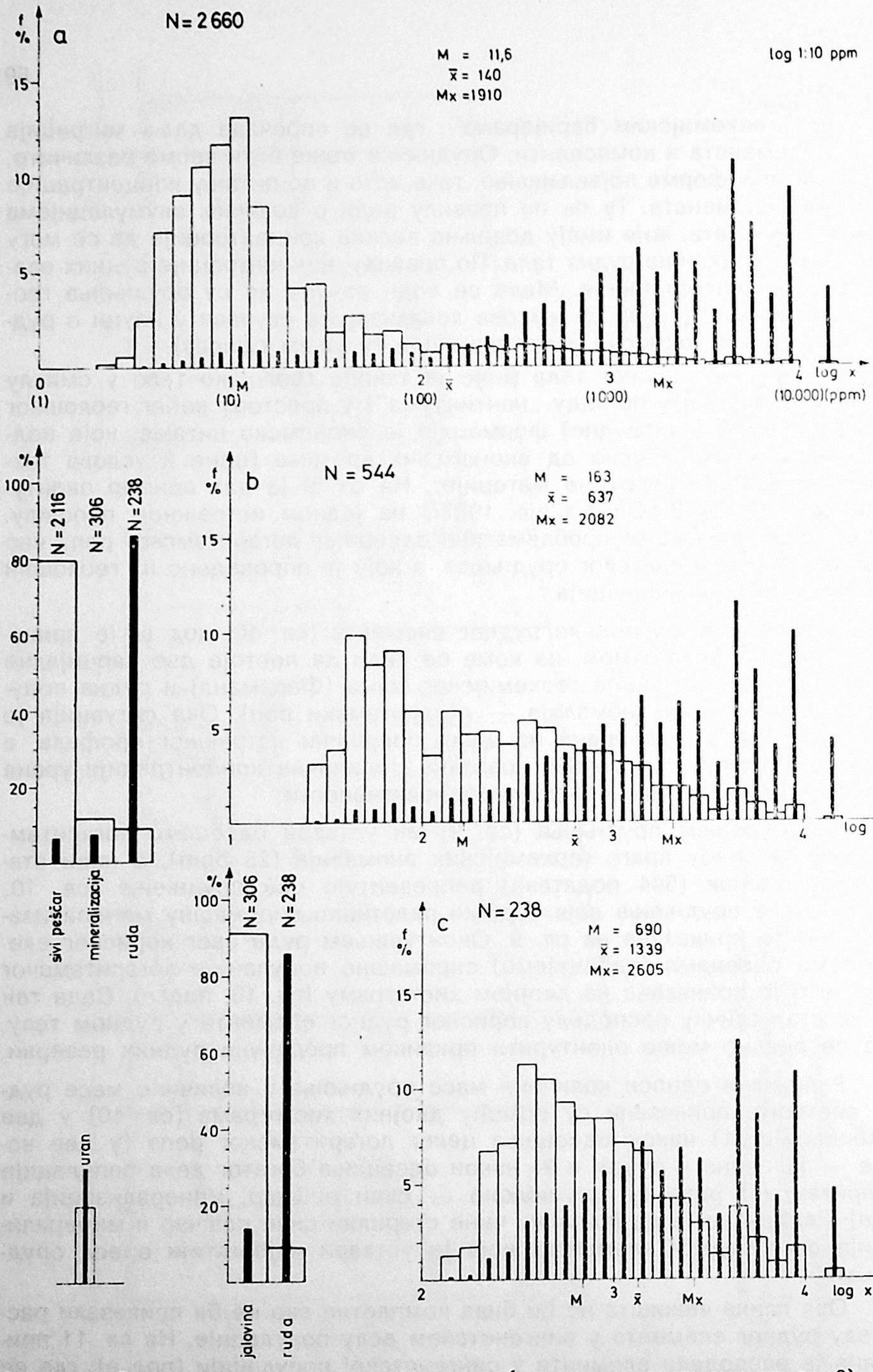
Оконтурење рудног тела (које је такође геолошко тело у смислу наших дефиниција у погледу „континуума") у простору већег геолошког тела рудоносне (или рудне) формације је економско питање, које подлеже променама зависно од економских кретања (цене и услова техничког искоришћења рудне материје). На сл. 9 је дат пример оконтурења орудњења (В. О м а љ е в, 1982г) на једном истражном профилу. Посматрајмо решавање проблематике одсецања логаритамског репа као представника епигенетског орудњења, а које је спроведено на геолошки начин и у више комбинација.

Геохемијска расподела рудног елемента (сл. 10, под а) је приказана двојним хистограмом, на коме се види да постоје две парцијалне популације — популације геохемијског шума (Ферсмана) и рудна популација (геохемијска аномалија — логаритамски реп). Ова ситуација је последица расподеле урана на целој површини истражног профила, а статистички узорак има 2.660 података (јединичне концентрације урана су добијене директним мерењем радиоактивности.

Оконтурењем орудњења (сл. 9) ми уствари одсецамо логаритамски реп на нивоу прага геохемијских аномалија (25 ppm), а нови статистички узорак (544 података) репрезентује ово орудњење (сл. 10, под b). То је орудњење које садржи релативно сиромашну минерализацију, која је приказана на сл. 9. Оконтурењем руде овог корисног елемента ми одсецамо (одбацујемо) сиромашне популације логаритамског репа, што је приказано на двојном хистограму (сл. 10, под с). Сада тек имамо статистичку расподелу корисног рудног елемента у рудном телу, које се реално може оконтурити приликом прорачуна рудних резерви.

Релативни односи количина масе орудњења и количине масе рудног елемента приказани су помоћу двојних хистограма (сл. 10) у две комбинације: 1) након одсецања целог логаритамског репа (у две колоне — јаловина и руда), и 2) након одсецања богатог дела популације логаритамског репа (у три колоне — сиви пешчар, минерализација и руда). Евидентно је да јаловину чине стерилни сиви пешчар и минерализација овог рудног елемента (која је уствари најбогатији ореол орудњења).

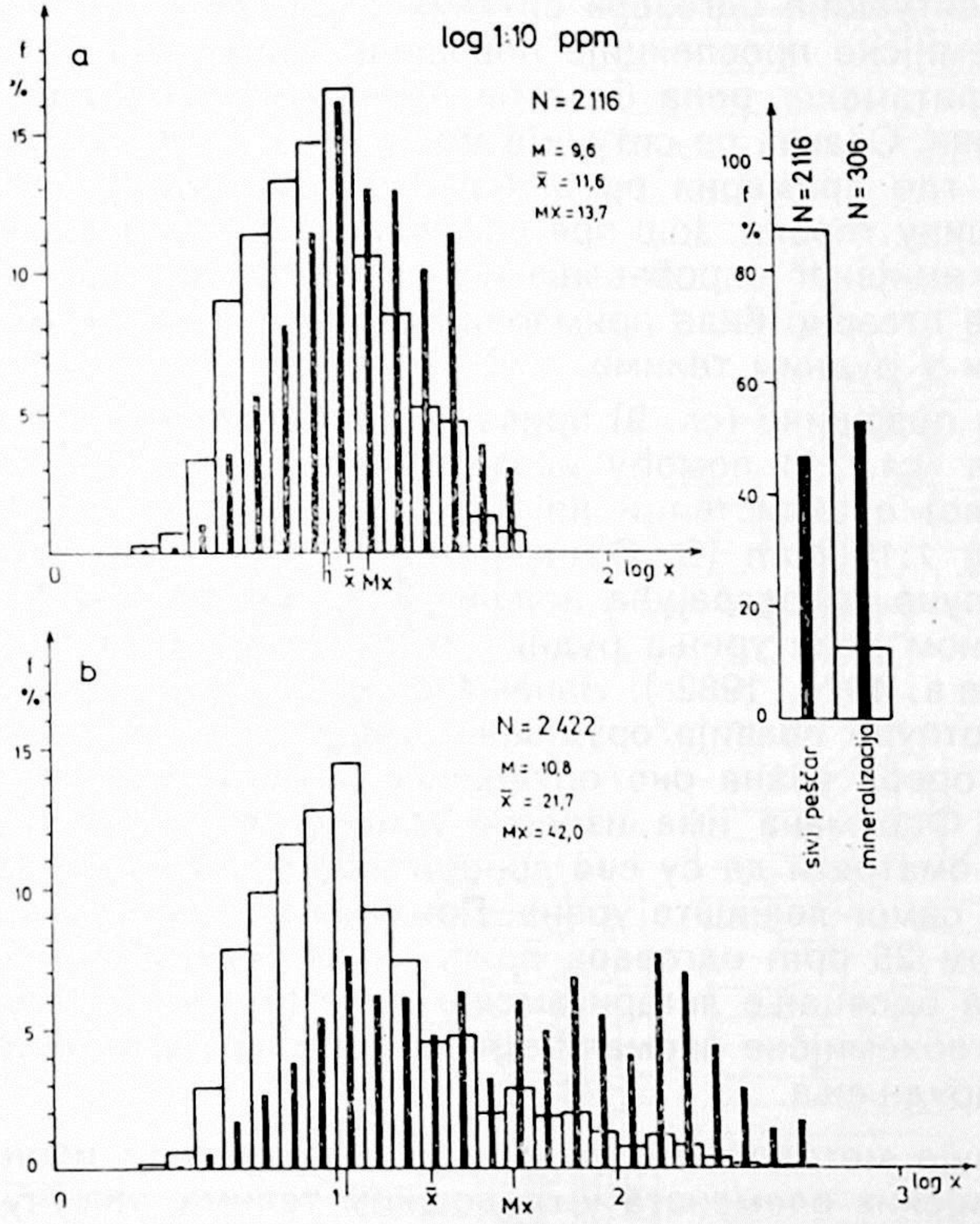
Ова слика лежишта не би била комплетна ако не би приказали расподелу рудног елемента у сингенетском делу популације. На сл. 11 приказана је расподела елемента у сингенетској популацији (под а), где се налази око 80% релативних фреквенција масе сивог пешчара са свега 6,6% релативних фреквенција масе елемента. Када се томе додају популације минерализације елемента, добија се нови статистички узорак од 2.422 податка, у коме се у преко 90% масе јаловине налази само



Сл. 10 — Двојни хистограми расподеле урана (оконтурено оруднење на сл. 9).
a) Цео оконтурени простор
b) Оруднење урана
c) руда урана

Fig. 10 — The dual histograms of uranium distribution (the outlined part in fig. 9).
a) Whole outlined space
b) Mineralization of uranium
c) Uranium ore

нешто испод 15% масе рудног елемента. На двојном хистограму овог статистичког узорка (сл. 11, под b) постоји релативно изражајан логаритамски реп, који заправо представља популацију сиромашног оруднењења (минерализације) као ореола непосредног омотача оруднењења (рудног тела). Односи ова два статистичка узорка (стерилног пешчара и минерализације) дати су двојним хистограмом, у две колоне.



Сл. 11 — Двојни хистограми расподеле урана (оконтурено оруднење на сл. 9).

а) Сиви пешчар (сингенетска парцијална популација).

b) Сиви пешчар са минерализацијом урана.

Fig. 11 — The dual histograms of uranium distribution (the outlined part in fig. 9).

a) Grey sandstone (syngenetic partial population).

b) Grey sandstone with mineralization of uranium.

Средњи садржај урана на целој оконтуреној површини (сл. 9) је веома висок (140 ppm), а одсецањем сингенетске популације средњи садржај урана је на нивоу сиромашне уранове руде (сл. 10, под b). Даљим одсецањем минерализације средњи садржај урана расте на нивоу богатих уранових оруднења (сл. 10, под c), што се постиже оконтурењем оруднења на нивоу прага око 125 ppm.

Средњи садржај урана сингенетског дела популације (11,6 ppm) је на нивоу средњег садржаја урана за цели простор лежишта Жировски врх (В. Омаљев, 1982г — 10,2 ppm), а виши је од средњег садржаја урана сингенетског дела популације урана целог лежишта (око 6 ppm). То значи да је цео простор око рудних тела контаминиран ураном, што се може сматрати да је и сингенетска популација у извесној мери обогаћена овим рудним елементом. То показује да се у лежиштима минералних сировина не може (са сигурношћу) одвојити нити једна проба

„на коју нису деловали процеси минерализације". Чињеница је да у лежишту урана постоји геохемијски шум урана, који је у извесној мери контаминиран, али реално постоји Ферсманова популација урана у стерилним сивим пешчарима овога лежишта.

Прикључењем сиромашне уранове минерализације, као најбогатијег дела примарног ореола урана у непосредном омотачу рудних тела (сл. 9), Ферсмановој популацији (сл. 11, под b), средњи садржај урана расте на 21,7 ppm. Ова ситуација одговара ситуацији која се може добити приликом литогеохемијске проспекције површине Жировског врха а популација урана логаритамског репа била би примарни ореол оруднења овога лежишта урана. Оваква се ситуција може очекивати на многим рудним лежиштима, где примарни ореоли расејавања рудног елемента издањују на површину терена. Још пре се оваква ситуација може очекивати приликом геохемијског опробавања истражних бушотина где би геохемијске аномалије стварно биле примарни ореоли рудних елемената који су акумулирани у рудним телима.

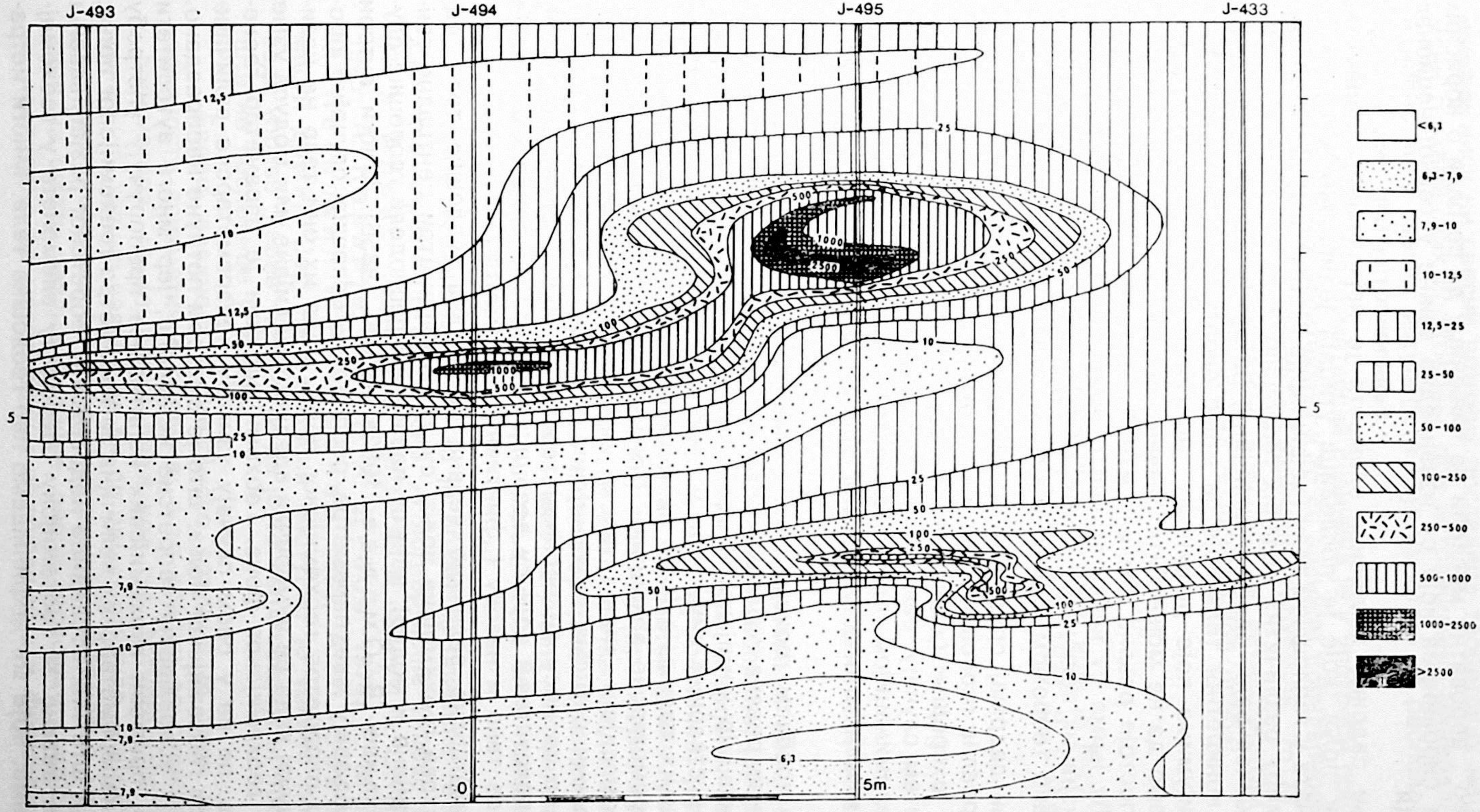
На једном сегменту површине (сл. 9) приказана је топографија рељефа геохемијског поља (сл. 12) помоћу изолинија концентрације по логаритамској геохемијској еквидистанци која одговара логаритамској статистичкој размери log 1:10 ppm (В. О м а љ е в, 1983ђ). Конфигурација рудних тела је потпуно одговарајућа конфигурацији која је добијена уобичајеним поступком оконтурења рудних тела за прорачун рудних резерви (В. О м а љ е в, 1974, 1982г). Запажа се да изолинија концентрације од 25 ppm потпуно обавија оруднење, па је то у најпотпунијем смислу примарни ореол урана око оруднења (рудних тела). Рељеф геохемијског поља Ферсмана има извесне минимуме (испод 6,3 ppm), а уопште се може сматрати да су све концентрације урана изнад 10 ppm примарни ореоли самог лежишта урана. Примарни ореол рудних тела ограничен изолинијом 25 ppm одговара прагу геохемијских аномалија, који је примењен за одсецање логаритамског репа (на сл. 10, под а), а то значи да су све геохемијске аномалије на Жировском врху примарни ореоли урановог оруднења.

Овај пример илуструје методологију рада при геохемијским испитивањима расподеле хемијских елемената у геолошким телима, укључујући и рудна лежишта минералних сировина.

Остаје проблем средњег садржаја хемијског елемента у геохемијским аномалијама, за који ми предлажемо назив „концентрација аномалије", коју дефинишемо на сличан начин као геохемијски фон и шум.

Д е ф и н и ц и ј а 6: Концентрација аномалија ($\bar{x}_a$) је средњи садржај парцијалне популације хемијског елемента минерализације или оруднења оконтурене у форми геолошког тела, чија је последица геохемијска аномалија".

Постоје мишљења (А. П. С о л о в о в, 1985) да су средњи садржаји рудних елемената у оруднењу (рудном телу) непараметарске величине, јер не одражавају реалност геохемијског поља. Бројне вредности концентрације непараметарских показатеља се произвољно мењају са повећавањем тачности опробавања, а то су, по С о л о в о в у, средњи садржаји оруднења, за које овај аутор каже да „имају важан тех-



Сл. 12 — Структура расподеле урана (рељеф геохемијског поља) детаљ са сл. 9 (изолиније концентрације урана, у ppm).

Fig. 12 — The structure of uranium distribution (the relief of the geochemical field) — detail from fig. 9 (the isolines of uranium concentration, in ppm).

нички смисао", вероватно мислећи на чињеницу да се ради о корисним минералним сировинама које су изванредно важне у свакој националној привреди.

Средњи садржај хемијског елемента је најзначајнији параметар геохемијског поља, које је последица утицаја јединичних маса хемијских елемената у геолошком телу (дефиниција 3). Сматрам да не постоји разлика између различитих реалних геолошких тела земљине коре, без обзира на њихов ранг, односно величину. Битна је њихова физичка реалност као конкретног тела које се може оконтурити по унапред задатим критеријумима које дефинишу „континуум" геохемијске средине. Зато сматрамо да не може бити разлике између различитих геолошких тела, нити постоје реалне разлике између њихових геохемијских поља. Разлике међу њима су квалитативне природе, које су последица варијација интензивних величина („вектора" јединичних концентрација), што је дефинисано теоремом 6 (В. О м а љ е в, 1982а, 1984а, 1984в).

Средњи садржај орудњења и минерализација, које се могу оконтурити као реална геолошка тела, су параметарске величине, што је последица да је средњи садржај параметар њихових геохемијских поља. То је, у општем случају, раван која нивелише рељеф геохемијског поља тако да се елиминацијом тог рељефа остварује хипотетично стање средње концентрације атома одређеног елемента у волумену геолошког тела.

Остаје проблем геохемијских аномалија 1. типа, које се не могу оконтурити као реална геолошка тела, јер су ове аномалије последица малих акумулација хемијског елемента које даје аномалије „тачкасте" природе (без стварних димензија у простору). Међутим, ни за ове величине средњих садржаја (које се могу израчунати) не може се рећи да су „непараметарске величине". Средњи садржаји елемената за геохемијске аномалије 1. типа (стенске или лажне аномалије) нису параметарске величине (нема геохемијског поља реалног геолошког тела), а истовремено то нису ни непараметарске величине. За њих се може рећи да су показатељи који су везани за „фиктивна орудњења", па је најбоље да се тако и назову („фиктивни" параметри).

Непараметарске величине везане за реална геолошка тела, односно за њихова геохемијска поља, су други параметри централне тенденције (медијана и модус), који су параметри расподеле геолошке случајне променљиве (В. О м а љ е в, 1982а, 1985а, 1985б). Многи аутори радо употребљавају ове параметре расподеле геолошке случајне променљиве као параметре геохемијског поља, мада их они тако не називају. То је случај када се нумеричка вредност медијане или модуса узме за вредност геохемијског фона. Геохемијски фон је параметар геохемијског поља, па се у овом случају узимају непараметарске величине као параметри геохемијског поља; што је сматрам потпуно неоправдано. Ову ситуацију условљавају теоретске нејасноће, јер многи ауторитети у савременој примени геохемијских испитивања препоручују употребу управо ових непараметарских величина за параметре геохемијског поља. То је једна од штетних последица недовољног теоретског разјашњавања проблематике везане за геохемијску расподелу елемената у геохемијским срединама, које ми дефинишемо као геолошка тела. Многи истра-

живачи нису ни свесни штетних последица теоретских нејасноћа у примени геохемијских испитивања при истраживању минералних сировина, односно нису свесни могућности које им стоје на расположењу за ефикаснији рад при истраживању.

Још једна непараметарска величина је у употреби при обради података геохемијских испитивања и то са великом популарношћу јер је препоручују највећи ауторитети савремене геохемије. То је геометријска средина (G), чија нумеричка вредност је антилогаритам аритметичке средине логаритама јединичних концентрација проба:

$$G = \sqrt[N]{x_1, x_2 \ldots x_N} \qquad (18)$$

Логаритмовањем геометријске средине, која је N-ти корен из производа од N бројева (С. Вукадиновић, 1973, В. Омаљев, 1984г), добијамо:

$$\log G = \frac{1}{N} (\log x_1 + \log x_2 + \ldots + \log x_N) \qquad (19)$$

што је аритметичка средина логаритама јединичних концентрација хемијског елемента у статистичком узорку.

Аритметичка средина логаритама јединичних концентрација проба је параметар криве густине логнормалне расподеле, јер се његов положај на апсцисној оси поклапа са положајем медијане. То је релативни параметар расподеле геолошке случајне промењљиве, јер он има само формалну (математичку) суштину као параметар криве густине, али нема реалну (физичку, значи геолошку) суштину јер његова нумерична вредност ништа геолошки не значи (ни аритметичка средина логаритама, ни геометријска средина као њен антилогаритам). Ова величина не може бити параметар расподеле геолошке случајне промењљиве (В. Омаљев, 1984а, 1984г, 1985б), а још мање може бити параметар геохемијског поља.

Многи аутори сматрају да је обавезна примена геометријске средине као параметра расподеле за логнормалне типове кривих густина (Л. Х. Аренс, 1954, 1957, 1963; А. А. Беус и С. В. Григорян, 1975; А. Карлије, 1964; Р. И. Дубов, 1974; Г. Матерон, 1955; М. Петковић и Р. Томанец, 1976, А. П. Соловов, 1985; и многи други). Овај методолошки поступак је толико популаран, да је сада управо „јерес“ написати да је то неодговарајући поступак који има штетне последице у пракси.

Бројна вредност геометријске средине је увек мања од бројне вредности аритметичке средине; а то доводи до снижавања вредности „параметара“ геохемијског поља код тзв. логнормалне расподеле. Разлике нису толико велике да би се одмах откриле, а штетност овог методолошког поступка је у „мистификацији“ формалне математичке суштине на штету реалне физичке, значи геолошке суштине. Сматрам да је неопходно да методолошки поступак има и формалну (математичку)

и реалну (геолошку) суштину, да би резултати геохемијских испитивања имали квантитативан карактер.

Као последица овог методолошког поступка је одређивање прага геохемијских аномалија у логаритамској форми, најчешће као „правило две или три сигме", наравно у логаритамској варијанти. Приликом примене овог правила потпуно се губи свака реална геолошка суштина оваквог одређеног прага геохемијских аномалија, тако да оператори не знају шта добијени бројеви заправо значе. Цео поступак се најчешће изводи потпуно механички, а то значи негеолошки. Сматрам да се не може даље одржати овакво стање у примени теорије вероватноће и математичке статистике у геохемијским испитивањима. Садашње стање ствара противнике „математизације геологије", што им не можемо замерити јер се истраживачи одупиру математичкој формализацији (најчешће несвесно), која иде на штету геолошког резона.

Улога математичке статистике у обради геохемијских података биће обрађена касније.

КОЕФИЦИЈЕНТИ КОНЦЕНТРАЦИЈЕ

Као меру концентрисаности хемијског елемента у изучаваној геохемијској средини А. Е. Ферсман је увео „кларк концентрације или коефицијент концентрације", кога дефинише као „фактор добијен из односа кларка датог геохемијског система са кларком целе земљине коре" (Ферсман, 1953, с. 750). Овај фактор помиње и В. И. Вернадски (1954, 1983), тако да није посве јасно ко је заправо први увео овај коефицијент. Перельман (1979) мисли да је овај коефицијент увео Ферсман, а Соловов (1985) мисли да је то урадио Вернадски.

С обзиром на наше дефиниције геохемијског фона и геохемијског шума, аутор је предложио два коефицијента концентрације (В. Омаљев, 1982б, 1983а), Кларка и Ферсмана).

Узимајући у обзир да смо сада дефинисали три параметра геохемијског поља, постоји више могућности за дефинисање коефицијената концентрација, и то: а) „Коефицијент концентрације геохемијског фона (Кларка)", б) „Коефицијент концентрације геохемијског шума", в) „Коефицијент концентрације геохемијских аномалија"; све у односу на кларк хемијског елемента као глобалног геохемијског фона. Однос геохемијског фона са геохемијским шумом сада зовемо „Коефицијент акумулације Ферсмана". Постоји још потреба за дефинисањем „Коефицијента контрасности геохемијских аномалија", као односа концентрација аномалија са геохемијским шумом. Постоје могућности за још неке коефицијенте, али сматрамо да је из практичних разлога довољно ових 5 коефицијената.

Да резимирамо, до сада смо дефинисали 3 параметра геохемијског поља (колективног-основног и два парцијална) и то:

1) Геохемијски фон ($\bar{x}_g$), то је (по дефиницији 4) средњи садржај хемијског елемента у статистичком узорку за основну популацију, као параметар основног геохемијског поља.

2) Геохемијски шум — „ферсман“ ($\bar{x}_f$), то је (по дефиницији 5) средњи садржај хемијског елемента у статистичком узорку за парцијалну сингенетску популацију, као параметар геохемијског поља шума — Ферсмана.

3) Концентрација аномалије ($\bar{x}_a$), то је (по дефиницији 6) средњи садржај хемијског елемента у статистичком узорку за парцијалну епигенетску популацију (логаритамски реп) као параметар геохемијског поља аномалија.

Овоме треба додати „кларк“ (глобални геохемијски фон x_c), као параметар основног геохемијског поља земљине коре, који има улогу базе према којој се мере све вредности параметара геохемијских поља геолошких тела земљине коре. Геометријски посматрано, кларк представља „раван“ која нивелише рељеф геохемијског поља земљине коре, то је ниво „апсолутне нуле“, слично нивоу светског океана. Равни геохемијских поља геолошких тела могу бити изнад (позитивне) или испод (негативне) равни апсолутне нуле коју представља кларк. Зато све параметре геохемијских поља геолошких тела упоређујемо са кларком.

Параметре геохемијских поља конкретних геолошких тела можемо упоређивати са сегментним или регионалним геохемијским фоном, по истом принципу као при упоређењу са кларком.

Дефиниције ових коефицијената су следеће:

Дефиниција 7: „Коефицијент концентрације Кларка“ је однос геохемијског фона са кларком:

$$Kc = \frac{\bar{x}_g}{\bar{x}_c} \qquad (20)$$

Коефицијент концентрације Кларка или Коефицијент концентрације геохемијског фона исказује степен акумулације, односно концентрисаности хемијског елемента у геолошком телу у односу на земљину кору. Постоји више могућности детаљисања у израчунавању коефицијента концентрације Кларка, а ова детаљисања се односе на могућност упоређења конкретне геохемијске средине геолошког тела са сличном геохемијском средином глобалног нивоа земљине коре. Наравно да је основно израчунати коефицијент концентрације у односу на кларк хемијског елемента земљине коре у целини, а после и у односу на кларк за сличну врсту стене на нивоу земљине коре. Такође је могуће израчунати овај коефицијент концентрације у односу на кларк елемента за поједине типове земљине коре.

Посебан је проблем употребе таблица вредности кларкова хемијских елемената од различитих аутора. Познате су таблице кларкова А. П. Виноградова (1962); S. R. Taylora (1964), K. K. Turekiana и K. H. Wedepohl-a (1961); док је мање у употреби таблица А. А. Беуса и С. В. Григоряна (1975), као и таблица А. Б. Ронова и А. А. Јарошевског (1976). Постоје и друге таблице, нарочито старијих датума. Интересантно је да је свака таблица унеколико другачија,

што онемогућава њихово упоређивање у детаљу, али даје друге могућности које би могли означити као комбинације са циљем прецизнијег детаљисања врсте стена као геохемијске средине. Као пример, Виноградов даје кларкове по врстама магматских стена (киселе, интермедијарне, базичне и ултрабазичне); Taylor даје кларкове за магматске стене континенталне коре; Ронов и Јарошевски дају кларкове за поједине слојеве земљине коре, а у односу на геосинклинално развиће, Turekian и Wedepohl дају кларкове за поједине петрохемијске врсте магматских стена, итд.

Једна од најкомплетнијих је таблица Виноградова (1962), већ дуго се не појављује нека комплетнија таблица, иако за то има потребе. Као једна од најновијих су таблице А. А. Беуса (1981), али се оне односе само на главне петрогене елементе (који се често дају за поједине континенте или територије — (нпр. СССР), у њима нема рудних ни расејаних елемената.

Дефиниција 8: „Коефицијент концентрације геохемијског шума (ферсмана)“ је однос геохемијског шума (ферсмана) са кларком:

$$Kš = \frac{\bar{x}_f}{\bar{x}_c} \qquad (21)$$

Коефицијент концентрације геохемијског шума (ферсмана) исказује степен акумулације, односно концентрисаности хемијског елемента у парцијалној популацији геохемијског шума (ферсмана) у односу на земљину кору. Овај коефицијент има значаја само за локалности чије су геолошке формације рудоносне, односно за лежишта минералних сировина. Код стерилних геолошких формација, овај коефицијент се приближава вредности коефицијента концентрације Кларка, када изостају парцијалне популације логаритамског репа (епигенетске популације).

Коефицијент концентрације геохемијског шума се такође може израчунати у више комбинација, слично као и код коефицијента концентрације Кларка. Неопходно је ова два коефицијента рачунати у истим комбинацијама, а њихове вредности могу послужити за ранговање и селекцију појединих геолошких формација;а што је зависно од непосредног циља геохемијских испитивања. Уколико су геохемијске аномалије контрастније, разлика у ова два коефицијента је већа.

Дефиниција 9: „Коефицијент концентрације геохемијских аномалија“ је однос концентрације аномалија са кларком:

$$Ka = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_c} \qquad (22)$$

Коефицијент концентрације геохемијских аномалија исказује степен акумулације, односно концентрисаности хемијског елемента у парцијалној епигенетској популацији аномалија (минерализације или оруђења) у односу на земљину кору. Овај коефицијент за лежишта металичних минералних сировина је у употреби код различитих аутора као

„кларк концентрације“ или „коефицијент концентрације“, а којим се исказује колики је степен концентрисаности неких рудних елемената у својим лежиштима у односу на вредност кларка. Овом приликом проширујемо његову употребу приликом геохемијских испитивања минералних сировина. Упоредо са израчунавањем претходна два коефицијента концентрације, треба рачунати и овај трећи, наравно у истим комбинацијама (ради комплетног увида у карактер локалних акумулација рудних елемената у геохемијским аномалијама). Вредности овог коефицијента могу корисно послужити за селекцију, односно за ранговање геохемијских аномалија на одређеном терену, или у односу на различите терене.

Уколико нема геохемијских аномалија, нема ни геохемијског шума, тада остаје само коефицијент концентрације Кларка као једини критеријум за селекцију, односно ранговање геолошких формација у погледу њихове перспективности за налазак минералних сировина (што је основни разлог да се уопште прилази геохемијским испитивањима особина популација елемената у геолошким телима).

Дефиниција 10: „Коефицијент акумулације Ферсмана“ је однос геохемијског фона са геохемијским шумом (ферсманом):

$$Kf = \frac{\bar{x}_g}{\bar{x}_f} \qquad (23)$$

Коефицијент акумулације Ферсмана (или коефицијент концентрације Ферсмана) исказује степен сопствене акумулације хемијског елемента у геолошком телу, користећи упоређење вредности геохемијског фона са сопственим шумом (ферсманом). Уколико се смањује контрастност геохемијских аномалија, вредност фона се приближава вредности шума, а вредност коефицијента акумулације Ферсмана тада тежи јединици.

За разлику од коефицијента концентрације Кларка, овај коефицијент акумулације Ферсмана не може бити мањи од један. То значи да сопствена акумулација хемијског елемента може бити само позитивна, или да потпуно изостаје (за $Kf = 1$).

Сматрамо да коефицијент акумулације Ферсмана исказује степен металогенетске специјализације геолошке формације на одређене рудне елементе, што је нарочито значајно за нумеричко исказивање те специјализације. Ранговање геолошких тела, односно формација по овом коефицијенту, је нарочито погодно за оцену перспективности у погледу повољности за налазак акумулација рудних елемената.

Тешко је приметити постојање процеса прерасподеле рудних елемената у геолошким телима (формацијама) који су потенцијално усмерени у правцу стварања акумулација виших концентрација. Овај коефицијент битно доприноси објективнијем исказивању перспективности геолошких формација у погледу налажења акумулација рудних елемената, односно могућности проналажења орудњења. Прва искуства у том правцу охрабрују.

Примена овог коефицијента, као и коефицијента концентрације Кларка на постојеће геохемијске податке на Жировском врху (В. О м а-

љ е в, 1985ђ) је била веома успешна, без обзира што те геохемијске пробе нису узете у литогеохемијској проспекцији (која није била примењена на Жировском врху). Постојеће геохемијске пробе су биле узимане у дугом периоду (око 8 година) и са различитом наменом (најчешће без нарочито јасно изражене намене, већ по инерцији), али оне веома добро одражавају перспективност греденских сивих пешчара као потенцијалних у погледу налажења уранове минерализације (иако овај статистички узорак не задовољава услове репрезентативности).

Д е ф и н и ц и ј а 11: „Коефицијент контрасности геохемијских аномалија“ је однос концентрације аномалије са геохемијским шумом (ферманом):

$$Kk = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_f} \qquad (24)$$

Коефицијент контрасности геохемијских аномалија исказује степен те контрасности преко односа концентрације две супротно поларисане парцијалне популације у статистичком узорку геолошког тела. Дивергентно одступање од средњег садржаја (геохемијског фона) доводи до максималне поларизације парцијалних популација рудног елемента и зато је вредност овог коефицијента веома погодна за нумеричко исказивање настале контрасности између ових парцијалних популација рудног елемента.

Контрасност геохемијских аномалија је максимална када се упореди сама аномалија са својим „антиподом“, геохемијским шумом (ферманом) и зато је изабран овај однос (формула 24). Контрасност геохемијских аномалија могуће је изразити и у односу на геохемијски фон, по следећој формули:

$$Kk_g = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_g} \qquad (25)$$

Пошто постоје две могућности за исказивање контрасности геохемијских аномалија неопходно је нагласити која је могућност изабрана. Ми смо се определили за максималну контрасност (формула 24), а можда ће неки истраживач више бити наклоњен контрасности аномалија у односу на геохемијски фон (формула 25). Наше определење се ослања на мишљење А. П. С о л о в о в а (1985), који каже да многи аутори за контрасност геохемијске аномалије узимају однос максимума концентрације (C_{max}, што ми пишемо као x_{max}) према геохемијском фону, а требало би узети „однос нивоа корисног сигнала према нивоу шума (како се то ради у радиотехници)“. Ниво корисног сигнала код нас је концентрација аномалије (x_a), а не максимална вредност концентрације. Ако аномалију чини само једна тачка, тада се не може избећи максимална вредност, јер друге нема. Међутим, А. А. Б е у с и С. В. Г р и г о р я н (1975) дефинишу коефицијент аномалности тако, да се узима однос аномалног садржаја према геохемијском фону, што одговара нашој формули (25).

Да би се избегла забуна, можемо формулу (24) назвати „коефицијент контрасности", а формулу (25) „коефицијент аномалности". Мислим да је најбоље препустити пракси да свако бира онај коефицијент који њему највише одговара, али при томе мора прецизно изнети шта под било којим коефицијентом подразумева. Као што смо видели, постоје многе могућности у комбиновању различитих односа величина, које су такође бројне.

Сви ови коефицијенти (концентрација, акумулација, контрасности, аномалности) представљају односе неких средњих садржаја (средњих концентрација) хемијског елемента у геолошком телу, као параметара конкретног геохемијског поља. Према томе, без обзира на назив, сви ови коефицијенти су истих димензија (односно то су величине без димензије), а који се изражавају као делови јединице (без обзира што су неки компоновани тако да буду већи од један), а они се веома често изражавају у процентима (такође без обзира што су неки од њих већи од јединице).

Улога ових коефицијената концентрација је да се бројчано изразе карактеристике геолошких тела као геохемијских средина. Најзначајнија је могућност рангирања различитих геолошких тела по бројним вредностима ових коефицијената, што се нарочито радо користи при металогенетским испитивањима када треба изразити перспективност неке геолошке формације у погледу могућности проналажења корисних минералних сировина у њој.

Из литературе је видно да се неки коефицијенти користе, али у ограниченом обиму. При томе расте употреба коефицијената све више и више, а ускоро ће доћи време када ће се све значајне карактеристике геолошких тела изражавати бројчано. Сматрамо да се карактеристике геолошких тела као геохемијских средина могу најпрецизније и најпрегледније изражавати у параметрима њихових геохемијских поља (средњих садржаја) и коефицијентима као односима тих истих параметара.

ВИШЕКОМПОНЕНТНИ СИСТЕМ

Геолошко тело је вишекомпонентни систем, где су компоненте хемијски елементи. При томе није битна форма како се компонента система изражава, као хемијски елемент или као хемијско једињење, битно је да су компоненте неке материје (супстанце) које имају за нас значаја, те вршимо испитивање њихове просторне расподеле у волумену геолошког тела. Најчешћи мотив за оваква геохемијска испитивања је корисност компоненти као минералних сировина.

Сходно закону В е р н а д с к о г, у геолошком телу постоје све компоненте периодног система М е н д е љ е ј е в а, наравно у оној форми како је то могуће за природну творевину — земљину кору. Наше

могућности спознавања присуства појединих компоненти су ограничене детекторским способностима наших чула и наших инструмената, усавршавањем ових других откривамо све више природних компоненти у систему који називамо геолошко тело. Напретком технике, ситуација око испитивања расподеле хемијских елемената у геолошким телима је све сложенија, захтевајући све комплекснија испитивања.

Међутим, истраживачи су у методу увек селективни јер испитују једну по једну компоненту у геолошком телу, а приоритет при овим испитивањима имају минералне сировине. Напредак методологије геохемијских испитивања доводи до све чешће примене мултиелементних испитивања.

До сада смо разматрали геолошко тело као једнокомпонентни систем јер смо испитивали расподелу само једног хемијског елемента у њему. Такви случајеви у пракси су све ређи, геолошко тело се све чешће посматра и испитује као вишекомпонентни систем, где се испитује просторна расподела неколико хемијских елемената (компоненти) истовремено. То се постиже вишекомпонентним хемијским анализама геохемијских проба.

