Veljko Omaljev

Metalogenetske karakteristike uranskog rudišta Žirovski vrh

Geoinstitut

Posebna izdanja, knjiga 7

GIS 00030

UDK 553, 495+55 (497, 12)
Yu ISSN 0351—4498

Veljko Omaljev

Metallogenetic characteristics of the uranium ore deposit of Žirovski vrh

Key words: Metallogeny, Permian, Val Gardena strata, uranium, Slovenia

Monographs, vol. 7

Geoinstitut

Research organization for geological,
geophysical and mining exploration
of nuclear and other mineral raw materials,
exploratory drilling, engineering geology
and hydrogeology

Beograd, 1982

UDK 553, 495+55 (497, 12)
Yu ISSN 0351—4498

Veljko Omaljev

Metalogenetske karakteristike uranskog rudišta Žirovski vrh

Ključne reči: Metalogenija, perm, gredenski slojevi, uran, Slovenija

Posebna izdanja, knjiga 7

Geoinstitut
RO za geološka, geofizička i rudarska istraživanja
nuklearnih i drugih mineralnih sirovina,
istražno bušenje, inženjersku i hidrogeologiju

Beograd, 1982

Redakcioni odbor

Dr Stevan Divljan
Miroslava Dromnjak
Đoka Ivanović
Dr Nadežda Krstić
Jelena Luković
Milan Milojević
Dr Slobodan Vukašinović

Glavni i odgovorni urednik

Dr Nadežda Krstić

Recenzenti

Dr Slobodan Janković
Dr Miloljub Petković

Republička zajednica nauke Srbije
učestvovala je u troškovima izdavanja
ove knjige

Svojim dragim roditeljima,
ocu Toši i majci Tereski-Leki,
za nesebičnu ljubav i požrtvovanje,
posvećujem ovu knjigu.

Uvod

Terigeni klastični sedimenti fanerozojske starosti (od mlađeg paleozoika) postali fluvjalnom sedimentacijom, predstavljaju povoljnu geohemijsku sredinu za stvaranje egzogenih uranovih orudnjenja. Blizu polovine ekonomskih akumulacija urana u svetu nalazi se u ovim sedimentima; samo plato Kolorada sa Vajomingom sadrži oko 30% svetskih rezervi urana (J. V. B r i n k, 1974), bez socijalističkih zemalja. Sadašnja produkcija urana u svetu iz ovih sedimenata je dominantna, jer najveće količine ekonomskih rezervi urana nalaze se u ležištima u ovim klastičnim tvorevinama.

Interes za sistematska regionalna i detaljna proučavanja litologije, geohemije i metalogenije permskih terigenih sedimenata u Jugoslaviji, nastao je nakon otkrivanja anomalija radioaktivnosti i pojava uranove mineralizacije u njima.

Prva radiometrijska ispitivanja na području Slovenije započeta su 1948. godine radiometrijskim premerom rudnika žive Idrija, kojom prilikom je zapažena povećana radioaktivnost ugljevito-grafitičnih škriljaca iz strati grafskog horizonta skonca (srednji trijas).

Godine 1952. je preduzeta obimna radiometrijska prospekcija u Sloveniji, kojom prilikom su obrađeni i tereni oko Gorenje Vasi. Najveća pažnja je poklonjena argilošistima. Nešto zbog ove koncepcije, nešto zbog ograničenih detektorskih mogućnosti radiometara i nedovoljnog iskustva istraživača, ova radiometrijska prospekcija nije dala pozitivne rezultate.

Na II međunarodnoj konferenciji za mirnodopsku upotrebu nuklearne energije u Ženevi 1958. godine, objavljeni su rezultati istraživanja pojava uranove mineralizacije u peščarama Val Gardene u italijanskim Alpima (F. I p p o l i t o, 1958).

Godine 1960. ponovljena je radiometrijska prospekcija u zapadnoj Sloveniji, prvenstveno permskih gredenskih slojeva. Pronađene su brojne anomalije radioaktivnosti, od kojih su se naročito isticale one na severoistočnim padinama Žirovskog vrha.

Već prvi detaljni radovi su pokazali izvanredni intenzitet radioaktivnosti, koja je za ceo red veličine bila viša od drugih lokalnosti. Prva proveravanja raskopima i malim rudarskim radovima otkrila su pojave sekundarne uranove mineralizacije (V. O m a l j e v, 1971.), nekad sa procentnim koncentracijama urana.

Detaljna istraživanja uranovih orudnjenja na Žirovskom vrhu su počela sa strukturnim bušenjem, a nastavljena su kasnije rudarskim radovima na horizontu 580 m, uz bušenje. Istraživanje ovoga ležišta se kontinuirano izvodi preko dve decenije.

U toku ovog relativno dugog perioda detaljnih istraživanja ležišta Žirovski vrh, sakupljen je veoma obiman dokumentacioni materijal, koji se sada prvi put kompletno izučava. Postignuti rezultati u istraživanju ovoga ležišta imaju širi značaj i mogu se uspešno koristiti kod istraživanja sličnih pojava i ležišta urana u terigenim sedimentima Jugoslavije.

Obrađena materija u ovoj monografiji je podeljena u šest poglavlja, u kojima je obrađena geološko-petrološko-strukturna građa alpskog prostora, zatim metalogenetskog rejona i rudišta. Pri tome je data nova detaljnija metalogenetska rejonizacija izdvajanjem Škofjeloško-idrijskog metalogenetskog rejona i rudnog polja Gorenja Vas. Takođe je izvršeno upoređenje rudišta Žirovskih vrh sa sličnim rudištima u svetu, a naročito sa rudištima platoa Kolorada.

U skladu sa savremenim idejama o procesima obrazovanja rudišta, kao petrološko-geohemijskog sklopa minerala i elemenata, izložene su metalogenetske karakteristike rudišta Žirovskih vrh, kroz fizičko-hemijske procese koji su doveli do obrazovanja ovih klastičnih tvorevina i uranovog orudnjenja u njima.

Poseban značaj geohemijskih procesa obrazovanja asocijacije rudnih minerala, posebno uranovih; sagledavan je kroz količinsku i atomsku zastupljenost rudne asocijacije elemenata, u kojoj je naročito istican značaj zastupljenosti urana. Takođe je naročito istaknut značaj srednjih koncentracija pojedinih parcijalnih populacija urana, vodeći prvenstveno računa o mobilnosti, u geohemijskim procesima koncentrisanja. Data je ocena zastupljenosti i uloge svakog značajnog elementa u rudištu, a posebno urana.

Složenost procesa obrazovanja sedimenata i orudnjenja urana je obrađena kao model stvaranja rudišta kao kompleksa minerala i elemenata. Najveći značaj je posvećen procesima migracije i obaranja urana iz rastvora, uključujući i procese koncentrisanja. Ovi procesi su analizirani sve do savremenog doba, a savremena migracija urana u rudištu dovodi do njegove preraspodele u smislu obogaćenja već postojećih rudnih tela uranom. Obrazovanje ovog rudišta urana je bilo višestadijno, sa dominantnom ulogom dijagenetskog stvaranja.

Ova monografija predstavlja doktorsku disertaciju autora, koja je odbranjena 30. aprila 1980. godine na Rudarsko-geološkom fakultetu u Beogradu. U tekstu disertacije učinjene su minimalne izmene u smislu boljeg osvetljavanja evolucije klastičnih sedimenata Žirovskog vrha i uranove mineralizacije u njima. Učinjene su izvesne dopune na bazi rezultata koje je autor u međuvremenu postigao (posle 1979. godine, kada je tekst disertacije napisan). Učinjene su izmene u slikama, neke slike koje su bile ranije objavljene su izostavljene, a u ovoj monografiji su učinjene dopune slika fotografijama jezgra bušotina, kao i mikrofotografijama stena i orudnjenja. U monografiji je dat pregled najvažnije literiture, koja je konsultovana prilikom izrade doktorske disertacije.

Prijatna mi je dužnost da izrazim zahvalnost kolegama A. P. Florjančiču, T. Budkoviču, T. Dolenecu, D. Skabernetu, M.

Pečniku, R. Kovačeviću, T. Dimkovskom i Z. Jamšeku, saradnicimi Rudnika urana Žirovski vrh i Geološkog zavoda Ljubljana na ustupanju neobjavljenih rezultata istraživanja ležišta, postignutih u poslednjoj deceniji. Crteže je izradio Borivoje Atin, na čemu mu iskreno zahvaljujem. Takođe zahvaljujem kolegama D. Radusinoviću, S. Radoševiću, B. Radoševiću i T. Budkoviču na ustupanju fotografija stena i minerala.

Zahvaljujem svom profesoru Dr. S. Jankoviću, rukovodiocu izrade doktorske disertacije, na savetima i usmeravanju pri izradi teksta disertacije; kao i prof. Dr M. Petkoviću i doc. Dr P. Zariću, članovima komisije za ocenu i odbranu doktorske disertacije, na primedbama i savetima; što je doprinelo da ova monografija bude što kvalitetnija.

Zahvalan sam svojoj Radnoj organizaciji, Geoinstitutu, što je omogućila štampanje ove monografije. Dugujem veliku zahvalnost Republičkoj zajednici nauke Srbije — Beograd i Rudniku urana Žirovski vrh — Škofja Loka, na finansijskoj pomoći za štampanje ove monografije.

Regionalne karakteristike permskih terigenih sedimenata

Permski terigeni sedimenti Slovenije razvijeni su kao crveni slojevi, koji u svetskoj literaturi imaju različita imena: »red beds«, »pestrovcetnie formacii (tolšči)«, »grödener schichten«, »verrucano«, »arenarie di Val Gardena«, »autunian«, »saxonian«, itd. Kod nas se bio odomaćio naziv »gredenski slojevi (peščari)«, ali smatramo da bi najprikladniji naziv bio »permski terigeni (kontinentalni) sedimenti«, jer se i u drugim zemljama ove tvorevine sve češće tako nazivaju (no nije pogrešan ni stari naziv).

Crveni klastični sedimenti se pojavljuju u svim delovima sveta od proterozoika do danas. Crvena boja ovih tvorevina dolazi od jedinjenja trovalentnog gvožđa (hematita), te je njihovo stvaranje omogućeno tek nakon postanka slobodnog kiseonika u atmosferi. To su tipični produkti kopnenog režima sedimentacije i crvena boja je njihova osnovna karakteristika. Sovjetski autori (N. M. S t r a h o v, 1962, i drugi) izdvajaju dve grupe: 1) karbonatne, i 2) nekarbonatne crvene klastite. Naši crveni klastiti pripadaju 2. tipu, nekarbonatnih, crvenih klastita, koji uopšte mogu biti stvarani kao aluvijalni, proluvijalni, jezersko-močvarni i deltni sedimenti.

Crveni klastiti se prvi put nalaze u naslagama rifeja (gornji proterozoik), a naročito su rasprostranjeni u donjem paleozoiku (devonski crveni peščari). Pojavom kopnenih biljaka bitno se menjaju uslovi kopnene sedimentacije zbog prinosa organskih ostataka u naslage klastita, te dolazi do formiranja redukcionih uslova koji omogućavaju pojavu sivih terigenih klastita u formacijama crvenih (kao serije ili kao interkalacije, manje ili veće debljine). Ovo je naročito značajan momenat u progresivnom razvoju sedimentne evolucije površine litosfere, koji je omogućio pojavu egzogenih infiltracionih ležišta urana peščarskog tipa; što se prvi put pojavljuje u mlađem paleozoiku.

Permski terigeni sedimenti su veoma rasprostranjeni u Evropi (H. F a l k e, 1972; F. A. B a r t e l, 1974), od Atlantika do Urala, ali za nas su prvenstveno interesantni oni u prostoru Dinarida, Alpa i Karpato-Balkanida. Ove tvorevine sa pojavama uranove mineralizacije utvrđene su u Francuskoj, Švajcarskoj, Zapadnoj Nemačkoj, Italiji, Jugoslaviji, Austriji, Čehoslovačkoj, Poljskoj, Mađarskoj, Rumuniji i Bugarskoj.

Regionalna posmatranja sa aspekta tektonike ploča za sada nisu dala upotrebljive podatke za permsko vreme, jer se projekcije kretanja blokova

litosfere vrše tek od trijasa, kada se Pangea već bila rasparčala na sadašnje kontinentalne blokove. Dinaridska ploča je u vremenu trijas-jura bila produžetak Atlasa, po C a r e y-u (J. P a m i ć, 1973), a Alpi su bili u severnoj evropskoj grani, koja je bila odvojena Tetisom. Međutim, facijalno razviće permskih terigenih sedimenata Južnih Alpa i Dinarida (Slovenija) je slično, pa je verovatno da su Južni Alpi i Dinaridi tada predstavljali jednu ploču, na šta ukazuje i M. D. D i m i t r i j e v i ć (1974). Horizontalna rastojanja sedimentacionih prostora su svakako bila veoma različita od savremenih u smislu većih daljina, na šta ukazuju i mestimični prodori mora u pojedine basene (lombardijski, Slovenija). Zato bi bilo pogrešno prostorno povezivanje pojedinih sedimentacionih basena na osnovu sadašnjih odnosa, a u smislu identifikacije izvora materijala i pravaca transporta materijala.

Slične tvorevine su bile stvarane i u kasnijim geološkim periodima. Sa aspekta uranonosnosti naročito su značajni sedimenti tipa »red beds« na platou Kolorada, mezozojske starosti, ali i mlađi klastiti Vajominga (tercijarne starosti). Slične tvorevine su poznate u mnogim krajevima sveta.

Prostor Alpa, Južnih Alpa i Dinarida je bio orografski veoma prerađen hercinskom orogenezom. Stvorene su venačne planine sa međuvenačnim depresijama, u kojima su počeli da se formiraju sedimentacioni prostori — baseni (lombardijski, karnijsko-belunski, i drugi — sl. 1). Veoma je intenzivirana fluvijalna erozija, reke su prenosile velike količine materijala, koji je delimično sedimentiran u međuvenačnim depresijama ili na već zaravnjenim delovima terena. Ove tvorevine su bile molasoidnog karaktera, pretežno stvarane fluvijalnom sedimentacijom u koritima i dolinama velikih rečnih sistema, koji su formirani u toku dugog postorogenog vremena. Povremeno su stvarani i jezersko-močvarni sedimenti, kao u basenu Lodev (R. M a r c e l, 1965; A. H e r b o s c h, 1974), nekad verovatno i priobalno-morski i lagunski (sa gipsom — Meček).

Sedimentacija je počela u stefanskom katu, a na nekim mestima tek u donjem permu. Tako permski terigeni sedimenti nekad leže na permskim, nekad na karbonskim, a ponekad na starijim stenama (koje su često metamorfisane). Procesi denudacije su intenzivno zahvatili pozitivne forme reljefa, te se stvaraju velike količine materijala koje reke prenose i delimično talože u tek formirane basene.

Na prostoru zapadno od Karnijskih Alpa preovlađuju aluvijalni sedimenti, koji nekad prelaze i u jezerske. Nekad se zapaža da su sedimenti na obodu sedimentacionog prostora grublje granulacije (često sive boje — M. M i t t e m p e r g h e r, 1966, 1972, 1974), a na većim udaljenostima oni su sve sitnozrniji, kao npr. koljo (Collio) slojevi u Bergamskim Alpima, permo-karbonske starosti (M. D'A g n o l o, 1966a).

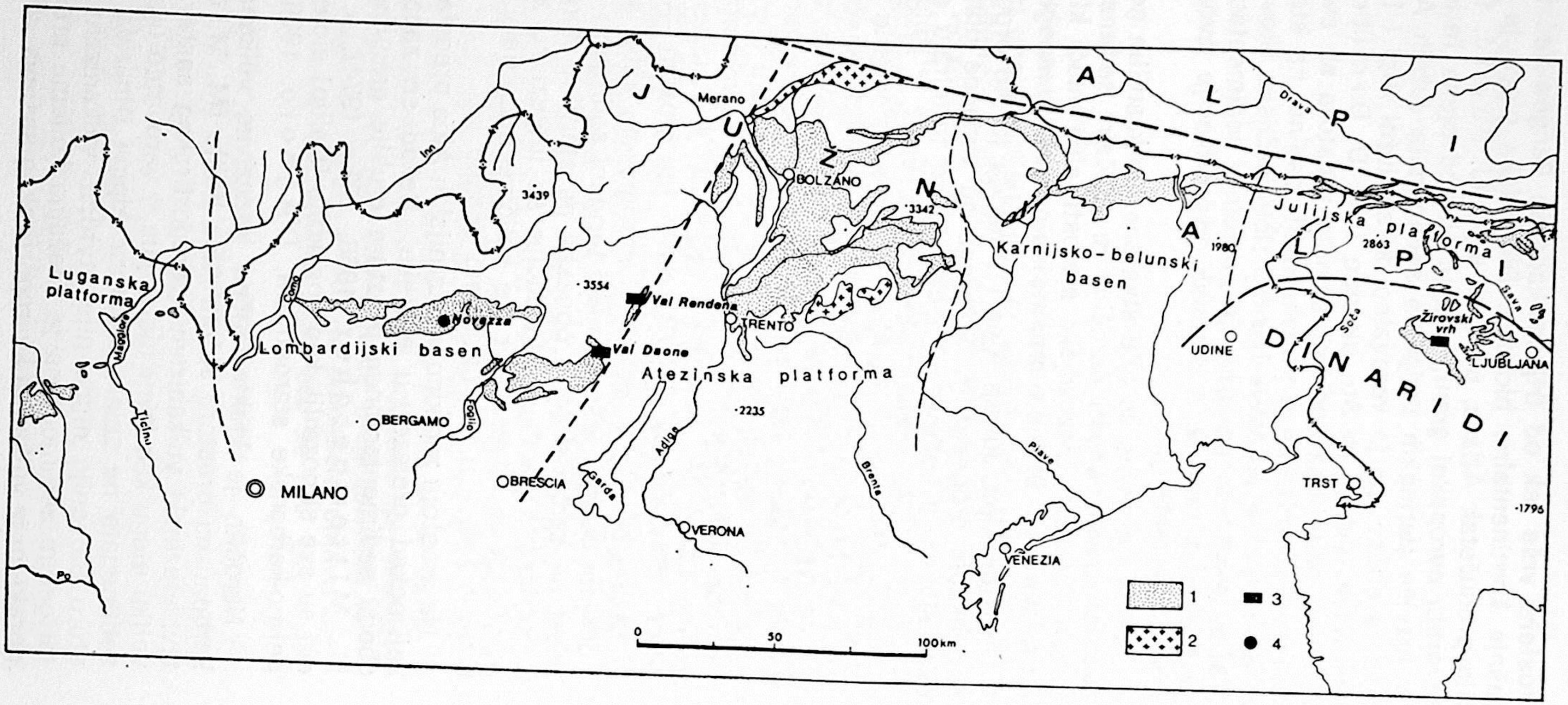
Naročito je krakteristična intenzivna vulkanska aktivnost u gornjem karbonu na prostoru Južnih Alpa Italije (M. M i t t e m p e r g h e r, 1958a), tzv. atezinski vulkanizam kvarcporfirskog sastava. Ove stene su odigrale veliku ulogu kao izvor materijala, i verovatno urana, za stvaranje terigenih sedimenata na celom prostoru Alpa i Dinarida (sl. 1). Međutim, na prostoru Slovenije nigde nije utvrđen vulkanizam sličan atezinskom, a u terigenim sedimentima je značajna količina presedimentiranog materijala, poreklom iz vulkanita kvarcporfirskog sastava.

Sl. 1

Pregledna karta strukturnog sklopa Alpa, Južnih Alpa i Dinarida. U Južnim Alpima su naznačeni baseni platforme u periodu gornji karbon — donji trijas.
1 — permokarbonske i kermoskitske tvorevine (terigeni klastični sedimenti, vulkaniti i piroklastiti); 2 — hercinski granitoidi; 3 — rudišta urana u sivim klastičnim sedimentima permske starosti 4 — rudišta urana u piroklastitima karbonske starosti.

Fig. 1

Generalized map showing the structural frame of Alps, Southern Alps and Dinarides. In Southern Alps are marked basins, platforms existed in the period of Upper Carboniferous — Lower Triassic.
1 — Permian-Carboniferous and Permian-Scythian desposits (terrigeneous clastic sediments, volcanic and pyroclastic rocks); 2 — Hercynian granitic rocks; 3 — uranium ore deposits in grey clastic sediments of Permian age; 4 — uranium ore deposits in pyroclastic rocks of Carboniferous age.



U početku je vulkanizam davao bazičnije efuzive, a sa evolucijom vulkanskih ognjišta produkti su postojali sve kiseliji, zadobijajući nekad i alkalni karakter (kvarckeratofiri). Atezinski vulkaniti su najzastupljeniji u okolini Bolcana i Trenta.