Јединичну масу материјала пробе сачињавају јединичне масе свих хемијских елемената, а формула (3) сада добија облик:

$$q = X + Y + \ldots + Z \qquad (26)$$

Дељењем ове једначине са јединичном масом пробе (q) добијамо:

$$\frac{q}{q} = \frac{X}{q} + \frac{Y}{q} + \ldots + \frac{Z}{q} \qquad (27)$$

На основу једначине (12) чланови са десне стране једначине (27) представљају јединичне концентрације хемијских елемената или компоненти у проби као јединичној величини:

$$\frac{q}{q} = x + y + \ldots + z = 1$$

тако да добијамо односе дефинисане једначином (9), а што значи да се проба као јединична величина слично понаша као и минерал као макро-честица, односно и проба и минерал се могу посматрати као макро-честице геолошког тела.

Вишекомпонентна хемијска анализа пробе као резултат даје јединичне концентрације хемијских елемената (x, y, . . . , z), а свака јединична концентрација је однос јединичне масе елемента (по једначинама 12 и 27) са јединичном масом пробе (q). То значи да свака јединична концентрација (x, y, . . . , z) садржи у себи податак мерења јединичне масе елемента и пробе и зато је јединична концентрација елемента потпуна геолошка информација или податак добијен лабораторијским мерењем у експерименту опробавања.

Јединичне концентрације различитих хемијских елемената или компоненти се не могу сабирати, а то је последица што не постоје прелазне форме егзистенције супстанце елемената. Сваки хемијски елемент или компонента је супстанца одређене врсте (или је Cu или је нешто друго, нпр. Zn, или FeO, или SiO_2, итд.), које се не могу „смешати" у неку нову супстанцу. нпр (Cu,SiO_2) или нешто слично. Уколико дође до сједињавања елемената, то је опет нека нова супстанца, која има свој хемијски састав нпр. H_2CuSiO_4 (диоптаз).

Као последица оваквог стања постојања материје, геохемијско поље је увек селективно, тј. сопствено за одређену врсту супстанце, што значи да се не могу „сабирати" два геохемијска поља различитих хемијских елемената. Геохемијско поље као поље утицаја јединичних маса одређеног хемијског елемента (компоненте) у геолошком телу има своју реалну физичку суштину, а то значи да има реалну геолошку суштину.

Вишекомпонентна испитивања геолошких тела изводе се по селективном принципу, посебно за сваки хемијски елемент (компоненту).

Међутим, нас конкретно интересује цео комплекс геолошког тела, интересује нас да ли постоје међузависности између појединих елемената (компоненти). Питање је како изучавати вишекомпонентни састав геолошког тела, а да се не изгуби његова геолошка природа.

Проблематика међузависности расподеле хемијских елемената се изучава применом математичке статистике, а то је математичка формализација геолошке проблематике. При томе је увек проблем како треба посматрати и како треба геолошки тумачити добијене резултате статистичких изучавања корелативних међузависности између појединих хемијских елемената у геолошком телу.

Једна од тешкоћа, по моме схватању, је у томе што су геолошке популације хемијских елемената крајње ретко нормално распоређене, а то значи да је проблематична употреба математичке статистике у класичном виду. Велики број аутора у томе не види никакву проблематику, примењује се поступак који је предвиђен за теоретске популације, а резултати оваквих испитивања се тада приписују реалним геолошким популацијама елемената у геолошким телима.

Поступци примене статистичких анализа на геолошке популације су наведени у великом броју публикација, а наш задатак није у томе да предложимо корекцију примене математичке статистике, већ је у томе да се запитамо шта то геолошки значи. То је велики комплекс питања на која сада немамо одговора. Надамо се да ће радови у блиској будућности кренути у правцу разрешења ове веома сложене и важне проблематике.

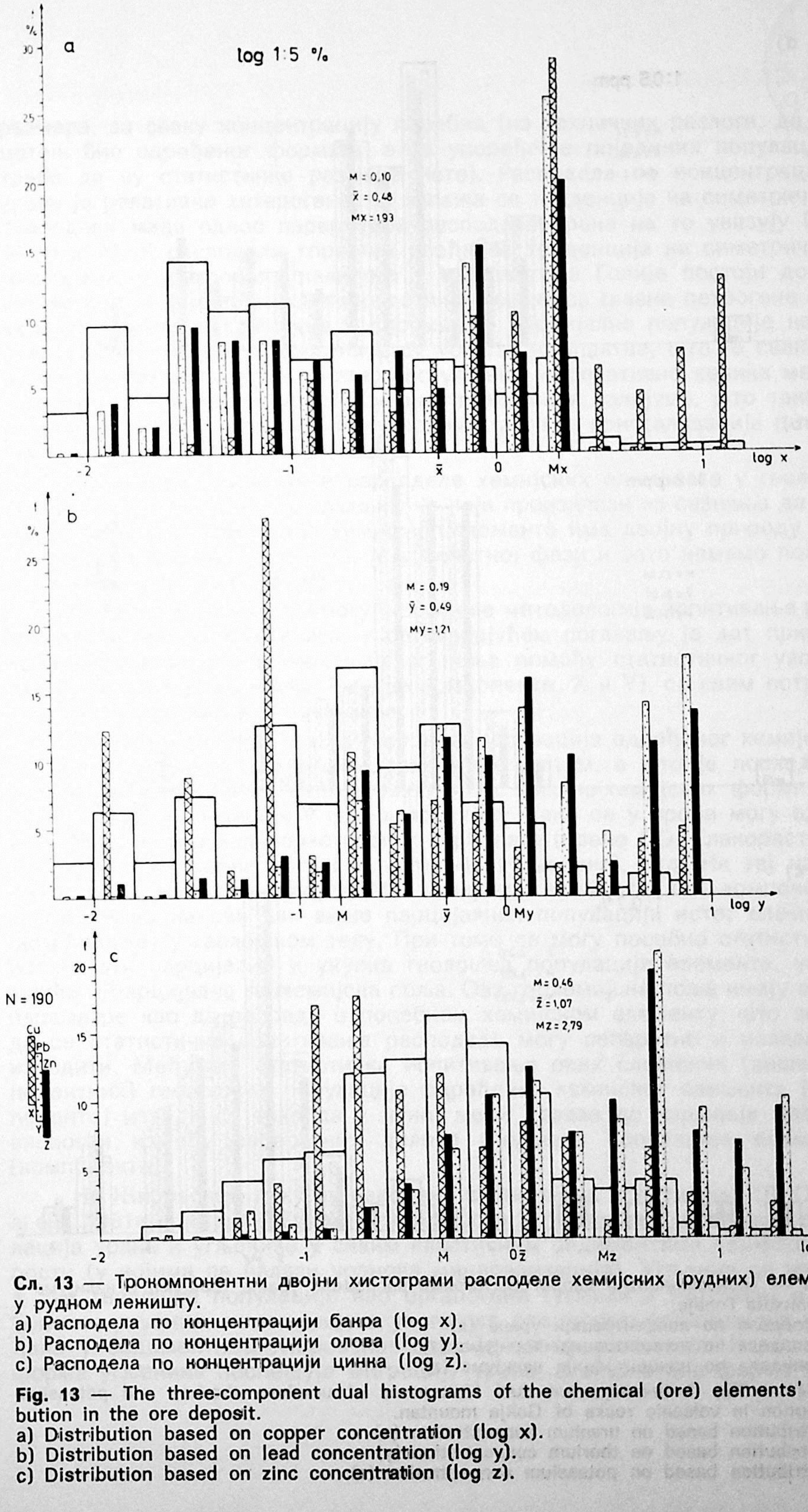
Сматрам да се увек у таквим ситуацијама дилема око избора методологије математичких испитивања у геологији треба вратити интерпретацији као основној геолошкој методи. То никако не значи да се треба одрећи математичке статистике, математичка формализација у комплексу расподеле хемијских елемената у геолошким телима је неопходна, али у томе не треба претеривати. Не може се увек наћи математичко решење које геолошки нешто реално значи, без обзира на могућности примене математичког апарата у геологији.

Поред тога што се свако конкретно геохемијско поље посматра на геохемијској карти, где је његов рељеф приказан изолинијама концентрација, неопходно је комплексно посматрање геохемијских поља за неколико елемената или компоненти. То се у пракси често примењује, геохемијска поља се некад приказују на истом цртежу (геохемијској карти) за неколико рудних елемената (рељеф геохемијског поља приказује се посебном бојом за сваки хемијски елемент). При томе се визуелно испитују односи топографије рељефа селективних геохемијских поља рудних (или других) елемената, да би се упознала и схватила природа односа расподеле њихових популација у геолошком телу.

Рељеф геохемијског поља се често приказује на статистички начин, најчешће у форми хистограма. Узимајући у обзир двојну природу геолошке случајне променљиве, најефикаснија је примена двојног хистограма; а што ће бити више коментарисано у поглављу о статистичкој обради геохемијских података. Дајемо неколико примера приказа рељефа геохемијског поља двојним хистограмом, где се користи вишекомпонентни пример расподеле хемијских елемената по концентрацијама одређеног елемента као геолошке независне променљиве. При томе треба узети у обзир да је само расподела елемента по сопственој концентрацији приказ рељефа сопственог геохемијског поља, а расподеле елемената по концентрацији другог елемента је математичка трансформација као функција расподеле по другој концентрацији као независној геолошкој променљивој. У сваком случају ове функције расподеле приказују расподеле хемијских елемената у геолошком телу као вишекомпонентном систему.

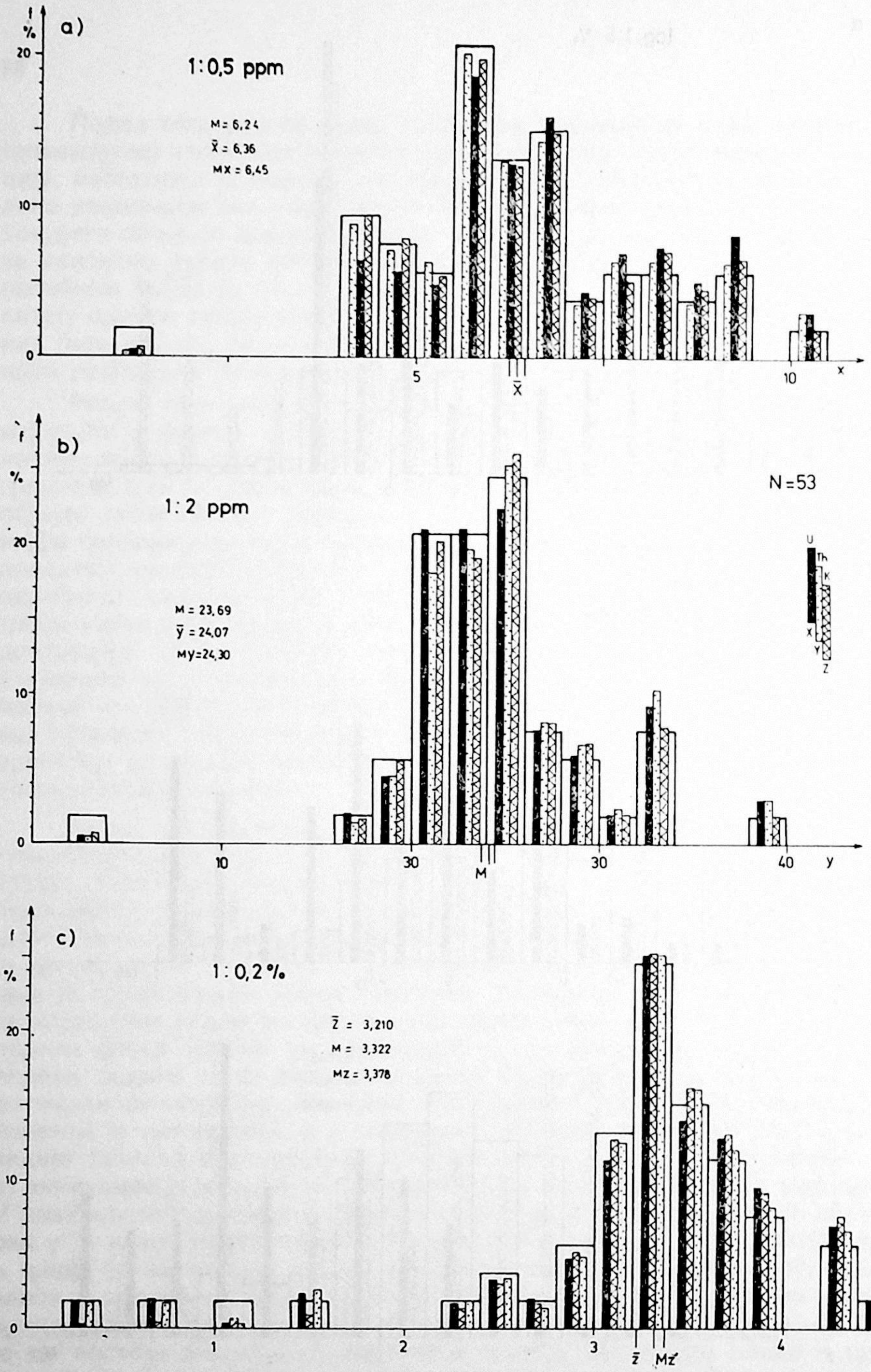
На сл. 13 приказана је расподела бакра, олова и цинка у једном полиметаличном лежишту (Chah Mesi) у иностранству (В. О м а љ е в, 1978б). Пошто је интервал варијација концентрација овог геохемијског поља велик, примењена је логаритамска статистичка размера „log 1:5%“ (статистичка размера је објашњена у одговарајућем поглављу). Лежиште је истраживано бушењем, а ова конфигурација геохемијског поља добијена је опробавањем језгра бушотина. Расподела бакра је логаритамска, са изразитом левом логаритамском асиметријом (сл. 13, под а), а у расподели олова запажа се тенденција ка логаритамски симетричној расподели. Једино се за расподелу цинка може рећи да је приближно логаритамски симетрична, али није логнормална. Расподеле зависних компоненти је хетерогена, а у појединим класама долази до знатне акумулације зависно распоређених компоненти; у 2. класи I лог декаде (под а) акумулирано је више од 1/4 масе бакра и олова, а око 1/5 масе цинка. У зависности од концентрације олова (под b) бакар је веома акумулиран у 1. класи II негативне лог декаде, корелативна веза између олова и цинка је знатна јер се ови елементи никада не акумулирају у некој класи у знатнијем виду. Бакар се такође акумулира у неким класама концентрације цинка (под с) као независне геолошке променљиве. Јасно је да постоји знатна међузависност између расподеле олова и цинка, а да таква међузависност није изражена у расподели бакра по концентрацијама олова и цинка.

На сл. 14 приказана је расподела урана, торијума и калијума у вулканитима Голије. Пошто интервали варијација концентрација ових елемената у овим стенама није велика, примењена је линеарна статистичка



Сл. 13 — Трокомпонентни двојни хистограми расподеле хемијских (рудних) елемената у рудном лежишту.
a) Расподела по концентрацији бакра (log x).
b) Расподела по концентрацији олова (log y).
c) Расподела по концентрацији цинка (log z).

Fig. 13 — The three-component dual histograms of the chemical (ore) elements' distribution in the ore deposit.
a) Distribution based on copper concentration (log x).
b) Distribution based on lead concentration (log y).
c) Distribution based on zinc concentration (log z).



Сл. 14 — Трокомпонентни двојни хистограми расподеле урана, торијума и калијума у вулканитима Голије.
a) Расподела по концентрацији урана (x).
b) Расподела по концентрацији торијума (y).
c) Расподела по концентрацији калијума (z).

Fig. 14 — The three-component dual histograms of uranium, thorium and potassium distribution in volcanic rocks of Golija mountan.
a) Distribution based on uranium concentration (x).
b) Distribution based on thorium concentration (y).
c) Distribution based on potassium concentration (z).

BIBLIOTEKA GEOIN BEOGRAD

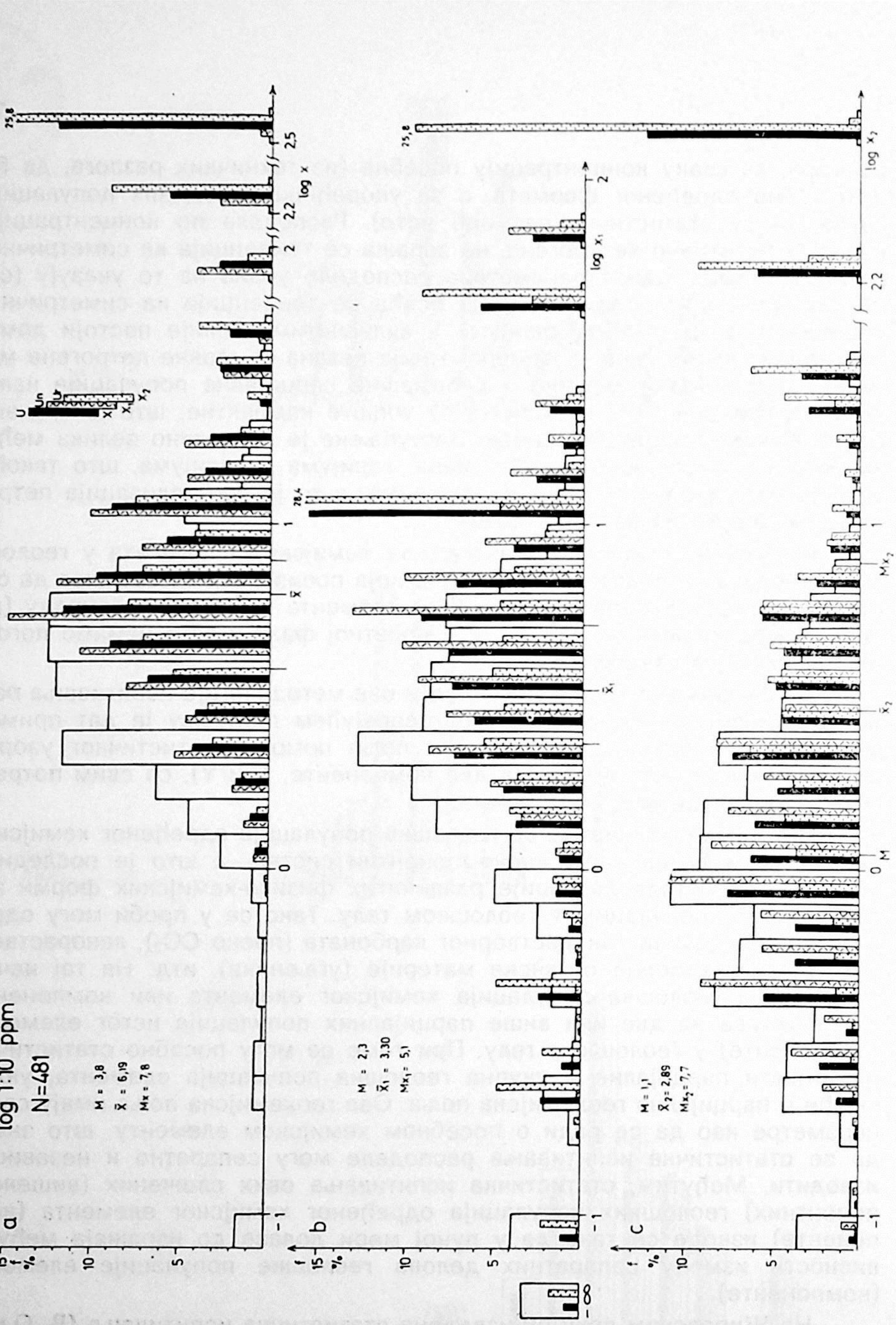
размера, за сваку концентрацију посебна (из техничких разлога, да би цртеж био одређеног формата, а за упоређење појединих популација треба да су статистичке размере исте). Расподела по концентрацији урана је релативно хетерогена, не запажа се тенденција ка симетричној расподели мада однос параметара расподеле урана на то указују (сл. 14, под а). У расподели торијума осећа се тенденција ка симетричној расподели. У расподели калијума у вулканитима Голије постоји доминантна популација која је највероватније везана за главне петрогене минерале вулканита, а постоје и сиромашне парцијалне популације калијума. Популације ових елемената су уопште компактне, што је свакако одраз њихове магматске генезе. Заступљена је релативно велика међузависност у расподели између урана, торијума и калијума, што такође указује на стварање у сличним условима, а то је кристализација петрогених минерала из растопа (лаве).

Изучавања статистичке расподеле хемијских елемената у геолошким телима, а на основу методологије која произилази из сазнања да основна геолошка популација хемијског елемента има двојну природу (по обележјима мерења — q и X), је у почетној фази и зато немамо погодног примера за илустрацију.

Да би демонстрирали могућности ове методологије испитивања расподеле хемијских елемената, у одговарајућем поглављу је дат пример вештачке композиције геохемијског поља помоћу статистичког узорка од 506 геохемијских проба (са две компоненте, X и Y), са свим потребним израчунавањима и цртежима.

Постоји могућност да се геолошка популација одређеног хемијског елемента посматра као вишекомпонентни систем, а што је последица аналитичких метода детекције различитих физико-хемијских форми постојања ових популација у геолошком телу. Тако се у проби могу одредити концентрације лакорастворног карбоната (преко CO_2), лакорастворног урана, растворне органске материје (угљеника), итд. На тај начин се основна геолошка популација хемијског елемента или компоненте разграничава на две или више парцијалних популација истог елемента (компоненте) у геолошком телу. При томе се могу посебно статистички испитивати парцијалне и укупна геолошка популација елемента, укључујући и парцијална геохемијска поља. Ова геохемијска поља имају своје параметре као да се ради о посебном хемијском елементу, што значи да се статистичка испитивања расподеле могу сепаратно и независно изводити. Међутим, статистичка испитивања ових сложених (вишекомпонентних) геолошких популација одређеног хемијског елемента (компоненте) изводе се тако да у пуној мери долазе до изражаја међузависности између сепаратних делова геолошке популације елемента (компоненте).

На Жировском врху су изведена статистичка испитивања (В. Омаљев, 1981в, 1981г, 1982д) међузависности у расподели геолошких популација урана и угљеника у сивим кластичним седиментима пермске старости (у којима се налази уранова минерализација). Угљеник се налази у две геолошке популације као органогени (угљевита материја) и карбонатни угљеник, а геохемијска улога ове две форме егзистенције угљеника у седиментима Жировског врха је веома различита. Карбонатна форма угљеника поспешује миграцију урана, а органогена форма угље-



Сл. 15 — Трокомпонентни двојни хистограми расподеле урана (U), тешкорастворног урана (U_n) и лакорастворног урана (U_r) у граниту Букуље.
a) Расподела по концентрацији урана (log x).
b) Расподела по концентрацији тешкорастворног урана (log x_1)
c) Расподела по концентрацији лакорастворног урана (log x_2)

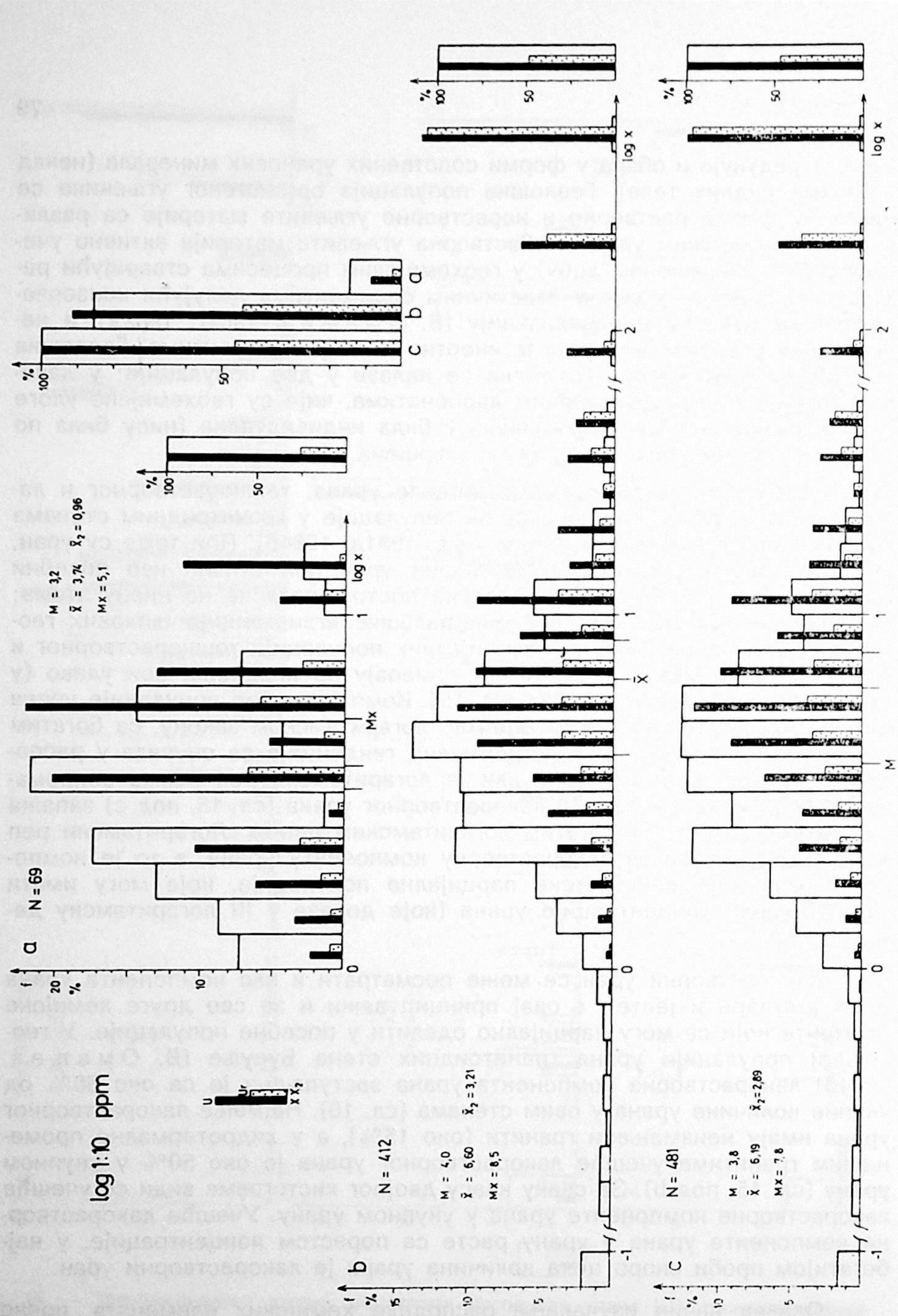
Fig. 15 — Three-component dual histograms of the distribution of uranium (U), poorly-soluble uranium (U_n) and easily-soluble uranium (U_r) in granite of Bukulja mountan.
a) Distribution versus uranium concentration (log x).
b) Distribution versus concentration of poorly-soluble uranium (log x_1).
c) Distribution versus concentration of easily-soluble uranium (log x_2).

ника га редукује и обара у форми сопствених уранових минерала (некад у форми рудних тела). Геолошка популација органогеног угљеника се налази у форми растворне и нерастворне угљевите материје са различитим геохемијским улогама. Растворна угљевита материја активно учествује (и у савременом добу) у геохемијским процесима стварајући редукциону средину у сивим кластичним седиментима делујући конзерваторски на уранову минерализацију (В. О м а љ е в, 1982г, 1982д), а нерастворна угљевита материја је инертна маса у седиментима. Геолошка популација карбонатног угљеника се налази у две популације; у лакорастворним и тешкорастворним карбонатима, чије су геохемијске улоге такође различите. Ова изучавања су била индивидуална (нису била по задатку) и зато нису никад била завршена.

Статистичка испитивања расподеле урана, тешкорастворног и лакорастворног урана изведена су за популације у гранитоидним стенама масива Цера и Букуље (В. О м а љ е в, 1981д, 1984б). При томе су уран, тешкорастворни уран и лакорастворни уран посматрани као посебни елементи (сл. 15), без обзира што не постоје разлике на нивоу атома; али постоје разлике у форми минералошке егзистенције њихових геолошких популација. Положај парцијалних популација тешкорастворног и лакорастворног урана се законито померају по апсцисној оси улево (у односу на популацију урана — сл. 15). Компактни део популације урана (под а) је симетрично распоређен по логаритамском закону, са богатим логаритамским репом. Ова логнормална тенденција се очувала у расподели тешкорастворног урана, али је логаритамски реп веома осиромашен (скраћен). У расподели лакорастворног урана (сл. 15, под с) запажа се полимодалност, са богатим логаритамским репом. Логаритамски реп је претежно везан за лакорастворну компоненту урана, а то је компонента која даје епигенетске парцијалне популације, које могу имати веома високе концентрације урана (које долазе у III логаритамску декаду).

Лакорастворни уран се може посматрати и као компонента урана (што у ствари и јесте), а овај принцип важи и за све друге хемијске елементе који се могу парцијално оделити у посебне популације. У геолошкој популацији урана гранитоидних стена Букуље (В. О м а љ е в, 1984б) лакорастворна компонента урана заступљена је са око 50% од укупне количине урана у овим стенама (сл. 16). Најмање лакорастворног урана имају неизмењени гранити (око 15%), а у хидротермално промењеним гранитима учешће лакорастворног урана је око 50% у укупном урану (сл. 15, под b). За сваку класу двојног хистограма види се учешће лакорастворне компоненте урана у укупном урану. Учешће лакорастворне компоненте урана у урану расте са порастом концентрације, у најбогатијом проби скоро цела количина урана је лакорастворни уран.

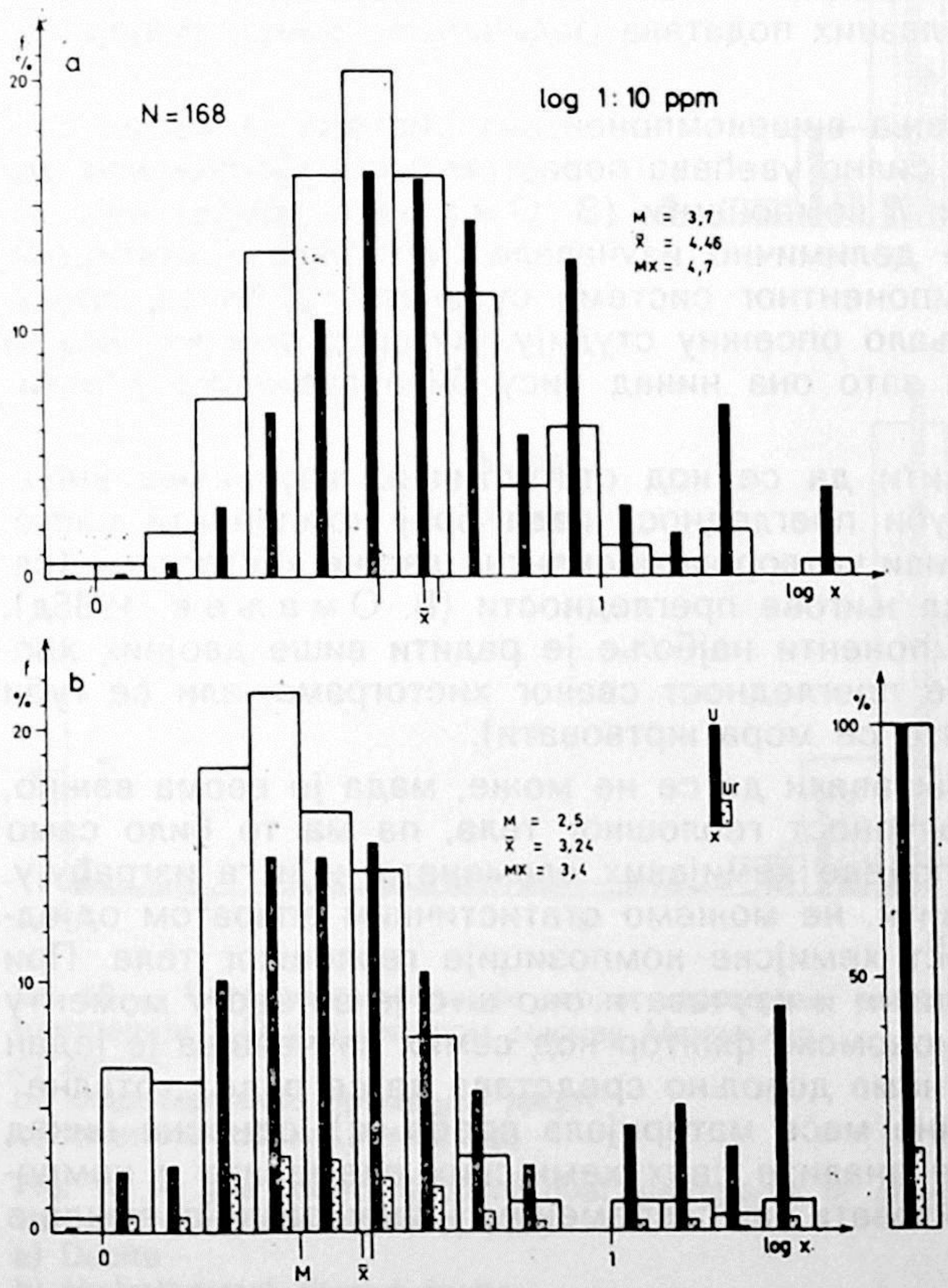
Овакав начин изучавања расподеле хемијских елемената, преко вишекомпонентних анализа, има будућност. Постоје подаци о вишекомпонентним анализама за многе хемијске елементе, али нема изучавања геолошких популација на приказани начин. У литератури нема радова који обрађују ову проблематику, сем радова аутора који су наведени у литератури.



Сл. 16 — Двокомпонентни двојни хистограми расподеле урана (U) и лакорастворног урана (U_r) у граниту Букуље (расподеле по коцентрацији урана — log x).
a) гранит
b) хидротермално промењени гранит
c) плутон Букуље

Fig. 16 — The two-component dual histograms of uranium (U) and easily-soluble uranium (U_r) distribution in the granite of Bukulja mountan (distribution versus uranium concentration — log x).
a) Granite
b) Hydrothermal altered granite
c) The Bukulja pluton

Посебан је проблем када имамо јединичне концентрације одређеног хемијског елемента добијене различитим аналитичким поступцима. Такав је случај са ураном, где се јединичне концентрације одређују радиометријском и хемијском анализом. Између ових јединичних концентрација постоје значајне разлике, а те се разлике преносе и на статистички узорак, односно на његове геолошке популације (последица теореме 1). Дајемо пример статистичког узорка од 168 геохемијских проба, који репрезентује гранитоидне стене Цера (В. О м а љ е в, 1981б, 1981д), где се геолошке популације урана знатно разликују како по положају на апсцисној оси, тако и по параметру средњег садржаја (сл. 17). Популација урана на основу хемијске анализе је померена улево по апсцисној оси, што је последица нижих вредности јединичних концентрација урана у пробама, а у односу на радиометријску анализу. Постоји разлика и у форми функције густине f(x), код радиометријске популације (сл. 17, под a) заступљена је логнормална тенденција Ферсманове популације (геохемијски шум), док је код хемијске популације (под b) заступљена мала лева логаритамска асиметрија ове функције. То се одражава на знатно нижи средњи садржај урана код хемијске популације. Не улазимо у природу ових одступања, што је свакако значајан



Сл. 17 — Двојни хистограми расподеле урана (U) у гранитоидном масиву Цер.
a) Расподела популације урана (радиометријске анализе)
b) Расподела популације урана (са лакорастворним ураном — U_r) хемијске анализе).

Fig. 17 — The dual histograms of uranium (U) distribution in the Cer granitic massif.
a) Distribution of uranium population (radiometric analyses).
b) Distribution of uranium population (with easily-soluble uranium — U_r) (chemical analyses).

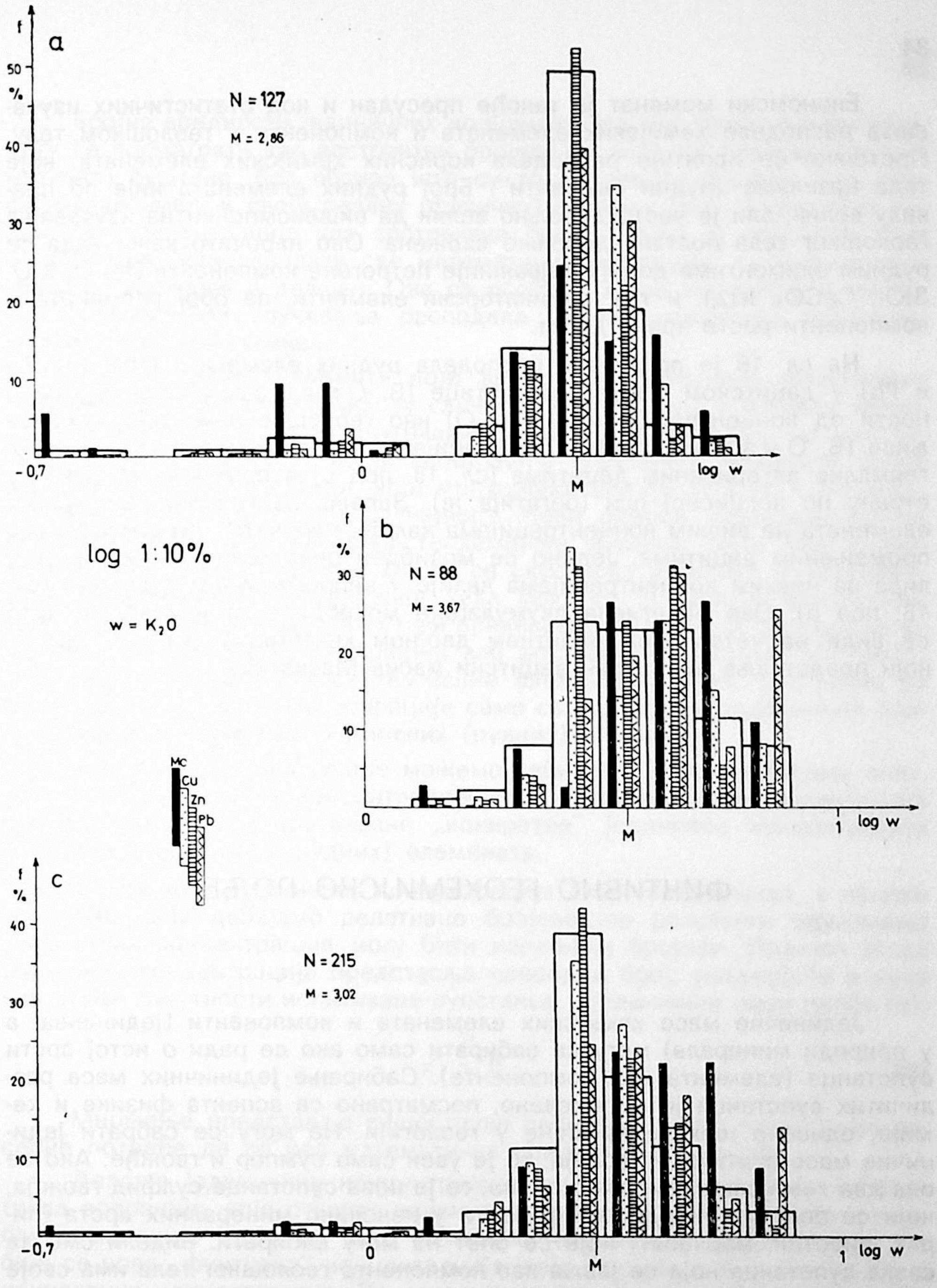
проблем, већ се бавимо проблематиком расподеле популације урана, односно конфигурацијом рељефа геохемијског поља, а која је различита за ове две различите популације урана истог статистичког узорка. Код расподеле хемијске популације приказана је и расподела лакорастворне компоненте урана.

Још је већа разлика у јединичним концентрацијама рудних елемената добијене спектралним (спектрохемијске анализе) и хемијским (атомска апсорпциона спетрофотометрија) поступком, јер је прва аналитичка метода семиквантитативна, а друга је квантитативна. Већ смо били изнели мишљење да се геохемијско поље може формирати само на основу квантитативно одређених јединичних концентрација хемијских елемената. Питање је шта урадити са заиста великим бројем података добијених семиквантитативним спетрохемијским анализама. Сматрам да треба радити и са овим подацима, када нема других, држећи се изреке М. Блажића (1982) „боље је радити било како, него никако". Али при томе је неопходно нагласити да таква изучавања имају информативни карактер и да се не могу употребити за квантитативне закључке. Уосталом, неопходно је увек нагласити природу улазних података, као и методу примењених изучавања, јер постоје многе варијанте које стоје на расположењу. Не желимо да се поставимо у улози судије, али је неопходно прецизно навести методолошки поступак изучавања, као и квалитет улазних података (јединичних концентрација хемијских елемената).

Статистичка изучавања вишекомпонентних система је веома сложено, а та сложеност се силно увећава порастом броја компоненти. До сада смо највише имали 7 компоненти (В. Омаљев, 1985е) чије су се међузависности само делимично изучавале. Могућности статистичких изучавања седмокомпонентног система су знатно веће од приказаних, а то би представљало опсежну студију. Аутор је ова изучавања изводио индивидуално и зато она никад нису била завршена у оптималном обиму.