Na kraju vulkanskog delovanja nalazi se regionalna diskordancija, koja ukazuje na saalsku tektonsku fazu, na granici donjeg i gornjeg rotligenda, odnosno za Južne Alpe na granici donjeg i srednjeg perma. Po sadašnjem mišljenju mnogih autora, srednji perm na ovom prostoru počinje sa permskim terigenim sedimentima (K. G r a d, i dr., 1975), tj. sa sosijskim katom, tako da bi trogkofelski kat pripadao donjem permu.

Zapadno od Karnijskih Alpa u donjem permu su se stvarali i marinski sedimenti, koji su zahvatili i deo lombardijskog basena (M. M i t t e m p e r g h e r, 1974). Dok se na severoistočnom delu Južnih Alpa sedimentacija vrši u kontinentalnim uslovima uz vrlo intenzivnu vulkansku aktivnost, na istoku se stvaraju marinski krečnjaci, preko kojih leže marinski klastiti (rotnoveški slojevi). Ovi sedimenti su malo zastupljeni u Sloveniji, a A. R a m o v š i S. B u s e r smatraju da su oni uglavnom erodovani (K. Grad, in M. Silvester, 1975).

U oblasti Savskih bora u to vreme se verovatno stvaraju argilošisti i peščari, koje mnogi autori označavaju kao permokarbonske tvorevine, a A. R a m o v š (1965b) ih smatra za donje permske. Na Žirovskom vrhu argilošisti su prvo smatrani za karbonske, zatim za permske i permokarbonske, a autor smatra da je završni deo serije argilošista svakako donje permske starosti (V. O m a l j e v, 1967d, 1974a; 1978a).

Trogkofelski masivni krečnjaci Karavanki regionalno leže na pseudošvagerinskim (rotnoveškim) krečnjacima. Klastičan razvoj tvorevina trogkofelskog kata je znatno više zastupljen na Karavankama, Savskim borama i na Dolenjskoj. Kao produžetak ovih sedimenata su permski klastiti Gorskog Kotara i Velebita.

Gredenski slojevi u Karnijskim Alpima (karnijsko-belunski basen) ponekad počinju sa bazalnim konglomeratima, koji postepeno prelaze u peščare. U donjem delu ovih slojeva nekad se nalaze dolomitske konkrecije. Debljina gredenskih slojeva se menja, ali je veća od 200 m. Starost bi odgovarala gornjem rotligendu i donjem cehštajnu. Kao nastavak ove formacije su gredenski slojevi na Karavankama, sa klasičnim profilom u Dolžanovoj soteski kod Tržiča. Južno su ove tvorevine razvijene u Savskim borama.

Na nekoliko mesta su nađene male intruzije dijabaza (Mlaka, Konjščica, Bukovec, Rezman na Jezerskom), doskora smatrani za tragove njastarijeg vulkanizma u Sloveniji. Interesantna je identifikacija porfiroida koji je konkordantno uložen među srednje karbonske klastite i predstavlja pirokla-stite, koji se sada smatraju za najstarije vulkanite u Sloveniji (S. B u s e r, i dr., 1974b). Moguće je da se radi o ekvivalentu atezinskog vulkanizma.

Gredenski slojevi okoline Škofje Loke leže na starijim klastitima, verovatno permokarbonske starosti. Gredenski slojevi su razvijeni u faciji sivih i crvenih peščara, poslednji preovlađuju. U sivim klastitima ima pojava uranove mineralizacije. Uopšte su ovi klastiti grubozrniji od onih sa Žirovskog vrha.

U Savskim borama između Litije i Radeča se nalazi znatna masa gredenskih slojeva (sl. 2). To su uglavnom crveni peščari i konglomerati, lokalno se nalaze proslojci sivoga peščara. Zapaža se ritmično smenjivanje crvenih peščara i alevrolita, a u najmlađim konglomeratima se često nalaze pretaloženi fragmenti crvenih peščara. Ove pojave govore o tektonskoj denivelaciji terena (pfalska faza), tako su pojedini delovi tek stvorenih sedimenata već bili izloženi eroziji.

Krupnoća litoidnih fragmenata i valutaka vulkanita je najveća na Dolžanovoj sotesci i na Pohorju, a idući ka jugu krupnoća fragmenata opada; u Savskim borama je uglavnom sitnozrnija (sitnozrni konglomerati i peščari). Na osnovu ovoga je zaključeno da je regionalni transport materijala bio od severa ka jugu, što govori i o regionalnom pravcu nagiba rečnih slivova (delimično slično savremenom, ka jugu i jugoistoku).

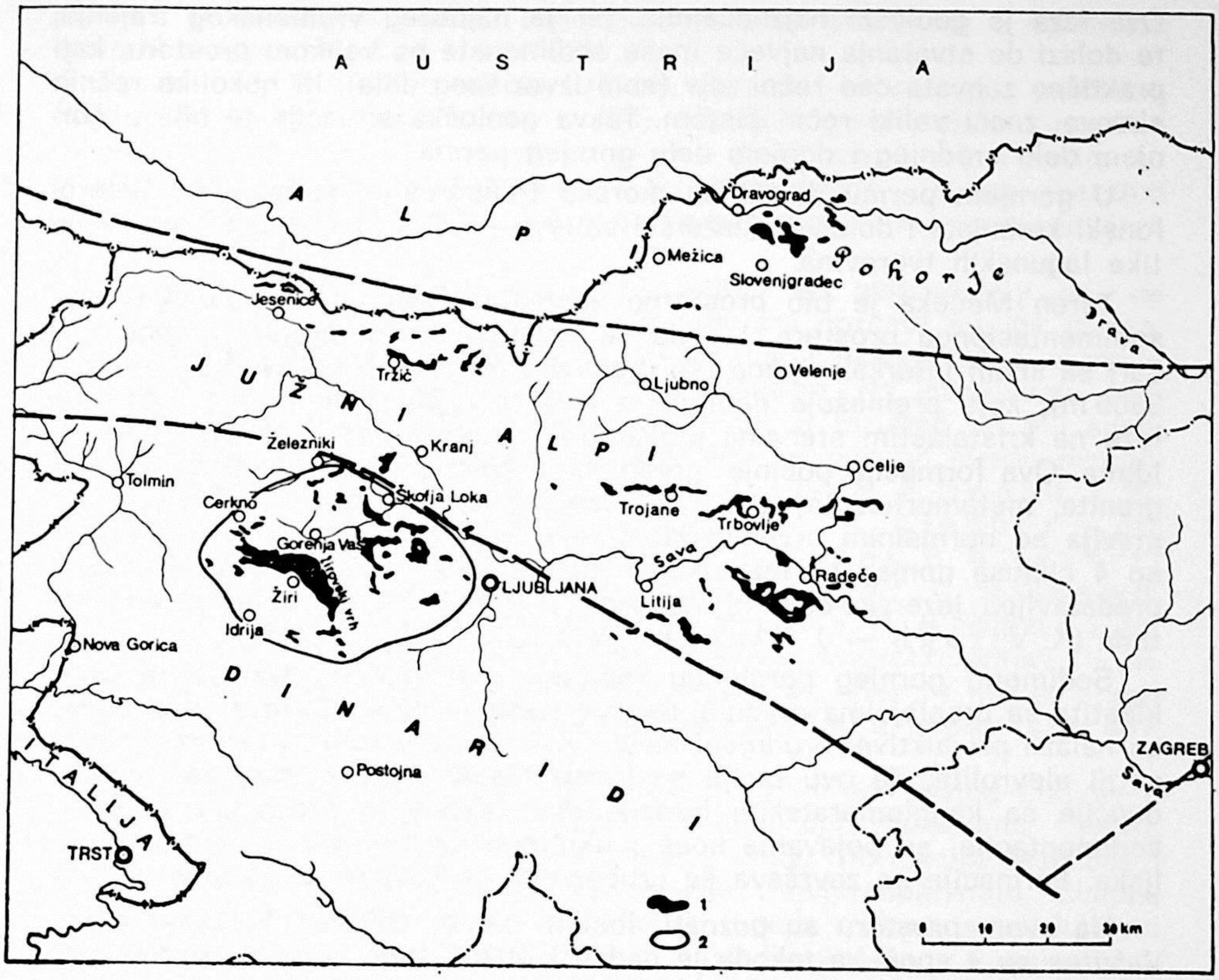
Debljina permskih terigenih sedimenata je različita, a često je reda veličine stotine metara. Na mestima maksimalnih debljina može biti i blizu 1000 m i tada je facijalna diferencijacija maksimalna, što znači da su pored crvenih zastupljeni i sivi klastični sedimenti.

Priliv organskog materijala biljnog porekla bio je znatan, ugljenisani ostaci su redovno prisutni u sivim slojevima, ali ih nekad ima i u crvenim. Ranije se uglavnom smatralo da su sivi peščari redukovani (izbeljeni — M. P r o t i ć, 1972) crveni, ali je sada preovladalo mišljenje da su sivi peščari oduvek bili sivi, (V. O m a l j e v, 1963, 1967a) zahvaljujući redukcionoj sredini, zbog obilja biljnog detritusa koji je bio nataložen zajedno sa klastičnim materijalom. Logično je pretpostaviti da su crveni peščari dobili boju naknadnom oksidacijom, bilo zbog male količine primešane biljne materije, ili zbog dugotrajne površinske oksidacije, kada je biljni materijal potpuno oksidisan.

Sivi peščari se redovno nalaze u dubljim nivoima, najčešće direktno na paleoreljefu, te su verovatno stvarani u uslovima predgorja, kada su rečne doline još bile uske. To su verovatno pretežno sedimenti rečnih korita, koja su bočno migrirala i tako se stvarale sive formacije ovih klastita na relativno velikom prostoru, ali ograničenog bočnog prostiranja.

U uslovima mirnije sedimentacije, verovatno kao posledica velikih poplava kada se formiraju prostrane močvare, stvarali su se alevrolitski sedimenti. Na mestima proširene rečne doline, poplavne tvorevine su sve značajnije, kako po horizontalnom, tako i po vertikalnom razviću. Poplavni sitnozrniji sedimenti često su bili dugotrajno izloženi direktnom dejstvu atmosferskog kiseonika, tako se može objasniti oksidacija verovatno obilnog biljnog detritusa i stvaranje crvenih klastičnih sedimenata. Uticaju oksidacije odolela su samo debela stabla drveća, čiji se ugljenisani ostaci nekada nalaze i u crvenim sedimentima, npr. kod Dolžanove soteske.

U uslovima rane faze razvoja rečne doline stvaraju se samo relativno tanki proslojci crvenih peščara i alevrolita u sivim, koji predstavljaju određenu fazu ritmike bočnih migracija (meandriranja) rečnih korita. Kasnije dolazi do velikog proširenja rečne doline, korita su relativno plitka i brzo bočno migriraju (raspletene reke), te su svi sedimenti dugotrajno izloženi dejstvu oksidacije. Tada se stvaraju samo crveni terigeni klastiti na velikom prostoru, sada nema facijalne diferencijacije uslova sedimentacije.



Sl. 2

Pregledna karta strukturnog sklopa Slovenije, sa metalogenetskim rejonom.
1 — formacija gredenskih slojeva, 2 — metalogenetski rejon Škofja Loka — Idrija.

Fig. 2

Generalized map showing the structural frame of Slovenia with the metallogenetic province.
1 — Formation of the Val Gardena strata; 2 — metallogenetih area of Škofja Loka — Idrija.

Ova faza je geološki najznačajnija, jer je najdužeg vremenskog trajanja, te dolazi do stvaranja najveće mase sedimenata na velikom prostoru, koji praktično zahvata ceo rečni sliv (sem izvorišnog dela), ili nekoliko rečnih slivova, znači veliki rečni sistem. Takva geološka situacija je bila u gornjem delu srednjeg i donjem delu gornjeg perma.

U gornjem permu dolazi do morske transgresije, stvaraju se belerofonski krečnjaci i dolomiti (žažarski slojevi — sl. 3), koji imaju karakteristike lagunskih tvorevina.

Teren Mečeka je bio prostorno veoma udaljen od alpijsko-dinarskog sedimentacionog prostora. I ovde se stvaraju slični terigeni crveni peščari sa sivim interkalacijama (sa uranovim ležištima), velike debljine (oko 3300 m), koja premašuje debljine u Alpima i Dinaridima. Ove tvorevine leže na kristalastim stenama prekambrije i hercinskim i starijim granitoidima. Ova formacija počinje grubozrnim klastitima sa fragmentima od granita, metamorfisanih stena, paleozojskih sedimenata i porfirita, a nastavlja se normalnim crvenim klastitima, sa proslojcima sivih. Izdvojena su 4 ciklusa donjeg perma, ukupne debljine oko 2300 m. Srednji deo je predstavljen jezersko-blatnim facijama, a gornji deo sa crvenim alevrolitima (K. V i r a g h — J. V i n c z e, 1967; K. G r a d, i dr., 1975).

Sedimenti gornjeg perma su razvijeni u fluvijalnoj faciji sivozelenih klastita sa proslojcima crvenih, ukupne debljine oko 1000 m. U ovom delu se nalaze produktivni orudnjeni nivoi. Diskordantno leže na donjopermskoj seriji alevrolita. Za ovu faciju su karakteristične intraformacijske diskordancije sa konglomeratskim horizontima. Takođe je značajna ritmičnost sedimentacije, sa pojavama kose i ukrštene slojevitosti, sa ostacima biljaka. Formacija se završava sa grubozrnim peščarima, u gornjem permu.

Na ovom prostoru su poznati fosilni ostaci biljaka: *Pecopteris sp.*, *Valzites sp.* i spore, a takođe je nađen i otisak šape gornjepermskog reptila (G. M a j o r o s, 1964) kod Balatona.

Variscijska provincija (H. F a l k e, 1972) obuhvata alpijski prostor nešto šire, od Lodeva u Francuskoj do Sudeta u Poljskoj. Sedimentacija je počela još u gornjem karbonu, trajala je kroz ceo perm i delimično se produžila u šarene peščare skitskog kata. U Lodevu su karakteristične naslage otenijana jezerske facije, koje prelaze u saksonijan. U alpskom prostoru su to klastični gredenski slojevi pretežno crvene boje, sa redim proslojcima sivih klastita sa pojavama uranove mineralizacije. U Sudetima je sedimentacija počela u stefanskom katu, a završila se u donjem permu. U to vreme su se na ovom sedimentacionom prostoru stvarala velika ležišta uglja. Uranova mineralizacija je delimično vezana za ugljonosne horizonte, ili se nalazi u sivim klastitima (Okšešin, Gžmjonca — J. B a r e j a, 1960).

U Karpatsko-Balkanskom prostoru sedimentacija je takođe počela u gornjem karbonu, nastavila se kroz ceo perm i delimično prelazi u donji trijas. Najznačajniji je prostor Banatskih planina, gde su poznata ležišta urana (I. K o r n i č u k i T. B u r t i k, 1974; G. N i t u, 1974). Produktivna je serija šarenih peščara u kojima se nalaze bitumenske materije sa uranovim mineralima (nasturan). Izražena je vertikalna zonalnost i ritmičnost sedimentacije (izdvojeno je 5 horizonata sa mnogobrojnim mikroritmovima). U Istočnoj Srbiji i Bugarskoj razvijeni su permski crveni

peščari sa proslojcima sivih peščara, nekad sa uranovom i bakrovom mineralizacijom (M. P r o t i ć, 1967).

Na afričkoj tabli (Sahara) na velikom prostoru su razvijeni permotrijaski sedimenti tipa »red beds«, u Libiji (Ghat), Nigeru (Džado i zapadno od Aira), Čadu, itd. Sedimentacija je bila platformskog tipa, facije su pribrežno-morske, lagunsko-jezerske i fluvijalno-deltne. To su pretežno crveni i sivi kvarcni, nekad dobro sortirani i strukturno zreli peščari, ređe konglomerati.

Od mlađih sedimenata ovoga tipa svakako su najznačajniji oni na platou Kolorado. Uranove rude sa ovog prostora poznate su još iz prošlog veka. Naročito su intenzivirana istraživanja i eksploatacija urana u vezi sa proizvodnjom nuklearnog oružja i reaktora. Na istraživanju ovih formacija radilo je nekoliko generacija geologa, a rezultati su bili saopšteni na I atomskoj konferenciji u Ženevi 1955. godine od strane mnogobrojnih autora: H. B e l l III i dr., I. A. B r e g e r i dr., H. P. D o o d d, J. W. G r u n e r, W. Y. I s a c h s e n, P. F. K e r r, M. R. K l e p p e r i dr., D. A. J o b i n, V. E. M c K e l v e y i dr., R. P. F i s c h e r, R. A. L a v e r t i i dr., P. F. F i x, D. A. P h o e n i x, P. G. P o o l e i dr., D. R. S h a w e, A. F. T r i t e s i dr., I. J. W i t k i n d, A. D. W e e k s, H. B. W o o d i dr., i mnogi drugi. Na osnovu ovih i drugih radova, sovjetski autori (V. S. D o m a r e v, 1956; M. M. K o n s t a n t i n o v i dr., 1960; i mnogi drugi) veoma detaljno obrađuju i analiziraju uranova ležišta u svetu (sem sovjetskih).

Terigena sedimentacija tipa »red beds« na Kolorado platou počinje u permu, nastavlja se kroz trijas (formacije Moenkopi, Shinarump, Chinli), juru (formacije Entrado, Todilto, Morrison), kredu (formacija Mancos) i tercijar. Pomenute formacije su najpoznatije i najproduktivnije. Ukupna debljina cele sedimentne serije je nekoliko hiljada metara, a produktivni horizonti (formacije) mogu biti relativno male debljine (npr. konglomerati šajnarump do 30 m). Cela serija leži na kristalastoj prekambriji, a mnogi istraživači u tome vide značajan potencijalni izvor urana (V. Z i e g l e r, 1974; i drugi). Takođe je u pojedinim delovima platoa bilo vulkanske delatnosti, što je takođe, uz mnogobrojne okolne plutonite granitoida, mogao biti značajan potencijalni izvor urana (H. H. A d l e r, 1974). Nekada je dolazilo i do morskih transgresija (more Todilto). No, cela sedimentna serija pretežno predstavlja aluvijalne, nekad i eolske, sedimente. Svakako se mogao da razvije, u tako dugom periodu geološkog vremena, veoma veliki fluvijalni sistem velikih rečnih slivova, blagodareći postojanom geotektonskom režimu, karakterističnom za stare platforme. Sedimenti se i danas nalaze u slabo poremećenom stanju. Gledano sa alpskog aspekta to su neporemećene serije subhorizontalnog položaja, veoma blago zatalasane.

Ove tvorevine imaju sve karakteristike fluvijalnog stvaranja tipa »braided river« (raspletene reke), sa karakterističnim strukturama kose i ukrštene slojevitosti, sa paleorečnim koritima ispunjenim klastičnim sedimentima grublje granulacije, koja su urezana u neposrednu podlogu, ali se i sada mogu dobro da identifikuju. Sedimentološka proučavanja ovoga prostora i sada predstavlja uzor koji slede mnogi istraživači.

Litološke karakteristike permskih klastita

Sedimentne stene ovoga tipa pripadaju klastičnim stenama svih granulacija: to su konglomerati, peščari i alevroliti sa svim prelazima, često arkoznog karaktera, koje se često definišu kao grauvake i subgrauvake. Peščari su često najviše zastupljeni te se ove tvorevine često zovu gredenski peščari, odnosno crveni ili sivi peščari, a tada se pod tim imenom obuhvataju svi litotipovi ovih tvorevina. Poreklo materijala je pretežno bilo iz vulkanita, plutonita, kristalastih škriljaca, a podređeno od starijih sedimenata.

Svi autori se uglavnom slažu da je boja, pored sastava, osnovna karakteristika gredenskih terigenih klastita, jer ona odražava uslove sedimentacije i rane dijageneze. Ove tvorevine su facijalno podeljene na sive i crvene klastite.

Neosporna je činjenica da crvenu boju sedimenti dobijaju od Fe_2O_3 u obliku hematita. Gvožđe je uopšte veoma rasprostranjen elemenat zemljine kore, a nalazi se praktično u svim sedimentnim materijalima i tekućim vodama, u jonskom ili koloidnom stanju. Količina gvožđa koja se transportuje zavisi od klimatskih uslova. U toploj humidnoj klimi količina je maksimalna, a u hladnim klimatima je minimalna ili potpuno izostaje. Trovalentni jon gvožđa dobro se transportuje u kiselijim sredinama, povećanjem bazičnosti (pri pH $\approx$ 8) rastvora dolazi do obaranja Fe. Interesantno je da se Fe^{3+} obara u oksidacionim uslovima, a rastvara u redukcionim uslovima (G. V. V o j t k e v i č i dr., 1976), što verovatno ima presudnog značaja za stvaranje crvenog pigmenta gredenskih slojeva.