Потребно је нагласити да се код статистичких изучавања вишекомпонентних система губи прегледност када број компоненти расте. До сада смо највише радили четворокомпонентне двојне хистограме (сл. 18), а то би била граница њигове прегледности (В. Омаљев, 1985д). Уколико имамо више компоненти најбоље је радити више двојних хистограма, тада се постиже прегледност сваког хистограма, али се губи прегледност целине (нешто се мора жртвовати).

Више пута смо наглашавали да се не може, мада је веома важно, одједном изучавати целокупност геолошког тела, па ма то било само у домену изучавања расподеле хемијских елемената који га изграђују. Негде се морамо зауставити, не можемо статистичким апаратом одједном изложити целокупност хемијске композиције геолошког тела. При томе морамо бити селективни и изучавати оно што је за нас у моменту испитивања оптимално. Економски фактор код самих изучавања је један од регулатора, јер никад нема довољно средстава да се раде „тоталне" хемијске анализе јединичне масе материјала пробе (q), односно никад се не раде квантитативне анализе свих хемијских елемената и компоненти које се могу детектовати на савременом нивоу развоја технике мерења.



Сл. 18 — Четворокомпонентни двојни хистограми расподеле рудних елемената по концентрацији K_2O у дацитском масиву Мачкатица.
a) дацит
b) хидротермално промењен дацит
c) дацитски масив Мачкатица

Fig. 18 — The four-component dual histograms of chemical (ore) element distribution, versus the concentration of K_2O.
a) Dacite
b) Hydrothermal altered dacite
c) Dacite massif of the Mačkatica

Економски моменат је такође пресудан и код статистичких изучавања расподеле хемијских елемената и компоненти у геолошком телу. Претежно се испитује расподела корисних хемијских елемената, које тада називамо „рудни елементи". Број рудних елемената није по правилу велик, али је често довољно велик да вишекомпонентна изучавања геолошког тела постану довољно сложена. Ово нарочито важи када се рудним елементима додају најважније петрогене компоненте (Na_2O, K_2O, SiO_2, $CaCO_3$, итд). и тзв. индикаторски елементи, па број елемената и компоненти расте преко десет.

На сл. 18 је приказана расподела рудних елемената (Mo, Cu, Zn и Pb) у дацитском масиву Мачкатице (В. О м а љ е в, 1985д), у зависности од концентрације калије (K_2O) као геолошке независне променљиве (В. О м а љ е в, 1983д). Популација калије је компактнија у хидротермално алтерисаним дацитима (сл. 18, под b) и померена је у десну страну по апсцисној оси (богатија је). Запажа се акумулација рудних елемената на вишим концентрацијама калије, нарочито у хидротермално промењеним дацитима. Једино се молибден релативно знатније акумулира на ниским концентрацијама калије у непромењеним дацитима (сл. 18, под а). Ове релативне акумулације молибдена су незначајне, што се види на четворокомпонентном двојном хистограму (сл. 18, под с) који представља целокупан дацитски масив Мачкатице.

ФИКТИВНО ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

Јединичне масе хемијских елемената и компоненти (једињења, а у природи минерала) могу се сабирати само ако се ради о истој врсти супстанце (елемента или компоненте). Сабирање јединичних маса различитих супстанци је бесмислено, посматрано са аспекта физике и хемије, односно њихове примене у геологији. Не могу се сабрати јединичне масе сумпора и гвожђа, то је увек само сумпор и гвожђе. Ако се ова два хемијска елемента сједине, то је нова супстанца сулфид гвожђа, који се опет у природи може јавити у неколико минералних врста (пирит, пиротин, маркасит) које се опет не могу сабирати. Видели смо да свака супстанца која се јавља као компонента геолошког тела има своје геохемијско поље.

Јединичне концентрације хемијских елемената и компоненти, као концентрације одређених супстанци (минерала) у геолошком телу, такође се не могу сабирати. То је директна последица чињенице да се јединичне масе различитих супстанци не могу сабирати у нове супстанце без хемијске реакције сједињавања хемијских елемената у нове супстанце (у природи минерале).

Бројне вредности јединичних концентрација, као природни бројеви, могу се посматрати као апстрактни бројеви са аспекта формалне (математичке) суштине, без обзира што су то конкретни бројеви који сем формалне имају и своју реалну (физичку) суштину (нпр. 1,65% Cu). Јединична концентрација као апстрактни број (1,65%) је природни број са којим се могу изводити све математичке операције: сабирање, одузимање, множење и дељење. Ова се особина може искористити приликом геохемијских изучавања расподеле рудних елемената применом математичке статистике.

Постоје рудни елементи који другују у лежиштима минералних сировина, без обзира на њихову сличност или разлику у погледу хемијских особина. Познато је друговање олова и цинка у многим лежиштима. Свако геолошко тело је асоцијација одређених минерала, значи одређених врста супстанци, који међусобно другују, или се избегавају, или је њихова присутност случајност. Неки односи карактеристичних елемената могу бити обележје геохемијске средине, било због акумулације, било због излужења. Да би се свестрано испитали многобројни аспекти целокупности геолошког тела могу се применити могућности које пружа математичка статистика приликом операција са бројним вредностима јединичних концентрација као апстрактних бројева. Ми, међутим, увек знамо о којим се хемијским елементима ради, што значи да спроводимо математичке операције само са одређеним јединичним концентрацијама изабраних хемијских (рудних) елемената.

Јединичне концентрације можемо сабирати, а тада добијамо нову, „фиктивну" јединичну концентрацију која са математичког аспекта има све особине као и оригиналне „конкретне" јединичне концентрације одређених хемијских (рудних) елемената.

Одузимање јединичних концентрација није употребљиво, а из разлога што тада добијамо релативне бројеве јер резултати одузимања јединичних концентрација могу бити негативни бројеви. Познато је да јединична концентрација представља природни број, укључујући и нулу као стање отсутности испитиване супстанце у јединичној маси пробе (q):

$$x \geqslant 0 \qquad (28)$$

Множење представља вишеструко сабирање и као такво нема посебне потребе да се ова математичка операција примењује.

Дељење јединичних концентрација је веома индикативна математичка операција, која открива законитост односа две популације у смислу доминације једне од њих. Дељењем јединичних концентрација добија се нова „фиктивна" концентрација, која формално има све особине конкретних концентрација. За разлику од операције сабирања, код дељења имамо двострани прилаз — доминантни и подређени, зависно од тога где се налази доминирајућа популација елемента (компоненте) — у бројитељу или именитељу. Повољнија је варијанта да доминирајући елемент (компонента) буде у бројитељу, нпр. Th/U, Na/K, итд.

Фиктивне јединичне концентрације остварују поље утицаја које називамо „фиктивно геохемијско поље". Математички посматрано, фиктивно геохемијско поље не разликује се од реалног геохемијског поља,

оно има формалну (математичку) суштину и поред чињенице да нема стварну реалну физичку (геолошку) суштину.

Без обзира на своју фиктивност, ово геохемијско поље може корисно послужити за изучавање геохемијских специфичности у расподели хемијских елемената у геолошком телу.

У полиметаличним лежиштима рудни елементи парагенетски другују без обзира на њихове сличности или разлике. Свакако да је основно изучавати геохемијску расподелу сваког рудног елемента посебно, као и њихове корелативне зависности. Међутим, посредством фиктивног геохемијског поља нуде се још неке повољности у изучавању геохемијских законитости, као и економских последица, код полиметаличних лежишта.

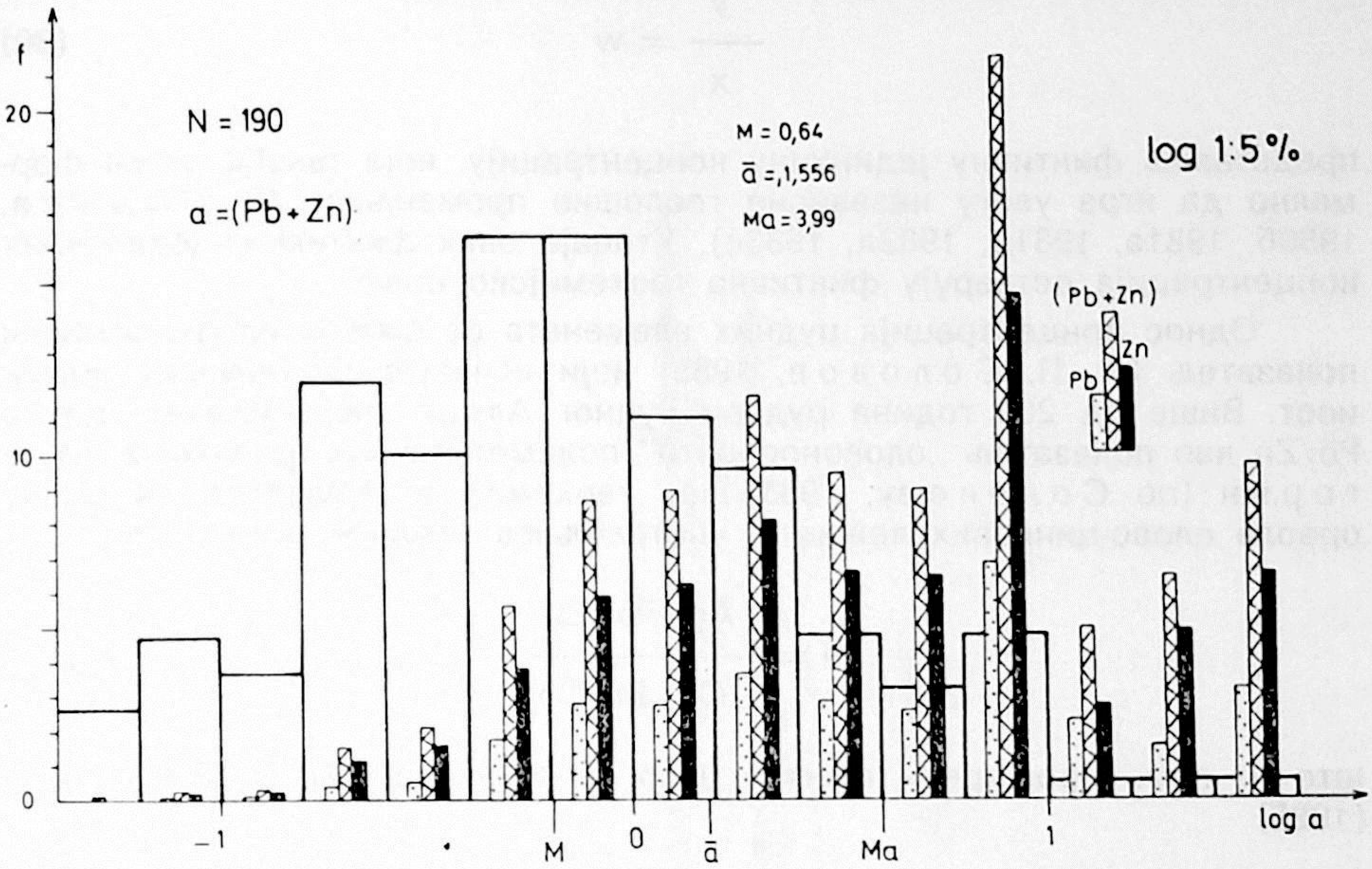
Стена је такође генетска и парагенетска асоцијација минерала, односно хемијских елемената. У петрологији је уобичајено да се неки елементи, односно компоненте заједно посматрају, као што су алкалије ($K_2O + Na_2O$), двовалентни оксиди ($CaO + MgO$, $FeO + MgO$), тровалентни оксиди ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$), итд. Постоје најразличитије комбинације збирног посматрања елемената и компоненти, а постоји тенденција све интензивнијег посматрања и изучавања фиктивних збирова минералних компоненти у геолошким телима земљине коре.

У пракси истраживача је уобичајено да се говори о „средњем садржају метала" код полиметаличних лежишта, а истраживачи нису увек свесни чињенице да се овде ради о фиктивним концентрацијама рудних елемената (метала).

Аутор је изучавао расподелу рудних елемената (Cu, Pb, Zn) у једном полиметаличном лежишту (Chah Mesi) у иностранству (В. О м а љ е в, 1978б), а том приликом је изучавана расподела укупног метала. Овде као пример дајемо расподелу олова и цинка у функцији фиктивне концентрације њиховог збира ($a = Pb + Zn$). На трокомпонентном двојном хистограму се види да су олово и цинк (њихове релативне фреквенције) компоненте њиховог збира ($Pb + Zn$). Због веома великог интервала варијација јединичних концентрација овог фиктивног геохемијског поља употребљена је логаритамска статистичка размера „log 1:5". Расподела по фиктивној концентрацији (log a) је приближно логаритамски левоасиметрична, са тенденцијом ка логнормалној за доминантну парцијалну популацију овог збира метала, са малим логаритамским репом. Највећа акумулација рудних метала налази се у 5. класи I лог декаде (сл. 19), где је акумулирано преко 20% укупног рудног метала (њихових релативних фреквенција).

У свакој класи овог двојног хистограма јасно је графички приказан однос олова и цинка као компоненти њиховог збира. Из односа је јасно да је цинк доминантан рудни метал овог лежишта, јер учествује са око 2/3 у фиктивној популацији ($Pb + Zn$).

Фиктивно геохемијско поље овога типа се формално не разликује од реалног геохемијског поља појединих рудних елемената, а то значи да се средњи садржај фиктивне концентрације јавља као параметар геохемијског поља. Средњи садржај ($\bar{a}$) збира олова и цинка ($a = Pb + Zn$) у овом случају се јавља као средња вредност фиктивне геолошке случајне променљиве, што је последица примене теорема 4 и 5 (В. О м а љ е в, 1982а, 1984а, 1984г, 1985а, 1985б).



Сл. 19 — Трокомпонентни двојни хистограм расподеле олова и цинка по фиктивној концентрацији њиховог збира (log a).

Fig. 19 — The three-component dual histogram of lead and zinc distribution, versus the fictitious concentration of their sum (log a).

Рељеф овог фиктивног геохемијског поља је резултантна површина између рељефа геохемијских поља елемената који представљају компоненте фиктивног геохемијског поља. Конфигурација рељефа фиктивног геохемијског поља се приказује изолинијама фиктивних концентрација, формално на исти начин као и за реална геохемијска поља елемената.

Однос јединичних концентрација карактеристичних хемијских елемената често је у употреби као коефицијент који указује на карактеристичне геохемијске процесе у геохемијској средини. Сем радова аутора, у литератури нема публикација које изучавају овај феномен. Однос јединичних концентрација није озбиљније изучаван ни теоријски објашњаван, без обзира што се релативно често користи у пракси. Ово је први покушај да се теоријски проучи однос јединичних концентрација карактеристичних хемијских елемената (често рудних и индикаторских елемената).

Однос јединичних маса два хемијска елемента (X и Y), под предпоставком да је елемент Y доминантан, је

$$\frac{Y}{X} = W \qquad (29)$$

представља фиктивну јединичну масу, која може формално да игра улогу јединичне масе елемента. Сходно томе однос јединичних концентрација ових елемената

$$\frac{y}{x} = w \qquad (30)$$

представља фиктивну јединичну концентрацију, која такође може формално да игра улогу независне геолошке променљиве (В. О м а љ е в, 1980б, 1981а, 1981д, 1983д, 1983е). Утицаји ових фиктивних јединичних концентрација остварују фиктивно геохемијско поље.

Однос концентрација рудних елемената се сматра за геохемијски показатељ (А. П. С о л о в о в, 1985) који исказује геохемијску зоналност. Више од 200 година рудари Рудног Алтаја употребљавају однос Pb/Zn као показатељ „оловоносности" полиметаличних орудњења. Г р и г о р я н (по С о л о в о в у, 1985) као геохемијски показатељ за оцену ореола олово-цинкових лежишта употребљава следећи показатељ:

$$\nu = \frac{Ag \cdot Pb \cdot Zn}{Cu \cdot Bi \cdot Co}$$

што је само проширени фактор како га дефинише А. П. С о л о в о в (1985)

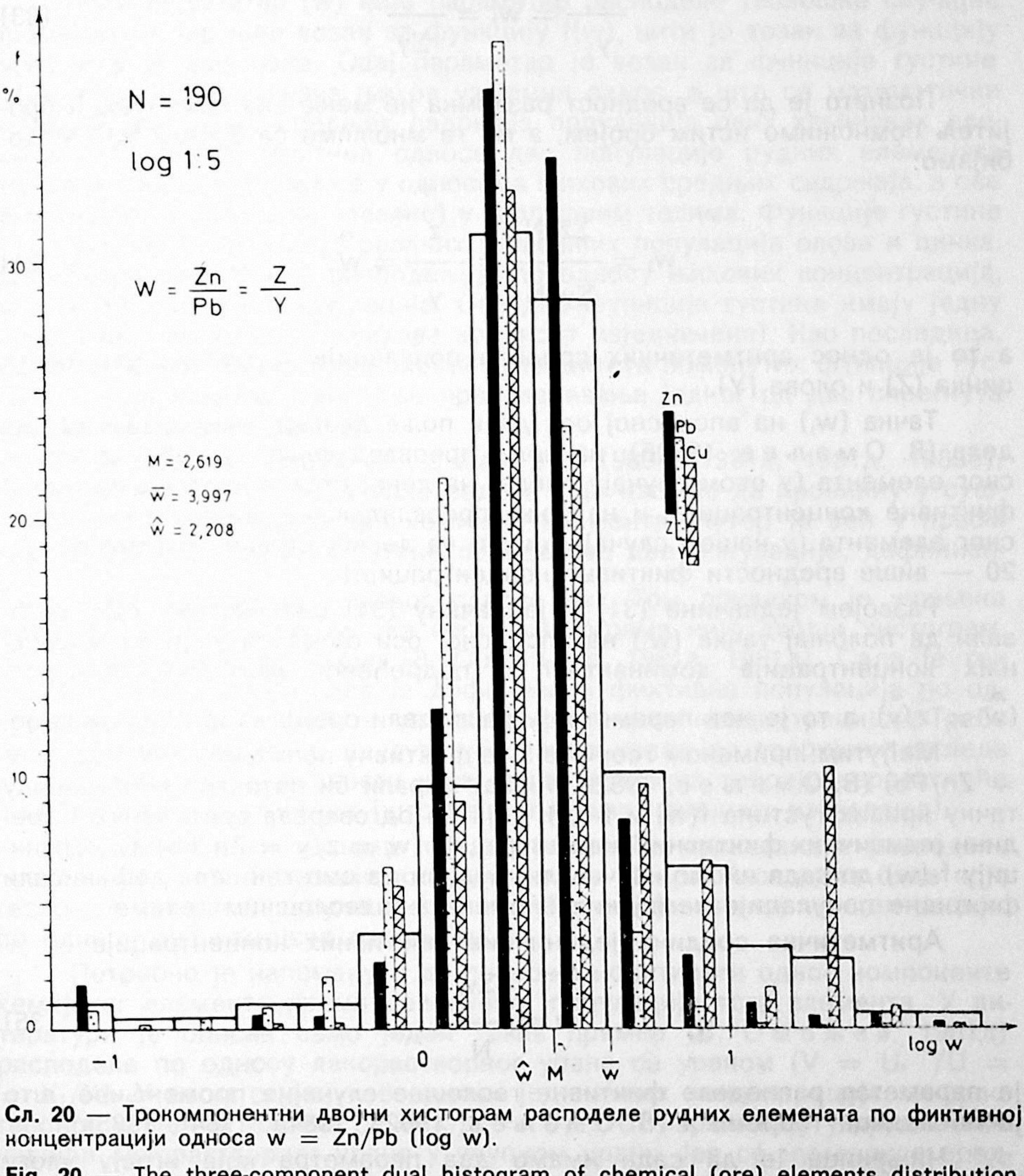
$$\nu = \frac{Pb}{Zn}$$

Ови аутори (Г р и г о р я н и С о л о в о в) не улазе у суштину односа хемијских елемената, са позиција математичке статистике. Они се задовољавају ефектима фиктивног геохемијског поља, не улазећи у суштину самог значења односа концентрација рудних елемената.

На сл. 25 приказана је просторна расподела односа концентрација два елемента (елеменат „X" и елеменат „Y"), где је други елемент доминантан (касније ће о томе бити више речи).

На сл. 20 је приказана статистичка расподела рудних елемената једног полиметаличног лежишта у иностранству (Chah Mesi), по односу концентрација Zn/Pb. Расподела релативних фреквенција олова и цинка је спрегнута, будући да је однос њихових јединичних концентрација ($w = Zn/Pb = z/y$) геолошка независна променљива ($\log w$). На левој страни хистограма преовлађују релативне фреквенције олова, а на десној страни хистограма (на вишим вредностима фиктивне концентрације w, односно њеног логаритма) преовлађују релативне фреквенције цинка. Постоји једна тачка на апсциси на којој су изједначене вредности релативних фреквенција олова и цинка ($Y/\Sigma Y = Z/\Sigma Z$), а ова тачка управо дели два поља овог двојног хистограма (В. О м а љ е в, 1980б). Ове релативне фреквенције се изједначавају у тачки (w_j) и зато можемо написати:

$$\frac{Z_j}{\Sigma Z} = \frac{Y_j}{\Sigma Y} \qquad (31)$$



Сл. 20 — Трокомпонентни двојни хистограм расподеле рудних елемената по фиктивној концентрацији односа w = Zn/Pb (log w).

Fig. 20 — The three-component dual histogram of chemical (ore) elements distribution, versus the fictitious concentration of the ratio w = Zn/Pb (log w).

Даљим развојем ове једначине добијамо:

$$\frac{Z_j}{Y_1} = \frac{\Sigma Z}{\Sigma Y} \qquad (32)$$

Узимајући у обзир односе по једначини (13) добијамо:

$$\frac{z_j}{y_j} = w_j = \frac{\Sigma z}{\Sigma y} \tag{33}$$

Познато је да се вредност разломка не мења ако именитељ и бројитељ помножимо истим бројем, а ми га множимо са бројем N/N и добијамо:

$$w_j = \frac{\Sigma z/N}{\Sigma y/N} = \frac{z}{\bar{y}} = \hat{w} \tag{34}$$

а то је однос аритметичких средина популација хемијских елемената цинка (Z) и олова (Y).

Тачка (w_j) на апсцисној оси дели поље двојног хистограма на два дела (В. О м а љ е в, 1980б): на поље преовладавања подређеног хемијског елемента (у овом случају олова) на левој страни хистограма (ниже фиктивне концентрације) и на поље преовладавања доминантног хемијског елемента (у нашем случају цинка) на десној страни хистограма (сл. 20 — више вредности фиктивне концентрације).

Развојем једначине (31) у једначину (34) математички смо доказали да положај тачке (w_j) на апсцисној оси одговара количнику средњих концентрација доминантног и подређеног хемијског елемента ($\hat{w} = \bar{z}/\bar{y}$), а то је нов параметар у расподели ове фиктивне популације.

Међутим, применом теореме 5 на фиктивну популацију (W = Z/Y = = Zn/Pb) (В. О м а љ е в, 1982а, 1985а) морали би потражити заједничку тачку кривих густина f(w) и $f_w(w)$, која би одговарала аритметичкој средини јединичних фиктивних концентрација (w = z/y = Zn/Pb). Ову функцију $f_w(w)$ до сада нисмо изучавали, будући да смо тек сада дефинисали фиктивне популације хемијских елемената у геолошким телима.

Аритметичка средина јединичних фиктивних концентрација:

$$\bar{w} = \frac{\Sigma w}{N} \tag{35}$$

је параметар расподеле фиктивне геолошке случајне променљиве, што је последица теореме 4 (В. О м а љ е в, 1982а, 1984а, 1984г, 1985а).

Чињеница је да сада имамо два параметра која играју улогу средње вредности геолошке случајне променљиве. Питање је шта који од ова два параметра расподеле (w и $\hat{w}$) геолошки, односно математички, значи.

Параметар ($\bar{w}$) је средња вредност геолошке случајне променљиве, односно његове фиктивне популације. Овај параметар је дефинисан теоремама 4 и 5 (В. О м а љ е в, 1982а, 1984а, 1984г. 1985а) и он је везан за функцију густине расподеле f(w) као њен параметар. Овај параметар одговара појму „средњи садржај", само се овде ради о фиктивној

концентрацији по односу два хемијска елемента. То је аритметичка средина јединичних фиктивних концентрација.

Нови параметар ($\hat{w}$) није параметар расподеле геолошке случајне промењљиве, јер није везан за функцију f(w), нити је везан за функцију $f_w(w)$ која је фиктивна. Овај параметар је везан за функције густине $f_Y(w)$ и $f_Z(w)$ и одражава њихов узајамни однос, а што се математички исказује као однос средњих садржаја популација ових хемијских елемената. Геолошка суштина односа две популације рудних елемената (олова и цинка) огледају се у односима њихових средњих садржаја, а ове популације су геолошке (реалне) у геолошким телима. Функције густине $f_Y(w)$ и $f_Z(w)$ су функције реалних геолошких популација олова и цинка, без обзира што се оне расподељују по односу њихових концентрација, која је фиктивна концентрација. Ове две функције густине имају једну заједничку тачку (где је њихова вредност изједначена). Као последица, јавља се поларизација у вредности интензитета поменутих функција густина, а које смо назвали поље преовладавања једног од два спрегнута хемијска елемента (сл. 20).

Сем радова аутора (В. О м а љ е в, 1980б, 1981а, 1981д, 1983е), до сада у литератури није било радова који настоје да проникну у суштину односа популација два хемијска елемента. Аутор је већ у првом раду (1980б) дошао до суштине односа ове две популације, дефинисањем новог параметра њиховог односа ($\hat{w}$). Том приликом је учињена омашка, јер је речено да ова врста хистограма није двојни хистограм, што је касније исправљено (В. О м а љ е в, 1981а, 1981д). Сада је тек учињен корак напред када је дефинисана фиктивна популација по односу два хемијска елемента, са такође фиктивном концентрацијом. Треба бити свестан чињенице да аутор још није успео да теоријски сагледа и образложи све могућности које пружа примена теорије вероватноће и математичке статистике (што ће бити тема наредних изучавања).

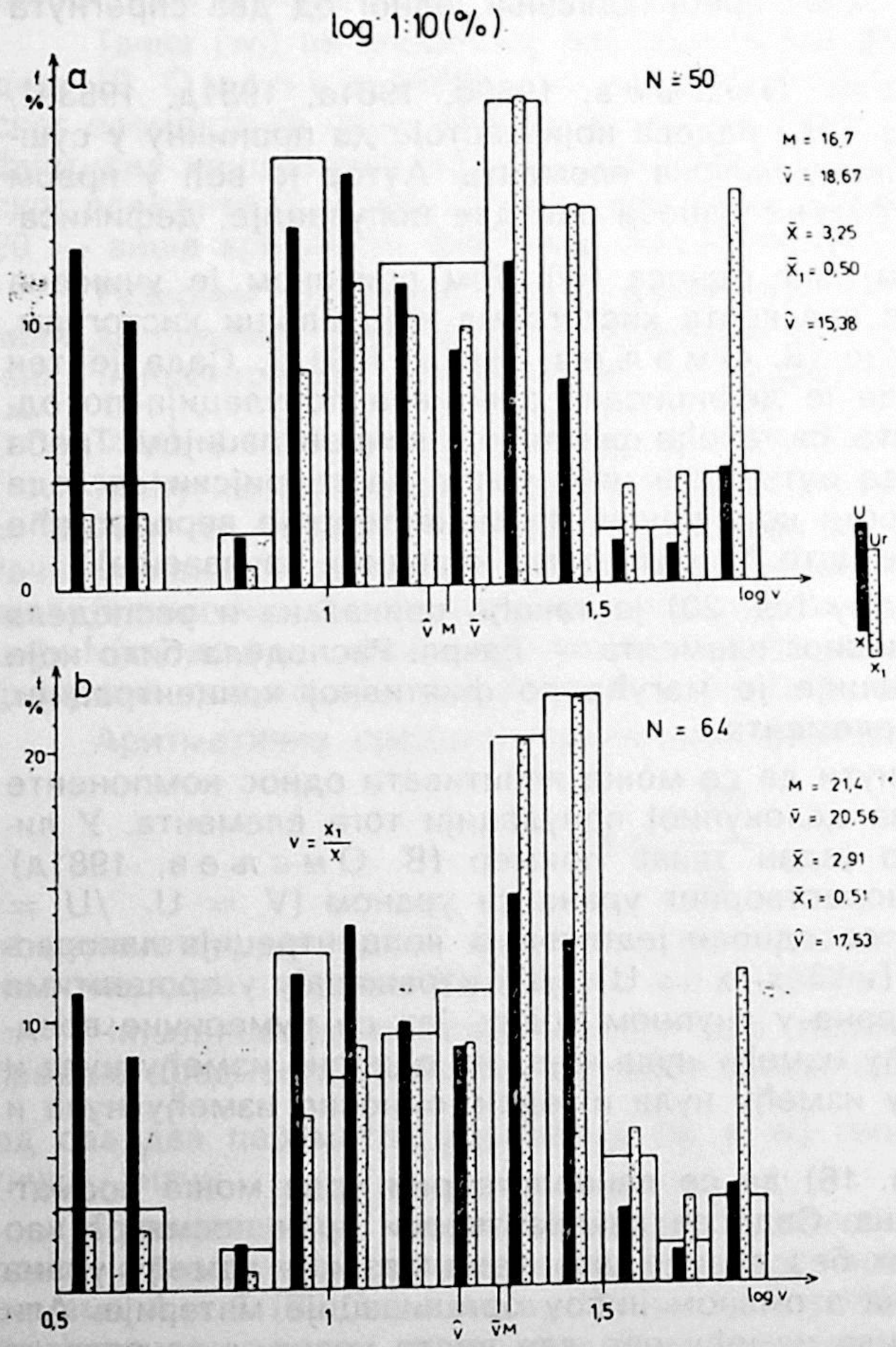
На двојном хистограму (сл. 20) је такође приказана и расподела популације потпуно независног елемента — бакра. Расподела било које геолошке (реалне) популације је могућа по фиктивној концентрацији, по односу два хемијска елемента.

Потребно је напоменути да се може испитивати однос компоненте хемијског елемента према целокупној популацији тога елемента. У литератури је описан само један такав пример (В. О м а љ е в, 1981д) расподеле по односу лакорастворног урана са ураном ($V = U_r/U = X_1/X$). У овом случају се односи јединичних концентрација лакорастворног урана са ураном ($v = x_1/x = U_r/U$) изражавају у процентима учешћа лакорастворног урана у укупном урану, јер се нумеричке вредности односа U_r/U крећу између нула и један, односно између нула и носи односа U_r/U крећу између нула и један, односно између нула и 100%.

Већ смо видели (сл. 16) да се лакорастворни уран може посматрати као компонента урана. Сада се лакорастворни уран посматра као посебан хемијски елемент без обзира што нема разлике између урана и лакорастворног урана на атомском нивоу организације материје. Али постоји геохемијска разлика између ове две врсте урана, а та разлика је изражена на минералном нивоу организације материје. Лакорастворни

уран се налази у секундарним минералима гранитоидних стена Цера (В. О м а љ е в, 1981д), а сингенетски део популације (тешкорастворна компонента урана) се налази у петрогеним минералима ових гранитоидних стена. Уран, као колективна геолошка популација се састоји из ове две парцијалне популације: сингенетског урана у петрогеним минералима и секундарног урана као популације која је постала у процесу алкално-метасоматских промена (метасоматска гранитизација примарних гранодиорита).

Двокомпонентни двојни хистограми расподеле урана и лакорастворног урана по односу њихових концентрација (сл. 21) је сличан претходном (сл. 20), разлика је само у томе што се у бројитељу налази подређен хемијски елемент ($v = x_1/x$) и зато се вредност овог односа бројно ограничава на јединицу (или 100%). То је последица што се жели нагласити да лакорастворни уран није потпуно независан хемијски елемент, већ је то компонента елемента урана.



Сл. 21 — Двокомпонентни двојни хистограми расподеле урана (U) и лакорастворног урана (U_r) по фиктивној концентрацији односа $v = U_r/U = x_1/x$, на примеру гранита Цера.
a) гранит c.s.
b) гранит

Fig. 21 — The two-component dual histogram of uranium (U) and easily-soluble uranium (U_r) distribution, versus the fictitious concentration of the ratio $v = U_r/U = x_1/x$, the example of granitic rocks of Cer.
a) Granite c.s.
b) Granite

На левој страни хистограма (сл. 21) налази се поље преовладавања урана (доминантног елемента), а на десној страни хистограма налази се поље преовладавања подређеног елемента (лакорастворног урана). Ова два поља дели тачка са вредношћу $\hat{v}$, која има специјално место на апсцисној оси. Параметар $\hat{v}$ је одговарајући параметру $\hat{w}$, разлика је само у инверзији доминантног и подређеног елемента у формулама (29) и (30).

Нормално, геолошке популације урана и лакорастворног урана имају своје средње садржаје, а такође и фиктивна популација односа ова два елемента има свој средњи садржај (аритметичка средина v).

Интересантно је да бројне вредности параметара ($\hat{w}$) и ($\hat{v}$) су мање од бројних вредности аритметичких средина. Разлика нумеричких вредности ових параметара је пропорционална величини интервала варијација јединичних концентрација једног од елемента.

БИОГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ

Досадашња посматрања и изучавања организације материје земљине коре односила су се само на минералну материју, која је организована у виду геолошких тела која су изграђена од минерала као макро-честица. Промена организације минералне материје врши се дејством спољних сила, а сама минерална материја се увек односи пасивно према тим променама, односно покорава се дејству физичко-хемијских закона. Ове промене се одвијају у геолошком времену и зато се стиче утисак да су геолошка тела „статична" у простору. Промене у организацији минералне материје у геолошком времену одвија се стално на атомском нивоу миграцијом микро-честица, то су геохемијске промене које условљава унутрашња енергија планете Земље, односно земљине коре. На самој земљиној површини врши се стални процес физичке деструкције стена као геолошких тела и формирања нових стена као нове организације материје.

Посматрањем минералне материје земљине коре „лице" Земље је статично, у кратким временским интервалима добија се утисак да нема никаквих промена у организацији минералне материје. Да би се промене уочиле, потребно је геолошко време.

Посматрањем са стране (са вештачких сателита), „лице" Земље је сасвим другачије, површина земље се стално мења у релативно кратким временским интервалима. Ове промене условљава постојање „живе" материје, која је веома различита од минералне (неживе) материје, жива материја обликује „лице" Земље. Свеукупност живе материје Земље назива се „биосфера".

Организацијом и функционисањем живе материје бави се биологија, а ми се овде ограничавамо на геолошки (геохемијски) аспект живе материје. Живи организми се налазе у сталној интеракцији са минералном материјом, доприносећи миграцији хемијских елемената у земљиној кори. Жива материја је неодвојива од неживе, минералне материје, а „лице" планете Земље је у потпуности моделирано дејством живе материје, тако да је оно специфично у Сунчевом систему, јер се Земља потпуно разликује од осталих малих планета поседовањем живе материје — биосфере.

БИОСФЕРА

Појам „биосфера“ потиче од познатог аустријског геолога Едварда Зиса (Eduard Suess, 1831—1914), који је 1875. у једној монографији о геолошкој грађи Алпа написао „На површини континената можемо издвојити самосталну биосферу“. Тако је неприметно (за савременике), уз појмове „хидросфера“ и „литосфера“ у литературу ишао термин „биосфера“, а по угледу на већ постојећи појам „атмосфера“. Дајући нови термин, Зис није дао никакав садржај појму биосфере, то је било „голо име“ (nomen nudum) које су други аутори произвољно употребљавали. Од 1911. године, термин биосфера почео је да користи В. И. Вернадски (А. В. Лапо, 1979).

Остаје чињеница да је за родоначелника појма биосфера то било једно од „лица Земље“, које је разликовало планету Земљу од свих других планета Сунчевог система.

Међутим, по подацима Јаншина (А. Л. Яншин, 1986), термин „биосфера“ је први употребио Жан Баптист Ламарк (Jean Baptiste Lamarck, 1744—1829) почетком XIX века, али је овом термину Зис први дао геолошки смисао. Б. С. Соколов (1986) наводи да је Вернадски овај термин узео од Зиса, али је по схватању био ближи Ламарку који је први употребио термин „биосфера“. Сам Вернадски (1983, с. 211) наводи да сферу живота у горњем земљином омотачу именује „биосфера“, онако како ју је назвао Е. Зис.

Вернадски (1954, 1960, 1983) је дао суштину и геолошки (геохемијски) значај појму биосфера, посматрајући живу материју као активни чинилац у миграцији материје земљине коре у смислу њене реорганизације. У току следећих пола века разрађују се идеје В. И. Вернадског и за многе идеје се налази документација у смислу доказа за процесе у земљиној кори који се сада називају „биогеохемијски процеси“.

Изучавање биосфере је веома обиман задатак, који ми не постављамо као наш задатак у оквиру ове монографије. У монографији излажемо само неке аспекте биосфере, који се односе на утицаје живе на минералну (неживу) материју земљине коре. При томе формулишемо да је наш основни задатак и циљ да дамо полазну идеју за формулисање „биогеохемијског поља“, као поља утицаја хемијских елемената у биосфери. При томе водимо рачуна о томе да је жива материја, односно живи организми, нешто потпуно специфично на планети Земљи и да она утиче на геолошку (геохемијску) средину у толикој мери да се Земља не може више посматрати нити изучавати без узимања у обзир утицаја биосфере на земљину кору. При томе водимо рачуна да је могуће да чинимо и неке грешке у обликовању мишљења о аспектима дејства живе материје на организацију минералне материје земљине коре, које не можемо сагледати у њиховој целокупности.

Биосфера је свакако специфична земљина геосфера, која се у основи карактерише присуством и делатношћу живе материје. У односу на друге земљине геосфере (литосфера, хидросфера, атмосфера), биосфера се не може једноставно, па често ни једнозначно, дефинисати у простору планете Земље. Жива материја прожима делове атмосфере, хидросфере и литосфере до нама непознатих граница, које се новим изучавањима стално померају.

Вернадски је указивао на важну особину биосфере, где постоје „поља постојања живота" и „поља стабилности живота". У пољу стабилности постоје услови за одржање живота, где ако и неки организми страдају одржавају се функције живота. У пољу постојања живота постоје услови не само за одржавање организама, већ и за њихово размножавање. Зато је биосфера област поља постојања живота и као таква она има своје реалне границе.

Савремена истраживања су потврдила да се живот одржава у целој хидросфери (до највећих дубина у океанским рововима); до око 70 km атмосфере има микроорганизама (бактерија), а такође бактерија има и у литосфери све до температуре око 100°C. Ови услови ограничавају поље постојања живота, односно биосферу.

Хемијски састав живе материје је специфичан и у основи различит од хемијског састава минералне материје земљине коре. При томе постоје и многе сличности, а то се првенствено огледа у доминантној улози кисеоника као једног од основних елемената минералне и живе материје.

Минерали као градивни елементи геолошких тела земљине коре су претежно силикати и силицијум је основни елемент који даје хемијску карактеристику геолошких тела земљине коре.

Минерали као градивни елементи геолошких тела земљине коре су претежно силикати и силицијум је основни елемент који даје хемијску карактеристику геолошких тела земљине коре.

Угљеник је основни хемијски елемент који даје хемијску карактеристику живе материје, а он је првенствено хемијски повезан са кисеоником и водоником. Битни хемијски елементи за живу материју су још азот, фосфор и сумпор; а затим следе Na, Ca, K, Si, Mg, Fe, Mn, Cl, J, Br, Cu, Zn, Co, Mo, Sr, Ba, Ni, Cr, Se, итд. Што је већи број хемијских елемената у посматрању, мања је хемијска разлика између минералне и органске материје.

Основна разлика између органске и минералне материје је у феномену живота, зато се за органску материју посебно акцентира да је она „жива" материја. То акцентирање је неопходно, јер се за многе материје у земљиној кори може рећи да су органске (или органогене) материје, али се за сваку не може рећи да је жива материја. Многе од ових органских материја биле су некад жива материја, а такође постоје органске материје које су постале абиогеним путем. Постоје методе лабораторијског (или индустријског) добијања органских материја хемијском синтезом, без учешћа живе материје. Сличне хемијске синтезе су могуће у природи, на земљиној кори, а и у Космосу. Познате су многе органске материје у природи за које је извесно да никад нису биле жива материја.

Жива материја је суперактивна материја у којој се веома убрзано одигравају процеси размене материје и енергије са околином. Неке хемијске реакције уопште не иду на нормалној (собној) температури и притиску, а у организмима се „нормално" одвијају. Тако масти и угљени хидрати се не могу оксидисати испод 450—500°C у природи, а у организмима оксидација тече при температури испод 37°C. У живој материји (која је пре свега карактеристична по беланчевинама којих нема ван организама) постоје органски катализатори, а за синтезу беланчевина то су „ферменти". Постоји мишљење да је живот могућ само уз учешће ферментних процеса, а биосфера се може дефинисати као „геосфера где је омогућен рад фермената" (А. В. Л а п о, 1979).

Размена материје са околином огледа се у храњењу живе материје (организама), са органском или минералном материјом; а као резултат живота јавља се излучивање непотребних (и штетних) материја из организама. Посебан вид размене материје је дисање, где се ова размена материја одвија непрестано посредством гасова. Посебан вид храњења је фотосинтеза, где се од минералне материје (CO_2, H_2O и други елементи и компоненте) посредством светлосне енергије Сунца синтетишу органске материје у живим организмима. Дисање је супротан процес, где се врши минерализација органске материје „сагоревањем", односно оксидацијом, уз стварање CO_2 и воде.

Најбитнија особина живе материје, односно организама, је размножавање; организми врше стални притисак на околину у смислу тежње за експанзијом у сваки „слободан" простор, без просторног ограничења. Из тих разлога долази до „мешања" организама, односно до стварања „биоценоза". Ограничавајући фактор у експанзији организама је недостатак хране, односно појаве ограничења у простору од стране других организама. Организми једу један другог, отимајући простор уз асимилацију материје других организама. На тај начин је успостављен биогеохемијски кружни процес у биосфери, који није затворен у потпуности. Степен затворености кружног процеса размене материје у биосфери достиже 90—98%, а то значи да 2—10% масе материје у биосфери излази из кружног биогеохемијског процеса, а то представља „улазна врата" за геологију, односно геохемијску средину.

Али геолошка (геохемијска) средина није само „излаз" за кружни биогеохемијски процес, већ је и „улаз" за њега. На тај начин је успостављена „животна" веза између минералне и живе материје у земљиној кори.

Обнављање укупне масе живе материје биосфере, у кружном биолошком процесу, је за око 8 година. Материја копнених биљака се обнавља за око 14 година, а у океану се биљна маса обнавља сваки дан. Видимо да је кружење материје у океану знатно брже, целокупна маса живе материје у светском океану обнавља се свака 33 дана. Измена слободног кисеоника у атмосфери врши се за неколико хиљада година, а угљендиоксида (CO_2) за само 6,3 године.

Вода је апсолутни геолошки (геохемијски) фактор који регулише постојање живе материје. У живој материји налази се пет пута више воде него у свим рекама земљине кугле (А. В. Л а п о, 1979) а за 5 до 6 милиона година фотосинтезом се „утроши" укупна маса воде светског океана.

Из изложеног се јасно види обим размене материје између живих организама биосфере и минералне материје земљине коре. Међутим, жива материја није само трансформатор минералне материје, већ је и „акумулатор" енергије у земљиној кори. После смрти организама долази до разлагања органске материје, која се делимично минерализује и она „предаје" своју биохемијску енергију минералном свету у облику геохемијске енергије. Ова геохемијска енергија се акумулира у земљиној кори, и у дубљим њеним деловима се претвара у геолошку енергију (топлоту). Ова компонента геолошке енергије у земљиној кори никако није занемарљива, а она доприноси геолошким процесима у земљиној кори (магматизам, метаморфизам, орогенеза).

Значајна је транспортна способност организама биосфере, а која делује супротно кретању материје под утицајем геолошких фактора (земљина тежа). Значајне масе материје у горњем делу земљине коре транспортују се супротно дејству земљине теже. Организми су значајно „транспортно" средство у природи које је способно да враћа материју супротно дејству земљине теже, из мора на копно (рибе које се мресте и угибају у рекама, морске птице, итд.), из дубљих делова земљине коре на површину (човек, организми који ријују, итд.). Такође је значајна транспортна способност премештања значајних маса материје приликом великих сеоба животиња, често на велика растојања која се мере хиљадама километара.

Отвореност биогеохемијског циклуса кружења материје доводи до акумулације биогене материје у геолошки великим количинама, у виду седимената који се стварају акумулацијом органске материје након смрти организама (каустобиолити, остаци скелета организама). Сем тога и излучевине организама стварају огромне масе седимената у светском мору, најчешће у виду карбоната.

Откриће хемосинтезе од стране С. Н. Виноградског (А. В. Лапо, 1979; Г. А. Заварзин, 1986) откривен је нарочити вид храњења микроорганизама на рачун минералне материје. Поред фотосинтезе, микроорганизми могу узимати енергију за синтезу органске материје на рачун оксидације минералних материја (амонијака у нитрите, нитрита у нитрате, сумпор, гвожђе, итд.). На тај начин могућа је синтеза живе материје без учешћа сунчеве светлосне енергије, што се и одиграва у деловима хидросфере и литосфере, наравно у геолошки ограниченом обиму који не може да се мери са обимом фотосинтезе као основног начина храњења организама на рачун минералне материје.

Способност организовања живе материје је задивљујуће велика, а ми не можемо бити сигурни да смо све о томе дознали. Управо ових година су откривене колоније живих организама у дубоким деловима океана, у зонама постојања савремених хидротермалних система, који доводе значајну количину материје и енергије из дубоких делова литосфере, односно горњег омотача.

За биосферу је значајна способност освајања новог животног простора, што се огледа у брзом освајању магматских стена као животне средине након њене кристализације. То су цианобактерије, које прве насељавају вулканске стене након вулканских ерупција. Тако после експлозије вулкана Кракатау (1883. године) после три године ове вулканите

су освојиле цианобактерије, а то је посматрано и после стварања острва Суртсеј код Исланда 1963. године (А. В. Л а п о, 1979). Цианобактерије су били први организми који су поново освојили атол Бикини након опитне експлозије хидрогенске бомбе 1952. године. Ове бактерије су способне да живе и у нуклеарним реакторима.

Механизам кретања материје и енергије у живој материји није само земаљски, већ је и космички. Енергија са којом располаже жива материја космичког је порекла, то је светлосна енергија Сунца која се трансформише у хемијску енергију преко фотосинтезе зелених биљака. Даља трансформација ове енергије кроз процесе минерализације посмртних остатака организама је усмерена у геолошком смеру у виду геохемијске енергије. Многи минерали играју улогу „акумулатора" космичке енергије Сунца у земљиној кори, а ова се енергија ослобађа у геохемијским процесима. Биогеохемијски процеси се одигравају у биосфери, а геохемијски процеси као наставак ових активности нису ограничени јер се могу простирати на целу земљину кору.

Сумарни ефекат геохемијске делатности организама за целу геолошку историју Земље је веома велики. В е р н а д с к и је први разматрао ову делатност и његова је заслуга да се биогеохемијски процеси посматрају сумарно у току целокупне геолошке историје земљине коре. На основу података из литературе, А. И. П е р е л ь м а н (1975) износи да је продукција органске материје за последњу милијарду година за десет пута већа од целокупне масе земљине коре. Без обзира што је маса органске материје биосфере као жива материја константна и износи само 0,00001% од масе минералне материје земљине коре, у току геолошке историје укупна продукција органске материје је многоструко већа од масе минералне материје. Оваква разматрања упечатљиво илуструју огромну улогу живе материје у организацији минералне материје земљине коре.

Жива материја непрестано и интензивно врши размену материје и енергије са околном минералном материјом, учествујући у геохемијским процесима миграције атома хемијских елемената. На тај начин је жива материја непосредно и нераскидиво везана за геохемијску средину у земљиној кори као њен неотуђиви део. Жива материја је геолошко-геохемијски фактор специфичан само за планету Земљу, за разлику од свих осталих нама познатих планета Сунчевог система. Ову грану геохемије, која изучава историју атома елемената који учествују у животној активности биосфере, В е р н а д с к и је назвао „биогеохемија". Биогеохемијски процеси су стално присутни у земљиној кори, а то је разлог што сматрамо да треба дефинисати биогеохемијско поље.

На почетку геолошке историје Земље на њеној површини су владали изразито редукциони услови. У таквим условима преовлађује механичко распадање стена, хемијска компонента површинског распадања стена била је занемарљива (за већину хемијских елемената). Прве седиментне стене биле су претежно кластичне стене, где је првобитна геохемијска природа стена била у основи незнатно прерађена.

У таквим редукционим условима поникао је живот на планети Земљи. В е р н а д с к и није дозвољавао дискусију о постанку живота на Земљи, сматрајући да то питање постанка није научно питање, већ

је то филозофско и религиозно питање. Он констатује да не постоји геолошка епоха развоја Земље без учешћа живота на њој. Стварно, на самом почетку геолошке историје Земље (пре око 3,8 милијарди година) живот постоји (или је тек постао) на Земљи, модерне методе детекције животне активности свакодневно померају границу учешћа живота на Земљи, све до самог почетка геолошке историје наше планете.

На почетку геолошке историје Земље на њој су владали посве другачији услови. Атмосфера је по саставу била другачија, у њој је доминантан састојак био CO_2 (уз учешће редуктора — CO, H_2S, NO, и других као што је то сада на планети Венери где је учешће CO_2 око 96%). Температура на површини Земље је била веома висока, било због латентне топлоте Земље која је „пробијала" кроз релативно танку земљину кору, било због ефекта „стаклене баште" због високог учешћа CO_2 у праатмосфери Земље. Природна радиоактивност на земљиној површини је такође била веома висока, непримерно виша него што је сада. У таквим условима (висока температура и притисак, висока радиоактивност, изразито редукциони услови средине) поникао је живот.

Ми смо навикли да живот посматрамо као типично з е м а љ с к у појаву, али је веома могуће да је то много шира, значи к о с м и ч к а појава. Нередко су ницале хипотезе о „панспермији", о преношењу „клица" живота кроз космички простор, да би се развиле у „живу материју" на погодним за живот планетама. Уверење В е р н а д с к о г о „геолошкој вечности биосфере" добија своје објашњење, ако би жива материја (живот) био космичка појава. Чињеница је да се у Космосу налазе органске материје, али се до сада то није могло тумачити као налазак, или као продукт живе материје. С о к о л о в (1986) такође износи податке који иду у прилог мисли В е р н а д с к о г о геолошкој вечности живота, износећи могућности да то може бити и космичка појава. Остаје чињеница да се животна активност одвија у целокупној геолошкој историји Земље, а сада се не може ништа одређено рећи о „постанку живота", било на Земљи, било негде у Космосу.

Битна карактеристика живе материје је фотосинтеза, где се посредством сунчевог зрачења врши синтеза органске материје из угљендиоксида и воде. Као нуспроизвод је постанак слободног кисеоника у атмосфери Земље, кога сада има око 21 вол. %.

Постанком слободног кисеоника у земљиној атмосфери настали су посве другачији услови на земљиној површини. Сада долази до оксидације стена приликом површинског распадања, а то значи да се материја том приликом толико прерађује да више не личи на првобитну материју стена из које је настала. Стварају се нови минерали, који су у ранијој геолошкој историји Земље били непознати, јер је била геохемијски немогућа њихова генеза. Ту долазе глине, карбонати, сулфати и друге активне материје, не рачунајући ону најактивнију, живу материју биосфере.

Сада се на Земљи јавља оксидационо-редукциона зоналност, која је основна карактеристика планете Земље.

У минералној материји земљине коре присутни су „трагови прошлости биосфере", које је први уочио и дефинисао В. И. В е р н а д с к и (А. В. Л а п о, 1979). Ти трагови прошлости биосфере су минерали и њи-

хови агрегати — стене, који би били непознати (немогући) без учешћа живе материје у обликовању организације материје земљине коре. То су пре свега каустобиолити (угаљ, нафта, битуминозне стене, гасовити угљоводоници), затим карбонатне стене које су веома распрострањене у земљиној кори. Све глиновите стене (укључујући у различита земљишта) су такође трагови прошлости биосфере, а њихово количинско учешће је доминантно на земљиној површини, а да и не говоримо да је то природна животна средина виших организама (биљака, а после и животиња, па и човека). Уопште се сада не може ни за једну већу групацију стена у земљиној кори (изузимајући оне стене које непосредно воде порекло из горњег омотача) рећи да за свој постанак не дугује, бар извесним делом, животној активности биосфере. Ту укључујемо и гранитоидне стене јер процес диференцијације материје земљине коре који води у „гранитизацију" пролази и кроз егзогене услове и зато је прожет биохемијским дејством биосфере. Гранитоидних стена нема на другим малим планетама (земљине групе), а то је посредан доказ да је гранитизација земљине коре процес који је најуже повезан са постојањем биосфере.

Највећи број стена као трагова животне активности биосфере су сада геолошка тела земљине коре, и она се нормално изучавају у геолошким наукама, па и у геохемији. За неке од ових стена може се рећи да су биолошког постанка, па се може дати њихова биогеохемијска квалификација. Да би се ова проблематика довољно разјаснила, потребно је учешће већег броја компетентних специјалиста. Овај рад сматрамо само за иницијативу да се приђе дефинисању биогеохемијске средине, као специфичног дела геохемијске средине.

Организација живе материје биосфере се изучава у биологији, а ова материја за нас је утолико интересантна уколико је укомпонована у грађу земљине коре. Утицај живе материје је највећи у размени материје и енергије са околном минералном геохемијском средином и огледа се у биогеохемијским процесима који доводе до миграције хемијских елемената. Ови процеси су веома усиљени у живој материји, неки процеси су убрзани више десетина и стотина пута, а неки процеси би били немогући без учешћа живе материје биосфере.

Међутим, нас највише интересује материја земљине коре, која је нежива без обзира што је неки њен део био некада жива материја. Наша је тежња да дефинишемо биогеохемијско поље као поље утицаја хемијских елемената у биосфери, било да се ради о живој или неживој материји биосфере, односно земљине коре (и биосфера као геосфера припада земљиној кори). То значи да треба дефинисати биолошке и биогеохемијске популације.

Наредни текст треба схватити као идеју да се дефинише биогеохемијско поље, на основу које треба још много радити да би се дошло до оптималне теоријске основе ове веома значајне научне материје.

БИОЛОШКА ПОПУЛАЦИЈА

Биолошка популација се односи на организацију живе материје биосфере, то је негеолошка сфера изучавања, без обзира што је жива материја такође једна од форми организације материје земљине коре. Због изузетности феномена живота као једне од нама недокучивих целокупности (чију суштину живота ми још ни близу нисмо схватили), жива материја се по правилу посебно посматра и изучава као специфика природе.

Жива материја је у принципу организована на исти начин као и минерална материја.

На микро-нивоу посматрања организације, жива материја је организована од атомских микро-честица. Кључну улогу у овој организацији игра елемент угљеник, без кога нема организације материје која би могла да буде жива. Карактеристика организације живе материје на атомском нивоу је тотална флексибилност, жива материја живи захваљујући непрестаној промени структуре, кроз процесе миграције који се називају „храњење" и „дисање" основних ћелија у структури живе материје која заправо живи. Када се једном прекине сукцесија непрестане миграције микро-честица ова материја умире и одмах се распада.

Основна јединица („честица") живе материје у макро-свету назива се о р г а н и з а м, организам је заправо жив систем који функционише као „жива материја". Организам као макро-честица је физички одељен од околне минералне или органске средине и он постоји само док је жив. Након смрти организам се веома брзо дезинтегрише, и на крају се распада и минералише.

Величина организама је веома различита, почев од вируса као честица које су на граници живе и неживе материје (вируси су живи само у другој живој материји), па преко микроорганизама различите величине једноћелијски организми), па до сложених вишећелијских организама различите величине. Највећи сада живећи организми су четинари (секвоја) и китови.

Скуп организама исте врсте називамо биолошка популација. Биолошка популација је негеолошка популација, али се у погодној прилици и она може искористити за изучавање расподеле хемијских елемената у живој материји биосфере.

БИОГЕОХЕМИЈСКА ПОПУЛАЦИЈА

Биогеохемијска популација се односи на форму организације органске материје биосфере, која у том моменту није жива материја (без обзира да ли је та материја била жива или није, у догледној прошлости).

Потребно је направити разлику између органске и органогене материје у биосфери, односно у земљиној кори. Органска материја су ос-

таци живе материје који нису минералисани у толикој мери да је прекинута непосредна веза са живом материјом биосфере. Сада нисмо у стању да то прецизније дефинишемо, а као пример наводимо акумулацију умрле органске материје у облику наноса (опало лишће које се годинама накупља, тресет и слично).

Органогена материја представља остатке живе материје или животне активности биосфере, а која је у толикој мери минералисана да је сада постала саставни део минералне материје земљине коре. Такође, сада нисмо у стању да то најпрецизније дефинишемо, потребно је да се у дефинисање укључи већи број компетентних специјалиста. Као пример, то би била материја у форми угљева, нафте и слично, или у форми органских остатака скелета животиња (корали, мекушци, и слично).

Органску и органогену материју можемо испитивати као и сваку другу минералну (неживу) материју, а то би био биогеохемијски аспект посматрања и изучавања специфичних геолошких творевина биосфере земљине коре. Ове геолошке творевине се могу дефинисати и као ,,геолошка тела" биосфере. При томе се служимо потпуном аналогијом са начином посматрања и изучавања организације материје земљине коре, без обзира што постоји извесна специфика у биогеохемијском аспекту ове организације материје биосфере.

Биогеохемијска изучавања расподеле хемијских елемената у органској и органогеној материји биосфере изводимо експериментом о п р о б а в а њ а. Јединица експеримента је п р о б а, која је потпуни аналог геохемијској проби.

Већ смо раније видели да је проба, у општем случају, јединична величина, која има јединичну запремину (v), јединичну масу материје пробе (q), јединичну масу изучаваног хемијског елемента (X) и јединичну концентрацију (x). Особине пробе као јединичне величине су обрађене у одговарајућем поглављу и нећемо понављати математичке и друге дефиниције, већ ћемо се само на њих позивати.

Потребно је напоменути да се ова разматрања односе и на пробе које би биле узете из организама након њихове смрти, а најчешће у форми одређених органа (нпр. лист, корен или неки други део биљака; јетра или неки други орган животиње).

Скуп проба одређене врсте конкретних ,,геолошких" тела биосфере чине б и о г е о х е м и ј с к у п о п у л а ц и ј у статистичког узорка.

Као последица теореме 1, у статистичком узорку конкретног дела биосфере (која је предмет изучавања), имамо две биогеохемијске популације, које се такође могу сматрати и за геолошке популације:

1) Биогеохемијска (геолошка) популација јединичних маса материјала пробе (q).

2) Биогеохемијска (геолошка) популација јединичних маса изучаваног хемијског елемента у проби (X).

Као што је из наведеног видно и за биогеохемијске популације важи принцип ,,двојне природе геолошке случајне променљиве" (В. О м а љ е в, 1985б).

Јединична концентрација, на основу теореме 1, је „векторска" величина и „вектор" јединичне концентрације (x) је управан на површину „геолошког" тела биосфере, са усмерењем у супротну страну. Као што видимо, постоји потпуна аналогија између јединичних величина биогеохемијске и геохемијске пробе. То конкретно значи да је формирано поље утицаја ових „вектора" јединичних концентрација (по теореми 10 и дефиницији 3), а то поље називамо „биогеохемијско поље".

ПАРАМЕТРИ И КОЕФИЦИЈЕНТИ БИОГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

На основу поставки теореме 10, јединичне концентрације хемијских елемената у биогеохемијским пробама су параметри биогеохемијског поља. Постоји потпуна аналогија између параметара геохемијског и биогеохемијског поља, то је у основи еквивалентно поље утицаја „вектора" јединичних концентрација изучаваних хемијских елемената у некој оконтуреној запремини, а која је испуњена минералном или органском или органогеном материјом.

На основу ове аналогије, предлажемо да се дефинишу и други параметри и коефицијенти биогеохемијског поља, на потпуно исти начин као и код геохемијског поља. Структура биогеохемијског поља је иста као и структура геохемијског поља, која је приказана на сликама 2 и 3.

Средња вредност јединичних концентрација у статистичком узорку је основни параметар биогеохемијског поља, а то је средња вредност (средњи садржај) геолошке (сада биогеохемијске) случајне променљиве.

Аутор је раније предложио (В. Омаљев, 1983а, 1983б) да се средњи садржај хемијског елемента у биогеохемијском статистичком узорку именује термином „биогеохемијски фон" (сходно дефиницији 4).

Дефиниција 12: Биогеохемијски фон (x_{bg}) је средњи садржај биогеохемијске популације хемијског елемента.

Аналогно геохемијском фону, биогеохемијски фон се такође може посматрати зависно од степена организације материје биосфере, а рангование би у принципу било исто као и за геохемијски фон.

Већ смо раније били предложили (В. Омаљев, 1983а, 1983б) да се глобални биогеохемијски фон именује термином „вернадски", у част Владимира Ивановича Вернадског.

Рангови биогеохемијског фона су следећи:

1) Глобални биогеохемијски фон — вернадски (за земљину кору у целини, за различите типове земљине коре у целини).

2) Сегментни биогеохемијски фон (за поједине сегменте земљине коре, односно за њихове биосфере).

3) Регионални биогеохемијски фон (за регионе биосфере који одговарају металогенетским појасевима, провинцијама и зонама, односно рудним рејонима и рудним пољима).

4) Локални биогеохемијски фон (за биосферу појединих локалности).

Овај предлог је потпуно у складу са степеновањем геохемијског фона.

Познато је да је и геохемијска рејонизација земљине коре у суштини веома слична (готово иста) као и металогенетска рејонизација. Петролошка рејонизација је основа за геохемијску рејонизацију и зато нема битних разлика између ње и металогенетске рејонизације. Металогенетска рејонизација се такође ослања на геотектонску рејонизацију у највећој мери, разлике су у основи субјективне природе (када се део једне геотектонске јединице припоји некој другој металогенетској јединици, често имена друге геотектонске јединице).

Расподела хемијских елемената у „геолошким" телима биосфере или у популацијама живе материје (биолошким популацијама) је у основи сличнан као и у геолошким телима земљине коре. То значи да су могуће аномалије у концентрацијама хемијских елемената, које у већој или мањој мери одступају од највероватнијих концентрација. Биогеохемијске аномалије су по правилу везане за акумулације хемијских елемената у живој, органској или органогеној материји биосфере. Постоји интерес да се упознају и оцене величине и значај ових биогеохемијских аномалија.

Као меру акумулације, односно расејавања хемијских елемената у биосфери, а у односу на хемијски састав минералне материје непосредне околине (животне средине), раније је предложено (В. Омањев, 1983а, 1983б) увођење коефицијента концентрације (по аналогији са осталим коефицијентима концентрације наведеним раније), кога називамо именом Вернадског.

Дефиниција 13: „Коефицијент концентрације Вернадског" је однос вредности биогеохемијског фона (x_{bg}) са геохемијским фоном (x_g) одговарајућег ранга:

$$Kv = \frac{\bar{x}_{bg}}{\bar{x}_g} \tag{36}$$

Коефицијент концентрације Вернадског на глобалном нивоу Земље је однос нумеричких вредности „вернадски" са „кларком":

$$Kv_g = \frac{vernadski}{klark} = \frac{\bar{x}_{bgv}}{\bar{x}_c} \tag{37}$$

Коефицијент концентрације Вернадског има особине критеријума биогеохемијске специјализације биогеохемијских популација, у односу на карактеристичне хемијске елементе.

ПРИМЕР СТАТИСТИЧКЕ ОБРАДЕ СТРУКТУРЕ ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

Ради демонстрације статистичке обраде структуре геохемијског поља дајемо пример једног геолошког тела као двокомпонентног система, где су компоненте два елемента, „X“ и „Y“. Статистичка расподела ових елемената по њиховим концентрацијама није предмет овог примера, а ова расподела се само обрађује у толикој мери колико је то потребно да илуструје рељеф геохемијског поља са својим параметрима.

Напомињем да се у овом примеру не ради о конкретном геолошком телу, ово геолошко тело је замишљено само да послужи овом примеру (сл. 22 и сл. 23). Исто тако не ради се о конкретним хемијским елементима, елементи су такође замишљени, зато их називамо само „елемент X“ и „елемент Y“ (овај елемент није хемијски елемент итријум). За разлику, ове елементе не зовемо „хемијски елементи“, јер они то нису, без обзира што се у примеру мисли на аналоге хемијским елементима.

Аутор је до сада обрађивао геохемијску расподелу елемената по њиховим концентрацијама и о овим испитивањима постоји бројна литература (В. О м а љ е в, 1977, 1978, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1985). Просторна, односно површинска и линијска, расподела хемијских елемената до сада није била предмет изучавања аутора, а у литератури се о геохемијском пољу углавном теоретски расправља. Аутор је само делимично обрађивао конкретну расподелу хемијских елемената помоћу геохемијског поља (В. О м а љ е в, 1982б, 1982в, 1985ђ), најчешће помоћу математичке форме приказа рељефа геохемијског поља двојним хистограмима. До сада нисмо приказивали рељеф геохемијског поља топографски и зато немамо примера у литератури на који би се позивали.

Предпоставимо да је петролошки састав овог замишљеног геолошког тела кисела магматска стена (гранитоид). За ове замишљене елементе треба такође измислити и њихове средње садржаје: за земљину кору у целини и за киселе магматске стене земљине коре (глобални геохемијски фон — кларк):

	Zemljina kora	Kisele magmatske stene	
Element »X«	3,5	4,0	(ppm)
Element »Y«	15	20	(ppm)
Fiktivni element »A = X + Y«	18,5	24	(ppm)
Fiktivni element »W = Y/X« $\hat{w}$	4,286	5,000	

3,5 / 9	4 / 9	5 / 12	5 / 13	4,5 / 14	3,6 / 16	3,6 / 22	3,6 / 28	3,6 / 28	3,6 / 22	3,6 / 18	3,6 / 13	3,6 / 12	4 / 13	4,5 / 18	5 / 22	6 / 25	7 / 28	9 / 34	12 / 34
3,5 / 9	4,5 / 10	6 / 12	7 / 14	6 / 15	5 / 15	4 / 17	4 / 20	4,5 / 19	5 / 16	6 / 15	6 / 14	6 / 14	7 / 15	7 / 17	6 / 19	6 / 20	6 / 25	7 / 28	8 / 34
3,5 / 11	4 / 12	6 / 18	8 / 30	7 / 40	6 / 30	5 / 22	5 / 20	6 / 19	6 / 20	7 / 20	9 / 22	12 / 30	14 / 38	12 / 34	11 / 30	7 / 22	6 / 22	6 / 22	6 / 25
3,5 / 12	3,6 / 15	5 / 25	7 / 55	7 / 160	6 / 55	6 / 28	7 / 25	8 / 25	12 / 30	13 / 45	14 / 60	18 / 72	28 / 105	18 / 75	14 / 40	9 / 28	6 / 20	5 / 18	2,4 / 16
3,5 / 11	3,6 / 18	4,5 / 25	5 / 50	6 / 110	6 / 120	7 / 38	7 / 30	14 / 38	18 / 60	27 / 135	34 / 170	44 / 185	86 / 260	38 / 155	21 / 60	12 / 38	7 / 20	5 / 15	3,6 / 14
2,6 / 11	3 / 20	3,6 / 22	4,5 / 30	5 / 50	6 / 65	7 / 34	11 / 34	15 / 45	29 / 70	52 / 300	180 / 580	460 / 400	820 / 520	300 / 205	36 / 80	13 / 40	7 / 22	4,5 / 14	3,6 / 13
3,5 / 12	3 / 15	3,6 / 16	3,6 / 19	4,5 / 28	6 / 30	7 / 38	12 / 34	19 / 60	60 / 270	680 / 680	240 / 2200	72 / 1150	110 / 850	40 / 230	19 / 125	12 / 45	6 / 20	4 / 15	3,6 / 12
2,6 / 11	3 / 12	3,6 / 14	4 / 15	4 / 16	5 / 22	7 / 28	11 / 38	15 / 70	24 / 220	48 / 340	39 / 1800	30 / 750	26 / 450	22 / 195	15 / 70	9 / 38	6 / 18	3,6 / 13	3,6 / 12
2,6 / 10	3,6 / 11	6 / 11	6 / 13	4 / 14	4,5 / 18	6 / 25	8 / 38	12 / 60	15 / 150	19 / 310	25 / 430	33 / 350	28 / 280	18 / 90	12 / 55	7 / 28	5 / 17	3,6 / 13	3,5 / 14
2,6 / 9	3 / 8	3,6 / 8	3,6 / 11	3,6 / 13	4 / 16	5 / 22	7 / 30	9 / 50	12 / 90	14 / 130	15 / 215	18 / 100	16 / 60	13 / 50	8 / 30	6 / 19	4,5 / 15	3 / 16	3 / 17
2,4 / 8	2,6 / 7	2,6 / 7	2,6 / 8	3,5 / 12	3,6 / 15	4,5 / 18	5 / 28	6 / 45	7 / 50	10 / 70	13 / 65	14 / 55	13 / 45	10 / 28	7 / 22	6 / 14	4 / 13	3 / 17	3,6 / 18
2,4 / 9	3,6 / 8	3,6 / 8	2,6 / 11	3 / 13	3,6 / 15	4 / 19	4,5 / 28	5 / 38	6 / 40	7 / 45	10 / 38	12 / 30	11 / 25	7 / 20	6 / 15	5 / 14	3,6 / 13	3 / 14	3 / 18
2,6 / 10	2,4 / 11	2,4 / 12	2,6 / 14	3,5 / 15	3,6 / 17	4,5 / 25	4,5 / 38	5 / 40	6 / 45	7 / 40	8 / 34	13 / 28	15 / 22	7 / 17	6 / 14	4,5 / 12	3,6 / 11	3 / 12	3,6 / 14
3,5 / 10	2,6 / 11	2,4 / 18	2,6 / 22	3,6 / 20	5 / 19	9 / 38	6 / 55	6 / 75	6 / 210	7 / 70	7 / 50	10 / 25	11 / 19	6 / 15	5 / 14	4 / 12	3 / 9	2,6 / 10	2,6 / 13
2,6 / 9	2 / 11	2 / 13	3 / 16	5 / 17	7 / 30	14 / 60	11 / 165	7 / 330	6 / 940	7 / 290	9 / 80	12 / 30	8 / 18	6 / 15	4,5 / 16	3,6 / 11	2,6 / 9	2,4 / 10	2,4 / 13
2,6 / 7	2 / 8	1,9 / 11	3 / 15	4,5 / 18	6 / 34	10 / 65	12 / 250	8 / 610	7 / 1400	9 / 380	15 / 180	11 / 50	7 / 18	5 / 16	3,6 / 17	3 / 11	2,4 / 10	3,6 / 11	3,6 / 13
3,5 / 7	2 / 7	1,9 / 10	2,6 / 13	3,6 / 19	5 / 34	6 / 65	7 / 140	7 / 320	7 / 480	7 / 240	9 / 100	7 / 40	6 / 19	4,5 / 15	3,6 / 14	2,6 / 12	2,4 / 11	3,6 / 12	3,6 / 14
2,6 / 7	2 / 7	1,9 / 10	2 / 13	3 / 19	3,6 / 30	5 / 60	6 / 115	8 / 175	12 / 190	8 / 145	7 / 60	6 / 30	5 / 19	3,6 / 17	3 / 14	2 / 15	2,4 / 15	3 / 14	3,6 / 15
2,6 / 7	2,4 / 8	2 / 12	1,9 / 14	2,6 / 19	3 / 28	4 / 45	6 / 55	12 / 55	14 / 75	11 / 55	6 / 38	6 / 28	4,5 / 18	3,6 / 16	2,6 / 22	1,8 / 28	2 / 34	3 / 22	3,6 / 18
3,5 / 9	3,6 / 11	3 / 12	1,8 / 15	2 / 25	2,6 / 28	3,6 / 34	6 / 38	12 / 34	17 / 38	13 / 28	9 / 25	5 / 22	3,6 / 17	3 / 15	2 / 20	1,8 / 25	1,8 / 34	2 / 20	2,4 / 17
3,5 / 10	3,6 / 12	3 / 14	1,8 / 19	1,8 / 34	2,4 / 28	3,6 / 28	5 / 25	6 / 22	10 / 20	6 / 19	5 / 18	4,5 / 17	3,6 / 16	2,6 / 14	1,8 / 14	1,8 / 15	1,8 / 15	1,8 / 14	1,8 / 14
2,6 / 12	2,4 / 14	2 / 16	2 / 20	2 / 22	2,4 / 18	3 / 17	4 / 15	5 / 15	5 / 16	5 / 16	4 / 15	3,6 / 14	3 / 13	2 / 12	1,8 / 11	1,8 / 12	1,8 / 13	1,8 / 13	1,5 / 15
2,4 / 11	2 / 12	2 / 11	3 / 11	3 / 11	2,4 / 12	2,6 / 13	3,6 / 14	3,6 / 15	3,6 / 18	3,6 / 18	3 / 17	3 / 13	2,6 / 12	1,8 / 8	1,8 / 7	1,8 / 9	1,5 / 11	1,5 / 12	1,5 / 12
3,5 / 10	2,4 / 8	2 / 7	2 / 7	2 / 8	2 / 11	2,4 / 12	2,6 / 12	3 / 13	3 / 13	3 / 14	2,6 / 13	2 / 12	1,8 / 9	1,8 / 7	1,8 / 6	1,5 / 7	1,5 / 8	1,5 / 10	1,5 / 11
3,5 / 9	3,6 / 7	2,4 / 7	1,8 / 7	1,8 / 7	1,8 / 9	1,8 / 11	1,8 / 11	2,4 / 10	2,4 / 10	2,4 / 11	2,4 / 11	1,8 / 10	1,8 / 7	1,5 / 6	1,5 / 6	1,5 / 6	1,1 / 7	1,1 / 7	1,5 / 8
JEDINIČNE KONCENTRACIJE ELEMENATA x / y UNIT CONCENTRATIONS OF ELEMENTS														1,5 / 6	1,5 / 6	1,1 / 6	1,1 / 6	1,1 / 7	1,5 / 7

Сл. 22 — Карта проба (замишљеног геолошког тела).

Fig. 22 — The map of samples (of a fictitious geological body).

Изучавање структуре геохемијских поља ових елемената дајемо по утврђеном редоследу, за сваки елемент посебно, укључујући и фиктивна геохемијска поља збира (X + Y) и односа (Y/X). Форма рељефа геохемијских поља (укључујући и фиктивна) дата је топографски (геохемијске карте) и математички (двојни хистограми); док су параметри и коефицијенти геохемијских поља дати цифарски.

СТАТИСТИЧКИ УЗОРАК

Геолошке популације елемената „X“ и „Y“ у замишљеном геолошком телу гранитоидног састава су замењене геолошким популацијама истих елемената у једном статистичком узорку од 506 геохемијских проба (сл. 22 и 23). Предмет даљих изучавања геохемијске расподеле ових елемената изводи се на статистичком узорку, који је замена (репрезент) за геолошко тело. Као прво, поставља се проблем репрезентативности статистичког узорка да може да замени популације изучаваних елемената у геолошком телу.

Теоретски посматрано, за потпуну репрезентативност потребан је „бесконачно“ велик број проба у статистичком узорку, а то би постигли само у случају да сви минерали као макро-честице буду испитани, односно да само геолошко тело постане статистички узорак. Из практичних разлога, овакав услов је немогуће испунити.

Број геохемијских проба у статистичком узорку је битан елеменат репрезентативности, наравно уз услов једноликог распореда геохемијских проба у геолошком телу (у његовој запремини, односно по површини или профилу као линији испитивања). Репрезентативан статистички узорак треба да је довољно велик, по броју података (проба), уз испуњење осталих услова.

Проблем величине репрезентативног статистичког узорка тешко је дефинисати једнозначно (априорно), да би његова репрезентативност била задовољавајућа у свим случајевима. Сматрамо да је репрезентативност статистичког узорка релативна, зависно од заданог нивоу поузданости која се жели постићи при геохемијским испитивањима расподеле елемената математичко-статистичким апаратом.

Да би решио овај проблем, аутор је предложио (В. О м а љ е в, 1978а, 1982а, 1983г) да критеријум репрезентативности статистичког узорка буде релативна фреквенција јединичне масе материјала пробе ($q/\Sigma q$). Статистички узорак је довољно велик за одређени ниво осетљивости (тачности) ако је релативна фреквенција јединичне масе материјала пробе приближно једнака нули процената:

$$100\frac{q}{\Sigma q} = 100\frac{1}{N} \backsimeq 0\% \qquad (38)$$

12,5	13	17	18	18,5	19,6	25,6	31,6	31,6	25,6	21,6	16,6	17,6	17	22,5	27	31	35	43	48
2,571	2,25	2,4	2,6	3,111	4,444	6,111	7,778	7,778	6,111	5	3,611	3,333	3,25	4	4,4	4,167	4	3,778	2,333
12,5	14,5	18	21	21	20	21	24	23,5	21	21	20	20	22	24	25	28	31	35	42
2,571	2,222	2	2	2,5	3	4,25	5	4,222	3,2	2,5	2,333	2,333	2,143	2,429	3,167	3,333	4,167	4	4,25
14,5	16	24	38	47	36	27	25	25	26	27	31	42	52	45	41	29	28	28	31
3,143	3	3	3,25	5,714	5	4,4	4	3,167	3,333	3,857	2,444	2,5	2,714	2,833	2,727	3,143	3,667	3,667	4,167
15,5	18,6	30	62	167	61	34	32	33	42	58	74	90	133	93	54	37	26	23	18,4
3,429	4,167	5	7,857	22,857	9,167	4,667	3,571	3,125	2,5	3,461	4,286	4	3,75	4,167	2,857	3,111	2,333	3,6	6,667
14,5	21,6	29,5	55	116	126	45	37	52	78	162	204	229	346	193	81	50	27	20	17,6
3,143	5	5,556	10	18,333	20	5,43	4,286	2,714	3,333	5	5	4,205	3,023	4,079	2,857	3,167	2,857	3	3,889
13,6	23	25,6	34,5	55	71	41	45	60	99	352	760	860	1340	505	116	53	29	18,5	16,6
4,231	6,667	6,111	6,667	10	10,833	4,857	3,091	3	2,414	5,769	3,222	0,870	0,634	0,683	2,222	3,077	3,143	3,111	3,611
15,5	18	19,6	22,5	32,5	36	45	46	79	330	1360	2440	1222	960	270	144	57	26	19	15,6
3,429	5	4,444	5,278	6,222	5	5,429	2,833	3,158	4,5	1,000	9,167	15,972	7,727	5,75	6,579	3,75	3,333	3,75	3,333
13,6	15	17,6	19	20	27	35	49	85	244	388	1839	780	476	217	85	47	24	16,6	15,6
4,231	4	3,889	3,75	4	4,4	4	3,455	4,667	9,167	7,083	46,154	25	17,308	8,864	4,667	4,222	3	3,611	3,333
12,6	14,6	17	19	18	22,5	31	46	72	165	329	455	383	308	108	67	35	22	16,6	17,5
3,846	3,056	1,833	2,167	3,5	4	4,167	4,75	5	10	16,316	17,2	10,606	10	5	4,583	4	3,4	3,611	4
11,6	11	11,6	14,6	16,6	20	27	37	59	102	144	230	118	76	63	38	25	19,5	19	20
3,462	2,667	2,222	3,056	3,611	4	4,4	4,285	5,555	7,5	9,286	14,333	5,555	3,75	3,846	3,75	3,167	3,333	5,333	5,667
10,4	9,6	9,6	10,6	15,5	18,6	22,5	33	51	57	80	78	69	58	33	29	20	17	20	21,6
3,333	2,692	2,692	3,077	3,429	4,167	4	5,6	7,5	7,143	7	5	3,929	3,462	2,8	3,143	2,333	3,25	5,667	5
11,4	11,6	11,6	13,6	16	18,6	23	32,5	43	46	52	48	42	36	27	21	19	16,6	17	21
3,75	2,222	2,222	4,231	4,333	4,167	4,75	6,222	7,6	6,667	6,429	3,8	2,5	2,273	2,857	2,5	2,8	3,611	4,667	6
12,6	13,4	14,4	16,6	18,5	20,6	29,5	42,5	45	51	47	42	41	37	24	20	16,5	14,6	15	17,6
3,846	4,583	5	5,386	4,286	4,722	5,556	8,444	8	7,5	5,714	4,25	2,154	1,467	2,429	2,333	2,667	3,056	4	3,889
13,5	13,6	20,4	24,6	23,6	24	47	61	81	216	77	57	35	30	21	19	16	12	12,6	15,6
2,857	4,231	7,5	8,462	5,555	3,8	4,222	9,167	12,5	35	10	7,143	2,5	1,727	2,5	2,8	3	3	3,846	5,0
11,6	13	15	19	22	37	74	176	337	946	297	89	42	26	21	20,5	14,6	11,6	12,4	15,4
3,462	5,5	6,5	5,333	3,4	4,286	4,286	15	47,143	156,667	41,429	8,889	2,5	2,25	2,5	3,556	3,056	3,462	4,167	5,417
9,6	10	12,9	18	22,5	40	75	262	618	1407	389	195	61	25	21	20,6	14	12,4	14,6	16,6
2,692	4	5,789	5	4	5,667	6,5	20,833	76,25	200	42,222	12	4,545	2,571	3,2	4,722	3,667	4,167	3,056	3,611
10,5	9	11,9	15,6	22,6	39	71	147	327	487	247	109	47	25	19,5	17,6	14,6	13,4	15,6	17,6
2	3,5	5,263	5,0	5,278	6,8	10,833	20	45,714	68,571	34,286	11,111	5,714	3,167	3,333	3,889	4,615	4,583	3,333	3,889
9,6	9	11,9	15	22	33,6	65	121	183	202	153	67	36	24	20,6	17	17	17,4	17	18,6
2,692	3,5	5,263	6,5	6,333	8,333	12	19,167	21,875	15,833	18,125	8,571	5	3,8	4,722	4,667	7,5	6,25	4,667	4,167
9,6	10,4	14	15,9	21,6	31	49	61	67	89	66	44	34	22,5	19,6	24,6	29,8	36	25	21,6
2,692	3,333	6	7,368	7,308	9,333	11,25	9,167	4,583	5,357	5	6,333	4,667	4	4,444	8,462	15,555	17	7,333	5
12,5	14,6	15	16,8	27	30,6	37,6	44	46	55	41	34	27	20,6	18	22	26,8	35,8	22	19,4
2,571	3,056	4	8,333	12,5	10,769	9,444	6,333	2,833	2,235	2,154	2,778	4,4	4,722	5	10	13,889	18,889	10	7,083
13,5	15,6	17	20,8	35,8	30,4	31,6	30	28	30	25	23	21,5	19,6	16,6	15,8	16,8	16,8	15,8	15,8
2,857	3,333	4,667	10,556	18,889	11,667	7,778	5	3,667	2	3,167	3,6	3,778	4,444	5,385	7,778	8,333	8,333	7,778	7,778
14,6	16,4	18	22	24	20,4	20	19	20	21	21	19	17,6	16	14	12,8	13,8	14,8	14,8	16,5
4,615	5,833	8	10	11	7,5	5,667	3,75	3	3,2	3,2	3,75	3,889	4,333	6	6,111	6,667	7,222	7,222	8,333
13,4	14	13	14	14	14,4	15,6	17,6	18,6	21,6	21,6	20	16	14,6	9,8	8,8	10,8	12,5	13,5	13,5
4,583	6	5,5	3,667	3,667	5	5,0	3,889	4,167	5	5	5,667	4,333	4,615	4,444	3,889	5	7,333	8	8
13,5	10,4	9	9	10	13	14,4	14,6	16	16	17	15,6	14	10,8	8,8	7,8	8,5	9,5	11,5	12,5
2,857	3,333	3,5	3,5	4	5,5	5	4,615	4,333	4,333	4,667	5,0	6	5	3,889	3,333	4,667	5,333	6,667	7,333
12,8	10,8	9,4	8,8	8,8	10,8	12,8	12,8	12,4	12,4	13,4	13,4	11,8	8,8	7,5	7,5	7,5	8,1	8,1	9,5
2,5	1,944	2,917	3,889	3,889	5	6,111	6,111	4,167	4,167	4,583	4,583	5,556	3,889	4	4	4	6,364	6,364	5,333
ZBIR JEDINIČNIH KONCENTRACIJA ELEMENATA (x+y) SUM OF UNIT CONCENTRATIONS OF ELEMENTS														7,5	7,5	7,1	7,1	8,1	8,5
KOLIČNIK JEDINIČNIH KONCENTRACIJA ELEMENATA (y/x) RATIO OF UNIT CONCENTRATIONS OF ELEMENTS														4	4	5,455	5,455	6,364	4,667

Сл. 23 — Карта проба (замишљеног геолошког тела), фиктивне јединичне концентрације елемената.