Crvena boja ovih sedimenata nije uvek srazmerna količini Fe_2O_3, poznati su slučajevi da ga crveni sedimenti sadrže ispod 1%, a sivi ga mogu sadržati i preko 1%, nekad više od Fe^{2+}, što je slučaj i na Žirovskom vrhu (V. O m a l j e v, 1974b). Najvažniji je mineralni sastav gvožđa (hematit) koji daje crvenu boju.

U redukcionim uslovima gvožđe je najčešće dvovalentno, u tim uslovima stvaraju se sivi peščari. U prisustvu CO_2 nalazi se optimum rastvorljivosti Fe^{2+}, od koga se mogu izlučiti Fe-karbonati (ferodolomit, oligonit, siderit — M. I l i ć i S. K a r a m a t a, 1963) ili u prisustvu sumporvodonika stvaraju se sulfidi (pirit i drugi).

Ukoliko na takvu sredinu počne da deluje slobodni kiseonik, dolazi do oksidacije i Fe^{2+} prelazi u Fe^{3+} koje je nerastvorno u novim uslovima, dolazi do obraranja Fe_2O_3 u vezivnoj materiji u obliku hematita, te sivi peščari prelaze oksidacijom u crvene. To se verovatno dešavalo na terasama rečnih sistema, odnosno na poplavnim ravninama, gde je dolazilo do pretvaranja sivih klastita u crvene, procesom oksidacije u stadijumu rane dijageneze.

Crveni pigment se nalazi u vezivnoj materiji, koja je prvobitno bila glinovito-alevritskog karaktera. Zavisno od uslova sredine stvaranja i rane dijageneze, sedimenti se stvaraju kao sivi ili crveni, zahvaljujući odgovarajućoj boji vezivne materije. Prekristalizacijom boja se ne menja, ukoliko nije došlo do promene u sredini, u smislu promene Eh i pH, odnosno prisustva slobodnog kiseonika. Promena uslova može dovesti do sekundarnog izbeljivanja (zeleni peščari) ili oksidacije.

Količina karbonata u vezivu je veoma varijabilna, ali u opštem slučaju je dovoljno mala da sedimenti pripadaju nekarbonatnom tipu. Količina karbonata je nešto veća u muljevitim frakcijama poplavnih tvorevina, koje predstavljaju završne članove sekvenci. U ovim alevrolitskim partijama, posebno crvenim, nekad se javljaju karbonatne konkrecije.

Permski terigeni sedimenti se veoma razlikuju po stepenu dijagenetsko-epigenetskih promena, zavisno od uslova litifikacije, odnosno od pritisaka i temperature kojima su bili izloženi. Klastiti Mečeka su u manjem stepenu promenjeni od klastita Slovenije ili Italije. Većina istraživača se slaže da je stepen litifikacije takav da su to sedimentne stene, kod kojih nije bilo pravih metamorfnih transformacija minerala u većoj meri. Stvaranje novih minerala ne ukazuje na metamorfizam, to su uglavnom sekundarni kvarc, karbonati, hloriti, sericit, sulfidi, i drugi.

Regionalni strukturni odnosi

Prostor Slovenije mnogi autori smatraju kao prelaznu zonu između Alpa i Dinarida, to je »frontalni deo Dinarida prema Alpima« (M. D. Dimitrijević, 1974). Sa aspekta tektonike ploče, prostor južnije od velikog Periadrijatskog lineamenta (koji se dobro vidi na skanogramima) predstavlja posebnu ploču, koja se sada deli na manje ploče. Nije sasvim jasno locirana granica između Apeninske, Južnoalpijske i Dinaridske ploče, a sada još ne postoje ni teoretska tumačenja sklopa ovih ploča u vreme perma. Nas, međutim, sada interesuje granična zona Južnoalpijske i Dinaridske ploče, koje su formirane kao posebne jedinice tek u postpermsko vreme.

Po interpretaciji S. Vukašinovića (1975) na osnovu podataka aeromagnetskih ispitivanja, dubinski razlom koji deli Unutrašnje dinaride od Paleozojsko-mezozojske oblasti, na terenu Slovenije, deli Dinaride od Istočnih Alpa. U stvari, S. Vukašinović smatra, da dubinski razlom Ljubljana — Zagreb deli Dinaride od Alpida, čineći lakat severozapadno od Karlovca. Mislim da je verovatnije da je uzdužni dubinski razlom jedna celina, a da zagrebački dubinski razlom predstavlja strukturu nižega reda (prikazano na sl. 2).

Shvatajući ovu interpretaciju mogu izneti predpostavku da jedna ploča obuhvata Dinaride i Južne Alpe (sl. 1 i sl. 2), koje čine jednu složenu strukturnu jedinicu I reda, a Vukašinovićevi Istočni Alpi su ustvari normalni završetak Južnih Alpa zagrebačkim dubinskim razlomom (Istočni Alpi su severnije od periadvijatskog lineamenta). Regionalno pružanje struktura I-Z u Južnim Alpima i SZ-JI u Dinaridima, govori nam da verovatno postoji (ili je postojalo) razlamanje uz izvesnu rotaciju po dubinskom rasedu na sutoku ovih ploča (jedinica). Kvarcporfirski izlivi u gornjem trijasu, možda, ukazuju na koliziju ovih blokova, odnosno na lokaciju jednog dubinskog razloma koji ih deli, što je shematski prikazano na sl. 1 i 2.

Ovakvo shvatanje regionalne strukture dovodi do daljih komplikacija, jer Kossmatova (1910) i Rakovčeva (1954) tektonska jedinica Savske bore trpi cepanje, na zapadnu Škofjaloško-idrijsku oblast (sa rudištima Žirovski vrh i Idrija) i Savske bore u užem smislu. Ova podela je suštinskog karaktera, jer Škofjeloško-idrijska oblast pripada Dinaridima, a Savske bore pripadaju Južnim Alpima, što je u saglasnosti sa regionalnim pružanjem strukturnih elemenata u ovim jedinicama. Analizom skanograma (M. Oluić i dr., 1978) dobro se zapažaju neostrukturni elementi, kao što su: idrijski rased, savski rased, itd.; ali u obilju ovih razlomnih struktura nije jasno uočena neka, koja bi mogla biti dubinski razlom. Možda je dubinski razlom pokriven navlakama, koje su razvijene na ovom prostoru.

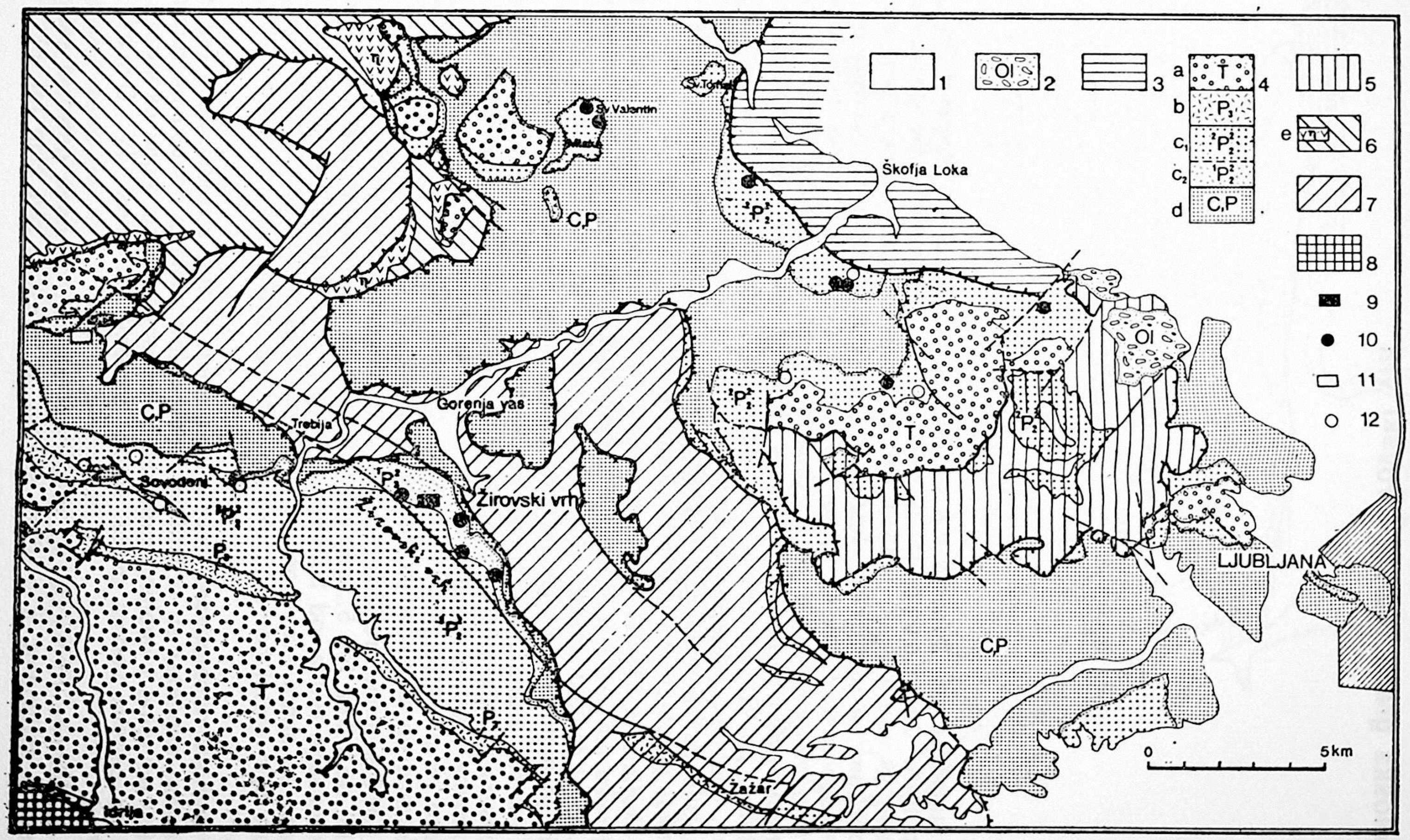
Ovakvom interpretacijom, globalna slika Dinarida i Južnih Alpa se znatno uproštava i postaje logičnija, a naročito je logična granična zona kod Ljubljane, koja deli zapadne dinarske terene od istočnih južnoalpijskih terena.

Sl. 3

Geološka karta metalogenetskog rejona Škofja Loka — Idrija.
1 — kvartar; 2 — oligocen; 3 — kranjska navlaka; 4 — Škofjeloško Trnovska navlaka (a — trijasti sedimenti, b — žažarski slojevi — gornji perm, c — crvena gredenska subformacija, c_2 — siva gredenska subformacija, d — permokarbonski sedimenti); 5 — polhograjska kraljušt; 6 — selška navlaka (e — vulkaniti i piroklastiti); 7 — blegoško-vrhnička navlaka; 8 — koševnička navlaka; 9 — rudište urana; 10 — pojave urana; 11 — rudište bakra; 12 — pojave bakra.

Fig. 3

Geological map of the Škofja Loka — Idria metallogenetic area.
1 — Quaternary; 2 — Oligocene; 3 — Kranj overthrust; 4 — Škofja Loka and Trnovo overthrust (a — Triassic sediments, b — Uper Permian beds of Žažar, c_1 — red subformation of the Val Gardena strata, c_2 — grey subformation of the Val gardena strata, d — Permian and Carboniferous sediments): 5 — Polhovgradec overthrust; 6 — Selce overthrust (e — volcanic and pyroclastic rocks); 7 — Blegoš and Vrhnika overthrust; 8 — Koševnik overthrust; 9 — uranium ore deposit; 10 — uranium occurrences; 11 — copper ore deposit; 12 — copper occurrences.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
a
b
c1
c2
d
e
Škofja Loka
Sv. Valentin
Sv. Tomaž
C,P
Gorenja vas
Trebija
Sovodenj
Žirovski vrh
LJUBLJANA
Žažar
Idrija
0
5km

Geološka građa rudišta Žirovski vrh

Rudište urana Žirovski vrh se nalazi u Dinarskoj metalogenetskoj provinciji (S. Janković, 1967; 1974; 1977), Slovenačkoj metalogenetskoj oblasti (S. Janković, 1973; 1974), Savskom metalogenetskom rejonu. S obzirom na moju novu interpretaciju geotektonske strukture, Savski metalogenetski rejon se može podeliti na dva dela: zapadni *škofjeloško-idrijski metalogenetski rejon* (Dinaridi — sl. 2) i istočni *Savski metalogenetski rejon* (Južni Alpi). Ostaje činjenica da Dinarska metalogenetska jedinica, po S. Jankoviću, obuhvata i geotektonsku jedinicu Južne Alpe. Globalno posmatranje geotektonske strukturne građe (sl. 1 i sl. 2) pokazuje da se ovde radi o jedinstvenoj Južnoalpsko-dinarskoj metalogenetskoj provinciji na prostoru Severne Italije i Jugoslavije.

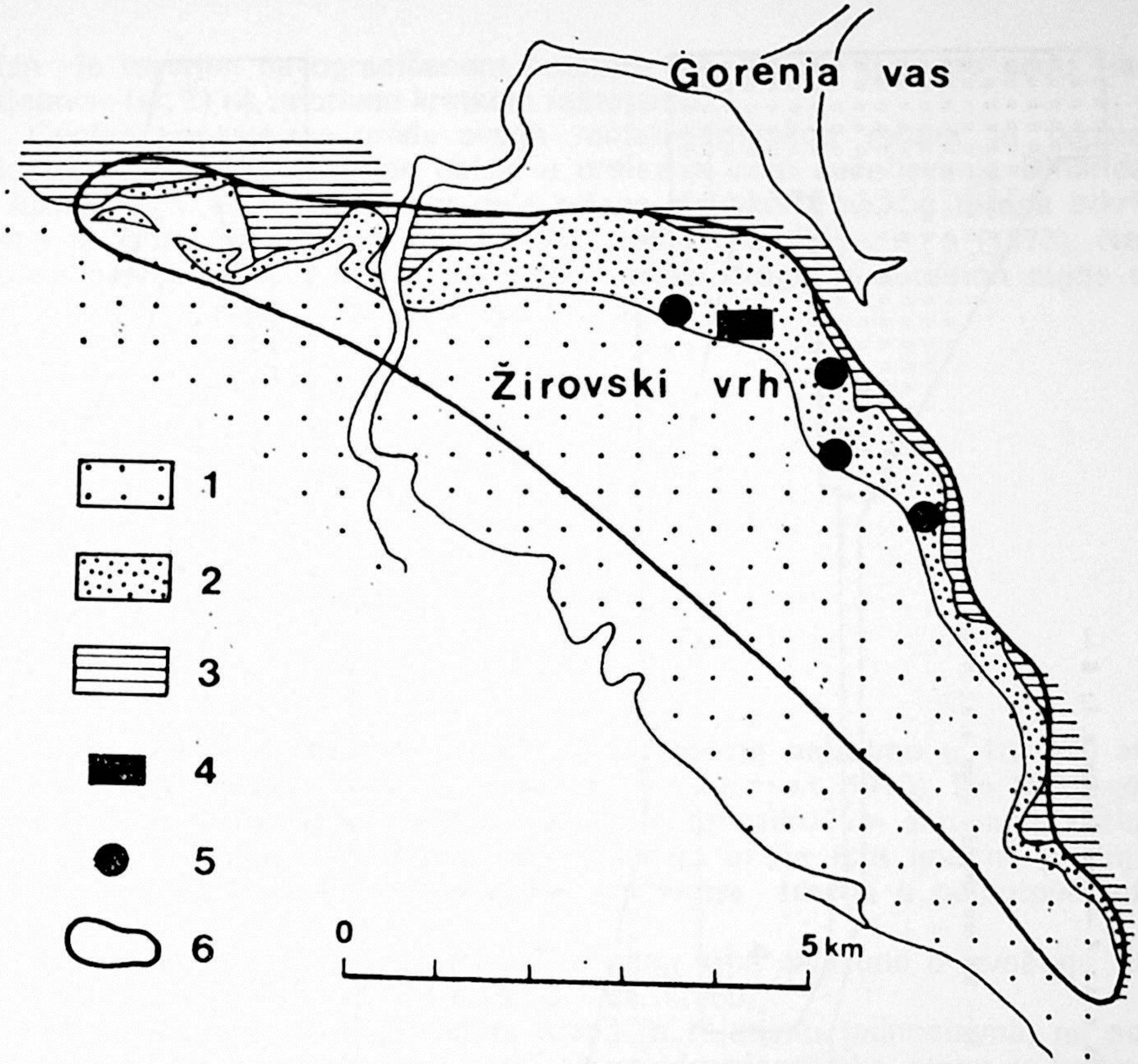
Škofjeloško-idrijski metalogenetski (rudni) rejon zahvata Škofjeloško-trnovsku navlaku (sl. 3), koja tektonski leži na Blegoško vrhničkim nizovima. Ovaj metalogenetski rejon delimo na manje jedinice, rudna polja, od kojih je najinteresantnije zapadno rudno polje Gorenja Vas (sl. 4).

Rudište urana Žirovski vrh se nalazi u rudnom polju Gorenja Vas, a obuhvata prostor površine oko 3 km^2 severoistočnih i severnih padina istoimene planine. Rudište nije tačno okontureno, već se njegove granice nalaze na prostoru gde isklinjavaju mineralizovana tela, što je shematski prikazano na sl. 5 (po podacima strukturnog bušenja do 1977. godine).

Ležište urana (rudište u užem, ekonomskom smislu) se nalazi na površini do 1 km^2 (sl. 5), gde su skoncentrisane praktično sve interesantne akumulacije urana, od bušotine B-9 do B-16. Na površini od oko 0,5 km^2 nalaze se skoro sve ekonomske akumulacije urana. Centralni deo ležišta je na vrlo maloj površini, oko 0,1 km^2, sa maksimalnim koncentracijama urana.

Uranom mineralisana tela su relativno mala, a rudna tela (sa ekonomskog aspekta) su praktično zanemarljivo mala u odnosu na relativno veliku površinu i debljinu rudonosne formacije, te se mogu okonturiti samo na osnovu veoma guste mreže istražnih bušotina (V. Omaljev, 1975a).

Rudonosna formacija su gredenski slojevi, odnosno permski terigeni klastični sedimenti, a u užem smislu to je samo sivi član (sl. 6). Sivi



Sl. 4

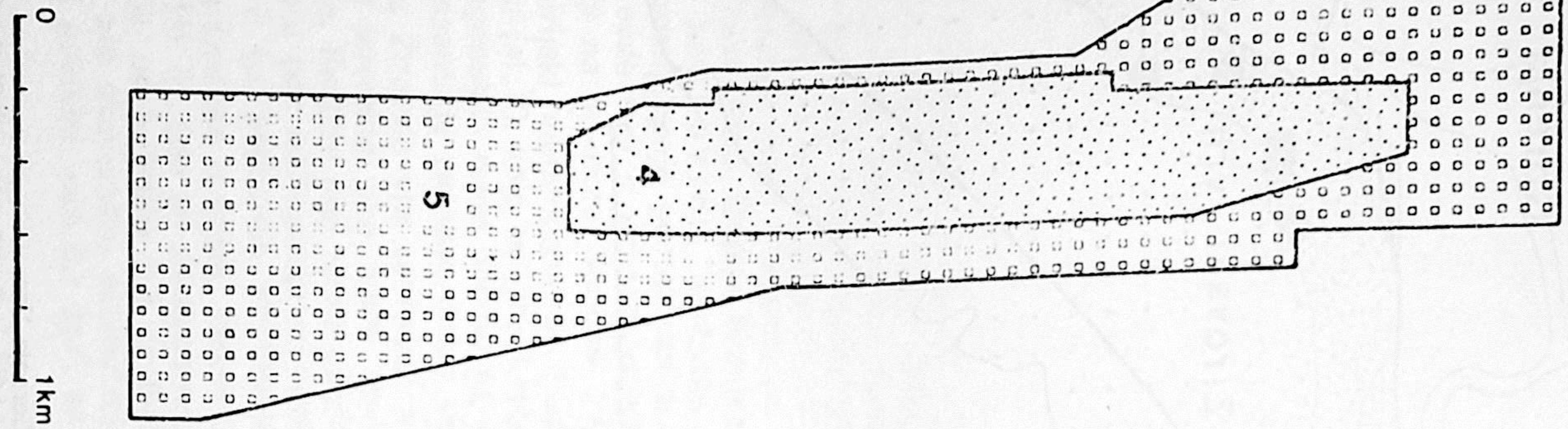
Pregledna geološka karta rudnog polja Gorenja Vas.
1 — crvena subformacija; 2 — siva subformacija; 3 — argilošisti; 4 — rudište urana; 5 — pojave urana; 6 — rudno polje Gorenja Vas.