Fig. 23 — The map of samples (of a fictitious geological body), of the fictitious unit concentration of an element.

Нумеричка вредност релативне фреквенције јединичне масе материјала пробе нашег статистичког узорка (за N = 506) износи (по формули 38) 0,198%, а то дозвољава услов репрезентативности статистичког узорка на нивоу осетљивости статистичких испитивања 0%, ако је број података у статистичком узорку већи од 200 (тада је вредност једначине 38 0%). Овај статистички узорак је репрезентативан за најнижи ниво осетљивости статистичких испитивања.

Замишљамо да је геохемијско опробавање површине геолошког тела било по квадратној мрежи тачака (сл. 22). Било је 20 колона (вертикалних редова) и 25 хоризонталних редова тачака опробавања (на геохемијској карти), што износи 500 тачака (проба). У 21. реду узето је још 6 проба, тако да у статистичком узорку који представља основну геолошку популацију има 506 геохемијских проба.

Предпоставка је да је јединична маса материјала пробе (q) била приближно једнака (у пракси се ова маса не мери), а после припреме овог материјала добијена је једнака лабораторијска количина масе пробе за анализу. Приликом аналитичке одредбе јединичне концентрације елемената измерена је једнака количина јединичних маса сваке пробе, тако да се може применити формула (11), на основу које је бројна вредност јединичне масе сваке пробе једнака јединици.

У свакој проби мерењем су одређене јединичне масе елемената „X“ и „Y“, уз раније одређене јединичне масе пробе. Свака геохемијска проба има следеће јединичне величине:

1) Јединичну масу материјала пробе (q)
2) Јединичну масу првог елемента „X“ (X)
3) Јединичну масу другог елемента „Y“ (Y)

што се изражава у законским мерним јединицама за масу (килограм, односно изведена јединица грам).

На основу релација изражених једначинама (11) и (12) резултати аналитичке обраде геохемијских проба изражене су као јединичне концентрације елемената:

— јединична концентрација првог елемента „X“ (x)
— јединична концентрација другог елемента „Y“ (y)

што је изражено у изведеним јединицама за концентрацију масе, у форми 10^{-6} kg/kg, односно у изведеној јединици „ppm“.

Као последица теореме 1, у овом статистичком узорку постоје две геолошке популације, по обележјима мерења геохемијских проба, за сваки елемент:

За први елемент „X“:

— геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
— геолошка популација јединичних маса елемента „X“ (X)

За други елемент „Y“:

— геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
— геолошка популација јединичних маса елемента „Y“ (Y)

Јединична маса материјала пробе (q) заједничка је за оба елемента („X“ и „Y“), а то дозвољава да се овај систем посматра као више-

компонентни систем геохемијских проба, у коме постоје три геолошке популације по обележју мерења (q, X и Y).

Збир јединичних маса ова два елемента (X + Y = A) дају фиктивну јединичну масу (A) која се формално (математички) понаша као и реална јединична маса елемента (X или Y). Применом теореме 1 такође добијамо две геолошке популације у статистичком узорку:

— геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
— геолошка популација јединичних маса фиктивног елемента „A" (A)

Количник јединичних маса доминантног („Y") и подређеног („X" елемента (Y/X = W) дају фиктивну јединичну масу (W), која се такође формално (математички) понаша као и реална јединична маса елемента (Y или X). На основу теореме 1 у статистичком узорку такође постоје две геолошке популације:

— геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
— геолошка популација јединичних маса фиктивног елемента „W" (W)

Као што видимо, и фиктивни елементи имају заједничку јединичну масу материјала пробе (q), исто као и реални елементи.

Комплексно посматрање статистичког узорка као вишекомпонентног система доводи до дефинисања пет геолошких популација у њему, а на основу поставки теореме 1:

1) Геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q)
2) Геолошка популација јединичних маса елемента „X" (X)
3) Геолошка популација јединичних маса елемента „Y" (Y)
4) Геолошка популација јединичних маса фиктивног елемента „A = X + Y" (A)
5) Геолошка популација јединичних маса фиктивног елемента „W = Y/X" (W)

СТРУКТУРА ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА

„Вектори" јединичних концентрација сваког од изучаваних елемената, укључујући и фиктивне елементе, су формирани над пробама као јединичним запреминама, они су међусобно паралелни и имају вертикалан правац, са усмерењем на „горе", супротно од површине (или линије) геолошког тела.

Свака проба (јединична запремина v) има своје реалне координате у простору, или површини геолошког тела; а те координате се сада од-

носе на поменуте „векторе“ јединичних концентрација елемената (укључујући и фиктивне елементе). Интензитет „вектора“ јединичних концентрација ограничава простор дејстава, које зовемо „геохемијско поље“ одређеног елемента (укључујући и фиктивног), што је дато дефиницијом 3. Ови интензитети „вектора“ јединичних концентрација формирају спољну површину геохемијског поља, што се исказује као „рељеф геохемијског поља“.

Структуру геохемијског поља чине: а) рељеф геохемијског поља, б) интервал варијација „вектора“ јединичних концентрација, в) параметри геохемијског поља, и г) коефицијенти концентрација.

Изучавања геохемијске расподеле елемената методама математичке статистике своде се на изучавање (схватање) форме рељефа геохемијског поља. Већ смо напоменули да се рељеф геохемијског поља може приказати на: топографски (геохемијске карте) и математички (двојни хистограми) начин.

Приказ форме рељефа геохемијског поља је зависан од статистичке размере, која је дефинисана теоремом 3 (В. О м а љ е в, 1982а, 1983ђ) као однос јединице према геохемијској еквидистанци (1:geq).

Стандардизација статистичке размере је стандардизација геохемијске еквидистанце (geq), а која је дефинисана теоремом 9 (на сличан начин као и топографска еквидистанца).

Аутор је предложио строгу стандардизацију геохемијске еквидистанце (В. О м а љ е в, 1983ђ, 1986г), а по угледу на строгу стандардизацију топографске еквидистанце. Нумеричка вредност линеарне еквидистанце може бити само целобројна вредност (у одређеним димензијама концентрације), са обавезним почетком у нули као апсолутном минимуму.

Линеарна геохемијска еквидистанца представља оригиналну бројну вредност интервала између суседних изолинија концентрација елемента (на геохемијској карти), односно интервала класе на апсцисној оси (двојни хистограм). Стандардизација геохемијске еквидистанце је еквивалентна стандардизацији топографске еквидистанце, а то значи да ова бројна вредност мора бити одређена, најчешће као целобројна вредност (изузетно одређена децимална вредност). Линеарна статистичка размера (1:geq) се пише на уобичајени начин, као 1:1, 1:2, 1:5, 1:10, 1:20, 1:50, 1:100, ppm, ppb, или %. При томе је од највећег значаја да се ове вредности линеарне геохемијске еквидистанце броје обавезно од координатног почетка (од вредности „нула“).

Као пример ове стандардизације, за линеарну статистичку размеру 1:5 ppm могуће су вредности изолинија концентрација: 0, 5, 10, 15, 20, ppm (итд.); а искључене су друге могућности (не може бити изолинија 1, 6, 11, 15, 21, итд.; односно 2, 7, 12, 17, 22; односно 3, 8, 13, 18, 23, итд.; односно 4, 9, 14, 19, јтд.). Овај принцип је универзалан за све вредности геохемијске еквидистанце, стандардизација у оквиру статистичке размере дозвољава само једну комбинацију и то ону која почиње од „нуле“ као координатног почетка.

Геохемијска еквидистанца у логаритамским односима представља једнаке интервале на логаритамски трансформисаној апсцисној оси, где су оригиналне вредности природних бројева замењене њиховим логарит-

мима. На тај начин логаритамска геохемијска еквидистанца представља једнаке сегменте на логаритамској апсциси.

Особине логаритамски трансформисане апсцисне осе је да вредности „нула" оригиналних природних бројева одговара „минус бесконачно" на логаритамској апсциси. На тај начин немамо прави координатни почетак, већ морамо узети неку одређену вредност као замену за координатни почетак. Најповољније је да се као релативни координатни почетак узме почетак неке од „логаритамских декада".

Декадни логаритми имају својство да декадама природних бројева (када се децимални зарез помера за једно место) одговарају цели релативни бројеви логаритама, а то називамо „логаритамска декада". Логаритамске декаде представљају једнаке сегменте на логаритамски трансформисаној апсцисној оси, а тачке почетака логаритамских декада служе нам као „оријентири" на бесконачно великој логаритамској апсциси.

Логаритамска статистичка размера (1:log geq) пишемо симболом „log 1:1" у случају када логаритамска геохемијска еквидистанца обухвата целу логаритамску декаду. Уколико логаритамску декаду поделимо на два дела имамо логаритамску статистичку размеру „log 1:2". Даље поделе су: „log 1:5", „log 1:10", „log 1:20", итд.

Из практичних разлога фаворизујемо декадну логаритамску размеру „log 1:10" (ppm, ppb, %) као основну. У овом случају је логаритамска декада подељена на 10 једнаких делова (логаритамска геохемијска еквидистанца). Крупнија логаритамска статистичка размера је „log 1:5", а ситнија је „log 1:20".

На основу теореме 2. (В. О м а љ е в, 1982а, 1983д) јединичне масе материјала и елемената у проби су функције концентрације као геолошке независне променљиве, и то:

$$f(x) = m\frac{q}{\Sigma q} \qquad (39)$$

где је m — број података (проба) у класи геолошке случајне променљиве; а што се такође односи и на друге концентрације елемената, укључујући и фиктивне, као f(y), f(a), f(w), итд. Формула (39) представља функцију густине расподеле геолошке случајне променљиве по концентрацији једног елемента (x).

Функција густине јединичних маса елемента (укључујући и фиктивне), на примеру елемента „X" је:

$$f_X(x) = m\frac{X}{\Sigma X} \qquad (40)$$

а ова формула (40) се односи на све случајеве функција густина расподеле елемената, по концентрацији неког од елемената као независне геолошке променљиве. При томе се популација једног елемента може расподелити (бити функција) по концентрацији било којег другог елемента: нпр. $f_X(y)$, $f_Y(a)$, $f_X(w)$, итд.

Ове функције густине расподеле популација елемената (укључујући и фиктивне) могу се графички приказивати као:

— двојни полигон

— двојни хистограм

— двојни дијаграм кривих густина

Двојни хистограм је најједноставнији и најилустративнији начин графичког приказивања функција густина расподела елемената као геолошке случајне променљиве. Истина је да је двојни дијаграм кривих густина најтачнији облик приказивања ових функција, али израда двојних хистограма је практичнија форма овог приказа. У овом раду се искључиво служимо двојним хистограмом као формом приказа расподела геолошких популација елемената (зависних геолошких променљивих) по концентрацији једног од елемената (као независне геолошке променљиве).

ИЗБОР ГЕОХЕМИЈСКЕ ЕКВИДИСТАНЦЕ

Избор геохемијске еквидистанце истовремено представља и избор статистичке размере у којој ће се изводити статистичка испитивања геохемијске расподеле изучаваних елемената (укључујући и фиктивне). Већ смо напоменули да форма рељефа геохемијског поља, приказаног топографски или математички, зависи од статистичке размере и за упоређивање ових расподела статистичке размере морају бити исте. Из различитих разлога веома је чест случај да се статистичка испитивања геохемијске расподеле елемената изводе у различитим статистичким размерама, али се тада то увек мора нагласити.

Размотрићемо могућност да статистичка испитивања геохемијске расподеле ова два елемента и два фиктивна елемента обавимо у истој статистичкој размери.

Избор статистичке размере, односно геохемијске еквидистанце, зависи од интензитета варијација јединичних концентрација, односно од степена варијација рељефа геохемијског поља (варијације интензитета „вектора“ јединичних концентрација). Размотрићемо интервале варијација јединичних концентрација за испитиване елементе:

Вредности јединичних концентрација елемента „X“ крећу се од $x_{min} = 1{,}1$ ppm до $x_{max} = 820$ ppm, а то значи да је величина интервала варијација јединичних концентрација приближно једнака максималној концентрацији. Уколико би желели да рељеф геохемијског поља приказемо са приближно 30 изолинија концентрација (са 30 класа на апсцисној оси) вредност геохемијске еквидистанце би требало да је (820/30 = = 27,3 ppm) приближно 27 ppm, а то значи да би требало да узмемо стандардизовану вредност од 25 ppm. У овом случају би се у првој класи нашло 481 геохемијска проба, а то значи да би прва изолинија концентрације обухватила око 95% од геолошке популације јединичних маса материјала проба (q), а само 5% ове популације би приказивале рељеф

геохемијског поља (што обухвата само 25 проба). Видимо да је линеарна геохемијска еквидистанца неприкладна да изрази конфигурацију рељефа геохемијског поља на прегледан начин, због веома великог интервала варијација јединичних концентрација елемента „X".

Применом логаритамске трансформације независне геолошке случајне променљиве (log x) констатујемо да се поменути интервал варијација концентрација од 1 до преко 800 ppm налази у оквиру три логаритамске декаде (декадни логаритми са основом 10). Поделом сваке логаритамске декаде на 10 једнаких делова добијамо највише 30 класа, а то је управо број класа који смо желели да добијемо. Значи да за наш интервал варијација јединичних концентрација елемента „X" одговара логаритамска статистичка размера „ log 1:10" ppm.

Бројне вредности јединичних концентрација се замењују њиховим логаритмима, а ови бројеви као интензитети „вектора" јединичних концентрација формирају рељеф геохемијског поља у варијанти логаритамске трансформације. Ово логаритамски трансформисано геохемијско поље одражава геохемијску расподелу изучаваног елемента по логаритамском закону. То је законито „изобличење" рељефа геохемијског поља, а када се познаје закон трансформације („изобличења") могу се изводити геохемијска изучавања (схватања) расподеле елемената у изучаваном геолошком телу.

Логаритамска трансформација форме рељефа геохемијског поља своди се на ублажавања изразитих узвишења у овом рељефу, уз повећавања контрасности рељефа у пределу најнижих вредности јединичних концентрација елемента. Тако у случају елемента „X", уместо само једне изолиније концентрације у линеарној статистичкој размери 1:25 ppm (вредности 25 ppm) сада имамо 14 изолинија концентрација до вредности 25,1 ppm у размери „log 1:10" ppm.

Трансформисана (логаритамска) вредност геохемијске еквидистанце износи „log geq" = 0,1, а то значи да су нумеричке вредности логаритама изолинија концентрације 0,1; 0,2; . . . 0,9; 1,0; 1,1; итд. до вредности 2,9 (све нумеричке вредности једне логаритамске декаде дате су у табели 1).

Оригиналне вредности изолинија концентрација (антилогаритам поменутих вредности логаритамске геохемијске еквидистанце) се циклично понављају из логаритамске декаде у декаду, уз обавезно померање децималног зареза (В. О м а љ е в, 1983ђ). Из практичних разлога изолиније у логаритамској статистичкој размери обележавамо оригиналним вредностима концентрације, као независне геолошке променљиве. То је спроведено у овом примеру на приказаним геохемијским картама, где су изолиније концентрације у рељефу геохемијског поља дате у оригиналним вредностима (из табее 1), а њихов редослед је по логаритамском закону (слике 24, 25, 26 и 27).

Табела 1

Стандардизација логаритамске геохемијске еквидистанце различитих логаритамских статистичких размера (декадни логаритми). Нумеричке вредности концентрације (x), као геолошке независне променљиве, и њихови логаритми (log x) су граница класа на апсциси.

Table 1

Standardization of logarithmic geochemical equidistance within different logarithmic statistical scales (decade logarithms). Numerical values of concentration (x), as an independent geological variable, and their logarithms (log x) are boundary values of classes on the abscissa.

Статистичка размера: Statistical scale:	»log 1:40«	»log 1:20«	»log 1:10«	»log 1:5«
log x	x	x	x	x
1,000	10,000	10,000	10,000	10,000
1,025	10,592			
1,05	11,220	11,220		
1,075	11,884			
1,1	12,589	12,589	12,589	
1,125	13,335			
1,15	14,125	14,125		
1,175	14,962			
1,2	15,849	15,849	15,849	15,849
1,225	16,788			
1,25	17,783	17,783		
1,275	18,836			
1,3	19,953	19,953	19,953	
1,325	21,135			
1,35	22,387	22,387		
1,375	23,714			
1,4	25,119	25,119	25,119	25,119
1,425	26,607			
1,45	28,184	28,184		
1,475	29,854			
1,5	31,623	31,623	31,623	
1,525	33,496			
1,55	35,482	35,482		
1,575	37,583			
1,6	39,811	39,811	39,811	39,811
1,625	42,170			
1,65	44,668	44,668		
1,675	47,315			
1,7	50,119	50,119	50,119	
1,725	53,088			
1,75	56,234	56,234		
1,775	59,566			
1,8	63,096	63,096	63,096	63,096
1,825	66,834			
1,85	70,795	70,795		
1,875	74,990			
1,9	79,433	79,433	79,433	
1,925	84,140			
1,95	89,125	89,125		
1,975	94,406			
2,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Вредности јединичних концентрација елемента „Y“ крећу се од y_{min} = 6 ppm до y_{max} = 2.200 ppm, а то значи да је величина овог интервала концентрација веома велика. Не вреди ни покушати са применом линеарне статистичке размере (која се може применити за комплетна геохемијска изучавања), већ одмах прелазимо на примену логаритамске статистичке размере „log 1:10“ ppm. По својим вредностима, овај интервал концентрација се налази у четири логаритамске декаде, али његов опсег је мањи од 30 класа по логаритамски трансформисаној апсцисној оси „log y“ (В. О м а љ е в, 1983ђ).

Вредности јединичних концентрација фиктивног елемента (A = = X + Y) крећу се од a_{min} = 7,1 ppm до a_{max} = 2.440 ppm, а то значи да је величина овог интервала варијација јединичних концентрација приближно једнака варијацијама елемента „Y“. Из тих разлога и у овом случају одговара примена логаритамске статистичке размере „log 1:10“ ppm.

Вредности „јединичних концентрација“ фиктивног елемента (W = = Y/X) се крећу од w_{min} = 0,634 до w_{max} = 200 (неименован број као однос две концентрације). Овај интервал варијација је такође веома велик да би покушали примену линеарне статистичке размере. Величина овог интервала захвата четири логаритамске декаде (једну негативну и три позитивне логаритамске декаде), а број класа на логаритамски трансформисаној апсцисној оси (log w) је мањи од 30, те потпуно задовољава примена логаритамске статистичке размере „log 1:10“.

Логаритамска статистичка размера „log 1:10“ потпуно задовољава у примени испитивања геохемијске расподеле ових елемената (замишљених и фиктивних).

РЕЉЕФ ГЕОХЕМИЈСКИХ ПОЉА

Рељеф геохемијских поља изучаваних елемената (укључујући и фиктивне елементе) приказује просторну расподелу геолошких популација ових елемената, изражених преко „вектора“ јединичних концентрација. За сваки елемент посебно је приказан рељеф геохемијског поља на два начина: топографски на геохемијској карти и математички на двојном хистограму.

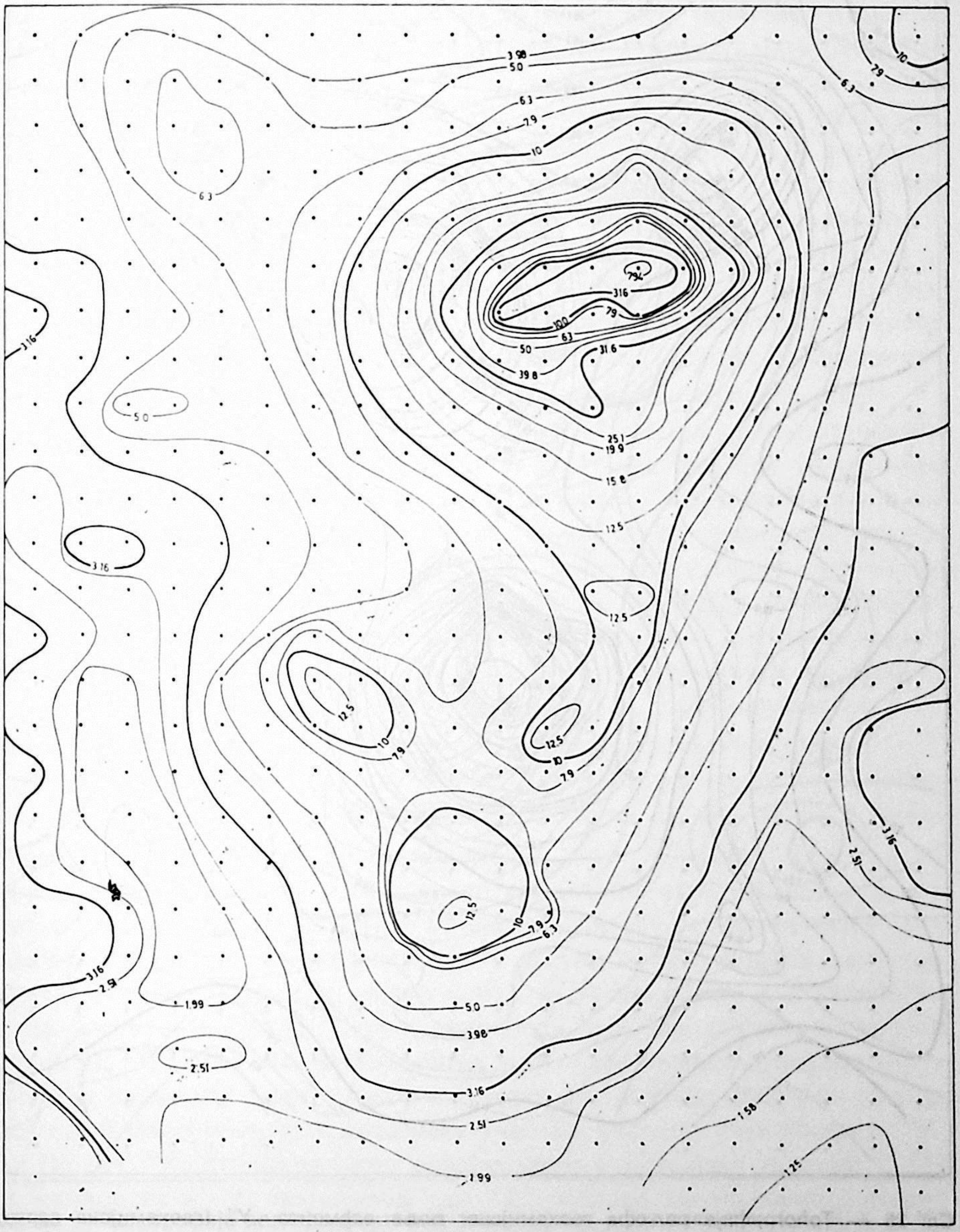
Примењена је статистичка размера „log 1:10“ ppm, а то значи да је геохемијска еквидистанца дата у логаритамској трансформацији декадних логаритама. Изолиније концентрације су дате у оригиналним вредностима концентрација елемената, које се периодично понављају у свакој логаритамској декади, уз померање децималног зареза (из табеле 1).

ГЕОХЕМИЈСКЕ КАРТЕ

Топографија рељефа геохемијског поља је приказана на геохемијским картама, за сваки елемент посебно (укључујући и фиктивне елементе). Основно геохемијско поље популације елемента није издељено

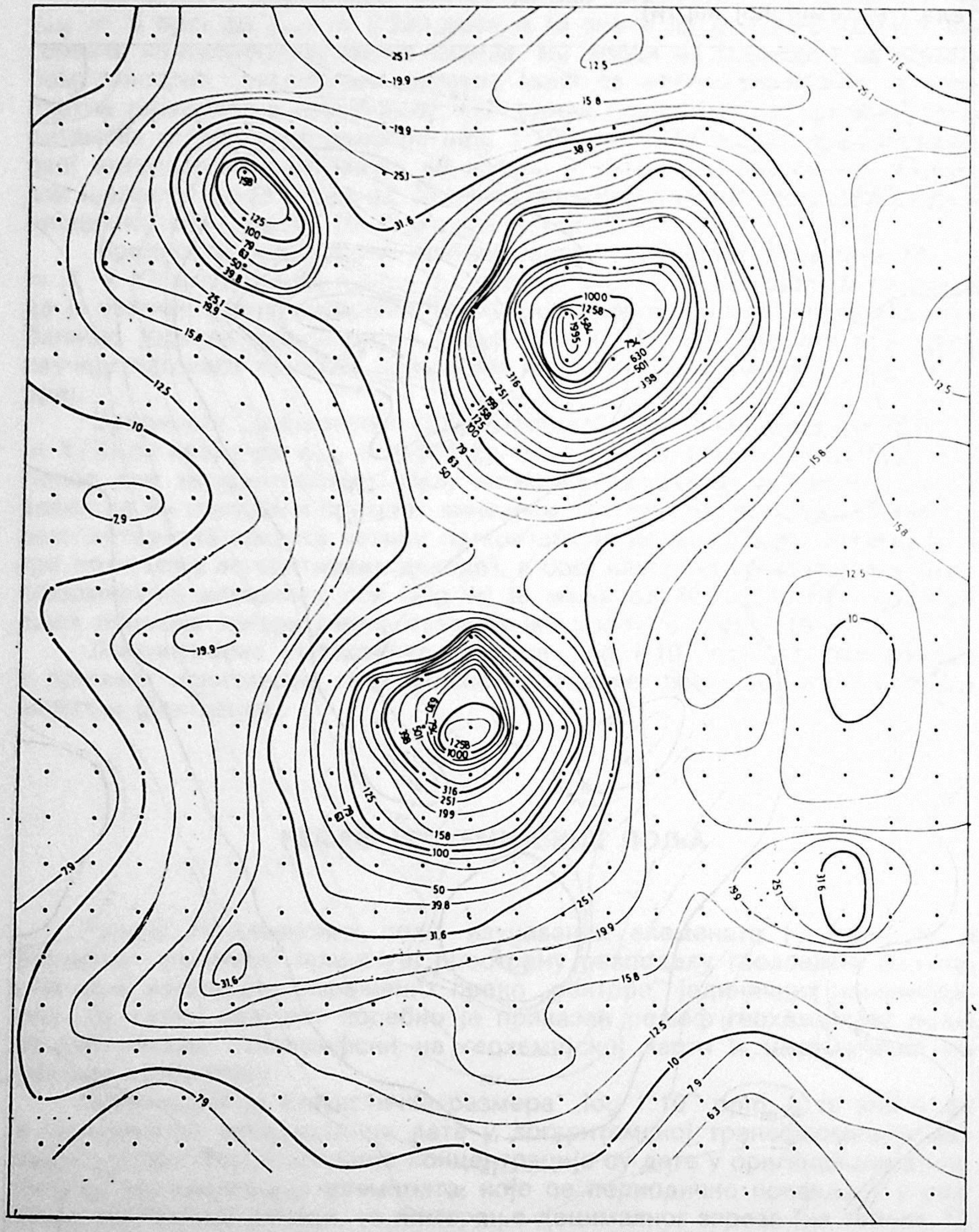
на парцијална геохемијска поља, али се парцијална геохемијска поља могу сагледати по одређеним изолинијама концентрација.

Топографија геохемијског поља најверније приказује просторну расподелу јединичних маса изучаваног елемента на површини геолошког тела (геохемијској карти).



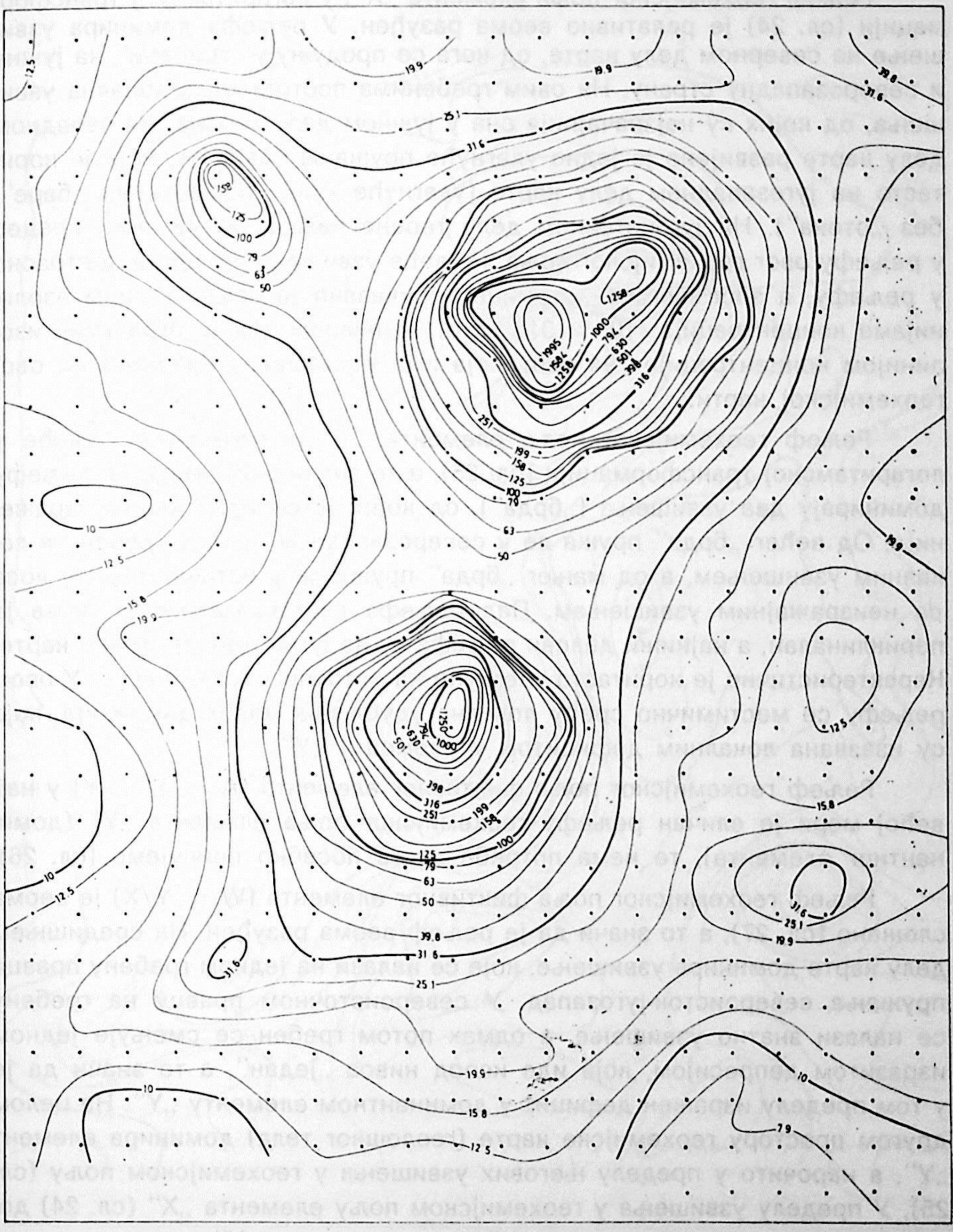
Сл. 24 — Топографија рељефа геохемијског поља елемента „X" (геохемијска карта) замишљеног гранитоидног геолошког тела (логаритамска геохемијска еквидистанца изолинија концентрација, у статистичкој размери „log 1:10" ppm).

Fig. 24 — Topography of the relief of the geochemical field of an element "X" (a geochemical map) of a fictitious granitic geological body (logarithmic geochemical equidistance of concentration isolines in statistical scale "log 1:10" ppm).



Сл. 25 — Топографија рељефа геохемијског поља елемента „Y" (геохемијска карта, слична на сл. 24).

Fig. 25 — Topography of the relief of the geochemical field of an element "Y" (a geochemical map, similar to fig. 24).



Сл. 26 — Топографија рељефа фиктивног геохемијског поља елемента („A = X + Y") (геохемијска карта, слична на сл. 24).

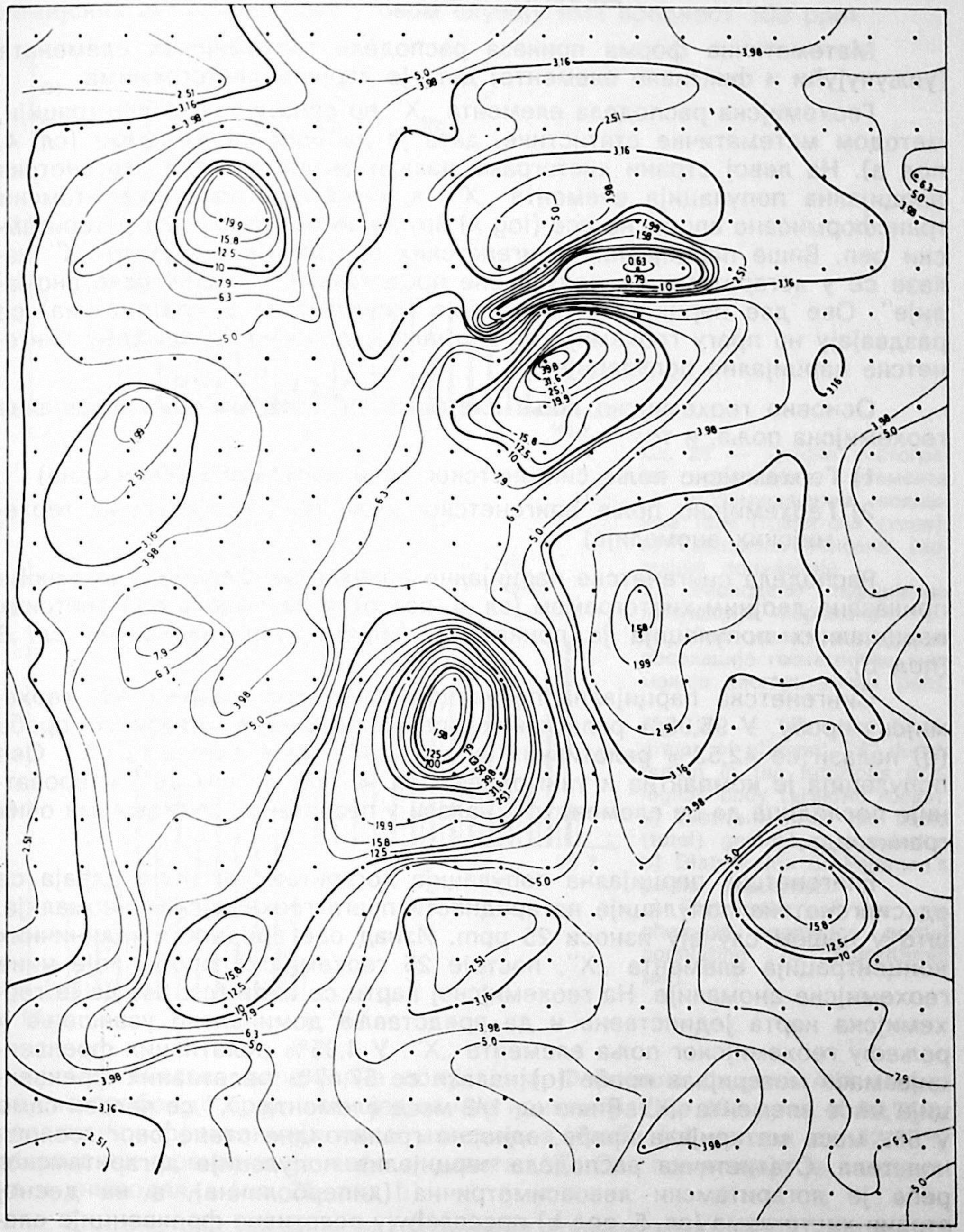
Fig. 26 — Topography of the relief of a fictitious geochemical field of an element ("A = X + Y") (a geochemical map, similar to fig. 24).

Рељеф геохемијског поља елемента „X", у логаритамској трансформацији (сл. 24) је релативно веома разуђен. У рељефу доминира узвишење на северном делу карте, од кога се продужују „гребени" на јужну и северозападну страну. На овим гребенима постоје мала локална узвишења, од којих су најзначајнија она у јужном делу терена. На западном делу карте развијено је једно улегнуће пружања север-југ, које је коритасто на југозападном делу карте (улегнуће типа „језера" или „баре", без „отока"). На југоисточном делу терена налази се најнижи предео у рељефу овог геохемијског поља. Највеће узвишење је веома контрасно у рељефу, а због његове „стрмине" приказано је само главним изолинијама концентрација (100 и 316 ppm), а највиши врх је ограничен изолинијом концентрације 794 ppm, која има максималну вредност на овој геохемијској карти.

Рељеф геохемијског поља елемента „Y" је сложенији, такође у логаритамској трансформацији (сл. 25), а то значи разуђенији. У рељефу доминирају два узвишења („брда"), од којих је северно нешто израженије. Од већег „брда" пружа се у северозападном правцу гребен са локалним узвишењем, а од мањег „брда" пружа се у источну страну коса са неизражајним узвишењем. Пад рељефа овог геохемијског поља је периклиналан, а најнижи делови рељефа су на југоисточној страни карте. Карактеристично је коритасто улегнуће на источној страни карте. У овом рељефу се местимично срећу локална удубљења малих димензија, која су изазвана локалним дефицитом у елементу „Y".

Рељеф геохемијског поља фиктивног елемента (A = X + Y) у највећој мери је сличан рељефу геохемијског поља елемента „Y" (доминантног елемента), те нема потребе да га посебно описујемо (сл. 26).

Рељеф геохемијског поља фиктивног елемента (W = Y/X) је веома сложено (сл. 27), а то значи да је рељеф веома разуђен. На средишњем делу карте доминира узвишење, које се налази на једном гребену правца пружања североисток-југозапад. У североисточном правцу на гребену се налази знатно узвишење, а одмах потом гребен се смењује једном изразитом депресијом, која иде испод нивоа „један", а то значи да је у том пределу изражен дефицит у доминантном елементу „Y". На целом другом простору геохемијске карте (геолошког тела) доминира елемент „Y", а нарочито у пределу његових узвишења у геохемијском пољу (сл. 25). У пределу узвишења у геохемијском пољу елемента „X" (сл. 24) делимично преовладава елемент „X" над елементом „Y" и то доводи до изразитог улегнућа у геохемијском пољу фиктивног елемента „W" (сл. 27). Односи концентрација доминантног са подређеним елементом (Y/X) су различити, а то доводи до велике разуђености рељефа овог геохемијског поља, где су развијена многобројна локална узвишења и удубљења, често без неке „правилности" у просторном распореду.



Сл. 27 — Топографија рељефа фиктивног геохемијског поља елемента „W = Y/X" (геохемијска карта, слична на сл. 24).

Fig. 27 — Topography of the relief of a fictitious geochemical field of an element "W = Y/X" (a geochemical map, similar to fig. 24).

ДВОЈНИ ХИСТОГРАМИ

Математичка форма приказа расподеле геохемијских елемената (укључујући и фиктивне елементе) дата је двојним хистограмима.

Геохемијска расподела елемента „X" по сопственој концентрацији, методом математичке статистике, дата је двојним хистограмом (сл. 4, под а). На левој страни хистограма налази се доминантна сингенетска парцијална популација елемента „X", а у десну страну логаритамски трансформисане апсцисне осе (log x) пружа се релативно дуг логаритамски реп. Више парцијалних епигенетских популација елемента „X" налазе се у логаритамском репу и оне представљају „геохемијске аномалије". Ове две парцијалне популације (сингенетска и епигенетска) се раздвајају на прагу геохемијских аномалија, односно на плафону сингенетске парцијалне популације.

Основно геохемијско поље елемента „X" садржи два парцијална геохемијска поља, и то:

1) Геохемијско поље сингенетског дела популације (Ферсмана)
2) Геохемијско поље епигенетског дела популације (поље геохемијских аномалија)

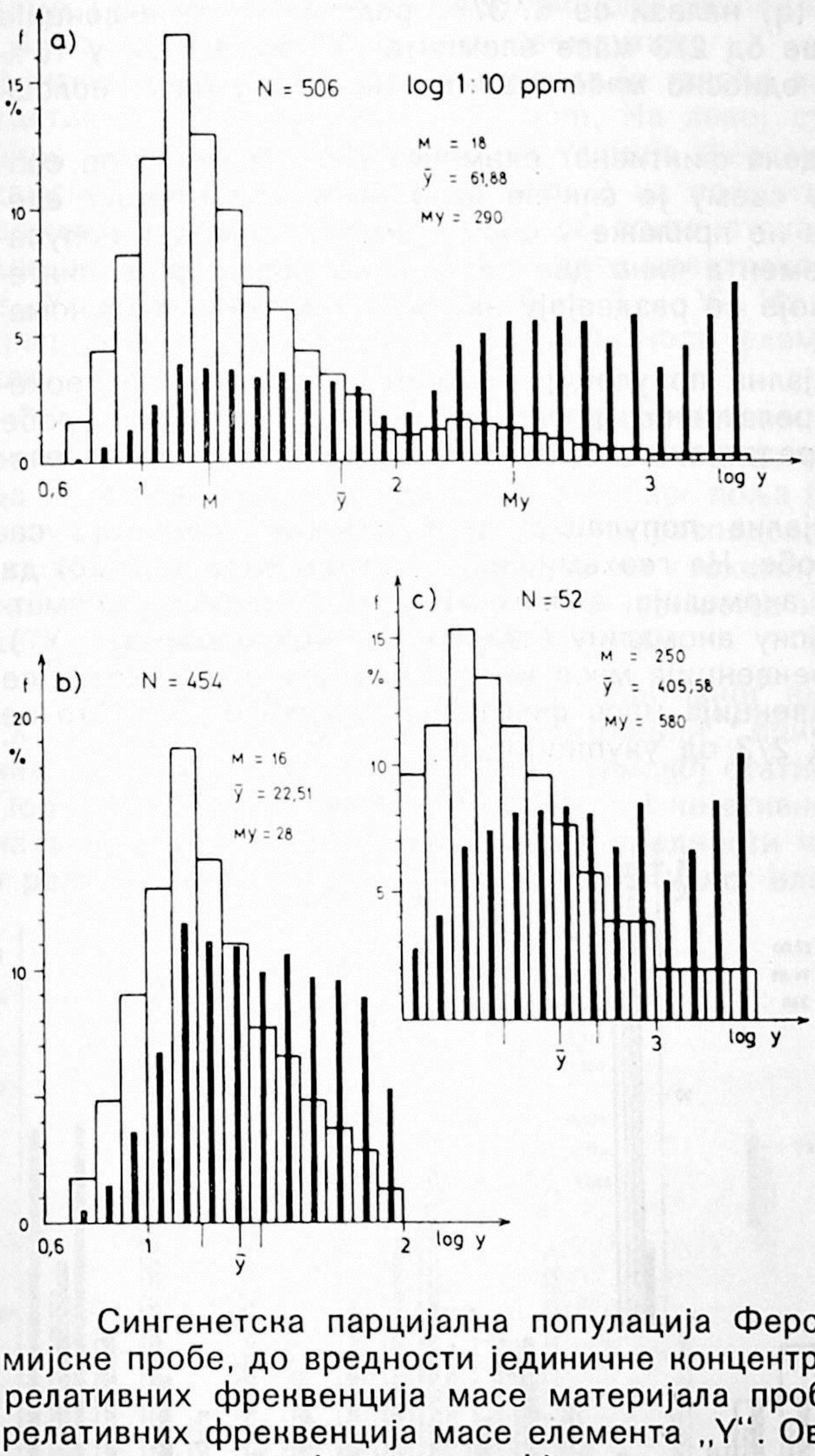
Расподела сингенетске парцијалне популације Ферсмана је такође приказана двојним хистограмом (сл. 4, под b), а расподела епигенетских парцијалних популација је приказана двојним хистограмом на сл. 5 (под b).

Сингенетска парцијална популација Ферсмана садржи 481 геохемијску пробу. У 95,05% релативних фреквенција масе материјала проба (q) налази се 42,53% релативних фреквенција масе елемента „X". Ова популација је компактна и унимодална (сл. 4, под b), што је највероватније последица да се елемент „X" налази у петрогеним минералима ових гранитоида.

Епигенетска парцијална популација логаритамског репа одваја се од сингенетске популације на вредности прага геохемијских аномалија, што у нашем случају износи 25 ppm. Изнад ове вредности јединичних концентрација елемента „X", постоје 25 геохемијске пробе које чине геохемијске аномалије. На геохемијској карти се види (сл. 24) да је геохемијска карта јединствена и да представља доминантно узвишење у рељефу геохемијског поља елемента „X". У 4,95% релативних фреквенција масе материјала пробе (q) налази се 57,47% релативних фреквенција масе елемента „X". Више од 1/2 масе елемента „X" се налази само у 5% масе материјала пробе, односно гранитоидне стене овог геолошког тела. Статистичка расподела парцијалне популације логаритамског репа је логаритамски левоасиметрична (хиперболична), а на десној страни хистограма (сл. 5, под b) преовлађују релативне фреквенције елемента „X".

Геохемијска расподела елемента „Y" по сопственој концентрацији је дата двојним хистограмом (сл. 28, под а) у логаритамској статистичкој размери „log 1:10" ppm. На левој страни хистограма налази се доминантна сингенетска парцијална популација Ферсмана, а у десну страну се пружа логаритамски реп епигенетских парцијалних популација еле-

мента „Y". Ове две парцијалне популације се раздвајају на прагу геохемијских аномалија, који у овом случају има вредност 100 ppm.



Сл. 28 — Двојни хистограми расподеле елемента „Y" у замишљеном геолошком телу (гранитске стене).
a) Расподела основне геолошке популације
b) Расподела парцијалне популације Ферсмана
c) Расподела парцијалне популације геохемијске аномалије (логаритамски реп).

Fig. 28 — The dual histograms of element "Y" distribution in the fictitious geological body (granitic rocks).
a) Distribution of the basic (total) geological population
b) Distribution of Fersman's partial population
c) Distribution of the geochemical anomalies partial population (a logarithmic tail).

Сингенетска парцијална популација Ферсмана садржи 454 геохемијске пробе, до вредности јединичне концентрације 100 ppm. У 89,74% релативних фреквенција масе материјала проба (q) налази се 32,63% релативних фреквенција масе елемента „Y". Ова популација је компактна и унимодална (сл. 28, под b).

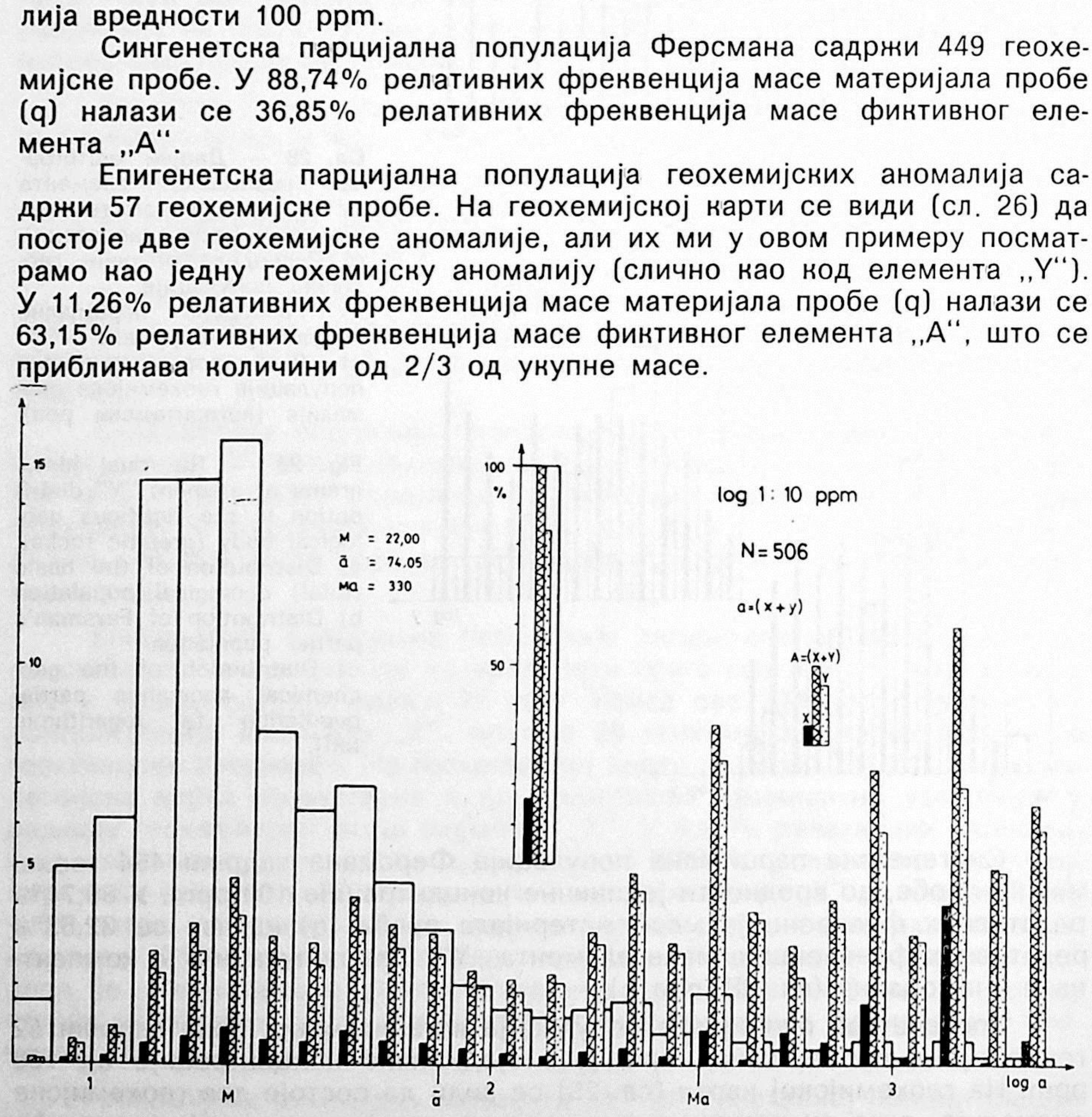
Епигенетска парцијална популација логаритамског репа садржи 52 геохемијске пробе, изнад вредности јединичне концентрације од 100 ppm. На геохемијској карти (сл. 25) се види да постоје две геохемијске аномалије, а то су поменута два узвишења која доминирају у рељефу геохемијског поља. Правилно би било раздвојити ове геохемијске аномалије, али у овом примеру ми ћемо их посматрати заједно као једну геохемијску аномалију. Статистичка расподела ове епигенетске парцијалне

популације дата је на сл. 28 (под с), расподела по сопственој концентрацији је логаритамски левоасиметрична и унимодална (веома је различита од расподеле елемента „X"). У 10,26% релативних фреквенција масе материјала проба (q) налази се 67,37% релативних фреквенција масе елемента „Y". Више од 2/3 масе елемента „Y" налази се у 10% масе материјала пробе, односно масе гранитоидне стене овог геолошког тела.

Геохемијска расподела фиктивног елемента (A = X + Y) по сопственој концентрацији у свему је слична расподели доминантног елемента „Y" и зато се она не прилаже у овом примеру. Основну популацију овог фиктивног елемента чине две парцијалне популације (сингенетска и епигенетска), које се раздвајају на прагу геохемијских аномалија вредности 100 ppm.

Сингенетска парцијална популација Ферсмана садржи 449 геохемијске пробе. У 88,74% релативних фреквенција масе материјала пробе (q) налази се 36,85% релативних фреквенција масе фиктивног елемента „A".

Епигенетска парцијална популација геохемијских аномалија садржи 57 геохемијске пробе. На геохемијској карти се види (сл. 26) да постоје две геохемијске аномалије, али их ми у овом примеру посматрамо као једну геохемијску аномалију (слично као код елемента „Y"). У 11,26% релативних фреквенција масе материјала пробе (q) налази се 63,15% релативних фреквенција масе фиктивног елемента „A", што се приближава количини од 2/3 од укупне масе.



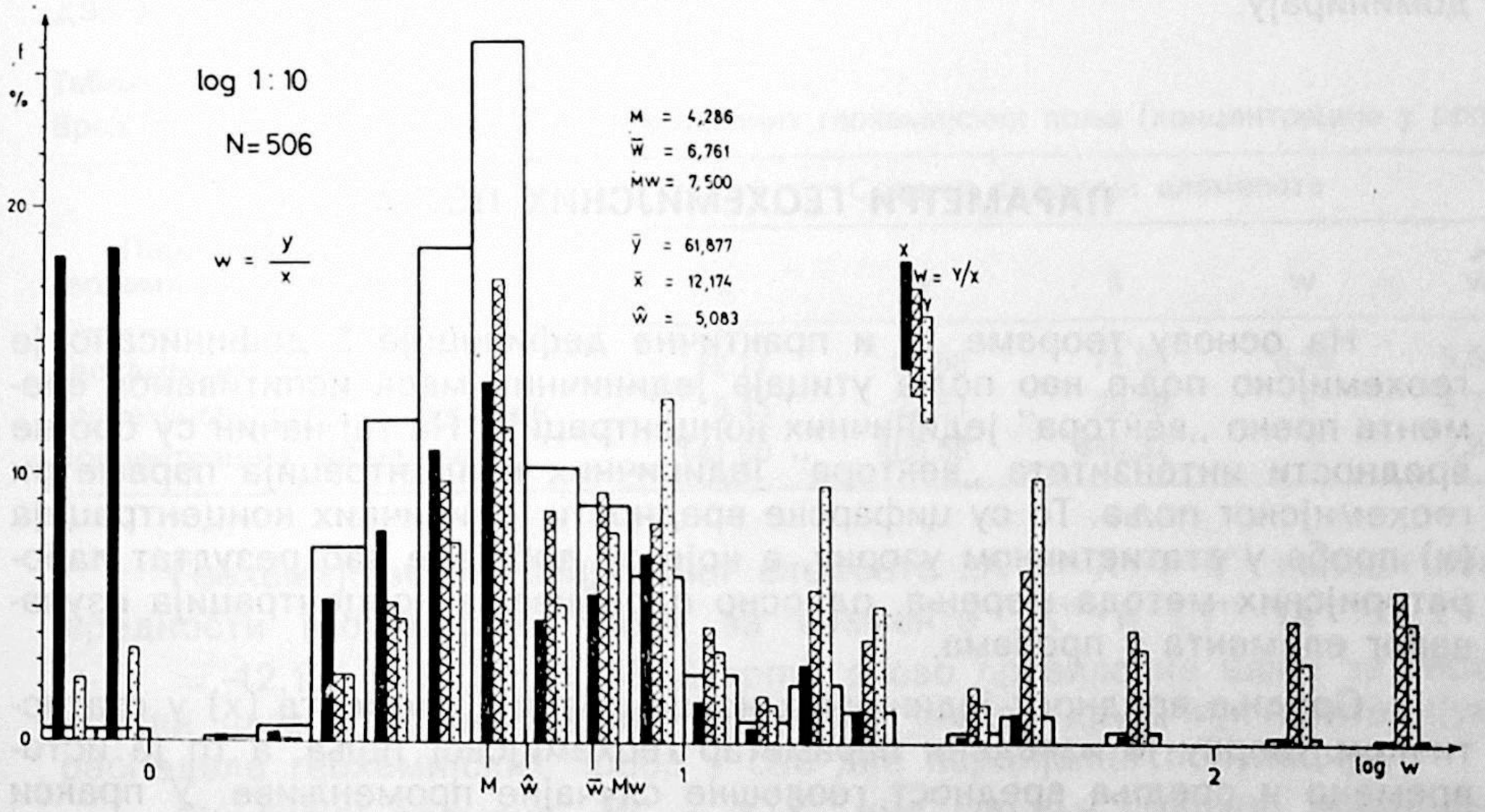
Сл. 29 — Трокомпонентни двојни хистограм расподеле елемената „X", „Y" и „A = = X + Y", по збиру њихових концентрација a = x + y (log a).

Fig. 29 — The three-component dual histogram of elements "X", "Y" and "A = X + Y" distribution, versus the sum of their concentrations a = x + y (log a).

Фиктивни елемент (A = X + Y) са својим компонентама (X и Y) представља типичан трокомпонентни систем, који заслужује да се посебно изучава. Двојни хистограм расподеле овог трокомпонентног система (сл. 29) представља геохемијску расподелу фиктивног елемента „A" са својим компонентама елементима „X" и „Y" по концентрацији фиктивног елемента. Ова расподела је такође дата у логаритамској статистичкој размери „log 1:10" ppm. На левој страни хистограма доминира унимодална парцијална популација Ферсмана, а у III и IV логаритамској декади (изнад вредности 2 на логаритамски трансформисаној апсцисној оси „log a") налази се епигенетска парцијална популација логаритамског репа. Посебно је дато релативно учешће елемената „X" и „Y" у фиктивном елементу „A = X + Y". Из овог релативног учешћа графички је презентирана доминантност елемента „Y" над елементом „X".

Геохемијска расподела фиктивног елемента (W = Y/X) по сопственој „концентрацији" (w = y/x) је специфичне природе. Видели смо да је рељеф овог фиктивног геохемијског поља (сл. 27) веома контрасно разуђен и да има неку своју логику расподеле. Овде нема изразитих „геохемијских аномалија", мада се на геохемијској карти истичу позитивне и негативне „аномалије" као узвишења и удубљења, зависно од тога који елемент преовлађује (сл. 30).

Статистичка расподела овог фиктивног елемента, са елементима „X" и „Y", по сопственој „концентрацији", приказана је трокомпонентним двојним хистограмом у логаритамској статистичкој размери (сл. 30) „log 1:10". Четири пробе се налазе у I негативној логаритамској декади на левој страни хистограма, а ове вредности чине изразиту депресију у рељефу геохемијског поља овог фиктивног елемента (сл. 27). На двој-



Сл. 30 — Трокомпонентни двојни хистограм расподеле елемената „X", „Y" и „W = = Y/X", по односу њихових концентрација w = y/x (log w).

Fig. 30 — The three-component dual histogram of elements "X", "Y" and "W = Y/X", distribution, versus the ratio of their concentrations w = y/x (log w).

ном хистограму доминира унимодална парцијална (сл. 30) популација у I логаритамској декади, која представља највећу површину на геохемијској карти. Логаритамски реп у II и III логаритамској декади одговара узвишењима рељефа геохемијског поља, изнад вредности 10 (што одговара вредности један логаритма), а таквих је узвишења на геохемијској карти четири (два доминирају).

Више вредности односа елемената „Y"/„X" нису својствене само аномалним вредностима, већ је пуно проба у сингенетској популацији које имају већу вредност овог односа. Најбогатија проба у елементу „X" има најнижу вредност односа (520/820 = 0,634), а најбогатија проба у елементу „Y" има средњу вредност односа (2.200/240 = 9,167). Максимална вредност односа има проба богата елементом „Y", а сиромашна елементом „X" (1.400/7 = 200).

Судећи по геохемијској карти (сл. 27) није изражена геохемијска зоналност по односу ових елемената „Y" и „X" (Y/X).

Већ смо раније изложили да суштина односа две геолошке популације елемената у геолошком телу, по односу њихових јединичних концентрација, је исказана параметром $\hat{w}$, који у нашем случају има вредност 5,083 (сл. 30). Ова тачка на логаритамски трансформисаној апсцисној оси (log w) дели поље двојних хистограма на два дела: поље преовладавања подређеног елемента „X" на левој страни двојног хистограма, и поље преовладавања доминантног елемента „Y" на десној страни хистограма. Напомињемо да ова преовладавања се односе на релативне фреквенције до вредности ($\hat{w} = y/x = 5{,}083$), што омогућава подређеном елементу да има своје поље где његове релативне фреквенције доминирају.

ПАРАМЕТРИ ГЕОХЕМИЈСКИХ ПОЉА

На основу теореме 10 и практичне дефиниције 3 дефинисано је геохемијско поље као поље утицаја јединичних маса испитиваног елемента преко „вектора" јединичних концентрација. На тај начин су бројне вредности интензитета „вектора" јединичних концентрација параметри геохемијског поља. То су цифарске вредности јединичних концентрација (x) проба у статистичком узорку, а које су добијене као резултат лабораторијских метода мерења, односно одређивања концентрација изучаваног елемента у пробама.

Средња вредност јединичних концентрација елемента ($\bar{x}$) у статистичком узорку је изведени параметар геохемијског поља, а то је истовремено и средња вредност геолошке случајне промењиве. У пракси се средња вредност геолошке случајне промењиве најчешће назива „средњи садржај" одређеног елемента, а то је однос укупне масе елемента са укупном масом материјала проба у статистичком узорку, што је дефинисано формулом (14).

Развојем формуле (14) у формулу (17) математички смо доказали да је аритметичка средина јединичних концентрација средњи садржај елемента у статистичком узорку.

Средњи садржај елемента одражава хипотетично стање средње концентрације честица елемента у волумену статистичког узорка, односно ми то преносимо на волумен геолошког тела. Већ смо видели да се ово стање средње концентрације честица може геометријски представити равном површином, која сече (заравњује) рељеф геохемијског поља. Нивелисањем (заравњивањем) рељефа геохемијског поља ми на формалан (математички) начин остварујемо хипотетично стање средње концентрације честица изучаваног елемента у геолошком телу, односно његовом представнику статистичком узорку (сл. 6).

Овај принцип важи да сва геохемијска поља која су дефинисана теоремом 10, односно практичном дефиницијом 3, било да су реална или фиктивна, било да су основна или парцијална.

Средњи садржај елемента основне популације, на основу дефиниције 4, назвали смо „геохемијски фон (x_g)“, који може бити: глобални (кларк — x_c), сегментни, регионални и локални.

Средњи садржај елемента сингенетске парцијалне популације Ферсмана, на основу дефиниције 5, назвали смо „геохемијски шум (x_f)“, за који смо предложили назив „ферсман“.

Средњи садржај елемента епигенетске парцијалне популације, односно геохемијских аномалија, на основу дефиниције 6 смо назвали „концентрација аномалије ($\bar{x}_a$)“.

Преглед средњих садржаја као параметара основног и парцијалних геохемијских поља, за изучаване елементе (укључујући и фиктивне) дајемо у табели 2:

Табела 2

Вредност параметара основног и парцијалних геохемијских поља (концентрација у ppm)

Параметри геохемијског поља	Средњи садржаји елемената				
	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\bar{a}$	$\bar{w}$	$\hat{w}$
Геохемијски фон	12,17	61,88	74,05	6,76	5,083
Геохемијски шум — ферсман	5,45	22,51	26,79		4,130
Концентрација аномалије	141,60	405,58	446,32		2,864

Геохемијски фон фиктивног елемента „A = X + Y“ износи збир вредности геохемијског фона за елементе „X“ и „Y“ ($\bar{a} = x + y = 12{,}17 + 61{,}88 = 74{,}05$ ppm), а ово правило не важи за геохемијски шум и концентрацију аномалије јер су другачији критеријуми расподеле геохемијских проба у ове две парцијалне популације.

Фиктивни елемент „W = Y/X“ има средњи садржај јединичних концентрација ($\bar{w} = \Sigma w/N = 6{,}76$), али нема остале параметре парцијалних геохемијских поља. Улога овог фиктивног елемента „W“ је специфична и за сада недовољно изучена, а суштина односа популација доми-

нантног и подређеног елемента (Y/X) је исказана параметром ($\hat{w} = y/x$) који представља однос средњих садржаја основне и парцијалних популација као параметара реалних геохемијских поља. Карактеристично је да нумеричка вредност параметра $\hat{w}$ опада у парцијалним популацијама, а нарочито је смањена у популацијама геохемијских аномалија. За сада незнамо шта је у томе узрок, јер је улога фиктивног елемента „W" као односа два реална елемента недовољно изучена.

Математички се може израчунати средњи садржај параметра w за парцијалне популације Ферсмана и геохемијских аномалија, али би ова операција дошла у супротност са карактером расподеле овог фиктивног елемента по својој концентрацији, што се види са сл. 30. Било би могуће одвојити „логаритамски реп" у геохемијској расподели фиктивног елемента „W" по својој концентрацији, али одвојене парцијалне популације би биле другачије од парцијалних популација реалних елемената; то не би биле сингенетске и епигенетске популације, већ неке сасвим другачије парцијалне популације.

Парцијалне популације фиктивног елемента „A = X + Y" су у свему аналогне парцијалним популацијама реалних елемената, будући да се овде ради о збиру јединичних маса елемената, односно њихових јединичних концентрација. Зато су парцијалне популације овог фиктивног елемента такође сингенетска и епигенетска, само се унеколико разликују по броју података (геохемијских проба) које улазе у њихове парцијалне статистичке узорке. Из тог разлога смо за овај фиктивни елемент израчунали вредности параметара геохемијских поља (табела 2), основног и парцијалног, укључујући и глобални геохемијски фон — кларк, чија је вредност збир кларкова реалних (али измишљених) елемената „X" и „Y".

КОЕФИЦИЈЕНТИ КОНЦЕНТРАЦИЈЕ

Односе (количнике) параметара геохемијског поља, основних и парцијалних, за различите нивое организације материје земљине коре (у геолошком смислу) називамо „коефицијенти концентрације". Коефицијенти концентрације изражавају степен концентрисаности, односно акумулације одређеног елемента у односу на неко референтно геохемијско поље. По правилу, за референтно геохемијско поље се узима оно које представља виши степен геолошке организације материје земљине коре, а најкомпетентније референтно геохемијско поље је на глобалном нивоу организације материје, а то је сама земљина кора. При томе се могу парцијално посматрати одређене врсте стена као глобалне геолошке формације, односно њихова геохемијска поља.

Већ смо раније више пута истицали да су средњи садржаји елемената параметри који на најпотпунији начин репрезентују геолошку популацију елемента, односно његовог геохемијског поља.

Постоје многобројне могућности дефинисања различитих коефицијената концентрације, а ми смо одабрали пет могућности, три параметра

геохемијских поља (из табеле 2) упоређујемо са кларком, а два параметра са геохемијским шумом — ферсманом.

На основу дефиниције 7, коефицијент концентрације Кларка је однос геохемијског фона са кларком (формула 20). Израчунавамо две варијанте овог коефицијента, у односу на кларк елемената за целу земљину кору и у односу на кларк елемената за киселе магматске стене земљине коре.

Коефицијенти концентрације Кларка елемента „X" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kc = 12,17/3,5 = 3,477$$

што значи да је елемент „X" концентрисан око 3,5 пута више у односу на средњу концентрацију (средњи садржај) у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена земљине коре:

$$Kc_1 = 12,17/4 = 3,043$$

што значи да је елемент „X" концентрисан у гранитоиду испитиваног геолошког тела око 3 пута у односу на средњу концентрацију у киселим магматским стенама земљине коре.

Сматрамо да овај коефицијент добро изражава степен геохемијске специјализације изучаване геохемијске средине (у геолошком телу) на одређени елемент. Изучаване гранитоидне стене су геохемијски специјализиране на елемент „X".

Коефицијент концентрације Кларка елемента „Y" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kc = 61,88/15 = 4,125$$

што значи да је елемент „Y" концентрисан за преко 4 пута више у односу на средњу концентрацију у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Kc_1 = 61,88/20 = 3,094$$

што значи да је елемент „Y" концентрисан у овом гранитоиду око 3 пута у односу на средњу концентрацију елемента у киселим магматским стенама земљине коре.

Геохемијска специјализација елемента „Y" је израженија од елемента „X" у односу на земљину кору, а иста је у односу на киселе магматске стене земљине коре.

Коефицијенти концентрације Кларка фиктивног елемента „A" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kc = 74,05/18,5 = 4,003$$

што значи да је овај фиктивни елемент концентрисан у гранитоиду за око 4 пута више.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Kc_1 = 74{,}05/24 = 3{,}085$$

што значи да је фиктивни елемент „A" концентрисан око 3 пута у гранитоидним стенама у односу на средњу концентрацију у киселим магматским стенама земљине коре.

Степен геохемијске специјализације овог фиктивног елемента је у свему слична као и доминантног елемента „Y".

Фиктивни елемент „W = Y/X" је специфичан и потпуно по природи различит од реалних елемената па и од фиктивног елемента „A = = X + Y" (који је по природи сличан реалним елементима). Зато је веома специфично рачунање коефицијената геохемијског поља фиктивног елемента „W". Чињеница је да основне популације реалних елемената дају основне популације фиктивних елемената, па сматрамо да се могу рачунати коефицијенти концентрације и за фиктивни елеменат, без обзира што сада још увек није познато шта се све крије у овим популацијама фиктивних елемената. Свакако је потребно знатно више теоријског рада, са провером у пракси, да би се схватиле многе могућности које нам се пружају.

Коефицијенти концентрације Кларка фиктивног елемента „W" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kc = 5{,}083/4{,}286 = 1{,}186$$

што значи да доминантан елемент „Y" преовлађује у овој популацији фиктивног елемента више него што је то у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена земљине коре:

$$Kc_1 = 5{,}083/5 = 1{,}017$$

што значи да су елементи „Y" и „X" приближно у једнаким пропорцијама у испитиваним гранитоидним стенама (са малим сувишком у елементу „Y") као и у киселим магматским стенама земљине коре.

На основу дефиниције 8, коефицијент концентрације геохемијског шума (ферсмана) је однос ферсмана са кларком (формула 21). Такође израчунавамо две варијанте овог коефицијента, у односу на кларк земљине коре и кларк киселих магматских стена земљине коре.

Коефицијенти концентрације геохемијског шума елемента „X" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$K\check{s} = 5{,}45/3{,}5 = 1{,}557$$

што значи да је елемент „X" концентрисан (акумулиран) у сингенетску парцијалну популацију око 1,5 пута више у односу на средњу концентрацију у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена земљине коре:

$$Kš_1 = 5,45/4 = 1,363$$

што значи да је овај елемент концентрисан у сингенетској популацији гранитоидних стена око 1,3 пута у односу на киселе магматске стене земљине коре.

Гранитоидне стене, без епигенетских популација, су у извесној мери специјализиране на елемент „X".

Коефицијенти концентрације геохемијског шума елемента „Y" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kš = 22,51/15 = 1,501$$

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Kš_1 = 22,51/20 = 1,126$$

Гранитоидне стене, без епигенетских популација, су такође геохемијски специјализиране на елемент „Y", слично елементу „X".

Коефицијенти концентрације геохемијског шума фиктивног елемента „A = X + Y" су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kš = 26,79/18,5 = 1,448$$

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Kš_1 = 26,79/24 = 1,116$$

Гранитоидне стене су, такође, геохемијски специјализиране на фиктивни елемент „A", на сличан начин као и реални елементи, будући да је овај фиктивни елемент њихов збир јединичних маса геохемијских проба.

С обзиром да смо у табели 2 дали вредности за параметар односа популација елемената, преко односа средњих садржаја ($\hat{w} = \bar{y}/\bar{x}$), сем коефицијената концентрације Кларка могуће је израчунати и вредности коефицијената концентрације геохемијског шума и геохемијских аномалија.

Коефицијенти концентрације геохемијског шума фиктивног елемента „W" (параметар $\hat{w}$ из табеле 2) су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Kš = 4,13/4,286 = 0,964$$

што значи да у сингенетској парцијалној популацији Ферсмана у овим гранитоидним стенама су приближно једнаке пропорције елемената „X" и „Y", са врло малим преовладавањем првог елемента.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Kš_1 = 4,13/5 = 0,826$$

Односи елемената „X“ и „Y“ у гранитоидним стенама су релативно слични односима у киселим магматским стенама земљине коре, што се могло и очекивати.

На основу дефиниције 9, коефицијент концентрације геохемијских аномалија је однос концентрације аномалије са кларком (формула 22). Израчунавамо две варијанте овог коефицијента, у односу на кларк земљине коре и кларк киселих магматских стена земљине коре.

Коефицијенти концентрације геохемијских аномалија елемента „X“ су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Ka = 141,6/3,5 = 40,457$$

што значи да је елемент „X“ концентрисан (акумулиран) у геохемијској аномалији (сл. 24) преко 40 пута више у односу на средњу концентрацију овог елемента у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Ka_1 = 141,6/4 = 35,4$$

Степен акумулације елемента „X“ у геохемијским аномалијама је висок, што је свакако последица повољности гранитоидних стена као геохемијске средине са аспекта постојања процеса који доводе до акумулације овог елемента све до рудних концентрација.

Коефицијенти концентрације геохемијских аномалија елемента „Y“ су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Ka = 405,58/15 = 27,039$$

што значи да је овај елемент концентрисан у геохемијским аномалијама (којих има две — сл. 25) око 27 пута више у односу на средњу концентрацију елемента у земљиној кори.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Ka_1 = 405,58/20 = 20,279$$

Степен акумулације елемента „Y“ у геохемијским аномалијама је знатан (више од 20 пута), али је знатно мањи од степена акумулације елемента „X“ у својим аномалијама.

Коефицијенти концентрације геохемијских аномалија фиктивног елемента „A = X + Y“ су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Ka = 446,32/18,5 = 24,125$$

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Ka_1 = 446,32/24 = 18,597$$

Интересантно је да је степен акумулације фиктивног елемента „A" мања од степена акумулације реалних елемената који су његове компоненте. То је последица што је волумен геохемијских аномалија овог фиктивног елемента већи (сл. 26), у две аномалије има већи број проба од елемента „Y".

Коефицијенти концентрације геохемијских аномалија фиктивног елемента „W = Y/X" (параметар $\hat{w}$ из табеле 2) су:

— у односу на кларк земљине коре:

$$Ka = 2{,}864/4{,}286 = 0{,}668$$

што значи да у геохемијским аномалијама ових гранитоидних стена преовлађује елемент „X" у односу на њихов однос у земљиној кори. Елемент „Y" је и даље доминантан (има га више 2,8 пута од елемента „X" по маси), али његова доминација је увелико смањена у геохемијским аномалијама ова два елемента.

— у односу на кларк киселих магматских стена:

$$Ka_1 = 2{,}864/5 = 0{,}573$$

што значи да се доминација елемента „Y" скоро преполовила у односу на стање у киселим магматским стенама земљине коре. Геохемијске аномалије елемената „X" и „Y" у гранитоидним стенама имају знатно другачије односе доминантног и подређеног елемента, доминантан елемент „Y" сада игра знатно мању улогу од улоге у киселим магматским стенама као референтном нивоу односа ова два елемента.

На основу дефиниције 10, коефицијент акумулације (концентрације) Ферсмана је однос геохемијског фона са геохемијским шумом (ферсманом), што је исказано формулом (23).

Коефицијент акумулације Ферсмана елемента „X" је:

$$Kf = 12{,}17/5{,}45 = 2{,}233$$

што значи да је акумулација овог елемента у гранитоидним стенама као геохемијској средини преко 2 пута већа од геохемијског шума (ферсмана) као средње концентрације елемента сингенетске парцијалне популације.

Постојање акумулације одређеног елемента у стенама је свакако последица постојања процеса који доводе до његове концентрисаности у односу на концентрацију овог елемента у сингенетској популацији. Процеси који доводе до акумулације одређеног елемента су металогенетског значаја и зато сматрамо да коефицијент акумулације Ферсмана исказује металогенетску специјализацију стене као повољне геохемијске средине за акумулације елемента, све до рудних концентрација.

Гранитоидне стене изучаваног геолошког тела су у извесној мери металогенетски специјализиране на елемент „X".

Коефицијент акумулације Ферсмана елемента „Y" је:

$$Kf = 61{,}88/22{,}51 = 2{,}749$$

Металогенетска специјализација изучаваних гранитоидних стена на елемент „Y“ је у извесној мери већа од металогенетске специјализације на елемент „X“.

Коефицијент акумулације Ферсмана фиктивног елемента „A = = X + Y“ је

$$Kf = 74,05/26,79 = 2,764$$

Металогенетска специјализација ових гранитоидних стена на фиктивни елемент „A“ је слична специјализацији на елемент „Y“.

Нема битних разлика у металогенетској специјализацији ових гранитоидних стена у погледу елемената „X“ и „Y“. Нешто израженија металогенетска специјализација на елемент „Y“ је потпуно у складу са његовом већом геохемијском специјализацијом.

У геохемијској расподели фиктивног елемента „W = Y/X“ по својој „концентрацији“ (сл. 30) постоји логаритамски реп, али је речено да у њему нису епигенетске популације као геохемијске аномалије. За сада не разматрамо геохемијски значај овог логаритамског репа, за чије дешифровање треба нових продора у суштину односа популација реалних елемената. Када нема геохемијских аномалија, нема ни тзв. сингенетске парцијалне популације, опет у смислу њеног дефинисања за реалне елементе. Из тих разлога се за популацију, односно геохемијско поље, фиктивног елемента „W = Y/X“ не могу рачунати коефицијенти концентрације Ферсмана нити коефицијенти контрасности геохемијских аномалија.

На основу дефиниције 11, коефицијент контрасности геохемијских аномалија је однос концентрације аномалије са геохемијским шумом (ферсманом), што је исказано формулом (24). Овај коефицијент концентрације исказује контрасност две парцијалне популације, сингенетске и епигенетске, преко параметара ових парцијалних геохемијских поља. Овај коефицијент је дефинисан да искаже максималну контрасност која постоји у геохемијској средини.

Коефицијент контрасности геохемијских аномалија елемента „X“ је:

$$Kk = 141,6/5,45 = 25,982$$

што значи да је елемент „X“ акумулиран преко 25 пута више у односу на стену, односно сингенетску популацију елемента у стени.

Коефицијент контрасности геохемијских аномалија елемента „Y“ је:

$$Kk = 405,58/22,51 = 18,018$$

Контрасност геохемијских аномалија елемента „Y“ је мања од контрасности елемента „X“ у овим гранитоидним стенама.

Коефицијент контрасности геохемијских аномалија фиктивног елемента „A = X + Y“ је:

$$Kk = 446,32/26,79 = 16,660$$

Контрасност геохемијских аномалија фиктивног елемента „А" је најмања, што је последица већег волумена геохемијских аномалија, односно већег броја геохемијских проба у парцијалној популацији геохемијских аномалија.