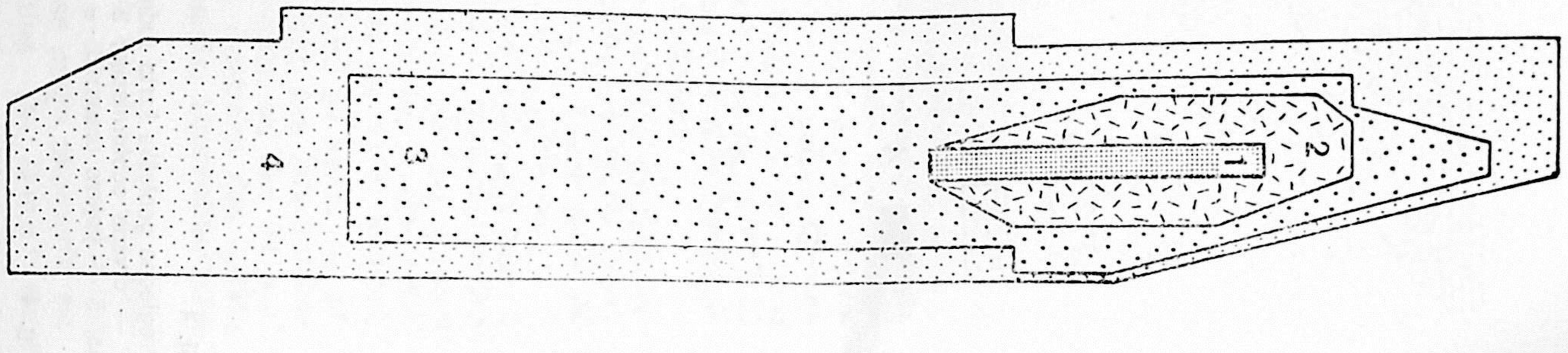
Fig. 4

Geological sketch map of the Gorenja Vas ore fild.
1 — red subformation; 2 — grey subformation; 3 — argilloschists; 4 — uranium ore deposit; 5 — uranium occurrences; 6 — ore fild of Gorenja Vas.

Sl. 5
Zonalna struktura rudišta Žirovski Vrh.
1 — prvi rudni paket; 2 — centralni deo ležišta; 3 — zona ležišta s. s.; 4 — zona ležišta s. l.; 5 — obodna zona rudišta.

Fig. 5
Zonal structure of the Žirovski Vrh uranium ore deposit.
1 — first ore packet; 2 — central part of the ore deposit; 3 — the ore deposit zone s. s.; 4 — the ore deposit zone (s. l.); 5 — marginal part of the ore deposit.





član je razvijen na ograničenom prostoru (sl. 3 i sl. 4), a po padu »isklinjava« (sl. 7) na relativno kratkom rastojanju.

Geološko-strukturna građa ovoga metalogenetskog rejona je veoma složena, budući da se rejon nalazi u prelaznoj zoni sučeljavanja Dinarida i Južnih Alpa. Prava složenost dela rejona Idrijsko-žirovskog terena otkrivena je radovima I. Mlakara (1967, 1969) i L. Placera (1973). Nekoliko navlaka u jami Idrije leže jedna preko druge, a autohton nigde u ovom rudnom rejonu nije otkriven (sl. 3).

Geološki sastav terena

Prve podatke o geološkoj građi ovoga terena nalazimo u Tumaču za geološku kartu Škofja Loka — Idrija (F. Kossmat, 1910). Do 1960. godine ovaj teren nije bio geološki obrađivan, tek otkrićem anomalija radioaktivnosti i pojava sekundarne mineralizacije urana iste godine, počinju intenzivna sistematska istraživanja geologije terena u najpotpunijem smislu.

Prve podatke o geološkoj građi Žirovskog vrha nalazimo u izveštaju Đ. Ivanovića (1961) i B. Berceta i dr. (1960).

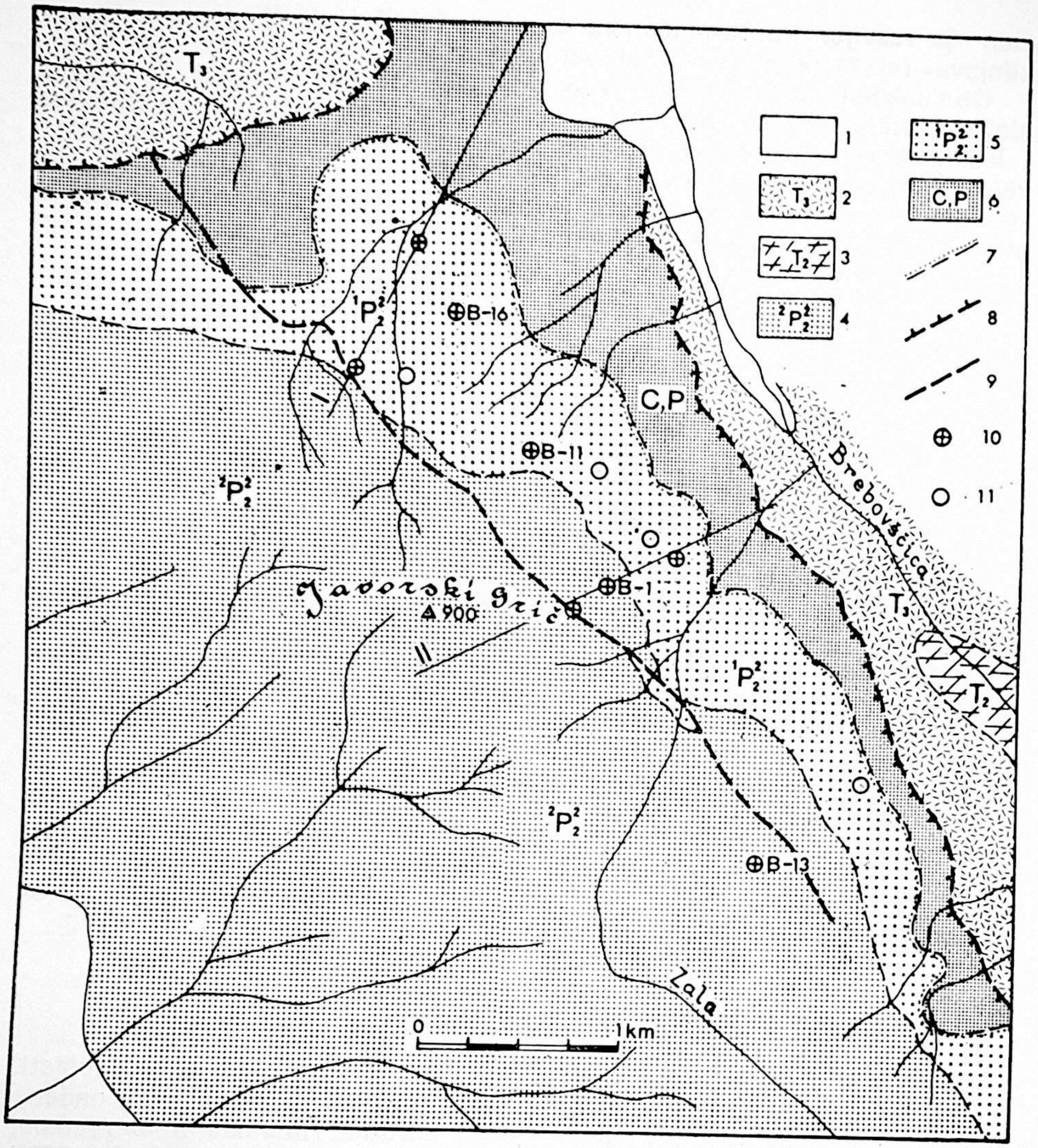
Geološka građa samog rudišta urana je relativno jednostavna, na sedimente trijaske starosti navučene su mladopaleozojske stene u kojima se nalazi rudište (sl. 6 i sl. 7). Teren je izgrađen od sedimentnih stena mlađeg paleozoika i trijasa, koje ćemo opisati.

Argilošisti permokarbona

Najstarije stene na ovom terenu, kao i u široj okolini, su argilošisti, o čijoj starosti postoje samo fragmentarni podaci. Kod Trebije su nađene konodonte roda *Gnathodus sp.*, a kod Praprotna *Hindiodella ibergensis,* koje ukazuju na karbonsku starost (K. Grad in L. Ferjančič, 1976). Takođe su nađene spore koje takođe ukazuju na karbonsku starost (T. Budkovič, M. Jelen, i dr., 1978).

Detaljnijim izučavanjem ovih tvorevina utvrđen je veoma heterogeni sastav, u argilošistima se nalaze interkalacije sivih klastita sličnih onim iz sive serije. Regionalnim proučavanjem (A. Ramovš, 1965 b) utvrđeno je da deo ovih tvorevina ima permsku starost. Sada se najčešće smatra da su argilošisti permokarbonske starosti, a završni deo serije bio bi verovatno permske starosti.

Argilošisti su tamnosive do crne uškriljene stene. Pad folijacije je prema JZ, saglasno sa padom slojeva permskih tvorevina. Karel Grad (1976) navodi da je u njima razvijen fleksurni klivaž.

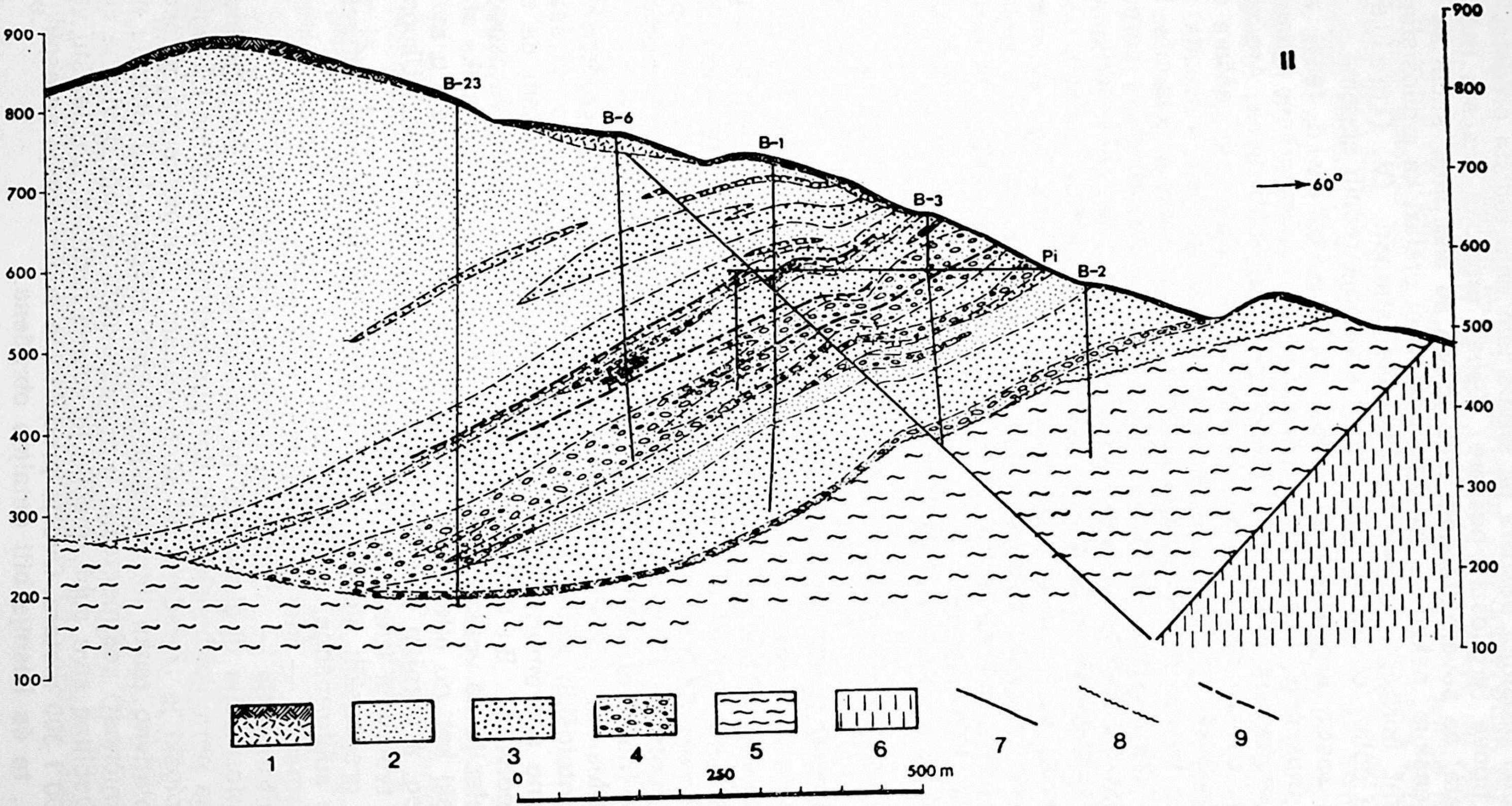


Sl. 6

Geološka karta rudišta urana Žirovski vrh.
1 — aluvijum; 2 — sedimenti gornjeg trijasa; 3 — dolomiti srednjeg trijasa; 4 — crvena subformacija gredenskih slojeva; 5 — siva subformacija gredenskih slojeva; 6 — argilošisti permokarbona; 7 — eroziona diskordancija; 8 — navlaka; 9 — rased; 10 — bušotina; 11 — pojave urana.

Fig. 6

Geological map of the Žirovski Vrh uranium ore deposit.
1 — Alluvium; 2 — Upper Triassic sediments; 3 — Middle Triassic dolomites; 4 — red subformation of the Val Gardena strata; 5 — grey subformation of the Val Gardena strata; 6 — Argilloschists (Permian and Carboniferous); 7 — erosional unconformity; 8 — overthrust; 9 — fault; 10 — drill hole; 11 — uranium occurrences.



Sl. 7

Poprečni profil II kroz ležište Žirovski vrh.
1 — deluvijum; 2 — crveni peščar: 3 — sivi peščar; 4 sivi konglomerat; 5 — argilošist; 6 — rabeljski škriljac (gornji trijas); 7 — rased; 8 — eroziona diskordancija; 9 — uranonosni nivo.

Fig. 7

Cross section II of the Žirovski Vrh uranium ore deposit.
1 — Deluvium; 2 — red sandstone; 3 — grey sandstone; 4 — grey conglomerate; 5 — argilloschist; 6 — Rabelj shale (Upper Triassic); 7 — fault; 8 — erosional unconformity; 9 — uranium-bearing level.

Tanki i retki proslojci peščara na središnjem delu rudišta predstavljaju prelazne tipove (argilošisto-peščare). Debeli proslojci peščara (nekad i konglomerata) na severoistočnom delu terena su sive boje, slični su sa mlađim gredenskim; nekad se zapažaju postepeni prelazi ka argilošistima. To su prelazni horizonti verovatno permske starosti (V. O m a l j e v, 1978 a), kada dolazi do povlačenja mora i stvaranja rečnih sistema.

Mineralni sastav argilošista je sledeći (S. R a d o š e v i ć, 1961): sericit, nekad muskovit, hlorit, sitna zrna kvarca i finoraspršena glinena materija sa organskim primesama. Struktura je lepidoblastična. Argilošisto-peščari su ustvari fino smenjivanje argilošista i sitnozrnih peščara crne boje, izgrađenih od oštroivičastih zrna kvarca, rožnaca, vulkanita sa fenokristalima kvarca najverovatnije kvarcporfirskog sastava, kvarcita, kiselih plagioklasa i albita (sericitisanih). Vezivo je kontaktnog i pornog tipa, a čini ga sericitsko-silicijska i gvoždevita materija. Akcesorije su najčešće rudni minerali, ređe epidot, turmalin, rutil, apatit i cirkon.

Ove tvorevine su razvijene u kontinuiranoj zoni sa istočnog i severnog oboda permskih terigenih klastita, u čijoj se podini nalaze. Podina argilošista je nepoznata, bušeno je kroz njih do 200 m, najverovatnije je serija debela i preko 1000 metara.

Argilošisti su stvarani u plitkovodno-marinskoj faciji.

Terigeni sedimenti perma (formacija gredenskih slojeva)

Ove tvorevine su veoma zastupljene na velikom prostoru, razvijene su u jednoj kontinuiranoj zoni dužine preko 20 km (sl. 3 i 6) sa tipično dinarskim pružanjem SZ-JI, od Cerkna do Smrečja, sa karakterističnim povijanjem na prostoru rudišta Žirovski vrh. Prostorni položaj ove formacije, sa povijanjem (naročito donjeg sivog člana), smatram nasleđenim.

Preko argilošista, prividno konkordantno, leži formacija gredenskih slojeva. Paleontoloških podataka o starosti ovih tvorevina nema, do sada su nađeni samo sporomorfni oblici, koji su bili toliko promenjeni da su postali neodredivi (T. B u d k o v i č, M. J e l e n, i dr., 1978). Na osnovu litološke korelacije na velikom prostoru, određena je srednjepermska starost — sosijski kat, no nije isključeno da donjim delom prelaze i u završni deo donjeg, a gornjim delom u početni deo gornjeg perma. Ukupna debljina ovih tvorevina iznosi do 900 metara.

Formacija gredenskih slojeva na Žirovskom vrhu je facijalno diferencirana na dve subformacije, odnosno člana:

1. Siva subformacija — stariji član (ranije siva serija)
2. Crvena subformacija — mlađi član (ranije crvena serija)

S i v a subformacija direktno leži na paleoreljefu, tj. na argilošistima, a ponekad i na permokarbonskim (ili donjepermskim) peščarima i konglomeratima. Litološki je izgrađena od sivih peščara i konglomerata, a takođe sadrži i relativno tanke interkalacije crvenih peščara, koji ukazuju na cikličnost (ritmičnost) sedimentacije u progresivnom razvoju fluvijalne sedimentacije. Debljina sive subformacije je veoma različita, a u ležištu varira između 200 i 300 metara. Ovo je produktivna subformacija sa aspekta urononosnosti, te će kasnije biti detaljno obrađena.

Crvena subformacija leži na sivoj, a najveća površina terena Žirovskog vrha je izgrađena od ovih tvorevina. U progresivnom razvoju ciklusa fluvijalnih sistema dolazi do velikog proširenja dolina, do planacije po N. M. Strahovu (1962), tada dolazi do brze i velike bočne migracije korita reka, tako da se veoma proširuju područja stvaranja klastičnih sedimenata ovog tipa. U stratigrafski nižim delovima crvene subformacije preovladuju sitnozrniji sedimenti (pretežno poplavni), a na stratigrafski višim nivoima granulometrijski sastav ovih tvorevina je sve grubozrniji (zastupljeni su i sedimenti rečnih korita). U crvenoj subformaciji nema sivih peščara, poznat je samo jedan izuzetak, početak V ritma sedimentacije (V. Omaljev, 1967 a)

Debljina crvene subformacije je takođe različita, na Žirovskom vrhu se najčešće kreće između 300 i 500 metara.

Zapadno u okolini Sovodnja (sl. 3) u stratigrafskom nivou crvene subformacije nalaze se debeli proslojci sivih peščara, koji se moraju smatrati za poseban tip sive subformacije, koji u ovoj monografiji ne obrađujemo.

Marinski sedimenti perma (žažarski slojevi)

Ove tvorevine su predstavljene belerofonskim krečnjacima i dolomitima, gornjepermske starosti (sl. 3). Ovaj horizont označava kraj kopnenog režima sedimentacije, jer dolazi do transgresije mora. U ovim tvorevinama je nađena bogata fosilna fauna, na osnovu koje je utvrđena gornjepermska starost. Žažarski slojevi imaju veliko rasprostranjenje u Sloveniji, što znači da je nastupila transgresija većih razmera. Ove stene se nalaze u dolini reke Račeve, te se odnosi sa gredenskim slojevima ne mogu neposredno opažati, ali je poznato da uvek na gredenskim slojevima leže žažarski. Debljina ovog horizonta je mala, 50 do 100 metara, nije jasno da li je regularno razvijen, jer se na terenu samo povremeno vidi.

Tvorevine trijasa

U pravcu jugozapada, preko žažarskih slojeva leže verfenski slojevi skitskog kata. Stratigrafska superpozicija sedimentnih serija u pravcu Idrije je normalna (sl. 3).

Severne i istočne padine Žirovskog vrha izgrađuju sedimenti gornjetrijaske starosti, u čijoj podini leže srednjetrijaski dolomiti. Ove tvorevine čine relativni autohton (parahton) za navlaku Žirovskog vrha (sl. 6).

Gornji trijas počinje rabeljskim slojevima koji su na terenu poznati kao tufozna serija, u kojoj je nađena *Frondicularia woodwardi.* (P. Marinković, 1961). Ove tvorevine su izgrađene od tufoznih peščara, breča, tufova i tufita kvarcporfirskog sastava. Postoje indikacije za vulkansku aktivnost na ovom terenu (navlaka Blegoško-vrhničkih nizova) za vreme ove sedimentacije (nalazak raspadnutog kvarcporfira u jednom raskopu). Česte su interkalacije tamnosivih krečnjaka, koji sadrže neodredljive fosile.