Преглед вредности коефицијената концентрације изучаваних елемената је дат у табели 3:

Табела 3

Коефицијенти концентрације елемената

Коефицијенти концентрације		Елементи			
		»X«	»Y«	»A=X+Y«	»W=Y/X«
К. к. Кларка	1	3,447	4,125	4,003	1,186
	2	3,043	3,094	3,085	1,017
К. к. геохемијског шума	1	1,557	1,501	1,448	0,964
	2	1,363	1,126	1,116	0,826
К. к. геохемијских аномалија	1	40,457	27,039	24,125	0,668
	2	35,400	20,279	18,597	0,573
К. к. Ферсмана		2,233	2,749	2,764	
К. к. геохемијских аномалија		25,982	18,018	16,660	

Напомена: 1 — у односу на кларк земљине коре
2 — у односу на кларк киселих магматских стена

ЗАКЉУЧАК

Појам „геохемијско поље“ је у литератури дефинисано двојако: код старијих аутора то је површина терена на којој су развијене геолошке формације са концентрацијама одређених хемијских елемената; а код млађих аутора (од седамдесетих година) сазрева идеја о геохемијском пољу као просторној расподели хемијских елемената. Просторну расподелу хемијских елемената, првенствено рудних елемената у лежиштима минералних сировина, најдетаљније су разрадили геостатистичари. Неки од њих дефинишу „геометријско поље“ у коме је рудни елемент „просторна променљива“. Геостатистичари никада не помињу геохемијско поље, али је јасно да је њихова просторна променљива и геометријско поље уствари геохемијско поље одређеног хемијског елемента који је предмет изучавања.

Развијајући идеју о двојној природи геолошке случајне променљиве, аутор је 1981. године на математички начин дефинисао „геохемијско поље као геометријско место тачака интензитета „вектора“ јединичних концентрација хемијског елемента у стенама као геохемијској средини“ (В. О м а љ е в, 1982б).

У овој монографији се излаже идеја аутора о геохемијском пољу као трансформацији физичког поља, која се различито манифестује на различитим нивоима организације материје земљине коре.

Полазећи од савременог схватања физичке реалности материјалног света као јединства супстанце и поља, долазимо до сазнања да материја има зрнасту структуру: у простору физичког поља крећу се честице супстанце. Материја има веома много видова појављивања, а за нас су битна два њена обележја: маса и наелектрисање. Као последице ових атрибута материје јављају се гравитационо и електрично (или електромагнетско) поље. Маса материје је сконцентрисана у њеним честицама (супстанци), док је маса поља практично занемарљива величина; зато често узимамо да су материја и супстанца практично синоними, посматрајући масу материје као за нас веома важно обележје које изражава количину супстанце коју ми меримо.

Организацију материје посматрамо на три нивоа: микро-ниво је атомски ниво организације материје, макро-ниво је минерални ниво организације материје (то је геолошки ниво организације) и мега-ниво је космички ниво организације материје.

Супстанца (материја) је хемијски дефинисана као атом елемента, а у микро свету атом је „честица" материје, јер на овом нивоу организације материје посматрамо атом као честицу без унутрашње структуре (без обзира што постоји субатомска структура атома).

У макро свету (геолошком „свету") дефинишемо минерал као „честицу" материје (супстанце), сада минерал посматрамо као честицу без унутрашње структуре, без обзира што минерал има атомску (јонску) структуру у микро-свету.

Земљина кора као предмет изучавања геолошких наука се може изучавати на атомском (микро) и минералном (макро) нивоу организације материје. Из практичних разлога атомски ниво организације материје је за нас недохватљив и изучавање хемијског (и изотопског) састава супстанце у земљиној кори је за нас само „прозор" којим гледамо у микро-организацију материје земљине коре. Изучавања организације материје земљине коре на минералном нивоу организације је заправо предмет изучавања геолошких наука.

Земљина кора је сложеног минералног састава, што је последица диференцијације њене материје у току геолошке еволуције. Као последица ове диференцијације јављају се геолошка тела која изграђују земљину кору. Геолошко тело је реално тело, а оно представља агрегате минерала као структуру, те не може представљати „честицу" у макро-свету". Постоје многобројне могућности у изучавању геолошких тела земљине коре, а ниједна геолошка класификација не може задовољити све аспекте ове природне структуре. Разликујемо следеће рангове геолошких тела као структуре земљине коре: 1) глобални, 2) сегментни, 3) регионални и 4) локални.

Целокупност геолошког тела, како оног највећег (земљина кора), тако и оног најмањег (рудно тело) је многообразна и у највећој мери непозната. Ми можемо изучавати само неке дефинисане аспекте геолошких тела, по изабраним карактеристикама одређујемо те аспекте изучавања (минерални састав, хемијски састав, структуре нижега реда, разне физичке особине, итд.), а ове карактеристике одређују границе геолошких тела у земљиној кори. Није могуће изучавати нити схватити целокупност геолошког тела земљине коре, те се оно мора изучавати по парцијалним обележјима посматрања (изучавања).

Популација атома (јона) као микро-честица исте врсте назива се хемијски елемент. Атоми су активне честице (сем племенитих гасова) и као такви не постоје слободни у земљиној кори, укључујући сва три агрегатна стања. Највећи део материје земљине коре се налази у чврстом стању, а у овом микро свету доминантно је електрично поље над другим сопственим физичким пољима (нпр. гравитационим пољем). При одређеној критичној густини микро-честица (јона), сопствено електрично поље доводи до уређења микро-честица (јона) у структуру кристалне решетке, што доводи до кристализације супстанце (материје) у минерал одређене врсте. Комплекс физичких поља у кристалу минерала представља геохемијско поље на микро-нивоу организације материје, што је одређено дефиницијом 1.

У макро свету кристали играју улогу „честица", јер се занемарује њихова микро-структура, кристал је по дефиницији хомогена врста суп-

станце. У макро свету доминантно је гравитационо поље над другим физичким пољима, а сопствено гравитационо поље у геолошком телу као утицај маса одређеног хемијског елемента називамо геохемијско поље, што је одређено дефиницијом 2.

Геохемијско поље, по дефиницијама 1 и 2, има теоретски значај и за сада не налазимо практичну примену ове математичко-физичке трансформације сопствених физичких поља као геохемијско поље у реалним геолошким телима земљине коре.

Популација минерала као макро-честица одређене врсте називамо „геолошка популација". Геолошка популација минерала у геолошким телима земљине коре је појава статистичког карактера, која је веома велика по броју (практично је непребројива) и дискретна по карактеру. За сада не постоје методе њеног пребројавања нити сепарисања (по врстама минерала) у целокупности геолошког тела, а то значи да не постоје методе изучавања геохемијске расподеле одређене геолошке популације минерала.

Решење проблема геохемијског изучавања расподеле хемијских елемената у целокупности геолошког тела је нађено у вештачком изазивању појаве која представља макро-честицу; а то је експеримент опробавање, где је проба јединица експеримента.

Особине макро-честице, било да је она минерал, фрагмент или проба (вештачки фрагмент), дефинисане су теоремом 1.

Скуп проба као макро-честица репрезентује геолошко тело (по обележју мерења), те има карактер узорка (статистички узорак). Као последица теореме 1, у статистичком узорку имамо две геолошке популације: 1) геолошка популација јединичних маса материјала пробе (q), и 2) геолошка популација јединичних маса одређеног хемијског елемента (X); што представља „двојну природу геолошке случајне променљиве".

Геохемијско поље, као физичко-математичка трансформација сопственог гравитационог поља, је функција јединичних маса елемента (X) у зависности од координата простора, што је дефинисано теоремом 10.

На основу теореме 1, јединична концентрација елемента ($x = X/q$) представља „вектор" (x), чије је усмерење у правцу градијента промене концентрације. Површинско или линијско посматрање усмерења „вектора" јединичних концентрација је упрошћавање сложеног тродимензионалног модела геолошког тела. Зато дајемо практичну дефиницију геохемијског поља (дефиниција 3) као поља утицаја јединичних маса елемента (X) преко „вектора" јединичних концентрација (x), формираних над пробама геолошког тела.

Структуру геохемијског поља чине: рељеф геохемијског поља, интервал варијација интензитета „вектора" јединичних концентрација, параметри геохемијског поља и коефицијенти концентрација.

Рељеф геохемијског поља одражава варијације јединичних концентрација елемента у геолошком телу. Статистички приказ овог рељефа може бити топографски (геохемијске карте) и математички (двојни хистограми).

Параметри геохемијског поља су „геохемијски фон" (глобални, сегментни, регионални и локални) (дефиниција 4) и „геохемијски шум" (дефиниција 5).

Основно геохемијско поље може садржавати парцијална геохемијска поља: сингенетско (геохемијски шум) и епигенетско (геохемијске аномалије).

Предлаже се да се геохемијски шум именује термином „ф е р с м а н“, уз термине „геохемијско поље Ферсмана“ и „Ферсманова популација“.

Предлаже се да се средњи садржај елемента у геохемијској аномалији назове „концентрација аномалије“ (дефиниција 6).

Дефинисано је пет коефицијената концентрација: Кларка (дефиниција 7), геохемијског шума (дефиниција 8), геохемијских аномалија (дефиниција 9), Ферсмана (дефиниција 10) и контрасности геохемијских аномалија (дефиниција 11).

Разматрано је изучавање геолошког тела као вишекомпонентног система, где су компоненте хемијски елементи. При томе сваки хемијски елемент има своје сопствено геохемијско поље.

Дефинисана су фиктивна геохемијска поља, као збир јединичних маса елемента (X + Y), односно јединичних концентрација (x + y) и као однос јединичних маса (Y/X), односно јединичних концентрација (w = y/x). При томе се збир или количник јединичних концентрација посматра само математички (формално), јер збир или количник јединичних маса ових елемената не може имати физички реалну суштину, јер се те величине не могу сабирати или делити као масе супстанце елемената, али се те операције могу формално математички изводити. Фиктивне јединичне концентрације (као „вектори“) остварују своја геохемијска поља, која називамо фиктивним. Изучавања фиктивних геохемијских поља може дати допунске информације о карактеристикама популација ових хемијских елемената.

Жива материја биосфере је нераскидиво повезана са минералном материјом земљине коре, а сама биосфера чини специфичну геосферу у оквиру земљине коре. Геолошка еволуција се непрекидно одвијала уз активно учешће живе материје биосфере, дајући јој посебну усмереност у правцу диференцијације материје земљине коре. Животна активност убрзава многе геохемијске процесе, а неки сє неби ни одвијали у физичким условима планете Земље (удаљеност од Сунца, хемијски састав атмосфере, итд.). Материја биосфере је прожета са минералном материјом земљине коре, тако да сада често нисмо у стању да раздвојимо шта је минерална, а шта је органогена материја у земљиној кори (без обзира да ли је органогена материја некад била жива материја или није). Материја биосфере служи као трансмисија космичке енергије Сунца кроз целу геолошку историју Земље, а том приликом се врши акумулација ове космичке енергије у виду хемијске енергије, која учествује у геолошким процесима земљине коре (тектонски покрети, метаморфизам, можда и магматизам). Постојање континенталне коре гранитоидног састава само на планети Земљи може се везати за животну активност биосфере, као што је то случај са постојањем слободног кисеоника само у атмосфери планете Земље.

Узимајући у обзир аналогију са минералном материјом земљине коре, дефинисана је биогеохемијска популација, која је суштински различита од биолошке популације, а у основи слична са геолошком попу-

лацијом минералне материје. Биогеохемијска изучавања расподеле хемијских елемената у органској и органогеној материји такође изводимо експериментом опробавања, где је проба јединица експеримента. У статистичком узорку биосфере такође постоје две геолошке популације, по обележјима мерења (q) и (X). „Вектор" јединичне концентрације изучаваног хемијског елемента формира биогеохемијско поље, на исти начин као што је случај са геохемијским пољем. Средњи садржаји хемијских елемената биогеохемијске популације су параметри биогеохемијског поља, а предлаже се назив „биогеохемијски фон" (дефиниција 12). Ранговање биогеохемијског фона је такође зависно од геолошког аспекта посматрања организације материје земљине коре на геолошка тела, а то су: глобални, сегментни, регионални и локални биогеохемијски фон. Предлаже се именовање глобалног биогеохемијског фона термином „в е р н а д с к и".

Дефинисан је „коефицијент концентрације Вернадског" (дефиниција 13) као однос биогеохемијског са геохемијским фоном (формула 36), а на глобалном нивоу наше планете то је однос вредности „вернадски" са „кларком" (формула 37).

Као прилог, дат је пример статистичке обраде и изучавања структуре геохемијског поља, што се потпуно може применити и на биогеохемијско поље. Овај пример је идеализован, јер су замишљени елементи (као аналози хемијских елемената) „X" и „Y", за које су измишљени и глобални параметри геохемијског поља (кларк), за земљину кору и за киселе магматске стене. Ови елементи су распоређени у замишљеном геолошком телу гранитоидног састава.

Формиран је статистички узорак од 506 геохемијских проба (са замишљеним јединичним концентрацијама за елементе „X" и „Y"), који је довољно репрезентативан. Изучавана је структура геохемијског поља. Приказ форме рељефа геохемијског поља је зависна од статистичке размере (која је раније дефинисана теоремом 3), што представља стандардизацију геолошке независне променљиве. Ова стандардизација је у ствари стандардизација геохемијске еквидистанце, што је дефинисано теоремом 9. Форма рељефа геохемијског поља приказана је топографски (геохемијске карте) и математичко-статистички (двојни хистограми). Извршен је избор логаритамске геохемијске еквидистанце, у логаритамској статистичкој размери „log 1:10" ppm, за реалне „елементе" као и „фиктивне" елементе.

Израчунати су параметри и коефицијенти концентрација геохемијских поља, реалних и фиктивних; на основу којих су дате оцене геохемијске и металогенетске специјализације изучаваног гранитоидног геолошког тела на поменуте елементе.

Аутор се нада да ће могућности изучавања структуре геохемијског поља бити примењене у пракси, уз обавезно поштовање свих поступака за израчунавање вредности параметара и коефицијената концентрација.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анђелић, Т.,** 1983: Једна погрешна употреба речи „Материја". „Техника", општи део, бр. 10, Београд (с. 1379, ТО 5).
2. **Аристов, В. В.,** 1984: Методика геохемических поисков твердих полезных ископаемых. „Недра", Москва (с. 200).
3. **Ahrens, L. H.,** 1954: The lognormal distribution of the elements. Geochimica et Cosmochimica Acta: I Vol. 5, No. 2 (p. 49—73); II Vol. 6, No. 2/3 (p. 121—131).
4. **Ahrens, L. H.,** 1957: Lognormal-type distributions — III. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 11, No. 4 (p. 205—212).
5. **Ahrens, L. H.,** 1963: Lognormal-type distributions in igneous rocks — IV. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 27, No. 4, (p. 333—343).
6. **Белов, Б. И.,** 1970: О понятии вероятности концентраций в геохимии. Математическии методы в петрологии и геохимии; изд. „Наука", Москва (с. 99—105).
7. **Белоусов, В. В. и Павленкова, Н. И.,** 1985: Типы земној коры. „Геотектоника", Но. 1, Москва (с. 3—14).
8. **Беус, А. А. и Григорян, С. В.,** 1975: Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. „Недра", Москва (с. 280).
9. **Беус, А. А.,** 1981: Геохимия литосферы. „Недра", Москва (с. 334).
10. **Билибин, Ю. А.,** 1955: Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. „Госгеолтехиздат", Москва (с. 86).
11. **Боровко, Н. Н.,** 1971: Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. „Недра", Ленинград (с. 174).
12. **Блажић, М.,** 1982: Општа статистика — основи и анализа, пето издање. „Савремена администрација", Београд (с. 436).
13. **Браунлоу, А. Х.,** 1984: Геохимия. „Недра", Москва (с. 463).
14. **Булкин, Г. А.,** 1984: Количественая оценка прогнозных запасов руд. „Недра", Москва (с. 129).
15. **Вернадский. В. И.,** 1954: Избранные сочинения, том I. АН СССР, Москва (с. 696).
16. **Вернадский, В. И.,** 1960: Биосфера. „Култура", Београд (с. 233).
17. **Вернадский, В. И.,** 1983: Очерки геохимии, 7-е (4-е русское) издание, „Наука", Москва (с. 422).
18. **Войткевич, Г. В., и Закруткин, В. В.,** 1976: Основы геохимии. „Высшая школа, Москва" (с. 370).
19. **Войткевич, Г. В., Кизильштейн, Л. Я. и Холодков, Ю. И.,** 1983: Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. „Недра", Москва (с. 160).
20. **Виноградов, А. П.,** 1962: Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. „Геохимия", Но. 7. Москва (с. 555—571).
21. **Vistelius, A. B.,** 1960: The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes. The Journal of geology, Vol. 68, No. 1, Chicago (p. 1—22).
22. **Вујић, С. и Радевић, В.,** 1983: Принципи математичког моделирања лежишта минералних сировина. „Техника" (РГМ), бр. 11, Београд (с. 1594—1597).
23. **Вујић, С.,** 1985: Математичко моделирање лежишта минералних сировина у циљу одређивања основних техничко-технолошких параметара површинских копова. Универзитет у Београду — Рударско-геолошки факултет, Београд (с. 138).
24. **Вукадиновић, С.,** 1973: Елементи теорије вероватноће и математичке статистике. „Привредни преглед", Београд (с. 480).
25. **Геологический словарь,** том 2. „Недра", Москва, 1978 (с. 456).
26. **Григорян, С. В.,** 1973: Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. „Совјетская геология", Но. 1, Москва (с. 15—33).
27. **Григорян, С. В. и Овчинников, Л. Н.,** 1981: О поисковом и генетическом значении первичных ореолов рудных месторождений. В кн. „Геохимические методы поисков рудных месторождений, часть I. „Наука", Сибирское отделение, Новосибирск (с. 37—44).

28. **Група аутора:** В. И. Вернадский и современность. „Наука", Москва, 1986 (с. 232).
29. **Добрецов, Н. Л.**, 1981: Глобальные петрологические процессы. „Недра", Москва (с. (с. 236).
30. **Дубов, Р. И.**, 1970а: Математическое моделирование геохимических процессов. Математические методы в петрологии и геохимии; изд. „Наука", Москва (с. 6—16).
31. **Дубов, Р. И.**, 1970б: К вертикальной зональности рудных тел и их ореолов. Математические методы в петрологии и геохимии; изд. „Наука", Москва (с. 145—148).
32. **Дубов, Р. И.**, 1974: Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. „Наука", Сибирское отделение, Новосибирск (с. 277).
33. **Durovich, S.**, 1959: Contribution to the lognormal distribution of elements. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 15. No. 4 (p. 330—336).
34. **Жарков, В. Н.**, 1983: Внутренее строение Земли и планет. „Наука", Москва (с. 416).
35. **Заварзин, Г. А.**, 1986: Сергей Николаевич Виноградский. К 100-летију открытия хемосинтеза. „Природа", Но. 2 (с. 71—85).
36. **Иванов, В. В.**, 1968: О системе приближенных оценок средних содержаний химических элементов в геологических образованиях. В кн. „Математические методы в геологии", Международный геологический конгрес, XXIII сесија (доклади совјетских геологов). „Наука", Москва (с. 48—53).
37. **Ивановић, Д.**, 1985: Историјско-филозофска питања физике, Завод за уџбенике и наставна средства, Београд (с. 398).
38. **Јанковић, С. и Миловановић, Д.**, 1985: Економска геологија и основи економике минералних сировина, Београд (с. 403).
39. **Каждан, А. Б.**, 1974: Методологические основи разведки полезных ископаемых. „Недра", Москва (с. 272).
40. **Каждан, А. Б., Пахомов, В. И., Демидов, Е. А., Господинов, К. Т., Иорданов, С. О. и Долгушин, С. П.**, 1986: Интерпретация результатов литогеохимического опробования методом последовательной генерализации исходных данных. „Геология и разведка", Но. 2, Москва (с. 96—104).
41. **Карамата, С.**, 1967: Петрогенеза. „Грађевинска књига", Београд (с. 324).
42. **Квятковский, Е. М.**, 1977: Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. „Недра", Ленинград (с. 189).
43. **Козаренко, В. Н.**, 1981: Эндогенная металлогения. „Недра", Москва (с. 279).
44. **Кун, Т.**, 1974: Структура научних револуција, „Сазвежђа", бр. 40; „Нолит", Београд.
45. **Лапо, А. В.**, 1979: Следы былых биосфер. „Знание", Москва (с. 173).
46. **Levinson, A. A.**, 1974: Introduction to exploration Geochemistry. Calgary, Alberta, Canada (p. 498).
47. **Лукашев, К. И. и Вадковская, И. К.**, 1982: Геохимические очерки биосферы. АН Белорусской ССР, Институт геохимии и геофизики. „Наука и техника", Минск (с. 156).
48. **Лукашев, К. И., Лукашев, И. К. и Вадковская, И. К.**, 1984: Человек и природа. „Наука и техника", Минск (с. 295).
49. **Ляхович, В. В.**, 1984: Рудоносность гранитоидов: вопросы терминологии. Известия АН СССР, сер. геологическая, Но. 10, Москва (с. 27—41).
50. **Максимов, Е. М.**, 1982: К методике формационного анализа платформенних толщ (на примере западно Сибирской плити). „Геотектоника", Но. 3, Москва (с. 64—69).
51. **Марић, З.**, 1986: Оглед о физичкој реалности. „Сазвежђа", бр. 97, „Нолит", Београд (с. 200).
52. **Matheron, G.**, 1955: Application des méthodes statistiques à l'evaluation des gisements. Annales des mines, decembre 1955 (p. 50—75).
53. **Matheron, G.**, 1963: Principles of geostatistitics. Economic Geology, Vol. 58, No. 8 (p. 1246—1266).

54. **Miller, R. L. and Goldberg, E. D.,** 1955: The normal distribution in geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 8 (p. 53—62).

55. **Наумов, Г. Б.,** 1978: Основы физико-химической модели уранового рудообразования. „Атомиздат", Москва (с. 216).

56. **Омаљев, В.,** 1974: Истраженост и методологија прорачуна резерви лежишта урана Жировски врх. „Радови" ИГРИ, св. 9, Београд (с. 53—92).

57. **Омаљев, В.,** 1977: Геостатистичко испитивање рудног тела V-1 у лежишту урана Жировски врх. „Радови" ИГРИ, св. 11, Београд (с. 125—151).

58. **Омаљев, В.,** 1978а: Теоријска основа нове методологије испитивања распореда корисних компоненти у природној средини. „Радови" Геоинститута, св. 12, Београд (с. 245—274).

59. **Омаљев, В.,** 1978б: Статистичка анализа металогенетских карактеристика полиметаличних орудњења. „Радови" Геоинститута, св. 12, Београд (с. 191—217).

60. **Омаљев, В.,** 1979: Расподела урана, торијума и калијума у греденским слојевима Жировскон врха. „Радови" Геоинститута, књига 13, Београд (с. 87—113).

61. **Омаљев, В.,** 1980а: Трокомпонентни двојни хистограм на примеру односа расподеле урана, торијума и калијума у греденским слојевима Жировског врха. „Радови" Геоинститута, књига 14, Београд (с. 43—66).

62. **Омаљев, В.,** 1980б: Модел испитивања расподеле односа Th/U на примеру греденских слојева Жировског врха. „Радови" Геоинститута, књига 14, Београд (с. 183—210).

63. **Омаљев, В.,** 1981а: Статистичко испитивање равнотеже eRa-U као индикатора савремене прерасподеле урана у рудном телу В-1 лежишта урана Жировски врх. „Техника" (РГМ), бр. 1, Београд (с. 69—76).

64. **Омаљев, В.,** 1981б: Расподела урана, торијума и калијума у гранитоидном масиву Цера. „Радови" Геоинститута, књига 15, Београд (с. 47—70).

65. **Омаљев, В.,** 1981в: Изучавање расподеле урана у зависности од органогеног и карбонатног угљеника у седиментима лежишта Жировски врх. „Рударско-металуршки зборник", Вол. 28, No. 2—3, Љубљана (с. 183—205).

66. **Омаљев, В.,** 1981г: Расподела органогеног угљеника у седиментима лежишта урана Жировски врх. „Рударско-металуршки зборник", Вол. 28, No. 4, Љубљана (с. 343—364).

67. **Омаљев, В.,** 1981д: Модел статистичког испитивања односа лакорастворног са укупним ураном, на примеру гранитоидног плутона Цера. „Геолошки гласник", бр. 26, Сарајево (с. 111—130).

68. **Omaljev, V.,** 1982a: Characteristics of the distribution of the geological random variable. "Rudarsko-metalurški zbornik", Vol. 29, No. 2—3, Ljubljana (s. 133—154).

69. **Омаљев, В.,** 1982б: Прилог дефинисању геохемијског поља, фона и шума (ферсмана) на примеру расподеле бакра у офиолитима Пусте Тушимље. Записници Српског геолошког друштва за 1981. годину, Београд (с. 57—68).

70. **Омаљев, В.,** 1982в: Прилог дефинисању геохемијског поља, фона и шума (ферсмана) на примеру расподеле цинка и олова у офиолитима Пусте Тушимље. Зборник радова, књига II, X јубиларни конгрес геолога Југославије, Будва (с. 521—536).

71. **Омаљев, В.,** 1982г: Металогенетске карактеристике уранског рудишта Жировски врх. Геоинститут, Посебна издања, књига 7, Београд (с. 170).

72. **Омаљев, В.,** 1982д: Расподела карбоната у седиментима лежишта урана Жировски врх. „Рударско-металуршки зборник". Вол. 29, No. 1, Љубљана (с. 3—22).

73. **Омаљев, В.,** 1982ђ: Расподела U, Th и K у алевролитима, псамитима и псефитима Жировског врха. „Геологија", 25. књига, 2. дел, Љубљана (с. 289—307).

74. **Омаљев, В.,** 1983а: Поводом 100. годишњице рођења А. Е. Ферсмана и 120. годишњице рођења В. И. Вернадског — предлог нових термина у геохемији и биогеохемији. „Радови" Геоинститута, књига 16, Београд (с. 5—20).

75. **Омаљев, В.,** 1983б: Предлог нових појмова и термина у геохемији. „Техника" (РГМ), бр. 5, Београд (с. 747—752).

76. **Омаљев, В.,** 1983в: Расподела урана у јужном делу гранитског масива Букуље. „Радови" Геоинститута, књига 16, Београд, (с. 145—182).

77. **Омаљев, В.,** 1983г: Карактеристике информација о геолошким популацијама хемијских елемената у геолошким телима. Записници Српског геолошког друштва за 1982. годину, Београд (с. 23—29).

78. **Омаљев, В.,** 1983д: Геолошка независна и зависна променљива при геохемијским испитивањима. Записници Српског геолошког друштва за 1982. годину, Београд (с. 73—81).

79. **Омаљев, В.,** 1983ђ: Статистичка размера као мера стандардизације геолошке независне променљиве. Записници Српског геолошког друштва за 1982. годину, Београд (с. 157—167).

80. **Омаљев, В.,** 1983е: Однос Th/U у гранитоидним стенама Цера. „Техника" (РГМ), бр. 3, Београд (с. 427—433).

81. **Omaljev, V.,** 1984a: Theorems and laws defining distribution of geological random variable. 27th International geological congress, Moscow, 4—14 august 1984 — Abstracts, Vol. VIII, sect. C. 20 (p. 398—399). "Geologija", 28. knjiga, Ljubljana 1985.

82. **Омаљев, В.,** 1984б: Расподела урана, тешкорастворног и лакорастворног урана у јужном делу гранитског масива Букуље. „Радови" Геоинститута, књига 17, Београд (с. 89—116).

83. **Омаљев, В.,** 1984в: Типови расподеле геолошке случајне променљиве. Записници Српског геолошког друштва за 1983. годину, Београд (с. 97—106).

84. **Омаљев, В.,** 1984г: Параметри расподеле геолошке случајне променљиве. Записници Српског геолошког друштва за 1983. годину, Београд (с. 87—96).

85. **Омаљев, В.,** 1985а: Математичка суштина средњег садржаја. „Техника" (РГМ), бр. 3, Београд (с. 300—306).

86. **Omaljev, V.,** 1985b: Dual nature of geological random variable. International symposium: Hornicka Pribram ve vede a technice — section "Mathematical methods in geology", 14—18 october 1985 (p. 32). "Radovi" Geoinstituta, knjiga 19, Beograd, 1986 (s. 141—156).

87. **Омаљев, В.,** 1985в: Проба као информација о геолошком телу, Зборник радова, I Југословенско саветовање о рудничкој геологији, 26—28. фебруар 1985, Приштина (с. 367—378).

88. **Омаљев, В.,** 1985г: О популацијама рудних елемената, „Техника" (РГМ), бр. 12, Београд (с. 1746—1751).

89. **Омаљев, В.,** 1985д: Статистичка анализа петрохемијско-геохемијских карактеристика дацита Мачкатице. „Радови" Геоинститута, књига 18, Београд (с. 107—140).

90. **Омаљев, В.,** 1985ђ: Проблематика одређивања геохемијског фона и шума на примеру расподеле урана у седиментима Жировског врха. „Геологија", 28. књига, Љубљана.

91. **Омаљев, В.,** 1986а: Определение понятий геохимического поля, фона и шума. "Геохимия", Но. 7, Москва (с. 899—904).

92. **Омаљев, В.,** 1986б: О параметрима геохемијског поља. XI конгрес геолога Југославије, књига 3, Тара, 1986 (с. 81—95).

93. **Omaljev, V.,** 1986v: The structure of the geochemical field. International South European Symposium on Exploration Geochemistry, 9—11 November 1986, Athens (Abstracts, p. 48).

94. **Omaljev, V.,** 1986g: Standardization of statistical treatment of geochemical data. International South European Symposium on Exploration Geochemistry, 9—11. November 1986, Athens (Programme witht Abstracts, p. 56).

95. **Омаљев, В.,** 1986д: Расподела радиоактивних и алкалних елемената у гранитоидним стенама Борање. „Радови" Геоинститута, књига 19, Београд (с. 193—222).

96. **Омаљев, В.,** 1986ђ: Нови појмови и термини у геохемији. Зборник ЦАНУ ОПН (посвећен 80. годишњици академика Зарије Бешића), Титоград.

97. **Перельман, А. И.,** 1975: Геохимия ландшафта. „Высшая школа", Москва (с. 342).

98. **Перельман А. И.,** 1979: Геохимия. „Высшая школа", Москва (с. 423).

99. **Перишић, М., 1983:** Примењена геостатистика. Рударски институт, Београд (с. 534).

100. **Петковић, М. и Томанец, Р.,** 1976: Статистички модел обраде резултата литогеохемијске проспекције рудног поља Бучим. Саветовање: „Нове методе геолошких истраживања и опреме", 16—18. новембар 1976. Опатија (с. 265—282).

101. Петковић, М., 1982: Проспекција рудних лежишта. Београд (с. 172).

102. Pirc, S., 1977: Uran v kamninah, vodah in muljih na območju Posavskih gub v Sloveniji. »Rudarsko-metalurški zbornik«, št. 4, Ljubljana (s. 335—357).

103. Прокић, Д., 1981: Законске мерне јединице у СФРЈ. „Техника", специјално издање, Београд (с. 28).

104. Радевић, В., Вујић, С. и Павловић, В., 1976: Методе математичког моделирања лежишта минералних сировина. Саветовање: „Нове методе геолошких истраживања и опреме", 16—18. новембар 1976., Опатија (с. 247—255).

105. Родионов, Д. А., 1961: К вопросу о логнормальном распределени содержаний элементов в изверженных горных породах. „Геохимия", Но. 4, Москва (с. 324—327).

106. Родионов, Д. А., 1962: Об оценивании средњего содержания и дисперсии логнормального распределения компонентов в породах и рудах. „Геохимия", Но. 7, Москва (с. 629—632).

107. Родионов, Д. А., 1963: Особенности распределения среднего арифметического в условиях асимметричных распределений содержаний. „Геохимия", Но. 7, Москва (с. 689—693).

108. Родионов, Д. А., 1968: Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. „Недра", Москва (с. 158).

109. Ронов, А. Б. и Ярошевский, А. А., 1976: Новая модель химического строения земной коры. „Геохимия". Но. 12, Москва (с. 1763—1795).

110. Рудник, В. А. и Соботович, Э. В., 1984: Ранняя история Земли. „Недра", Москва (с. 349).

111. Савић, П., 1978: Од атома до небеских тела. „Радивој Ћирпанов", Нови Сад (с. 220).

112. Сафронов, Н. И., 1936: К вопросу об „ореолах рассеяния" месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке. „Проблемы совјетскоj геологии", том. 6, Но. 4 (с. 302—322). Прештампано у кн. „Геохимические методы поисков рудных месторождениы", „Наука", часть I, Новосибирск (с. 4—21), 1981.

113. Сафронов, Н. И., 1981: К вопросу о закономерности соотношений „запасы — содержания" в рудах. „Наука", часть I, Новосибирск (с. 21—30).

114. Смыслов, А. А., 1974: Уран и торий в земной коре. „Недра", Ленинград (с. 231).

115. Соколов, Б. С., 1986: Биосфера: понятие, структура, эволюция. „В. И. Вернадский и современность", изд. „Наука", Москва (с. 98—122).

116. Соловов, А. П., 1985: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. „Недра", Москва (с. 294).

117. Таусон, Л. В., 1981: Магматогенные геохимические поля рассеяния и концентрирования. „Наука", часть I, Новосибирск (с. 30—37).

118. Taylor, S. R., 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 28, No. 8 (p. 1273—1285).

119. Трпинац, П., 1973: Општа хемија (IV издање). „Медицинска књига", Београд — Загреб (с. 235).

120. Turekian, K. K. and Wedepohl, K. H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Society of Am. Bulletin, Vol. 72 (p. 175—192).

121. Туђан, Ф., 1951: Опћа минералогија, друго издање. Загреб (с. 606).

122. Усиков, Ю. Т., 1986: Экспериментальная оценка точности геологической информации. „Геология и разведка", Но. 2, Москва (с. 73—80).

123. Ферсман, А. Е., 1953: Избранные труды, том II. АН СССР, Москва (с. 768).

124. Ферсман, А. Е., 1955: Избранные труды, том III. АН СССР, Москва (с. 798).

125. Ферсман, А. Е., 1958: Избранные труды, том IV. АН СССР, Москва (с. 588).

126. Hawkes, H. E. i Webb, J. S., 1968: Geohemija i istraživanje mineralnih sirovina. »Savremena administracija«, Beograd (s. 351).

127. Хендерсон, П., 1985: Неорганическая геохимия. „Мир", Москва (с. 339).

128. Carlier, A., 1964: Contribution aux méthodes d'estimation des gisements d'uranium. Paris: Rapport CEA — R 2332 (p. 360).

129. Clarke, F. W., 1924: The data of Geochemistry, 5th edition. Geol. Bulletin 770 (p. 839).

130. Clarke, F. W. and Washington, H. S., 1924: The composition of the Earth's crust. US Dep. Interior. Geol. Survey. Profess. Paper (p. 127—140).

131. Яншин, А. Л., 1986: В. И. Вернадский и его учение о биосфере и переходе ее в ноосферу. „В. И. Вернадский и современность", изд. „Наука", Москва (с. 28—40).

Summary

THE GEOCHEMICAL FIELD

by

Veljko Omaljev

Contemporary physics treats matter as unity of substance and field. Matter is in perpetual motion, and energy is the measure of this motion. The completness of the concept of matter can not be expressed by means of a single definition, inasmuch as the aspects of manifestations of matter are innumerable and everchanging.

A field is very often defined as a part of space where the influence of matter is manifested, so that mass of the matter creates gravitational field, electric charge electrical field (or electromagnetical field, when in motion), etc. Many of the transformations of the material influence in space can be defined as fields (sometimes not so strictly as in physics): radioactive field, thermal field, etc. Earth's crust containes different types of fields: gravitational, electrical, magnetic, thermal, then field of various radiations, etc., which can be treated as different manifestations of the matter of Earth's crust and Earth as a planet.

My opinion is that geochemistry has reached the level where the "g e o c h e m i c a l f i e l d" can be defined as a field of influence of the masses of chemical elements in geological bodies. This can be comprihended as the application of physics in geology, i.e. in geochemistry which is one its disciplines.

HISTORY OF THE CONCEPT OF THE GEOCHEMICAL FIELD

The abundant geochemical literature contains very little as regards this subject; contemporary geochemistry treats the problems of geochemical processes which take places within Earth's crust.

The concept of the geochemical field has been defined in two ways: earlier authors define it as the surface of the terrain itself with developed

geological formations which contain different concentrations of different chemical elements; younger generations of authors have accepted the concept of the geochemical field as the field of influence of masses of chemical elements, similar as with geophysical fields.

All of them agree that investigation of the mean contents of a chemical element is essential inasmuch as it is the parameter which defines its presence within the geochemical environment. The significance of investigation of the mean contents of chemical elements was realized after the works of F. W. Clarke, who started his studies a century ago (the first was published in 1889). His well knowh study "The Data of Geochemistry" has been published five times (the last time in 1924).

As a measure of presence of a chemical element in a rock, compex, or Earth's crust itself, Clarke has defined the "mean contents" as a simple arithmetical mean of concentrations of chemical elements in samples. Clarke's method of work was vehemently opposed by his contemporaries who had proposed the pondered arithmetical mean as a means for calculation of the mean contents. Since the difference between Clarke's method and that of his opponents was not too big, Clarke managed to prove that his method is representative enough.

In 1923. A. E. Fersman proposed, in Clarke's honour, the term "clarke" for the mean contents of a chemical element in systems like "the athmosphere of Sun or other stars, meteorites, Earth's crust, the range of Caucasus, etc." (A. E. Fersman, 1953, 1955). This term was not accepted, but it is in use in eastern countries. It would be necessary to accept it worldwide.

Around the turn of the century V. I. Vernadsky was teaching enetic mineralogy" at the University of Moscow as the "chemistry of mpounds within Earth's crust", and he was convinced that to determine e contents of chemical elements in minerals was essential. This type pproach in mineralogy has led to the introduction of a new scientific cipline within geology called "geochemistry". He should be accepted s the father of this science, regardless of the fact that be was not the first one to treat these problems; on the other hand he was the first to define geochemistry as "history of atoms in Earth's crust", with the aim to "study atoms of chemical elements in space and time" (V. I. Vernadsky, 1954, 1983).

He was one of the pioneers in studies of radioactive elements in Earth's crust, or in general, forseeing the revolution as regards this matter, in near future. Together with Fersman he was aware of the significanse of radioactivity as the source of energy.

Vernadsky has stressed the importance of "biosphere" as a very specific geosphere of Earth's crust within which life of organisms takes place. This part of geochemistry he called "biogeochemistry".

Fersman did geochemical research of the objects Earth's crust, which he calls the "geochemical environment". He did a lot of work trying to define the geochemical sectioning of Earth's crust which he considered to be of primary importance. However, the metallogenetic sectioning has prevailed in practise. My opinion is that there is no need for both of them, because the metallogenetic one is sufficient to study all geological (and

geochemical) characteristics of geological bodies (which is the essesence of metallogenetic research).

The "geochemical field" is the smallest unit in Fersman's geochemical sectioning of Earth's crust; these are "Geochemically homogenous sections connected to larger accumulations of any of the associated elements" (A. E. Fersman, 1953). Many take this definition of the geochemical field as of a surface with developed geological formations with concentrations (accumulations) of specific chemical elements.

According to Fersman's definition (1953) "clarke represents the weight or atomic percentage of the contents of a given chemical element in a defined geochemical system (for example, lithosphere as a whole, Caucasus range, in athmosphere, etc.)". The method of Clarke has been accepted, i.e. the mean contents is represented by the arithmetical mean of the contents of all samples of a certain geochemical system.

Fersman used the term "clarke" to denote the mean contents of a chemical element in rocks of a certain complex of Earth's crust, or a section, or locality as well. Later the term "geochemical phone" has been introduced in literature, and I suppose that it was the substitution for Fersman's "local clarke". It is regretful that "geochemical phone" has not been accepted worldwide.

Contemporary definition of the geochemical phone is given in "Geologichesky slovar" (vol. 2, 1978): "Geochemical phone is the mean contents of an element in rocks of determined type which cover considerable areas and are not connected with concrete deposits. The contents of elements may be on the level of clarke, higher (more often), or lower (rarely) than it".

Some authors think (H. E. Hawkes, and J. S. Webb, 1968) that geochemical phone, essentially, is not some determined value, but a series of possible contents of elements in rocks.

After L. H. Ahrens published his work (1954) an intense discussion was held as regards the character of the distribution of chemical elements in rocks; the dilemma was: the normal or lognormal distribution. Ahrens throughout that the basic law of the distribution of elements is "lognormal", while the others insisted on the "normal law". Since the dispute was without solution, Hawkes and Webb (1968) published that the distribution does not have to be neither normal nor lognormal. They have realized that there are several types of distributions, but they have not defined them.

Those who favour normal distribution take arithmetical mean of the contents of samples as the mean contents. The other (G. Matheron, 1955; A. Carlier, 1964; A. A. Beus and S. V. Grigoryan, 1975; etc.) have developed the statistical approach where real concentrations of investigated elements are substituted by their logarithms. For them the geometrical mean is the mean contents of an element is a geochemical environment.

In this way, according to my opinion, the methodology of work, developed by Clarke, Vernadsky and Fersman, has been left aside; this has caused, and still does, great damage in practice.

The introduction of the new methodology in geology (geochemistry), which applies statistics as a tool for the study of the distribution of chemical elements in geological bodies, based on the dual nature of the geological random variable (V. O m a l j e v, 1977, 1978, 1980, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986), represents the essential change which enables further insights into the real distribution of an element itself. At an instant this methodology led to the idea of the "geochemical field", via the "vector" of unit concentrations.