Glavni dolomit leži na rabeljskim slojevima i ovo je najmlađa sedimentna serija na terenu (verovatno norički kat). Dolomit je dobro uslojen, sadrži tanke glinovito-laporovite interkalacije. Ispitivanjima je utvrđeno da u dolomitu najčešće preovlađuje $MgCO_3$ komponenta, nekad do 82,52% (odnos 1 : 4,7), a $CaCO_3$ komponenta ređe preovlađuje, maksimalno do 58,59% (odnosno 1 : 1,4).

Strukturna građa terena

Strukturna građa rudišta je relativno jednostavna, jer se ono nalazi u najmlađoj navlaci i posmatrano samo za sebe nema nekih posebnih problema u vezi sa komplikovanom strukturnom građom višega reda.

Međutim, strukturna građa ovoga rejona posmatrana u širem planu (trougao Škofja Loka—Idrija—Cerkno) je izvanredno složena, budući da se ovaj rejon nalazi u frontalnom delu Dinarske i Južnoalpske ploče. K o s s m a t F. je (1910) dao osnovnu podelu na tri tektonske jedinice:

1. Idrijsko-žirovska oblast
2. Poljansko-vrhnički nizovi
3. Škofjeloško-polhograjska oblast

Naše rudište urana se nalazi u 1. tektonskoj jedinici (navlaci), koju je najbolje proučio I. M l a k a r (1967, 1969) na primeru jame i okoline rudnika žive Idrija. U Idriji su dokazane četiri navlake jedna iznad druge, od kojih je treća udvojena (ustvari je pet navlaka). Nije utvrđeno da li ih ima još po dubini. I v a n M l a k a r smatra da ova složena struktura leži na paleocenu (forland), koji izdanjuje kod Trnovskog Gozda. To znači da je horizontalna redukcija na ovome prostoru izvanredno velika, minimalno 5 puta, a možda i 10 puta, računajući još i ubiranje.

Sve navlake leže jedna preko druge u jami Idrije, neke su u inversnom položaju (donji deo treće ljuske).

Navlake ovoga rejona, predpostavljamo, pokrivaju negde severnije dubinski razlom, koji predstavlja kontaktni deo dve mikroploče: Dinaridske i Južnoalpijske (sl. 2 i sl. 3). Najverovatnije se Dinaridska ploča navlači na Južnoalpijsku. Dubinski razlom je najverovatnije uslovio povremeni vulkanizam u trijasu, a moguće je da je još uvek aktivan, budući da se u dolini Soče nalaze seizmički aktivne zone (i dalje ka Udinama).

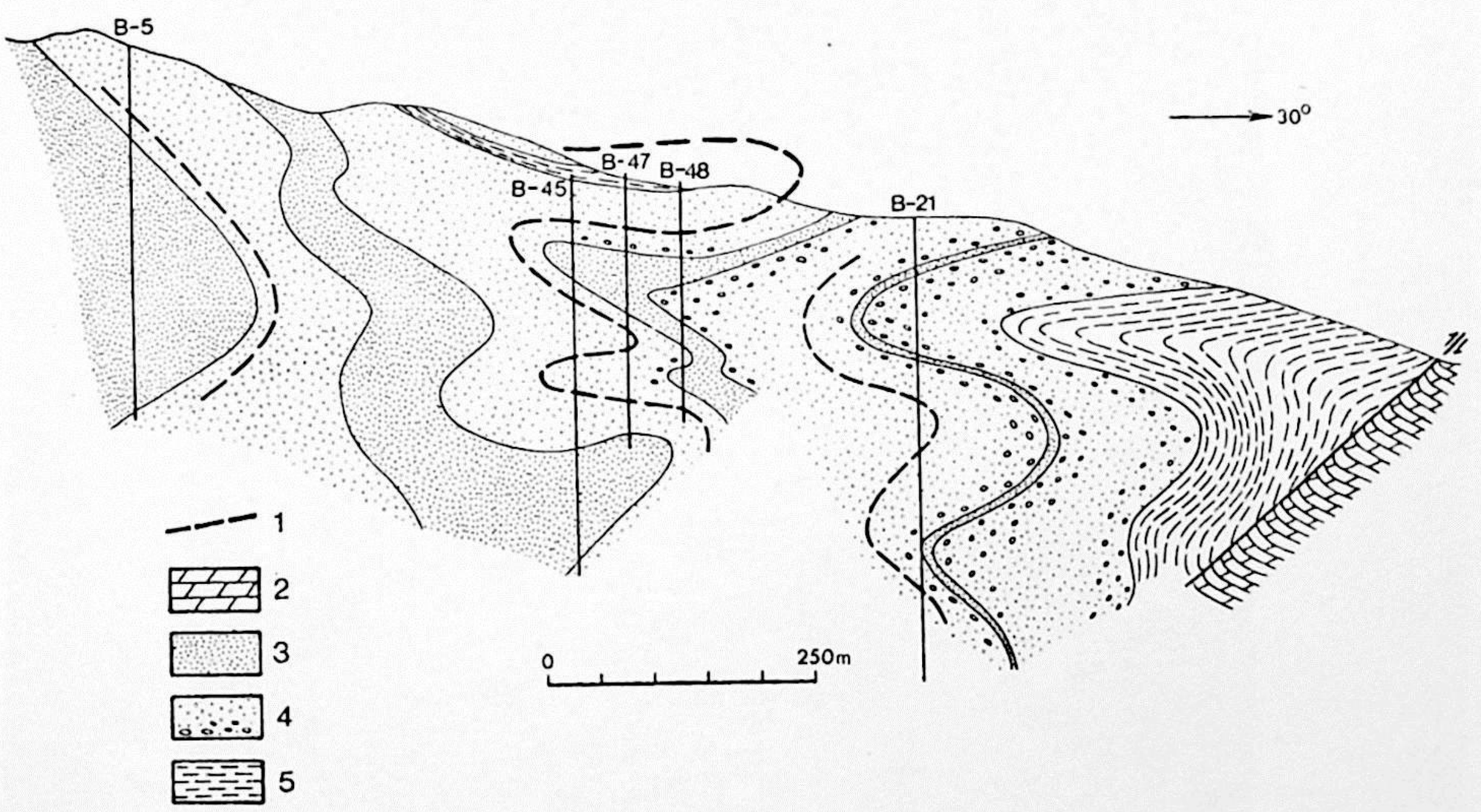
Navlaka Žirovskog vrha predstavlja IV idrijsku navlaku, odnosno 1. tektonsku jedinicu F. K o s s m a t a (1910) i I. R a k o v c a (1954). S obzirom da se celo rudno polje Gorenja Vas nalazi u navlaci, ova izvanredno složena strukturna građa ne dolazi do izražaja u rudištu, kao u Idriji. Ali ona dolazi do izražaja kada pokušavamo da izvršimo proučavanje produktivne rudne formacije na većem prostoru, sa ciljem nalaska drugih rudišta urana (kao na platou Kolorado, gde se po pružanju i padu formacija nalaze nova ležišta urana).

Sada već imamo dovoljno jasnu predstavu o »tektonskom prozoru« kod Gorenje Vasi (V. O m a l j e v, 1963), a prozor zahteva da 1. i 3. tektonska jedinica budu jedinstvena navlaka.

Najnovija interpretacija (K. G r a d in L. F e r j a n č i č, 1976 — sl. 3) na listu Kranj 1 : 100.000 ide tome u prilog, jer posmatra Idrijsko-žirovsku oblast kao jugozapadni deo većeg Škofjeloško-trnovskog pokrova (navlake), koja leži na Blegoško-vrhničkim nizovima, koja se u vidu tektonskog prozora nalazi na ovom prostoru.

Interesantno je da na severnom delu rejona, između Škofjeloško-trnovske navlake i Blegoško-vrhničke navlake postoji Selška zona u vidu posebne strukturne jedinice — navlake. K a r e l G r a d smatra da i navlaka kod Škofje Loke pretstavlja istočni ogranak Selške zone, mada ona leži na Škofjeloško-trnovskoj navlaci. Smatram da je to posebna navlaka (Kranjska?) koja je na istoku pokrivena tercijarnim i kvartarnim sedimentima. Takođe je interesantna Polhograjska struktura jedinica na istočnom delu Škofjeloško-trnovske navlake (zapadno od Ljubljane), koja predstavlja njenu strukturu nižega reda.

Karakteristično je da se gredenski slojevi nalaze uglavnom u Škofjeloško-trnovskoj navlaci, a podređeno u Blegoško-vrhničkoj navlaci, što je posledica različitog stepena erodovanosti. Ove dve navlake predstavljaju Škofjeloško-idrijski metalogenetski rejon.



Sl. 8

Poprečni profil I kroz ležište urana Žirovski vrh — interpretacija strukture u obliku slova »S«.

1 — uranonosni nivo; 2 — dolomit (gornji trijas); 3 — crveni peščar; 4 — sivi peščari i konglomerati; 5 — argilošist (permokarbon).

Fig. 8

Cross section I of the Žirovski Vrh uranium ore deposit. — interpretation of the structure in the form of letter »S«.

1 — uranium-bearing level; 2 — dolomite (Upper Triassic); 3 — red sandstone; 4 — grey sandstones and conglomerates; 5 — argilloschist (Permian and Carboniferous).

Sl. 9

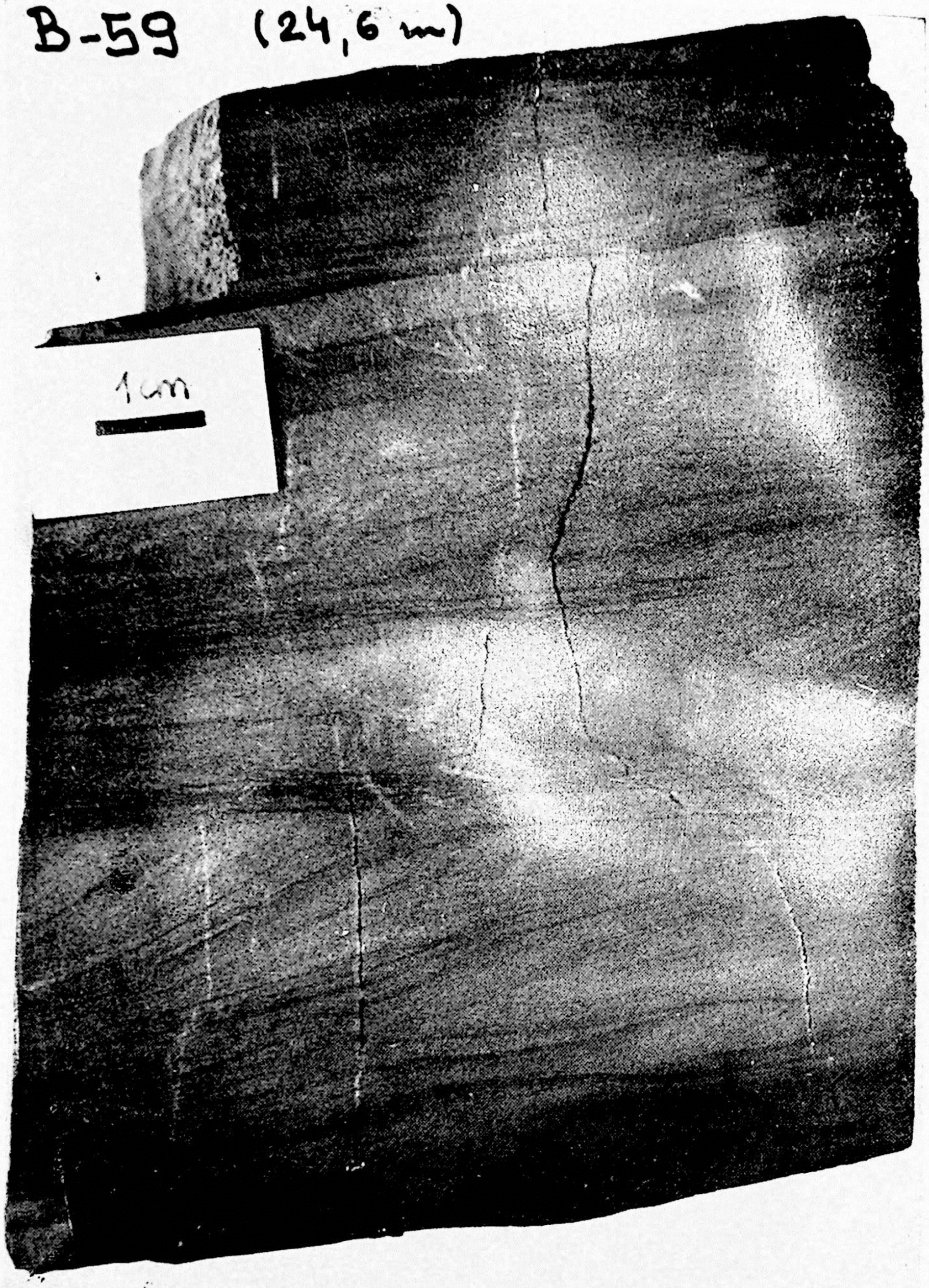
Mikrorasedanje po klivažu u sivom orudnjenom peščaru.

Fig. 9

Microfaulting along cleavage in the grey mineralized sandstone.


1cm

B-59 (24,6 m)



Sl. 11

Kosa i sitnotalasasta (ukrštena) slojevitost u sivom peščaru.

Fig. 11

Cross-bedding and wawe ripple bedding in the grey sandstone.

Osnovna naborna struktura paleozojskog kompleksa u navlaci Žirovskog vrha nije nam još uvek dovoljno poznata. Moja ranija interpretacija naborne strukture kao prevrnute sinklinale (V. Jokanović, V. Omaljev, i dr., 1964; V. Omaljev, 1974a i 1974b, 1978a), čija aksijalna ravan pada ka severoistoku, a osa tone ka severozapadu 10 do 15°, ipak nedovoljno jasno objašnjava geološko-strukturni sklop ležišta, pa niti je potvrđena niti odbačena novim radovima. Na krilima ove regionalne sinklinale razvijeni su nabori nižega reda, što je zapaženo na horizontu 580 m. Novija Florijančičeva interpretacija »S« strukture (E. Lukacs and A. P. Florjančič, 1974 — sl. 8) je nedovoljno saglasna sa regionalnom sinklinalom. Autor »S« strukture ograničava je na uži domen ležišta, jer nije dovoljno usaglašena sa geološko-strukturnom građom ostalog dela rudišta (sl. 7).

Kao posledica postojanja prevrnute sinklinale imamo situaciju da nam slojevi na južnom delu rudišta uglavnom monoklino padaju ka JZ (sl. 7), a na severoistočnom delu terena situacija je veoma složena, jer se slojevi delimično nalaze i u inversnom položaju (sl. 8). Dalja razmatranja ove strukture nije predmet ove monografije.

Od ruptura je najzastupljeniji škriljavi diferencijalni klivaž aksijalne površine (V. Omaljev, 1967a; A. Antonović, 1967). Elementi pada klivaža su veoma stabilni, te se na osnovu njih može izvršiti geološka orijentacija jezgra bušotina (V. Omaljev, 1967b). Po klivažnim prslinama se zapažaju rasedna smicanja (sl. 9): ova mikrorasedanja imaju efekat znatnog ublažavanja padnog ugla slojeva.

Rasedi su česta pojava u rudištu. Sem nekoliko izuzetaka rasedna pomeranja su relativno mala, najčešće ispod metra. U odnosu na naborne strukture, rasedi su podeljeni na dva sistema (V. Omaljev, 1963): 1. sistem antitetičkih raseda (sa padom suprotno od slojeva, kao klivaž), i 2. sistem sintetičkih raseda.

Pukotine i prsline su veoma brojne u rudištu, a u odnosu na pružanje slojeva podeljene su u tri sistema: prvi sistem je paralelan pružanju slojeva, drugi sistem je upravan, a treći sistem je dijagonalan na pružanje slojeva.

Terenskim i laboratorijskim proučavanjem utvrđeno je da su sve rupture u rudištu, uključujući i klivaž, postrudne starosti (V. Omaljev, 1967 a).

Novija proučavanja tektonskih karakteristika rudišta (A. P. Florjančič i dr., 1974 b) i okoline izdvojene su 4 tektonske faze događaja, i to:

I tektonska faza je najstarija, tada dolazi do ubiranja paleozojskih slojeva, a takođe i do stvaranja klivaža. Tada je takođe došlo i do preraspodele minerala (sem uranovih), prvenstveno deformacije listastih minerala po klivažu (sl. 19), u celoj masi stene. Tako je razvijena izvesna folijacija paralelna klivažu, koja se nalazi pod različitim uglovima u odnosu na prvobitnu slojevitost. U ovoj fazi je takođe došlo i do navlačenja paleozojskih tvorevina na sedimente trijaske starosti.

II tektonska faza, tada dolazi do međuslojnih pomeranja u pravcu I-Z i SZ-JI. U rudarskim radovima je utvrđeno afino međuslojno pomeranje. To su poslednji udari opadajućih pritisaka I tektonske faze. Klivažne pukotine se zapunjavaju, tako da se može utvrditi smer pomeranja (utvrđeno je

nekoliko faza pomeranja). Uzduž blago položenih reversnih raseda došlo je do spuštanja ili dizanja blokova, od severa prema jugu.

III tektonska faza, rasedi ove faze su uglavnom strmi, seku prelome ranijih faza i pružaju se u smeru SI—JZ. Izraziti prelomi ove faze su na severnom delu rudišta (kod većih dubokih potoka). Ovi rasedi mogu biti značajni, jer se na njima menjaju strukturni sklopovi u detaljnom planu.

IV tektonska faza je najmlađa faza tektonskih poremećaja, koja dovodi do prelamanja u pravcu S-J, sa povijanjem na južnom delu terena ka jugoistoku. Ovi rasedi su znatno raskomadali navlaku.

Pukotine i rasede je obrađivao i T. Dolenec (T. Budkovič, T. Dolenec, i dr., 1977). Na šmitovom dijagramu je dobio pet maksimuma (E, F, G, H, I), koje je opisao kao grupe:

Grupa E je najstarija, pružanja je I-Z sa padom ka jugu pod uglom od oko 80°, sistem je bio više puta aktivan tako da na strukturnom dijagramu nije došao do izražaja. Pomeranja su cm-dimenzija.

Grupa F je mlađa i češća, sa pružanjem SSI-JJZ sa padom ka IJI od oko 85°. Pomeranja su dm-dimenzija.

Grupa G je čest sistem istog smera kao međuslojne žice, pružanja SZ-JI, sa padom ka JZ 40—90°. Često se zapaža da pomeraju klivažne pukotine; mlađe su od prethodnih grupa, Pomeranja su do dm-dimenzija.

Grupa H je najznačajnija za rudište, jer rasedi imaju najveće pomeranje, do desetak metara. Ovi rasedi su postrudno izlomili rudište. Njihovo pružanje je SSZ-JJI sa padom ka ISI od oko 65°. Mlađi su od prethodnih raseda.

Grupa I je najmlađi sistem ruptura sa pružanjem JJI-SSZ sa padom ka ZJZ. Obično su veoma strme, ali po njima nije došlo do većih pomeranja.

Regionalna i detaljna tektonska proučavanja nisu precizirala tektonske faze ubiranja, navlačenja i razlamanja po geološkom vremenu. Karel Grad (1976) navodi da su tektonski pokreti nabiranja bila u gornjoj kredi i u paleogenu, a u donjem oligocenu je došlo do razlamanja rejona na brojne ploče. U srednjem oligocenu je Ljubljansku kotlinu poplavilo Panonsko more.

Predpostavljam da je nabiranje bilo najverovatnije u laramijskoj orogenoj fazi, a navlačenja su se odigravala u pirinejskoj i savskoj orogenoj fazi, tako da u miocenu već dolazi do stabilizacije. Nesumljivo je da se svaka tektonska faza Alpijske tektonske epohe odrazila u manjoj ili većoj meri na paleozojske sedimente rudišta.

Strukturna građa ležišta urana Žirovski vrh je detaljno upoznata u rudarskim radovima (V. Omaljev, 1966, 1967b, 1974a; E. Lukacs and A. P. Florjančič, 1974). Ose nabora se pružaju u pravcu SZ-JI. Najbolje proučeni nabor na horizontu 580 m je razvijen kao kosa antiklinala i prevrnuta sinklinala, tako da se slojevi na severoistočnom delu ležišta delimično nalaze u inversnom položaju, što je dokazano i prethodnim eksploatacionim istraživanjem ležišta (V. Omaljev, 1971b, 1972).