Predictions of the concept of the geochemical field (similar to other physical fields) have been present in literature for more than one decade (R. I. D u b o v, 1974; A. I. P e r e l j m a n, 1979). D u b o v thinks that the geochemical field is a field of numbers which represent the spatial distribution of concentrations as functions of coordinates. According to P e r e l j m a n, the geochemical field can be represented by isolines of concentrations, similar to geophysical fields.

Developing the theoretical aspect of the distribution of the geological random variable, the author has come to the mathematical-statistical definition: "The geochemical field, geometrically taken, is a surface which is the geometrical loci of the intensities of the "vector" of unit concentrations of chemical element in rocks as the geochemical environment" (V. O m a l j e v, 1982б, 1982в).

A. P. S o l o v o v (1985) gave the definition: "The geochemical field is a part od space characterized by digits of the contents of chemical element C_X as functions of coordinates and time, i.e. $C_X = f(x, y, z, T) > > 0$". This definition is similar to that of D u b o v (1974).

It is a fact that many authors are interested in these problems, from their individual point of view. It is not possible to scope all aspects of this discipline in a paper like this. The problems of the distribution are carefully studed in investigations of mineral deposits, where a specific chemical (ore) element is a geological random variable; this variable can be analyzed as regards the distribution versus concentration or spatial coordinates. The latter aspect has been detailed by scientists who deal with geostatistics (they call the geological random variable the "regionalized variable" — G. M a t h e r o n, 1963; M. P e r i š i ć, 1983). In earlier works it was defined as the "spatial variable" (S. V u j i ć, 1983, 1985); the mentioned author calls this space the "geometrical field".

All these aspects are different approaches to the investigation of the distribution of the geological random variable as a function of coordinates, which we define as the "geochemical field". Of course, there is a whole lot of specifically geochemical detail which are not of special interest for those who deal with geostatistics.

We can came to the conclusion that the geochemical field, being the means for investigation of spatial distribution of chemical elements, has been defined in various ways, depending on the concrete application (mostly the investigation of solid mineral deposits).

ORGANIZATION OF EARTH'S CRUST MATTER

The organization of the matter of the Earth's crust can be viewed at different "levels", depending on the definition of a "particle" (corpuscule) which is the constitutional element of it.

The entirety of the material world is infinitely complex and it can be comprehended, observed and investigated in many different ways. The world can neither be grasped, comprehended nor investigated in its entirety which is inaccessible to us; only a limited domain is subject to investigation, and understanding.

Matter is all that exists in nature (universe), and it is defined as unity of substance and field. It is in perpetual motion, the forms of which (perceived by means of senses and devices) can be: 1) mechanical (movement of bodies with respect to other bodies), 2) physical (change of the state of aggregation and form of substance), 3) chemical (chemical synthesis and analysis of substance), and 4) biological (birth, life and death of organisms) (P. T r p i n a c, 1973).

Matter consists of particles (corpuscules) of different size and it is impossible to determine which of them is the smallest, or the biggest. With respect to such classification the organization of matter is endless. One of the essential characteristics (for us geologist) of substance is mass; that is what we measure in geochemistry (it is accepted that mass is the measure of the quantitu of substance).

A field is a part of space which reflects the energy of the physical system of matter; it is a consequence of the presence of substance within space. In this respect the influence of the mass of substance results in gravitational field, the influence of the charge of substance particles gives electric field, the influence of charged particles in motion yields in electromagnetical field, the influence of a magnetic dipole results in magnetic field; etc.

This leads us to the conclusion that matter is of "granular" structure; a part of space, which we call a field, is where particles of substance move.

From the point of view of physics applied to geology, a particle is defined as small portion of matter without inner structure (for a given level of observation); that is,, particles are not being divided into smaller units.

We differ three levels of the organization of matter:

1) Micro-level; atoms are viewed upon as particles
2) Macro-level; minerals play the role of particles which constitute matter (crystals, aggregates)
3) Mega-level; planets, stars, etc. play the role of constitutional particles of matter

On the micro-level substance is defined as an atom, which is the constitutional particle (regardless of its subatomic structure); a set of

atoms of a certain kind we define as a "chemical element". Micro-level is inaccessible for direct observation and this is why this level of organization of matter is only fragmentary investigated in geochemistry.

On the macro-level substance is defined as a mineral (a compound of chemical elements), regardless of its structure which belongs to the micro-level. Geology deals with this level of organization of the matter of Earth's crust, making it the most important one.

The study on the mega-level is outside our reach except for the planet Earth.

An atom is an active particle and it is rarely found in nature, since it can be easily ionized (activated), thus forming molecules. A molecule is the constitutional particle on the micro-level. Gaseous and liquid states of aggregation of substance are made of molecules in perpetual motion; the equilibrium within the micro world is of dynamic nature. Collisions between particles result in continuous recombination, forming, for a fraction of time, free atoms which immediately react between themselves, with the exception of inert gases.

Crystals can be treated in a similar manner if we consider them as macro-molecules which characterize the solid state of aggregation. At any instant some of the particles migrate while, in crystals, ions are regularly spaced forming the so-called "crystalline lattice". In this way, the micro--particles, which build up the crystalline structure, appear within the macro--world as crystals of minerals, which are the real particles within this domain.

The population of micro-particles of a certain kind defines a determined substance, whether a chemical element or a chemical compound. The measurement of masses of particular populations is, really, the measurement of masses of determined chemical elements or compounds, which requires the procedure known as chemical analysis. It should be viewed as a "window" into the micro-world, which is normally, for us geologists, inaccessible.

A population of a mineral (treated as a particle) represents the "geological body" which is a real body within Earth's crust and it can be delimited in accordance with the given characteristics (mineral structure, structural characteristics, chemical composition, etc.). Geological bodies appear as a result of the differentiation of Earth's crust matter within the geological evolution; the trivial case are rocks as populations of certain minerals.

There is no universal classification which can fullfil all aspects of the investigation of geological bodies. We distinguish the following aspects: 1) global, 2) segmental, 3) regional, and 4) local.

The global aspect is of planetary level and it comprises differentation of rocks of the Earth's crust. Segmental aspect is of lower level, treating particular segments (blocks) of the Earth's crust. Regional aspect follows the previous one and it is of practical significance. The lowest is the local aspect covering the investigation of geological bodies or formations of particular localities.

We should bear in mind that the entirety of a geological body, whether we consider the crust itself, or the ore body, is extremely vers-

atile and unknown to a great extent. The geological investigation covers just a few aspects of the structure and material contents of geological bodies, and it is governed by aims which dictate the selection of characteristics (economic reasons are predominant).

GEOCHEMICAL FIELD

The geochemical field is the field of influence of the substance of a chemical element in a geological body. In other words it is the transformation of one of the physical fields.

Within the micro-domain the electric field of ionized atoms is the factor which, if accompanied by critical density of the substance, creates the crystaline structure. This field is called the "field of cristalization" and it is responsible for crystal growth.

Some substances include magnetic dipols which produce magnetic field within the crystal. The complex of these physical fields in crystals represents the local geochemical field.

Definition 1: The geochemical field on the micro-level is the field of influence of the substance of chemical elements; it is the transformation, in the mathematical sense, of its own electrical, magnetic and gravitational field expressed as a function of elementary change (e), moment of magnetic dipole (μ) and mass (m):

$$U = f(e, \mu, m) \qquad (1)$$

Influence of the geochemical field defined in such a manner, does not exceed the micro-level.

Within the macro world of minerals treated as particles the gravitational field of their own plays the dominant role as the force which produces their mass.

Influence of the electrical field can be neglected.

Definition 2: The geochemical field on the macro-level is the field of influence of masses of a particular chemical element; it is the transformation of its own gravitational field expressed as a function of the partial mass (Δm) of a determined chemical element:

$$U = f(\Delta m) \qquad (2)$$

This definition of the geochemical field is of theoretical significance.

The population of minerals as particles forms a geological body and is called a "geological population". Geological population of mineral grains is a phenomenon of statistical nature; it is practically uncountable and

it has discrete character. The distribution of a geological population conforms to the Law of Large Numbers, and any relevant investigation asks for application of probability theory as well as mathematical statistics.

A mineral, as an "elementary particle" within the macro world has "elementary volume Δv" which contains "elementary mass Δq" of its substance.

However, a mineral contains partial "elementary masses of chemical elements (ΔX, ΔY ..., ΔZ)" as well (when we take into consideration the structure of the lower-order):

$$\Delta X + \Delta Y + \ldots + \Delta Z = \Delta q \tag{3}$$

Dividing equation (3) by elementary mass (Δq) we get:

$$\frac{\Delta X}{\Delta q} + \frac{\Delta Y}{\Delta q} + \ldots + \frac{\Delta Z}{\Delta q} = \frac{\Delta q}{\Delta q} = 1 \tag{4}$$

which is the relative participation, or the "mean contents" of partial elementary masses of chemical elements in a mineral. Numerical value of the contents of an elementary mass (Δq) is equal to unity, i.e. this value is constant:

$$\Delta q_{const.} = 1 \tag{5}$$

The value of partial elementary masses of chemical elements in a mineral shows slight variations around the most probable value (contents), i.e. it is a variable:

$$\Delta X \text{ different of constant} \tag{6}$$

The relative participation of the partial elementary mass of a chemical element in a mineral is its contents, expressed as:

$$\frac{\Delta X}{\Delta q} = x \tag{7}$$

this expression represents the "concentration" of a chemical element in a mineral. Taking into account (5), we get:

$$\Delta X = x \tag{8}$$

which mathematically expresses the equality between concentration of a particular chemical element in a mineral and contents.

The basic geological population of a chemical element in a geological body is the population of elementary masses of that element (ΔX), and it cannot be observed separately from the population of an elementary mass of the mineral itself (Δq). The basic geological population of a mi-

neral, defined in this way (with respect to Δq and ΔX) is extremly large, continuous and practically uncountable. The completness of the geological population of a mineral is not accessible for direct observation and measurements, and therefore it cannot be investigated directly.

The solution of this problem lies in the simulation of the phenomenon which represents a macro-particle in the course of geochemical investigations. This is done by means of geochemical sampling; which has the character of an experiment. A sample as an experimental unit is the material part of a geological body; in the course of sampling it plays the role of a macro-particle, inasmuch as it cannot be divided any further.

Properties of a macro-particle are defined by Theorem 1.

T h e o r e m 1: A mineral (a grain, a fragment) or a sample (an artificial fragment) as a macro-particle of a geological body represents the unit volume (v) which has two measurable properties: 1) unit mass (q), and unit mass of a particular element in that macro-particle (X). Unit concentration unites these two properties ($x = X/q$), and that represents the "vector" of unit concentration which is formed over the unit volume (v).

Unit mass of a sample (q) is constant and equal to unity (formulas 5 and 11). Unit mass of a chemical element (X) is variable (formula 6). Numerical values of the unit mass of an element (X) and of concentration (x) are equal (equation 8).

The population of samples which represents a geological body is called the "statistical sample"; as a consequence of Theorem 1 it contains two geological populations:

1) The geological population of unit masses of samples material (q)
2) The geological population of unit masses of a determined chemical element in a sample (X)

This is called the principle of "dual nature of the geological random variable" (V. O m a l j e v, 1985б).

The volume of a geological body can be divided (theoretically) into mini-blocks of equal volume; these can be treated as unit volumes of a possible sample. Unit masses of the material of a geological body (contained in these mini-blocks) create the field of influence via the vector of unit concentrations (Theorem 10).

T h e o r e m 10: The geochemical field is a physical-mathematical transformation of the own gravitational field of a particular chemical element in a geological body; it is a function of unit masses of an element (X) in the coordinate system (l, b, h); the function is defined via the "vector" of unit concentrations: $U(x) = f(X, l, b, h)$. The geochemical field can be treated as a plane [$U(x) = f(X, l, b)$], or as a line [$U(x) = f(X, l)$].

The direction of the "vector" of unit concentration in space, with respect to the point with coordinates (l, b, h) (a geological body) conforms with the concentration gradient. Viewed from the surface (coordinates l, b) it is perpendicular on the surface of a geological body, and of opposite direction.

This complete definition of the geochemical field is used by those who deal with geostatistics, but only for ore bodies of mineral raw materials.

The planar or linear approach to the geochemical field study is the simplification of a complex three-dimensional model of a geological body which is appropriate for geochemical investigations of the stapial distribution of a chemical element.

By observing the surface of a geological body (in the course of sampling), we come to the conclusion that the possibility of one of mini--blocks to be taken a sample is. In practise, sampling is done on random basis, or it can be lattice or line based.

In the course of sampling a few mini-block of a geological body are taken as geochemical samples; this is why our insight into the geochemical field is partial.

However, there is no real need to take all mini-blocks as samples, especially for a three-dimensional model. Partial insight into the geochemical field is quite satisfactory and for this purpose we offer the following definition.

D e f i n i t i o n 3: The geochemical field is the field of influence of unit masses of a determined chemical element (X) in samples of the statistical sample via "vectors" of unit concentration which are formed above unit volumes of samples.

"Vector" of unit concentrations (fig. 2, under a) are perpendicular on the abscissa, that is one the surface of a geological body, while their apices delimit the space of influence of unit masses of an element (the geochemical field — fig. 2).

The structure of the geochemical field consists of: a) the relief of geochemical field, b) the interval of variations of intensities of the "vectors" of unit concentrations (the base, the threshold and the ceiling of the geochemical field), c) the parameters of geochemical field (the geochemical phone, the geochemical noise), and d) the coefficients of concentrations.

The relief of the geochemical field becomes more distinct when we flatten the surface of the geological body (on a geological map or coordinate system). The form of the relief of the geochemical field is a consequence of uneven spatial distribution of an investigated element. Geochemical studies of the distribution of elements is, really, the investigation of the form of the relief of geochemical field.

The statistical illustration of the relief can be: 1) topographic (a geochemical map), and 2) mathematical (the dual histogram). These two representations are complementary, as regards their role.

T h e o r e m 9: Geochemical equidistance (geq) is the interval between adjacent isolines of concentration of an investigated chemical element and it can be linear or logarithmic.

The span of concentrations between the poorest and the richest sample is the interval of variations of the "vectors" of unit concentrations; at the same time it represents the variation intensity of the relief of the geochemical field (its topographic jaggedness). The geochemical field has its threshold (x_{min}) and its ceiling (x_{max}), while the interval of variations is defined by Theorem 6.

T h e o r e m 6: The position of a geological population on the abscissa of the independent geological variable (x) is determined by the variations interval of unit concentrations of a chemical element in samples of the statistical sample (x_{max} — x_{min}). Outside of the variations interval the geological random variable is not defined.

The intensities of the "vectors" of unit concentrations are parameter of the geochemical field. It is assued that this value is of quantitative nature (quantitative analysis).

The mean value of concentration of a chemical element in a geological body (statistical sample) is the parameter of the geochemical field as well. It is a constant which mathematicly reflects the mean concentration of an investigated element, this is why it is the most important parameter of the geochemical field. It was proved (V. O m a l j e v, 1985a) that the arithmetical mean of unit concentrations in samples of the statistical sample is the mean value of the geological random variable (the mean contents of an element); the same was proved in this paper as well, by developing equation (14) into (17).

Geometrically taken the mean contents of an element represents a plane parallel to the abscissa and it flattens the relief of the geochemical field. By calculating the mean content of a chemical element in a statistical sample we flatten the relief of the geochemical field.

D e f i n i t i o n 4: The geochemical phone (x_g) is the mean contents of the geological population of the chemical element in a geological body.

Phone is a Greek word and its original meaning was "sound"; the geochemical phone could be envisaged as the "sound of present masses (or atoms) of a chemical element" in a geological body.

In 1923. F e r s m a n (1955) proposed the term "clarke" for the mean contents of a chemical element for the entire Earth's crust.

Depending on the level of organization of Earth's crust matter, we differ the following ranks of the geochemical phone:

1) T h e g l o b a l g e o c h e m i c a l p h o n e — c l a r k e (for the entire Earth's crust, for different types of Earth's crust taken as a whole, for different types of rocks or geological formations of the entire Earth's crust).

2) T h e s e g m e n t a l g e o c h e m i c a l p h o n e (for particular segments — plates of continental or ocean crust, for different types of rocks, or geological formations of segments of Earth's crust as a whole).

3) T h e r e g i o n a l g e o c h e m i c a l p h o n e (for metallogenetic belts, provinces and zones; for ore regions and ore fields; for geological formations, or different types of rocks within mentioned metallogenetic units).

4) T h e l o c a l g e o c h e m i c a l p h o n e (for geological formations of certain localities, for rock complexes or mineralization of ore deposits, or for particular ore bodies).

The threshold of geochemical anomalies (fig. 3) separates the syngenetic part from the epigenetic one of the basic geological population; in this way the basic population of an investigated chemical element is di-

vided into two partial populations. Each one of them has its own geochemical field. Geochemical anomalies should be construed as a "signal" of mineralization which is distinguishable from the "geochemical noise".

The most effective way to separate the syngenetic part from the epigenetic one is by means of the dual histogram (fig. 4 and fig. 5); the method employed is the separation og of the logarithmic tail.

Partial geochemical fields (related to the geochemical noise and geochemical anomalies) have all properties of the complete geochemical field, and, needless to say, the similar structure.

D e f i n i t i o n 5: The geochemical noise ($\bar{x}_f$) is the mean contents of the syngenetic partial population of a chemical element in a geological body.

Geometrically taken, the geochemical noise is a plane, parallel to the abscissa (fig. 7), which flattens the relief of the geochemical field of the noise.

This author already proposed (V. O m a l j e v, 1982б, 1983a) the term "fersman" for the geochemical noise, in honour A. E. F e r s m a n. Also, the geochemical field of noise should be called the "geochemical field of Fersman"; the syngenetic partial population of an element should be called "Fersman's population".

By cutting off the logarithmic tail (fig. 5, under a) at the threshold of geochemical anomalies, we separate the epigenetic part of the chemical element's population; this population we call the "geochemical anomalies".

The epigenetic part of the element's population has the complete partial geochemical field of anomalies (fig. 8), which is discontinuous (as the geochemical field of Fersman), and has its own structure.

The definitions of the threshold of geochemical anomalies are quite unclear in the relevant literature, i.e. the separation of geochemical anomalies themselves is not clear. Our method is based on the distribution of the population of a chemical element on the dual histogram. Epigenetic partial populations are located in the logarithmic tail (fig. 5), and they represent geochemical anomalies. The logarithmic tail is separated from the syngenetic partial population at its beginning, i.e. thinnest part of its beginning.

Geochemical anomalies represent the "heights" (signals) in the relief of the geochemical field of the basic population of an element. For practical reasons this must be a "useful signal" (being the consequence of ore accumulations); in view of this we differ the following types of geochemical anomalies (regardless of intensity):

1) Scatered small accumulations of an element
2) Haloes of mineralization
3) Mineralization

Borders between different "types" of geochemical anomalies, i.e. ore occurrences, cannot be distingguished clearly in nature; this is why we can always find "types" of these anomalies which deviate from this classification. The first type is often regarded to as "false anomalies", regardless of the fact that they are real anomalies (they are not caused by accumulations of a useful chemical element). Haloes of mineralization

are always a consequence of the presence of an ore body; the ore body is surrounded by aureole up to the threshold of geochemical anomalies (fig. 9 and fig. 12).

Figures 10 and 11 represent the distributions of the basic population of the ore element and the partial population of the logarithmic tail, respectively; two methods of cutting off are represented: at the threshold of geochemical anomalies (fig. 10, under c). Fig. 11 represents the distribution of the syngenetic partial population (under a), while the distribution of the syngenetic population and the poor mineralization (the haloes of mineralization) are represented on fig. 11 (under b), emplaying dual histograms.

Definition 6: The concentration of the anomaly ($\bar{x}_a$) is the mean contents of the partial population of the chemical element of mineralization; this population is delineated in the form of a geological body; the consequence of this geological body is the geochemical anomaly.

A. P. Solovov (1985) belives that the mean contents of ore elements in the ore body are non-parametric value, inasmuch as they do not reflect the reality of the geochemical field.

My opinion is that the mean contents, being the concentration of the anomaly ($\bar{x}_a$), is the parameter of the partial geochemical field of the anomaly, it flattens the relief of its geochemical field as well (fig. 8).

Non-parametric values related to real geological bodies, that is to their geochemical fields, are other parameters of central tendency (medians and moduses), which are the parameters of the distribution of the geological random variable (V. Omaljev, 1982a, 1984в, 1985б). Many authors use these parameters of central tendency as parameters of the geochemical field (the geochemical phone), which we find erroneous.

An additional non-parametric value, the geometrical mean (G), is in use in analyses of geochemical data by those who accept lognormal distribution. They take it as a parameter of the geochemical field (the geochemical phone), which we find erroneous, too.

A. E. Fersman has introduced "clarke of concentration, or coefficient of concentration" as a measure of concentration of a chemical element in the investigated geochemical environment; he defined it as ratios of mean contents (geochemical phone) of different ranks (A. E. Fersman, 1953, p. 750). Vernadsky mentioned this coefficient (V. I. Vernadsky, 1954, 1983) as well; it is not clear who was the first to introduce it. According to Pereljman (1979) it was Fersman, while Solovov (1985) thinks it was Vernadsky.

Taking into consideration that we have defined three parameters of the geochemical field, there are a few possibilities as regards the definitions of various coefficients of concentration.

Definition 7: The coefficient of concentration of Clarke is the ratio of the geochemical phone to the clarke:

$$Kc = \frac{\bar{x}_g}{\bar{x}_c} \qquad (20)$$

it expresses the degree of accumulation of the chemical element in a geological body in relation to Earth's crust. There are a few possibilities for calculation of this coefficient, taking into consideration that there are several different values of clarke (it should be precisely defined which one is used).

Definition 8: The coefficient of concentration of geochemical noise is the ratio of the geochemical noise (fersman) to the clarke:

$$Kn = \frac{\bar{x}_f}{\bar{x}_c} \tag{21}$$

it expresses the degree of accumulation of the chemical element in the syngenetic partial population in relation to Earth's crust. As regards the calculation of this coefficient the same applies as with the coefficient of concentration of Clarke.

Definition 9: The coefficient of concentration of geochemical anomalies is the ratio of the anomaliy's concentration to the clarke:

$$Ka = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_c} \tag{22}$$

it expresses the degree of accumulation of the chemical (ore) element in the partial epigentic population of geochemical anomalies in relation to Earth's crust. As regards the calculation of it applies the same as under Definition 7.

The coefficient of concentration of Clarke is proportional to the value of the geochemical phone; they express the geochemical specialization of a geological body with respect to the determined (ore) element which is under investigation. The same applies to other coefficients of concentration; many authors belive that this expresses the degree of geochemical specialization of a particular geochemical environment with respect to Earth's crust (mostly with respect to the same type of rocks on the global level).

Definition 10: The coefficient of accumulation of Fersman is the ratio of the geochemical phone to the geochemical noise (fersman):

$$Kf = \frac{\bar{x}_g}{\bar{x}_f} \tag{23}$$

it expresses the degree of the own accumulation of the chemical (ore) element in a geological body, by using the comparison of parameters of the basic and partial geochemical field. If the contrast of geochemical anomalies decreases, the value of geochemical phone approaches that of geochemical noise, while the value of Fersman's concentration coefficient approaches the unity. When Kf = 1 there is no epigenetic partial population.

My opinion is that the coefficient of accumulation of Fersman expresses the degree of metallogenetic specialization of a geological formation with respect to certain ore elements. The ranking of geological bodies with regard to the value of this coefficient is very suitable for the evaluation of the geochemical environment as regards the accumulation of chemical (ore) elements.

Definition 11: The coefficient of contrast of geochemical anomalies is the ratio of the concentration of the anomaly to the geochemical noise (fersman):

$$Kk = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_f} \tag{24}$$

The contrast reaches the maximum when the concentration of anomaly is compared with the geochemical noise (fersman); this is so, because these parameters belongs to two opposed parts of the geochemical field of the basic population of a chemical element.

The contrast of the geochemical anomaly can be expressed with respect to the geochemical noise, too:

$$Kk_g = \frac{\bar{x}_a}{\bar{x}_g} \tag{25}$$

this method decreases the contrast, because the partial population is being compared with the basic population by means of parameters of the partial and basic geochemical field.

My opinion is that it is more useful to calculate the maximum contrast (formula 24), because the geochemical anomaly is being compared with its "antipode". Of course, it is up to every author to chose the most suitable contrast.

A geological body consists of many components (chemical elements). The form through which the component of the system is expressed is not important (either as an element, or as a compound); it is the component itself that is of significause.

According to the law of Vernadsky (A. P. Solovov, 1985), a geological body contains all the elements of the Mendeljejev's periodic system of elements, of course, in the form which is possible in Earth's crust. The investigators are always selective, inasmuch as they study the useful components of a geological body with higher priority.

The multicomponent analysis of a sample results in unit concentrations of investigated elements (x, y, . . . , z); each of the unit concentrations is the ratio of a unit mass of an element (X, Y, . . . , Z) to the unit mass of a sample (q), according to formulas (7) and (12).

Unit concentrations of different chemical elements in a sample cannot be added, because there are no transitional forms of the existence of matter. As a consequence the geochemical field is always selective, that is it always belongs to a certain substance.

The multicomponent analyses of investigation geological bodies are always done separately for each chemical element or compound. The results may be represented as multicomponent systems (on geochemical maps or dual histograms). The relief of the geochemical field is coloured by different colours for each chemical element, the dual histograms of the distributions of populations of elements may be of multicomponent nature (always only one concentration plays the role of the geological random variable — figs. 13, 14).

A geological population of a determined chemical element, or component, may be treated as a multicomponent system; this is a consequence of the method by means of which we determine the various forms of geochemical existence of these populations. In the case of uranium this is the may to determine the easily-soluble and the poorly-soluble components; fig. 16 represents the distribution of uranium and its easily-soluble component. Some other elements can be treated in a similar way.

From the point of view of mathematics numerical values of unit concentrations can be treated as numbers; this assumption enables us to apply arithmetical operations, regardless of the fact that it cannot be accepted in physics. Instead of 1.65% Cu we treat 1.65% and apply whatever is need within arithmetics.

There are ore elements which appear togather regardless of their similarities or differences as regards chemical properties. The well known case is that of lead and zinc.

If we add unit concentrations, treated as numbers, we will get a "fictitious" unit concentration which, mathematically taken, has all properties of the concrete unit concentration of a chemical element. Further, we can realize the "fictitious geochemical field" which has the appropriate structure. Fig. 10 depicts the distribution of a fictitious population of a deposit of lead and zinc. The example is from abroad. Lead and zinc are components of the fictitious element (A = Pb + Zn). This type of investigation may supply useful additional information, as regards similar cases.

Subtraction of unit concentrations is out of the question, since it can yield negative results which are senseless.

Multiplication as well as multiple addition, are out of the question, too.

Divisions is quite specific, since it reveals new laws with regard to the relations of two populations of chemical elements. The division of two unit concentrations results in a "fictitious" unit concentration which may be used for realization of the corresponding "fictitious" geochemical field. Depending on where we put the dominant population (as a denominator or as a numerator), we have two possibilities. More favorable solution is with the domenant population as a numerator, for example Th/U, Na/K, etc.

Same authors belive (A. P. S o l o v o v, 1985) that the ratio of unit concentrations expresses the geochemical zonality.

Fig. 20 depicts the statistical distributiton of chemical (ore) elements of a polymetallic deposit from abroad, with respect to the ratio of unit concentrations (w = Zn/Pb). It is important to point out that in this case

of the statistical distribution. The parameter of the ratio of arithmetical means of populations exists ($\hat{w} = \bar{z}/\bar{y}$); it expresses the essence of the relation of two geological populations (V. O m a l j e v, 1980б, 1981а, 1981д).

BIOGEOCHEMICAL FIELD

In the course of observation of mineral matter of Earth's crust the "face" of Earth seems to be static; however, the observation of the surface shows that the "face" of Earth is quite different.

It is in perpetual change within relatively short time intervals; these changes are caused by "live matter". The completness of live matter on Earth is called the "biosphere".

V e r n a d s k y has given the true meaning and the geological (geochemical) significance of the biosphere; he has treated biosphere as an active factor which is responsible for the migration of the matter of Earth's crust from the point of view of its reorganization.

Biosphere is a specific geosphere of Earth's crust which spreads within lithosphere, atmosphere and hydrosphere which are inhabited by living organisms. Its borders are not precisely defined.

Chemical composition of live matter is specific and it is, basically, different from the composition of the mineral matter. Carbon is the basic chemical element which characterizes live matter; it is primarily bonded to oxygen and hydrogen. Important chemical elements are N, P and S; and after them Na, Ca, K, Si, Mg, Fe, Mn, Cl, J, Br, Cu, Zn, Co, Mo, Sr, Ba, Ni, Cr, Se, etc. The more elements are investigated, the less the difference between live and mineral matter is.

The essential difference between these two matters is within the phenomenon of life; this is why it should be emphasized when organic matter is considered as live matter.

Live matter of Earth's crust is extremely active as regards the exchange of matter and energy with the environment. Some chemical reactions cannot take place in Earth's crust at "room" temperature and normal pressure, while they do take place within living organisms. The characteristic example is that of lipids which cannot be oxydized below (450—500°)C; in organisms it happens at 37°C. Ferments are factors which enable this to happen, so that biosphere can be defined as "geosphere where functioning of ferments is enabled" (A. V. L a p o, 1979).

Exchange of matter of organisms with the environment is realized through the intake of organic and mineral matters and excretion of unuseful ones. Breathing is a special form of the exchange of matter between

living organisms and environment, while photosynthesis is a special form of taking food (with the slight participation of chemosynthesis).

Multiplication of live matter is its essential characteristic, since in this way it expands and occupies "free" space. Living organisms mingle within living areas, but unfavorable environmental conditions and shortage of food are dominant limiting factors for their expansion. The struggle for survival results in biogeochemical circulation in nature which is not completely closed inasmuch as 2—10% of the mass of biosphere leaves it and becomes part of the geochemical environment (carbonate, silicon or other organogenetic rocks). On the other hand, mineral matter also enters this circle (intake of CO_2, $CaCO_3$, NaCl, etc.).

The absolute geological (geochemical) factor which regulates the existance of living matter is water. The contents of water in live matter is five times greater than in all rivers of our planet (A. V. L a p o, 1979).

The amount of exchange between biosphere and mineral matter (biogeochemical migration) is quite considerable.

Living organisms are the ones capable of transporting matter in the opposite direction of the force of gravity; This is quite obvious in transportation of matter from the sea to the land (sea birds, fish which spawn in rivers, etc.).

The organizational capability of live matter is extremly high and it has not been thoroughly studed, yet. Biosphere is conquering new areas constantly and it can be found at places which were throught to be free of it (hydrothermal systems at the bottom of oceans).

The mechanisams of exchange of matter and energy within biosphere are influenced by cosmos as well. Living organisms accumulate energy from Sun and then transform it into the geochemical energy of Earth's crust. Geochemical processes use this energy which, obviously, plays an important role in geologial processes.

The total effect of the influence of biosphere upon the geological history of Earth is extremly important, since immense mass of rocks of Earth's crust would not have been created at all. Regardless of the fact that the mass of biosphere is only 0.00001% of the total mass of minerals of Earth's crust the total production of organic matter exceeds to a great extent the mass of mineral matter.

V e r n a d s k y was the first to notice the traces of the "history of biosphere". These are minerals and rocks which were created due to the influence of live matter upon Earth's crust. First of all these are caustobioliths (coal, oil, bitumenous rocks), them carbonate rocks which are spread all over Earth's crust, etc. All clayey rocks belong here as well and they dominate on Earth's surface. The influence of biosphere on the evolution of any grouping of rocks in the continental crust cannot be denied any more (this includes granitic rocks). The process of egzogenetic differentation of mineral matter, together with the participation of biosphere, creates substratum which through processes of granitization produces acidic magmatic rocks; these rocks cannot be found on any Earth-like planet within our planetary system. Most of these rocks are geological bodies of Earth's mineral crust and, normally, the participation of biosphere in their evolution is not taken into consideration.

Biology treats the organization of live matter, while we analyse the exchange of matter between mineral and live matter.

Biological population, being a non-geologic one, is related to the organization of matter.

A biogeological population is a set of organisms which can be used, sometimes, for the investigation of the distribution of chemical elements in biosphere.

A biogeochemical population is related to the form of organization of organic matter which is not live at the moment of investigation (it matter not whether it was alive or not).

It is necessary to make a difference between organic and organogenetic matter in Earth's crust. Organic matter represents what is left of live matter and which has not been mineralized to the extent where the direct connection with live matter of biosphere is broken (peat, coal, etc.). Organogenetic matter represents totally mineralized residues of live matter.

Biogeochemical investigations of the distributions of chemical elements in organic and organogenetic matter of Earth's crust is done by sampling, in a similar manner as with mineral matter.

The unit of the experiment is a sample, which has all properties as was already defined (unit mass of a sample q and unit mass of an element X).

A set of biogeochemical samples makes a statistical sample which contains two biogeochemical populations (based on Theorem 1); these populations may be regarded as geological:

1) The biogeochemical (geological) population of unit masses of the sample material (q).
2) The biogeochemical (geological) population of unit masses of an investigated chemical element (X).

The principle of the "dual nature of the geological random variable" also applies (V. O m a l j e v, 1985б).

Unit concentration of a sample, based on Theorem 1, is also a "vector"; this "vector" of unit concentration is perpendicular on the surface of a "geological" body of biosphere and is pointed in the opposite direction.

There is complete analogy between geochemical and biogeochemical samples, that is the "biogeochemical field" can be created as a field of influence of the "vectors" of unit concentrations (Theorem 10 and Definition 3).

The mean value of unit concentration in a statistical sample of biosphere is the basic parameter of the biogeochemical field; it is the mean value (mean contents) of the geological (now biogeochemical) random variable.

This author already proposed (V. O m a l j e v, 1983a, 1983б) the term "biogeochemical phone" (according to Definition 3) for the mean contents of a chemical element in the biogeochemical statistical sample.

D e f i n i t i o n 12: Biogeochemical phone (x_{bg}) is the mean contents of the biogeochemical population of a chemical element.

As with the geochemical phone, the biogeochemical phone can be ranked with regard to the level organization of the matter of biosphere.

This author proposed (V. O m a l j e v, 1983a, 1983b) the term "vernadsky", in honour of V. I. V e r n a d s k y, for the global biogeochemical phone.

Ranks of the biogeochemical phone are the following:

1) T h e g l o b a l b i o g e o c h e m i c a l p h o n e — v e r n a d s k y (for the entire Earth's crust, for different types of Earth's crust taken as a whole).

2) T h e s e g m e n t a l b i o g e o c h e m i c a l p h o n e (for some segments of Earth's crust, that is for their biospheres).

3) T h e r e g i o n a l b i o g e o c h e m i c a l p h o n e (for regions od biosphere which correspond to metallogenetic belts, provinces and zones, that is ore areas and ore fields).

4) T h e l o c a l b i o g e o c h e m i c a l p h o n e (for the biosphere of some localities).

This proposition is in accordance with the proposition for classification of the geochemical phone with respect to the metallogenetic sectioning of Earth's crust.

As a measure of accumulation, that is scattering of chemical elements of biosphere with respect to the chemical composition of mineral matter of the immediate environment, this author proposed (V. O m a l j e v, 1983a, 1983б) the introducing of the concentration coefficient (by analogy to with the earlier definition of the concentration coefficient); it should be called after V e r n a d s k y.

D e f i n i t i o n 13: The coefficient of concentration of Vernadsky is the ratio of the biogeochemical phone to the geochemical phone of the according rank:

$$Kv = \frac{\bar{x}_{bg}}{\bar{x}_{g}} \tag{36}$$

The coefficient of concentration of Vernadsky, on the global level, is the ratio of the numerical value of vernadsky to that of clarke:

$$Kv_g = \frac{\text{vernadsky}}{\text{clarke}} = \frac{\bar{x}_{bgv}}{\bar{x}_{c}} \tag{37}$$

The coefficient of concentration of Vernadsky shows the biogeochemical specialization of biogeochemical populations with respect to characteristics chemical elements within the environment of biosphere.

AN EXAMPLE OF STATISTICAL TREATMENT OF THE STRUCTURE OF THE GEOCHEMICAL FIELD

An example of the statistical treatment of the structure of the geochemical field is given, based on the fictitious geological body of granitic rocks composition (the two-component system). Elements "X" and "Y" are fictitious too as well as their clarke values. A statistical sample of 506 geochemical samples has been formed; the samples were taken on the basic of the square lattice. The geochemical distribution of elements "X" and "Y" has been presented topographically (by means of isolines of concentrations on a geochemical map) and mathematically (by means of dual histograms).

All parameters of the geochemical field have been calculated (fictitious as well) as well as all the coefficients of concentration (including the necessary comments).

Fig. 22 contains unit concentrations of these fictitious elements "x" and "y", and fig. 23 contains fictitious unit concentrations "a = x + y" and "w = y/x".

Fig. 24 depicts the topography of the relief of the geochemical field of an element "X", while fig. 25 illustrates the topography of the relief of the geochemical field of an element "Y" (geochemical map). Topographies of the geochemical fields of fictitious elements "A = X + Y" (fig. 26) and "W = Y/X" (fig. 27) are shown in a similar way.

Figs. 4 and 5 depict the mathematical approach to the relief of these geochemical fields (dual histograms) for element "X", fig. 28 shows the same for element "Y", fig. 29 for the fictitious element "A = X + Y" and fig. 30 for the fictitious element "W = Y/X".

* * *

This author hopes the study of the study of the structure of the geochemical field will be applied in practise according to the methodology is for the calculation of parameters and coefficients of concentrations which is proposed in this book.

САДРЖАЈ

Страна

УВОД — — — — — — — — — — — — — — — — 5

ИСТОРИЈАТ РАЗВОЈА ИДЕЈЕ О ГЕОХЕМИЈСКОМ ПОЉУ — — — — 9

ОРГАНИЗАЦИЈА МАТЕРИЈЕ ЗЕМЉИШНЕ КОРЕ — — — — — — 21

Микроорганизација — — — — — — — — — — — — — 23

Макро-организација — — — — — — — — — — — — — 25

ГЕОЛОШКО ТЕЛО — — — — — — — — — — — — — 26

ГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ — — — — — — — — — — — — — 29

Геолошка популација — — — — — — — — — — — — — 31

Геохемијско поље — — — — — — — — — — — — — 37

СТРУКТУРА ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА — — — — — — — — — 40

Рељеф геохемијског поља — — — — — — — — — — — — 41

Интервал варијација интензитета геохемијског поља — — — — — 43

Интервал варијација парцијалне популације — — — — — — — 45

Параметри геохемијског поља — — — — — — — — — — — 48

Геохемијски фон — — — — — — — — — — — — — 51

Геохемијски шум — — — — — — — — — — — — — 52

Геохемијске аномалије — — — — — — — — — — — — 54

Коефицијенти концентрације — — — — — — — — — — — 66

Вишекомпонентни систем — — — — — — — — — — — — 71

Фиктивно геохемијско поље — — — — — — — — — — — 84

БИОГЕОХЕМИЈСКО ПОЉЕ — — — — — — — — — — — — 95

Биосфера — — — — — — — — — — — — — — — 96

БИОЛОШКА ПОПУЛАЦИЈА — — — — — — — — — — — — 103

БИОГЕОХЕМИЈСКА ПОПУЛАЦИЈА — — — — — — — — — — — 103

Параметри и коефицијенти биогеохемијског поља — — — — — 105

ПРИМЕР СТАТИСТИЧКЕ ОБРАДЕ СТРУКТУРЕ ГЕОХЕМИЈСКОГ ПОЉА — 107
Статистички узорак — — — — — — — — — — — — — 109
Структура геохемијског поља — — — — — — — — — — 112
ИЗБОР ГЕОХЕМИЈСКЕ ЕКВИДИСТАНЦЕ — — — — — — — 115
РЕЉЕФ ГЕОХЕМЈСКИХ ПОЉА — — — — — — — — — 118
Геохемијске карте — — — — — — — — — — — — 118
Двојни хистограми — — — — — — — — — — — — 124
ПАРАМЕТРИ ГЕОХЕМИЈСКИХ ПОЉА — — — — — — — 128
КОЕФИЦИЈЕНТИ КОНЦЕНТРАЦИЈЕ — — — — — — — — 130

ЗАКЉУЧАК — — — — — — — — — — — — — — 139

LITERATURA 144

GEOCHEMICAL FIELD — — — — — — — — — — — — 149
History of the concept of the geochemical field — — — — — — 149
Organization of Earth's crust matter — — — — — — — — 153
Geochemical field — — — — — — — — — — — — 155
Biogeochemical field — — — — — — — — — — — 165
An example of statistical treatment of the structure of the geochemical field 169

Издавач: Геоинститут, Ровињска 12, Београд
Опрема књиге: Градимир Миликић
Штампа: Србоштампа, Добрачина 6—8, Београд
Тираж: 500 примерака
Штампано: маја 1987. године