Veliki rased sa horizonta 580 m je praćen i na površini terena (sl. 6), a kasnije je nazvan Trebijski rased (K. Grad in L. Ferjančič, 1976). Ispitivanjem strija poslednjih rasednih kretanja utvrđeno je da preovlađuju saverozapadni i severni pravci gravitacionih pomeranja po trasi ovog

velikog raseda (V. O m a l j e v, 1963). Slična situacija je i kod drugih manjih raseda, koji pretežno padaju ka severu i severoistoku pod uglom od 40 do 50°.

Intenzitet rasednih pomeranja je mali, sem izuzetka velikog trebijskog raseda, te kontinuitet rudnih tela je malo narušen. Posmatranja rudnih tela u krupnom planu ne dovode do teškoća zbog tektonskih deformacija slojeva u ležištu.

Procesi formiranja gredenskih slojeva rudišta

Specifičnost gredenskih slojeva rudišta Žirovski vrh se ogleda u vrlo heterogenom litološkom sastavu, po pravilu bez vidljive slojevitosti. Precizno litološko izdvajanje pojedinih vrsta ovih klastičnih sedimenata je geološki neopravdano, zbog vrlo velikih varijacija litotipova, izraženih kroz međusobne prelaze pojedinih vrsta stena. To je svakako posledica vrlo burne sedimentacije (V. O m a l j e v, 1967b) heterogenog, nedovoljno izdiferenciranog detritusa, koji su površinski tokovi taložili gubeći mehaničku energiju, po Štoksovom zakonu (N. M. S t r a h o v, 1962). Priliv ogromnih količina relativno neprerađenog materijala u rečne tokove, koji nije dovoljno dugo nošen, uslovio je nedovoljno mešanje materijala i nedovoljnu sedimentnu diferencijaciju istog, u zavisnosti od fizičkih osobina. U uslovima dovoljno dugog transporta materijala dolazi do dobre sortiranosti litotipova po uzdužnom profilu rečnog toka. Na Žirovskom vrhu se ne zapaža neka bitna razlika u sortiranosti i diferenciranosti litotipova po uzdužnom i poprečnom profilu, u krupnom planu (u rudarskim radovima i bušotinama litotipovi brzo isklinjavaju, odnosno prelaze u druge).

Shvatanja pojedinih autora o sredini sedimentacije gredenskih slojeva je evoluiralo posle pronalaska uranove mineralizacije u njima. Ranije se smatralo da su gredenski slojevi tipični crveni klastični sedimenti, nastali na kopnu u aridnim uslovima, ali sredina stvaranja nije detaljnije objašnjavana. Kasnije, kada se utvrdilo postojanje sivih peščara, došlo je do polarizacije dva shvatanja: 1) da su sivi peščari sekundarno izbeljeni (redukovani) crveni, a sa tim procesima izbeljivanja vezivan je i postanak uranove mineralizacije, i 2) da postoje primarne facijalne razlike u sredini stvaranja sivih i crvenih peščara.

Kada je preovladalo drugo shvatanje došlo je do polarizacije shvatanja sredine stvaranja. M i r k o P r o t i ć (1964, 1965, 1968, 1972) sa drugim autorima je smatrao da su sivi peščari postali u marinskoj sredini, na osnovu odnosa Th/U, ili su sekundarno izbeljeni crveni peščari koji su nastali u kopnenim uslovima. V e l j k o O m a l j e v (1963, 1967a, 1974a) je uvek bio na pozicijama facijalne razlike u kopnenim uslovima sedimentacije, opisujući je kao fluvijalnu do močvarno-jezersku; sivi peščari su se stvarali ispod nivoa površinskih i podzemnih voda, a crveni peščari iznad tog nivoa.

Poslednjim sistematskim radovima A. P. Florjančiča, T. Budkoviča (1978), M. Pečnika, T. Doleneca i drugih (A. P. Florjančič, i dr., 1974; T. Budkovič, i dr., 1976, 1977, 1978) konačno je sakupljena obimna dokumentacija da su to fluvijalni sedimenti relativno velikog rečnog sistema tipa raspletene reke.

Primarne sedimentne teksture ovih tvorevina, koje ukazuju na rečnu sedimentaciju, davno su zapažene (V. Omaljev, 1967a). Uslovi sedimentacije su bili vrlo burni zbog brzih promena dinamičkog režima u koritima rečnog sistema raspletene reke, tako da u ovim sedimentima nisu razvijeni slojevi koji se mogu jednostavno korelisati na većem prostoru. Korelacija slojeva je izvedena preko tzv. litoloških članova (V. Omaljev, 1967b), a to su paketi slojeva veće debljine, koji su postojani po pružanju, na relativno velikim prostorima duž celog rudišta.

Slojevitost je retko kada horizontalna, najčešće je kosa (kada se može videti, sl. 10), nepravilna ili je to litaž. Stene su najčešće masivnog izgleda, narušene su klivažom, a slojevitost se kao laminacija samo izuzetno može videti (V. Omaljev, 1967a).

Tomaž Budkovič i dr. (1977) je primarne sedimentne teksture podelio na:

1. Megaripple bedding (talasasta slojevitost), to su ustvari peščani bregovi koji su nastali uticajem vodenih tokova. Debljina pojedinog peščanog nagomilanja je veće od 4 cm, a može da dostigne i 1 m i više. Pretežno su razvijeni u sivom srednjezrnom peščaru, ređe u krupnozrnom. Nagib lamina pokazuje smer paleotransporta materijala.

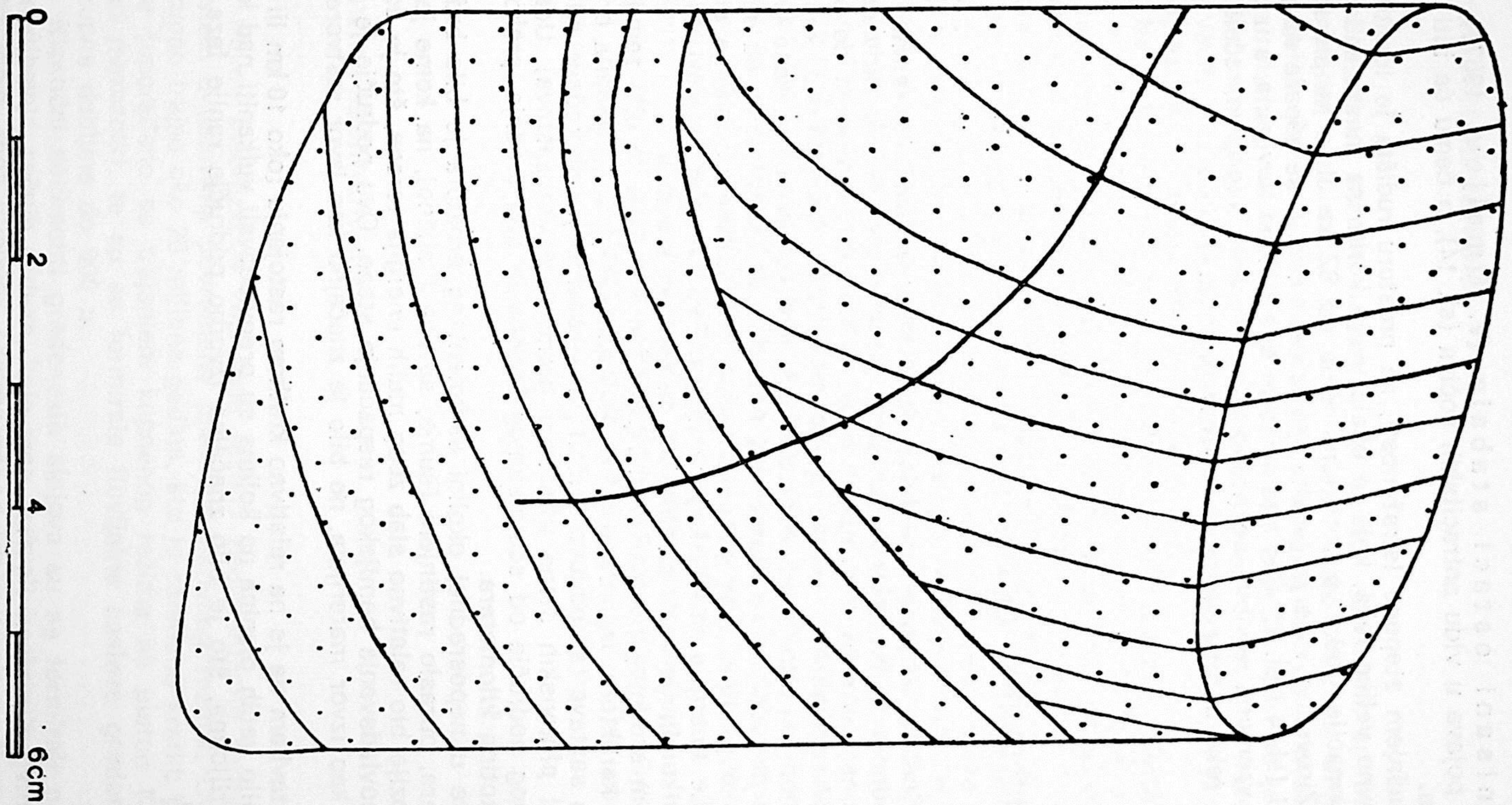
2. Wave ripple bedding (sitnotalasasta slojevitosti) je sastavljena od sitnih peščanih bregova (sl. 11). češće se sreće u crvenim peščarima.

3. Teksture utiskivanja se zapažaju na donjoj strani peščanog sloja koji je odlagan na mulju, tada kontakt nije ravan, jer se peščar džepasto utiskuje u alevrolit.

4. Laminacija se nalazi u srednjezrnom i krupnozrnom peščaru, lamine su mm — do cm-dimenzija, nekad se dobro zapažaju na svežem prelomu stene (sl. 9 i sl. 45). Lamine su obično različite, a nekad su iste debljine. Najčešće su laminirani kososlojeviti delovi (sl. 10), te se po smeru lamina nekad može odredit smer lokalnog paleotransporta materijala. Tako je određeno da je lokalni smer paleotransporta materijala bio u pravcu severoistoka za prostor između bušotina B-7 i B-11 za vreme III ritma sedimentacije (V. Omaljev, 1967a).

5. Bioglifi se nalaze samo u sitnozrnijim klastitima, a to su tragovi kretanja životinja, ili tragovi rasta korenja biljaka i nalaze se najčešće u crvenim i zelenim alevrolitima.

6. Slojevitost je najčešće razvijena bez izražene površine koja deli slojeve (bez prekida sedimentacije menja se materijalni sastav slojeva), po tipu litaža (V. Omaljev, 1967a). Na granici različitih granulacija nalazi se pravilna ili nepravilna, kontinuirana ili diskontinuirana slojevitost. Sem toga, u sivoj subformaciji se često nalaze erozioni kontakti (intraformacijske diskordancije — sl. 12), koje su vrlo karakteristične i naročito značajne sa aspekta uranonosnosti (sl. 32, sl. 33, sl. 34).



Sl. 10
Kosa slojevitost u sivom peščaru.

Fig. 10
Cross- bedding in the grey sandstone.

7. Ugljenisani ostaci stabala (V. Omaljev, 1967a) su vrlo česta pojava u vidu antracitskih sočiva (sl. 14), o čemu će biti kasnije govora.

Na sadašnjem stepenu istraženosti, na prostoru rudišta je identifikovana relativno velika reka, koja je imala svoje korito na mestu sadašnje sive subformacije. Reka je verovatno tekla od SZ ka JI, a na severnim padinama Žirovskog vrha je pravila veliku okuku, koja se zapaža na geološkoj karti (sl. 4 i sl. 6). Sedimentacija je bila tipična fluvijalna, a u toku geološkog vremena odvijala se progresivna ritmička migracija rečnih korita, jer je reka u toku vremena proširivala svoju dolinu.

Izvor sedimentnog materijala

Nakon Saalske orogene faze dolazi do formiranja venačnih planina, pretežno izgrađenih od kristalastih škriljaca. Intenzivna vulkanska aktivnost u permokarbonsko vreme (atezinski i drugi vulkanizam) dovelo je do stvaranja velikih vulkanskih i vulkanogeno-sedimentnih kompleksa, koji su bili zastupljeni na određenim područjima. Velike denivelacije terena (visoke planine) pogodovale su intenzivnoj erozionoj delatnosti, brzo su se razarale visoke planine, zbog preovladavanja mehaničkog raspadanja stena usled visoke energije planinskog zemljišta. Relativno brzo dolazi do otkrivanja apikalnih delova hipoabisalnih plutonskih intruzija.

Početkom srednjeg perma izvorno područje hranjenja je bilo zemljište planinskog karaktera, izgrađeno od kristalastih škriljaca i vulkanita pretežno kiselog sastava (sa odgovarajućim piroklastitima), a podređeno od sedimentnih i plutonskih stena (pretežno granodioritskog sastava). Udaljenost izvornog područja od sedimentnog basena je bila srednja, preko 10 do prvih stotina kilometara.

Zemljište u neposrednoj okolini sedimentnog prostora je bilo brdovitog karaktera, obraslo rastinjem (šume, savane i slično), na kome je intenzitet erozije bio relativno slab zbog malih energija terena, što je dovodilo do preovladavanja hemijskog raspadanja stena. Ovo područje je bilo podređeno kao izvor materijala, no bilo je značajno kao izvor rastvorenih materija.

Predpostavljam da je na relativno kratkom rastojanju (oko 10 km ili nešto više), bilo većih planina na kojima su preovladavali vulkaniti nad kristalastim škriljcima, što je bilo značajno izvorno područje ranije faze sedimentacije.

Transport materijala

Raspadnuti stenski materijal, mehanički i hemijski, spirale su planinske bujice, a prihvatali ga potoci i reke. Transport ovog detritusa bio je fluvijalan. Razvijeni rečni sistem je bio sposoban da prihvati i transportuje relativno velike količine materijala. Predpostavljam da je najveća količina materijala, iz izvornog područja. odneta u završne basene na znatno većim rastojanjima, a samo mali deo tog materijala bio je taložen zbog progresivnog opadanja energije rečnog sliva.

Ne možemo tvrditi da je sedimentni prostor (basen) rudišta urana Žirovski vrh bio u dolini glavne reke, ali je izvesno da je to bila velika reka. U rudno polje Gorenja Vas reka je dolazila sa ZSZ (sadašnji položaj, ne ulazimo u interne rotacije blokova — ploča — Dinaridske i navlake), kod Gorenje Vasi je pravila veliku blagu okuku, verovatno zbog veće pritoke iz pravca severa, i nastavila je da teče u pravcu JJI sa težnjom povijanja ka jugu. Karakteristično je da je sada sačuvana samo desna polovina (sl. 59) složenog rečnog korita (zapadna strana sa poplavnom ravninom — terasom), leva strana je sada erodovana stvaranjem tektonskog prozora.

Progresivnim opadanjem energije reke taloži se sve više materijala, ali najveći deo samo se kroz ovaj prostor transportuje.

Dužina transporta materijala je različita, ali uopšte uzeto dužina transporta nije velika, naročito u srednjem stadijumu dinamičke faze (i početka treće dinamičke faze). Zbog relativno velike energije rečnog toka dolazi do mešanja materijala reke i njenih pritoka (krupni nezaobljeni fragmenti), tj. meša se materijal iz glavnog izvornog područja sa onim iz lokalnih, bliskih, područja. Stvaraju se heterogene naslage u rečnim koritima, nedovoljno sortirane i diferencirane. Na poplavnim ravninama se donosi relativno sitnozrniji materijal, ali takođe nedovoljno sortiran i diferenciran, ali ne u tolikoj meri kao u rečnim koritima.

Režim sedimentacije

Nakon stabilizacije kopnenog režima sedimentacije formiran je rečni sistem u uslovima povremeno tektonski aktivnog režima. Ovaj period je ukupno trajao oko 20 miliona godina, što je relativno kratko geološko vreme (upoređeno sa trajanjem kopnenog režima na platou Kolorada kroz ceo mezozoik), te su se formirale fluvijalne naslave gredenskih slojeva ukupne debljine do 900 m.

Klastični sedimenti gredenskih slojeva su se formirali po zakonitosti smenjivanja rečnih ciklusa, koje smo nazvali makroritmovima, ili kraće ritmovima, zbog njihovog nesimetričnog smenjivanja sedimentnog materi-

jala. Ova podela iz 1964. godine (V. O m a l j e v, 1967a) je vremenom vrlo malo dopunjavana, a stvorena je sa aspekta postajanja sive, pruduktivne, subformacije peščara, tj. sa aspekta uranonosnosti, te nije zastupljena konsekventna sedimentološka podela na ritmove, kojih bi tada bilo više naročito u crvenoj subformaciji. To je i posledica nedovoljne proučenosti celog profila formacije gredenskih slojeva na celom području Sovodnja i Žirovskog vrha.

Tabela 1 — Ritmika sedimentacije gredenskih slojeva rudišta Žirovski vrh

Stratigrafija		Ritam	Boja	Debljina m	Sedimenti
Gornji perm				do 100	krečnjaci i dolomiti
Srednji permokarbon	Crvena subformacija	V	crvena	300 — 500	psefiti, psamitl i alevroliti psamiti i alevroliti
			siva	do 10	psamiti i alevroliti
		IV	crvena	20 — 50	psamiti I alevroliti
			siva	20 — 40	psamiti
	Siva subformacija	III	crvena	20 — 50	psamiti i alevroliti
			siva	20 — 40	psamiti
		II	crvena	5 — 10	psamiti I alevroliti
			siva	do 150	psefiti i psamiti
		I	crvena	10 — 40	psamiti i alevroliti
			siva	do 100	psefiti i psamiti
Permokarbon				više od 200	argilošisti, psamiti i psefiti argilošisti

Na tabeli 1 je shematski prikazana ritmika sedimentacije na području rudišta Žirovski vrh. Produkti svakog ritma se u osnovi sastoje iz dva člana: sivog (A) i crvenog (B) te se smenjivanje odvija po ritmici AB-AB--AB-AB-ABi (Bi je smenjivanje crvenih alevrolita, peščara i konglomerata u crvenoj subformaciji, koja nisu proučavana).

Sivi član ritmike sedimentacije za vreme prva dva ritma takođe se sastoji iz dva člana (shematski): psefita (A_1) i psamita (A_2), tako da se ritmika može napisati A_1A_2B—A_1A_2B—A_2B—A_2B—A_2Bi. To je posledica pro-

gresivne evolucije fluvijalnog režima koji dovodi do pomenute diferencijacije, sedimenti postaju sve sitnozrniji tako da od III ritma sedimentacije praktično izostaju psefiti.

Progresivna evolucija fluvijalnog režima je stalna i nepovratna (na prostoru rudišta). Sivi članovi ritmike sedimentacije postaju sve sitnozrniji i tanji, a crveni sve deblji, da bi se na kraju stabilizovali uslovi pogodni samo za stvaranje crvenih klastičnih sedimenata.

Granicu između sive i crvene subformacije povukao sam na granici sivi-crveni član sedimenata IV ritma, tako da je relativno tanki i neregularno razvijeni sivi član V ritma sedimentacije došao u crvenu subformaciju. Ovakva shema ritmike sedimentacije i sada je u upotrebi pri detaljnim istraživanjima ležišta.

Cikličnost fluvijalnih režima vrlo je dobro proučena (N. M. Strahov, 1962) i brojni autori su doprineli stvaranju realnog modela rečne sedimentacije (N. V. Logvinenko, i dr., 1976). Na Kolorado platou su brojni istraživači praktično razradili kriterijume za rešavanje praktičnih zadataka istraživanja uranovih ruda uz pomoć i sedimentoloških metoda istraživanja.

Na poprečnom profilu (sl. 7) se vidi da je paleoreka prvobitno usecala korito; prva dinamička faza se odlikovala uglavnom samo transportom materijala (sl. 58), bez sedimentacije. Bazalni konglomerati sa fragmentima argilošista, lidita i belog kvarca moguće je da pripadaju instrativnom aluvijumu, koji je zaostao ješ iz faze produbljivanja korita (npr. kod bušotine B-3). U to vreme reka je imala usku dolinu verovatno sa samo jednim koritom. Kada je uspostavljena ravnoteža između mehaničke energije reke i erozione determinante, prestalo je dalje produbljavanje korita. Progresivnim razvojem celokupnog rečnog sistema u smislu smanjivanja opšte energije reke zbog smanjivanja ukupne denivelacije, dolazi do zakonite akumulacije dela materijala stvaranjem konstrativnog aluvijuma, u vidu sivih grubozrnih klastita I ritma sedimentacije, koji zapunjava prostranu rečnu dolinu, odnosno korito reke.

Sada dolazi do intenziviranja bočne migracije rečnog korita, reka proširuje svoju dolinu, stvara se prostrana aluvijalna ravnina, koja je plavljena za vreme povodanja. Na njoj se stvaraju sitnozrniji klastiti, peščari i alevriti (sl. 7 i sl. 58). Bočnom migracijom korita reke, dolazi do stvaranja relativno tankog sitnozrnijeg poplavnog pokrivača, koji pod uticajem dugotrajne oksidacije se pretvara u crvene klastične sedimente.

Ponovnom migracijom rečnog korita, odnosno njegovim vraćanjem na prvobitno mesto (na stratigrafski viši nivo), bilo zbog tektonskih pomeranja donje erozione baze ili bilo kog drugog faktora (promena klime i slično) dolazi do novog ciklusa stvaranja sivog člana II ritma sedimentacije. Reka još uvek ima veliku energiju što se ogleda u stvaranju sivih grubozrnih klastita relativno velike debljine. I u ovoj fazi dolazi do znatnog proširivanja rečne doline, te rečno korito ponovo migrira i dolazi do stvaranja novog poplavnog pokrivača, sa kojim se završava II ritam sedimentacije.

Ponovno vraćanje rečnog korita dovodi do stvaranja sivog člana III ritma sedimentacije. Reka je sada izgubila veliki deo svoje ranije mehaničke energije, zbog opšteg smanjenja denivelacije terena u rečnom slivu. Dolazi do stvaranja pretežno peščarske granulacije sedimenata. Predpostavljamo da se reka u ovoj fazi veoma razlikuje od ranije, sada je meandriranje veoma intenzivno, dolazi do stvaranja mrtvaja u kojima se talože i alevrolitske frakcije, reka se postepeno razbija i prelazi u tip raspletene reke, ali je još uvek dominantno glavno rečno korito. Pojedinih sekundarnih ogranaka sigurno je bilo i ranije, ali su se svi oni zajedno sa pritokama slivali u jedan sistem centralnog rečnog korita, što sada svakako već nije slučaj. Treći ritam sedimentacije se završava stvaranjem poplavnog člana, relativno velike debljine (sl. 58 b i sl. 59).

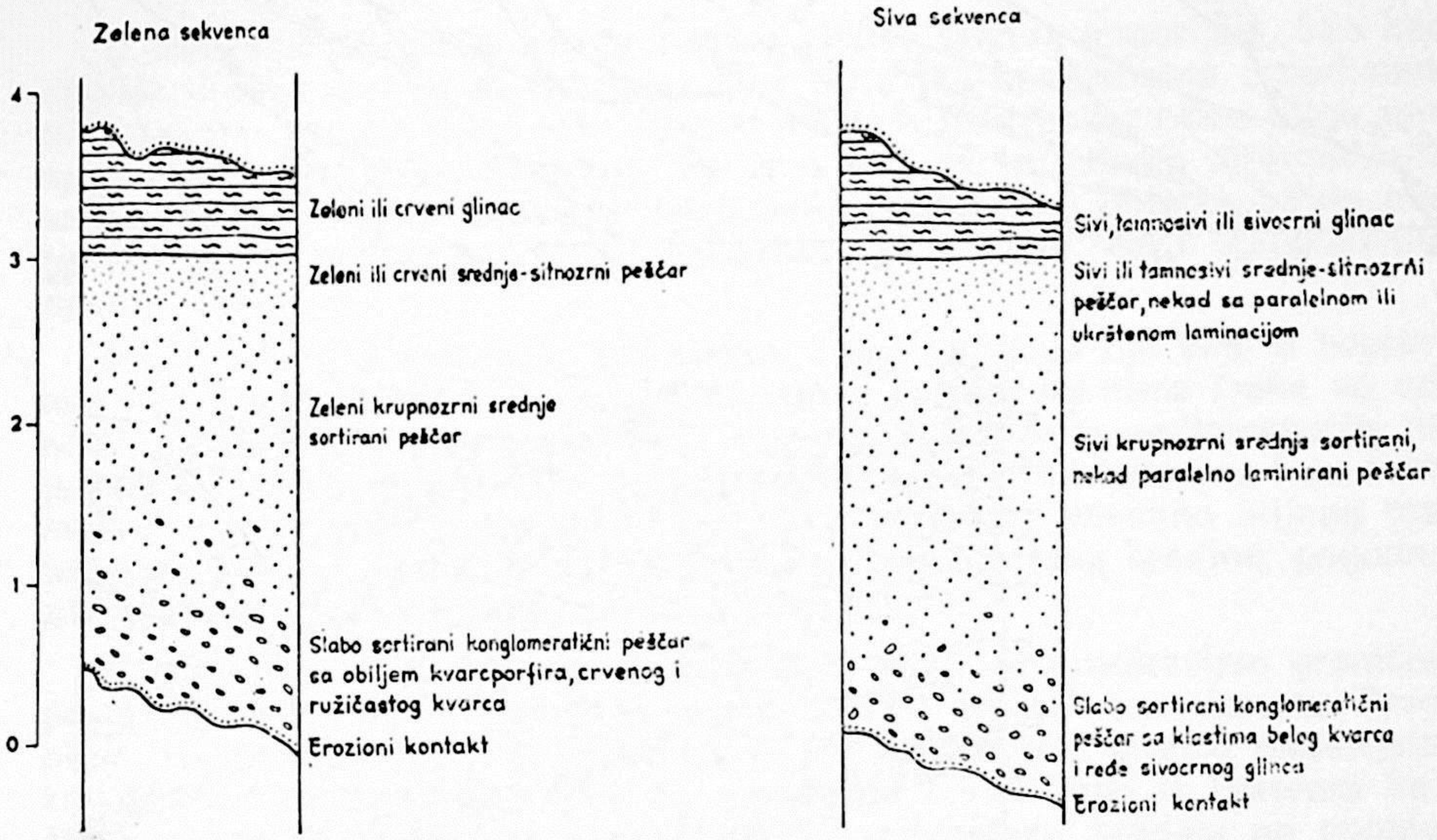
Za vreme trajanja IV ritma sedimentacije situacija je slična, reka je još više degradirana, aluvijalna ravnica je veoma velika, tako da crveni član ovog ritma ima znatno veću debljinu (i složenije je građe, sa proslojcima sivih peščara). To je već početak stvaranja crvene subformacije, kada su korita raspletene reke sve mnogobrojnija, ali i degradirana u male površinske tokove sa malo vode (moguće je da je i klima postala aridnija).

U V ritmu sedimentacije reka je već toliko degradirana da samo kratko vreme postoji veće rečno korito, sposobno da očuva redukcionu sredinu za stvaranje sivih članova ritma. Na kraju krajeva, reka vrlo brzo menja svoja korita po velikoj aluvijalnoj ravnici, u njima je relativno malo vode, moguće i zbog semiaridne klime. Bilo zbog humidnije klime, ili zbog tektonskih pomeranja, raspletena reka povremeno pokazuje veću mehaničku energiju, taložeći grubozrnije klastite, ali uvek u faciji crvenih kla stita.

Međutim nije svuda takva situacija. Uzvodno (severozapadno) povremeno se u ovom (V) složenom ritmu sedimentacije stvaraju sivi predstavnici, znači povremeno dolazi do formiranja većeg rečnog korita. Za ovaj sivi član višeg stratigrafskog nivoa karakteristična je bakrova mineralizacija (sl. 3) infiltracionog tipa (K. Grad, i dr., 1967; M. Drovenik, 1968), uran ovde potpuno izostaje. U ovo vreme bitno su bili promenjeni uslovi migracije i obaranja urana i bakra, u korist bakra.

Ritmovi sedimentacije materijalno su izgrađeni od sekvenci (T. Budkovič, 1978), koje su osnovne sedimentne jedinice sivih klastita. Zapaženo je da postoji razlika u sekvencama u pogledu boje, sa aspekta uranosnosti. Zato su izdvojene pretežno sive i pretežno zelene sekvence.

Siva sekvenca počinje konglomeratičnim peščarom koji je direktno taložen na erozionom kontaktu (sl. 12), u njemu izostaju fragmenti ružičastog kvarca i crvenog kvarcporfira, valuci su pretežno od belog kvarca, te su blizu oligomiktnog sastava. Nekad se nalaze blokovi tamnosivog alevrolita, verovatno iz neposredne podine. Postepeno prelazi u grubozrni i krupnozrni peščar, koji ima najveću debljinu u sekvenci. Pri vrhu sekvence peščari su sve sitnozrniji, a na kraju se nalazi završni glinoviti član, to su sivi alevroliti. Sitnozrni peščari su nekad paralelno ili ukršteno laminirani, tu i tamo se nalaze antracitska sočiva.



Sl. 12

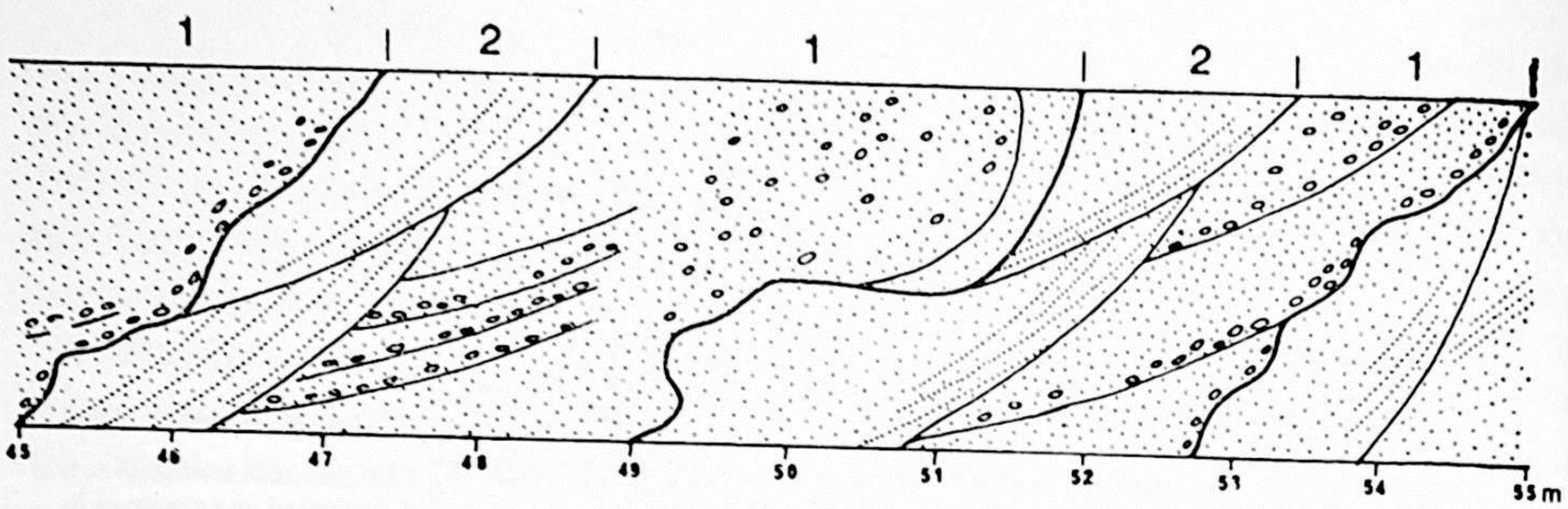
Sekvence sedimentacije u sivim klastičnim sedimentima.

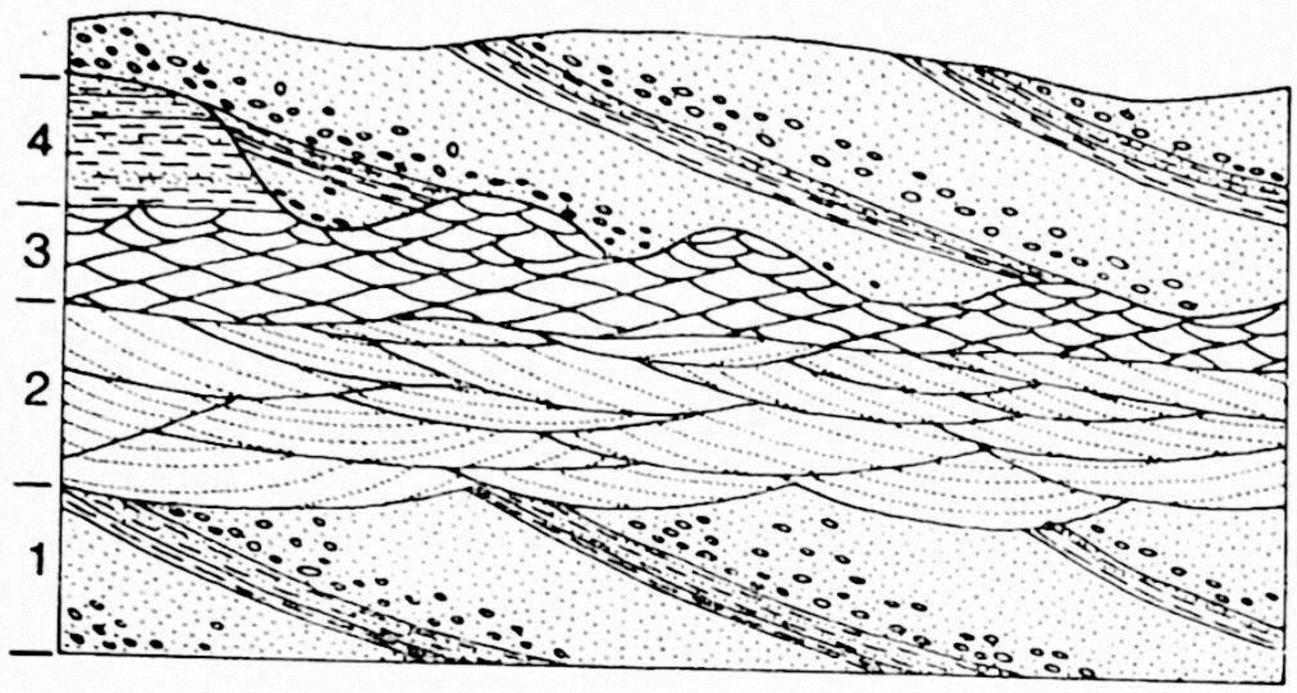
Fig. 12

Sequence of sedimentation in the grey clastic sediments.

Z e l e n a s e k v e n c a počinje polimiktnim konglomeratičnim peščarom, koga zbog različitog sastava zovemo »šareni konglomerat«, on sadrži obilje valutaka ružičastog kvarca i crvenog kvarcporfira. Postepeno prelazi u peščare, koji takođe postaju sve sitnozrniji, i njihova je karakteristika obilje fragmenata crvenog kvarcporfira zbog koga dobija crvenu nijansu. Sekvenca se završava sa zelenim alevrolitom. Utvrđeno je da su sedimentni uslovi bili bitno drugačiji za stvaranje zelenih sekvenci.

M a k s i m i l i j a n P e č n i k (1977) je ispitivao složene uslove sedimentacije u jednom hodniku (sl. 3) i uporedio ih sa shemom sekvence raspletene reke (H. E. R e i n e c k - J. B. S i n g h, 1973) od 4 člana. Karakteristično je da u ležištu se sedimentacija prekidala sa drugim članom, novim erozionim kontaktom, toliko su uslovi sedimentacije bili promenljivi.





Sl. 13

Shematski prikaz profila sedimenata, tip raspletene reke.
1 — ukrštena slojevitost, sa oblucima; 2 — talasasta slojevitost, sa peskovima srednjeg zrna; 3 — fina talasasta slojevitost, sa finim peskovima; 4 — fini peskovi i muljci, sa horizontalnom slojevitošću.

Fig. 13

Schematic profile of the sediments, the type of the braided river.
1 — cross-bedding with pebbels; 2 — mega-ripple bedding with medium-grained sands; 3 — wave ripple bedding with fine-grained sands; 4 — fine-grained sands and siltstones with horizontal bedding.

Dragomir Skaberne je ispitivao (T. Budkovič, i dr., 1978) aglomeracije valutaka u konglomeratima i konglomeratičnim peščarima istog hodnika. Karakterističan je veći broj pločastih valutaka tamnosivog do crnog alevrolita, koji je erodovan neposredno iz podine erozionih kontakata. Ispitivanja su bila sa aspekta utvrđivanja razlika u asocijaciji valutaka za orudnjene i jalove sekvence. Pomenuti »šareni konglomerati« se pojavljuju na više horizonata, što je bilo i ranije zapaženo (V. Omaljev, 1967b) no sada se pretpostavlja da ove stene imaju drugi izvor materijala nego sive. To se objašnjava brzom migracijom rečnih korita, ali čini mi se verovatnija predpostavka da su ovaj materijal prinosile pritoke iz nekih lokalnih izvora, dovoljno bliskih da su se mogle očuvati njihove posebne karakteristike. Po tome bi sivi konglomeratični slojevi bili proizvod srednjeg sastava materijala iz glavnog izvora zbiranog sa velikog područja. Moguće je da je sa tim u vezi i njihova veća perspektivnost, sa aspekta uranonosnosti.

Uloga i značaj organske materije

U toku sedimentacije bilo je stalnog priliva biljnog materijala, bilo kao stabala drveća ili biljnog detritusa. Ova organska komponenta u sedimentima se prvi put masovno pojavljuje u mlađem paleozoiku i ona bitno menja uslove stvaranja sedimenata, što je u vezi sa facijalnom diferencijacijom na sive i crvene klastične sedimente. Fosilizirane ostatke biljne materije kraće nazivamo prosto organska materija, iako se radi o ugljenisanim njenim ostacima.

Priliv biljnog detritusa je bio stalan, a verovatno je bio veći u poplavnim sedimentima, nego u onim stvaranim u rečnim koritima (reke su odnosile najveći deo biljne materije). To znači da prilikom sedimentacije nije bilo bitne razlike u količini biljne materije u svim litotipovima i na svim mestima sedimentnog prostora. Uvek se pridonosilo dovoljno biljnog materijala da bi se mogla obrazovati intenzivna redukciona sredina, pogodna za stvaranje sivih peščara.

Nivo površinskih, a naročito podzemnih voda, je pretstavljao graničnu površinu diferencijacije facija u smislu sivih i crvenih sedimenata. Prvobitno su svi sedimenti bili potencijalno sivi, sa obiljem biljnog materijala, koji je stvarao pogodne uslove za absorbciju takvih jona iz rastvora kao što je uranil. Zato pretpostavljamo da je sedimentna sredina na poplavnom području bila još povoljnija za absorpciju uranila, te je u to vreme glavna količina urana akumulirana upravo na mestima gde su bile mnogobrojne zamke za njegovu redukciju i obaranje, kao što su mrtvaje, plitke močvare na poplavnoj aluvijalnoj površini. Posle svake poplave velika količina mulja sa biljnim detritusom, koloida i rastvorenih materija bila je zatvorena i obarana.

Organska materija je prvo bila izložena trulenju na površini, na taj način je nestala njena najveća količina. Ukoliko su sedimenti bili dugotrajno izloženi oksidaciji, bilo je dovoljno vremena da oksidiše bilo koja količina biljne materije. Jedino ispod nivoa podzemnih voda ovaj je proces bio sporiji, u većoj dubini bilo je sve više mogućnosti da preovlada redukcioni potencijal, i da se očuva izvesna količina ugljenisane organske materije, koja je i dalje ostala u stenama kao njen konzervator.

Sada se ugljenisana organska materija nalazi samo u sivim klastitima, i to u dva oblika (V. O m a l j e v, 1967a): kao individualisana (sl. 14) i kao raspršena.

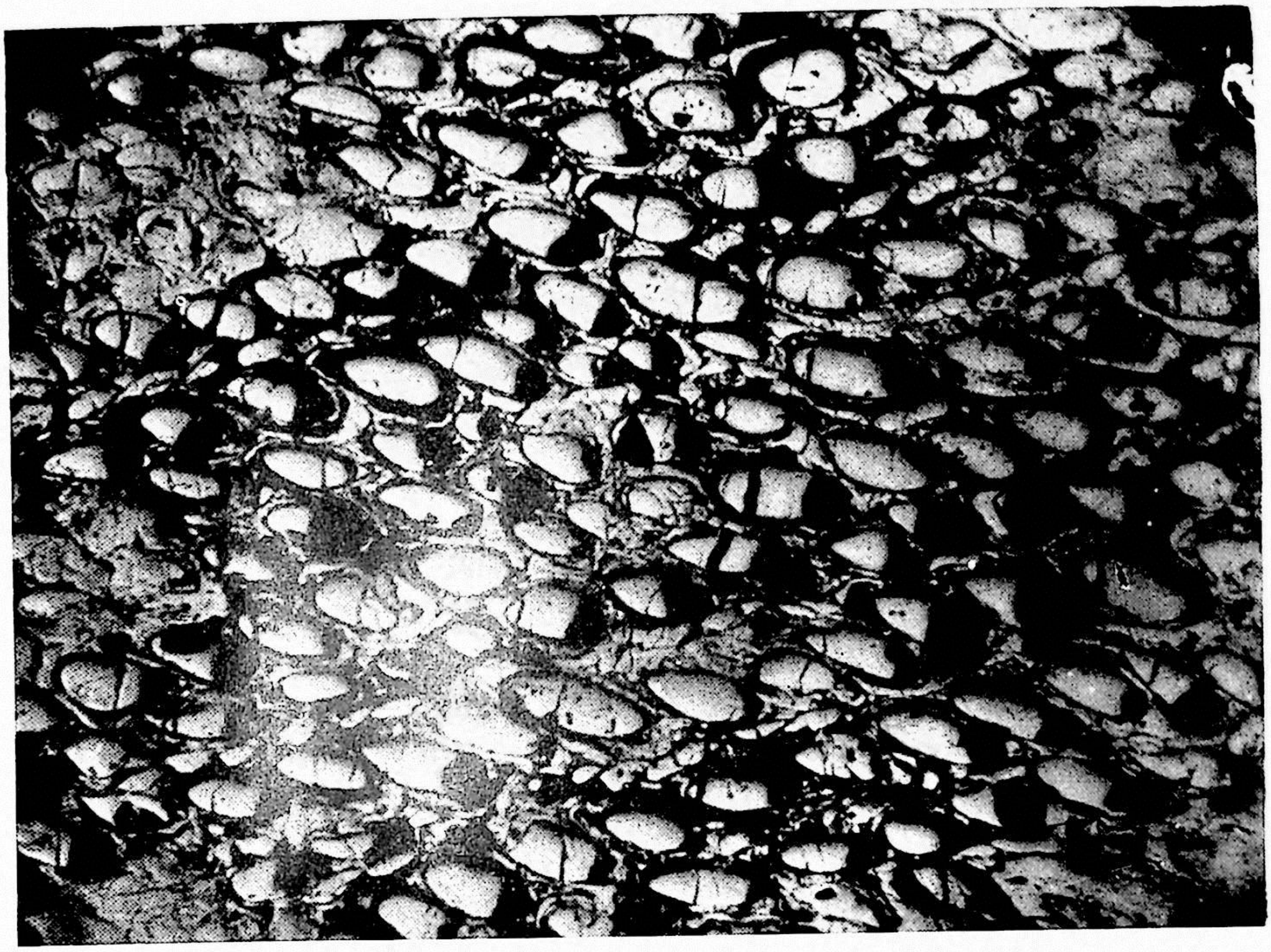
Individualisana organska materija se javlja kao antracit ili semi-antracit (odredba DTA i TGA — S. H a d ž i p o p o v i ć), blizak grafitu. To su ostaci stabala drveća. Antracit ima pseudokristalan oblik, mm — do cm — dimenzija delića sa metalnim sjajem, koja je najčešća u asocijaciji sa belim sekundarnim kalcitom, sulfidima i kvarcno-kalcitskim žilicama (sl. 14). Orijentacija antracitskih sočiva je po pravilu saglasna sa slojevima, no manja sočiva su često nepravilno rasuta. U rudnim mikroskopu se nekad zapaža ćelijska struktura gelpirita (D. R a d u s i n o v i ć, 1967), verovatno biljke iz roda *Sigillaria* (sl. 15), kao i potiskivanje antracita od strane sulfida (sl. 28 i sl. 41).

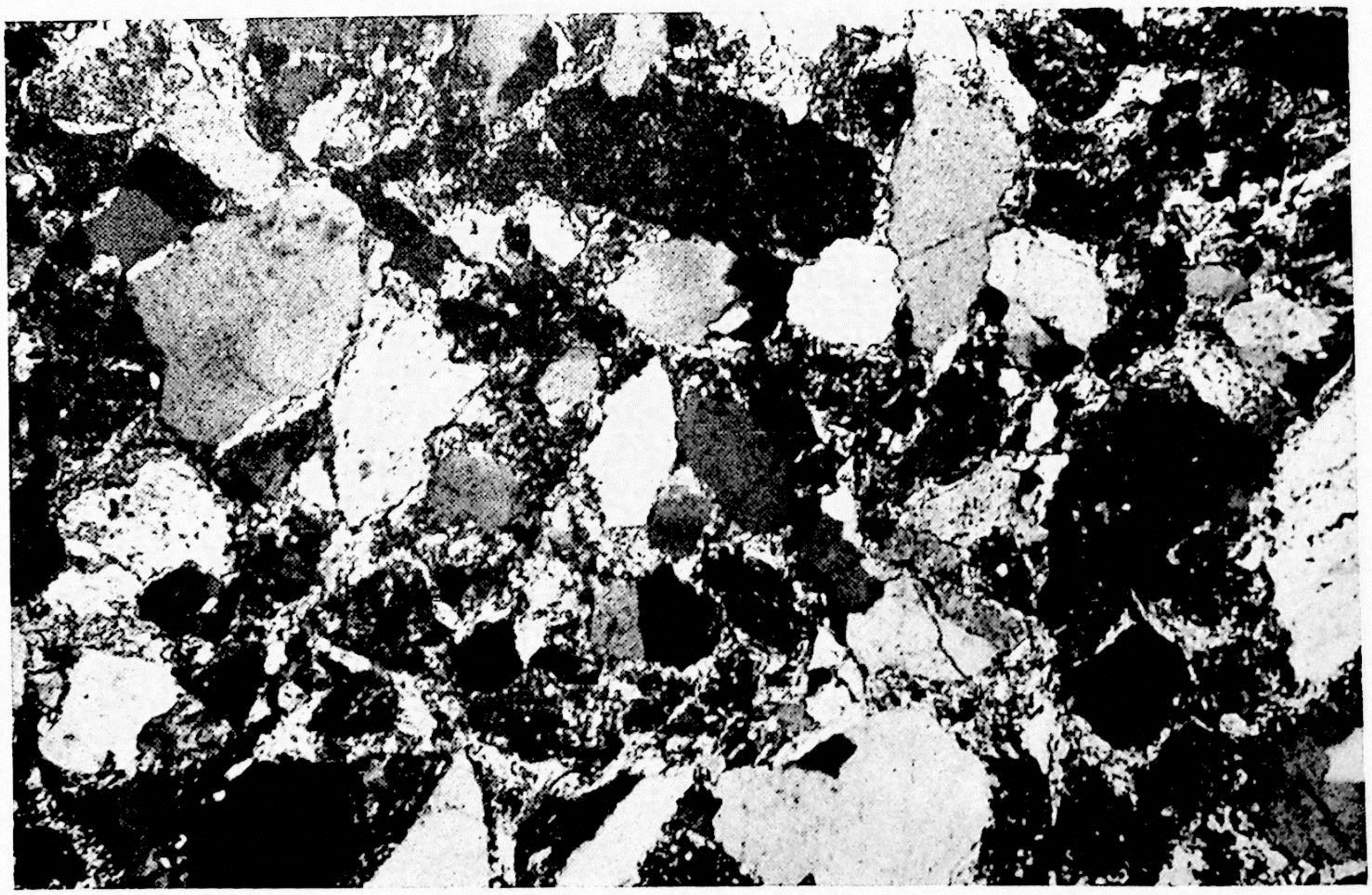
Sl. 15
Ćelijska struktura neke primitivne biljke, očuvana usled potpune pinitizacije. Nikoli II povećanje 140 x, imerzija.

Fig. 15
Cell structure of some primitive plant, preserved due to the complete pyritization. Magn. 140 x, immersion.

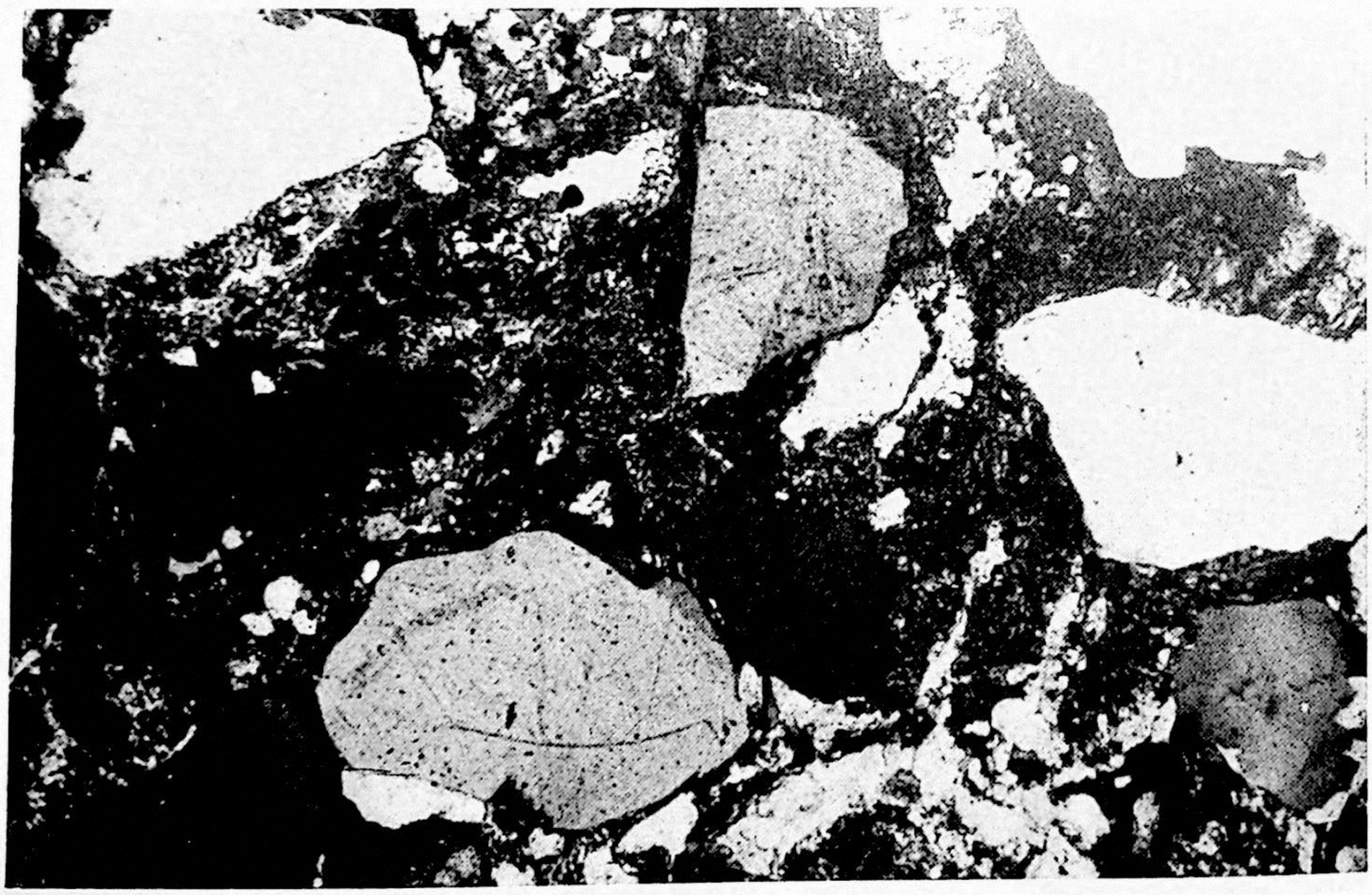
Sl. 16
Sivi srednjezrni arkozni peščar. Nikoli +, povećanje 64 x.

Fig. 16
Grey medium-grained arkosic sandstone. Nicolo +, magn. 64 x.







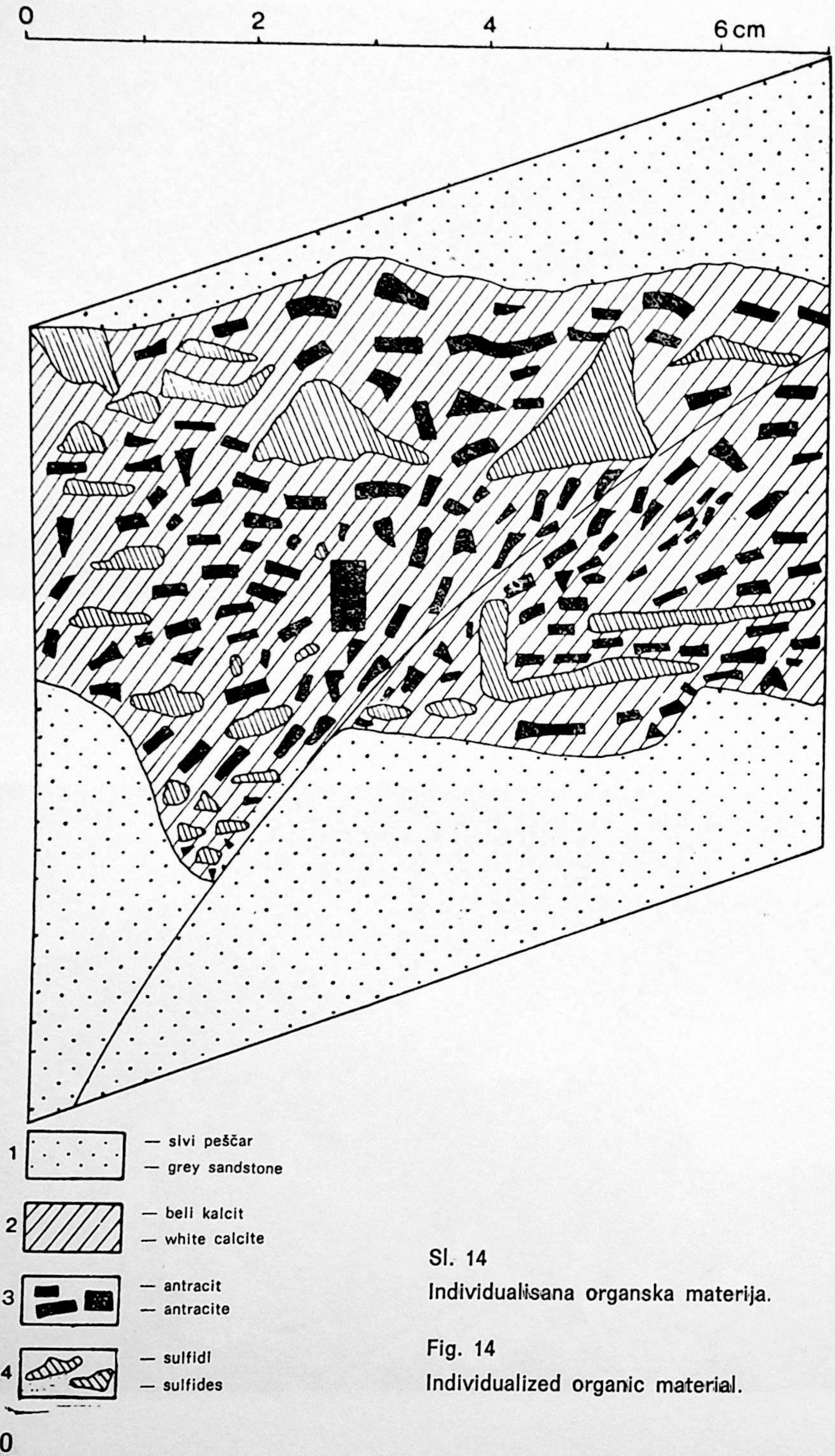


Sl. 17
Sivi sitnozrni arkozni peščar. Nikoli +, povećanje 64 x.

Fig. 17
Grey fine-grained arkosic sandstone. Nicolo +, magn. 64 x.

Sl. 18
Sivi mikrokonglomerat. Nikoli +, povećanje 64 x.

Fig. 18
Grey micro-conglomerate. Nicolo +, magn. 64 x.



Sl. 14
Individualisana organska materija.

Fig. 14
Individualized organic material.

Raspršena organska materija se zapaža u petrografskim preparatima (S. Radošević, T. Dolenec), ali ona nije tako dobro proučena kao individualisana. Po klasifikaciji V. N. Ščetočkina i dr. (1975) to je singenetska organska materija, koja može biti nerastvorna i rastvorna. Sadržaji rastvorne organske materije u sivim peščarima su najčešće ispod 0,5%, retko veći, a samo izuzetno preko 1%. Uranovo orudnjenje je često u peščarima sa povećanim sadržajima ugljenisane organske materije, naročito rastvorne (V. Omaljev, 1981c, 1981d).

Mineralni sastav sedimenata Žirovskog vrha

Petrološku determinaciju ovih stena radilo je više istraživača, a najviše S. Radošević (u ranijem periodu) i T. Dolenec (u kasnijem periodu), na čije ćemo se odredbe oslanjati. Rentgenska ispitivanja petrogenih minerala radio je D. Skaberne (malog obima) na uzorcima iz jednog hodnika (T. Budkovič, i dr., 1977).

Mineralni sastav, po S. Radoševiću (1961, 1969), je sledeći: najzastupljeniji sastojci su kvarc i fragmenti magmatskih stena (eruptivnih i plutonskih), a ređi sastojci su liskuni i feldspati. Poreklo kvarca može biti eruptivno i kristalasto, u sivoj subformaciji preovlađuje vulkanogeni kvarc (sa tragovima magmatske korozije), a u crvenoj subformaciji preovlađuje kvarc iz kristalastih škriljaca. Od efuzivnih stena najčešći su fragmenti crvenih i zelenih kvarcporfira, a znatno je ređi dijabaz. Muskovit je čest sastojak, biotit je redovno hloritisan. Feldspati su redovno sericitisani ili kaolinisani, zastupljeni su ortoklas, albit i plagioklasi (kiseliji). Ostali sastojci su ređi. Cement je kontaktnog i pornog tipa, izgrađen je od sive silicijsko-sericitske ili crvene gvožđevite materije. Prema klasifikaciji F. J. Pettijohna (1957) ovi sedimenti (peščari) odgovaraju subgrauvakama i delimično prelaze u protokvarcite, pa čak i u ortokvarcite. Staniša Radošević ne uočava neku petrografski jasnu razliku između sivih i crvenih peščara (izuzev boje).

Tadej Dolenec (T. Budkovič, i dr., 1977) određuje litične arenite i litične brečkokonglomerate (drobe), po F. J. Pettijohnu (1972). Ovi sedimenti su izgrađeni od detritičnih zrna, osnove (matriksa) i cementne materije (matriks i cement zvaćemo vezivo).

Uopšte je karakterističan arkozni sastav ovih klastita, a u toku dugog vremena istraživanja razni istraživači su upotrebljavali različite klasifikacije, u novije vreme najviše se upotrebljava Folkova klasifikacija (R. L. Folk, 1969). Ali to nije od primarnog značaja, budući da su zastupljene sve vrste klastičnih stena, bitan je njihov arkozni karakter, tako da možemo smatrati da su to arkozni peščari (sl 16 i sl. 17) ili konglomerati (sl. 18).

U sivoj subformaciji preovlađuju peščari, a u I i II ritmu sedimentacije još i konglomeratični peščari. U crvenoj subformaciji preovlađuju alevroliti u nižim nivoima, a u višim opet ima peščara i konglomeratičnih peščara. Određeni su praktično svi litotipovi klastičnih sedimenata, ali tačna petrološka determinacija stena nema neku veću praktičnu vrednost (s obzirom na brza smenjivanja), od značaja je odredba osnovnih karakteristika ovih terigenih klastita.

Detritična zrna

Detritična zrna su najčešće nekako izdužena i oštroruba do slabo zaobljena i izometrična. Po pravilu su rasuta u masi stene, ali po izduženosti i naročito po položaju listastih minerala, vidi se smer slojevitosti (sl. 19). Slojevitost najčešće gradi ugao sa mikroklivažnim prslinama, a ređe je sa njima paralelna, što se vidi po deformisanim liskama muskovita (sl. 19).

Otpornija zrna su nekako ispucala i istrvena, a mekša zrna su najčešće plastično deformisana i stisnuta između čvršćih.

Karakteristični su sledeći sastojci u vidu detritičnih zrna:

K v a r c može biti bele ili ružičaste boje (vulkanskog porekla). Nekad se nalazi u vidu vrlo krupnih fragmenata, no najveća masa je u vidu zrna različite krupnoće. Uvek je prisutan, u proseku zauzima 40 do 60% površine preparata. Preovlađuje monokristalni kvarc nad polikristalnim (koga je do 25%). Kvarcna zrna su oštroruba do slabo zaobljena (sl. 16 i sl. 18). Često valovito potamne. Nekad sadrže inkluzije kvarca druge optičke orijentacije, kao i zrna sericita i drugih minerala (i rudnih).

Po podacima rentgenskih ispitivanja, količina kvarca se kreće od 17 do 85%, sa sredinom oko 73%. Raspodela je bimodalna, sa minimumom od 30 do 40%. Vrednost glavnog modusa je oko 59%, a podređenog 23%. Ova bimodalnost je posledica sedimentne diferencijacije u rečnoj sredini (N. M. S t r a h o v, 1962): u glavnu granu dolaze konglomeratični i peščarski sedimenti, a u sporednu granu dolaze alevroliti.

L i t o i d n a zrna su veoma zastupljena (20 do 25%), najmanje ih imaju orudnjeni peščari. Po veličini i obliku se malo razlikuju od zrna kvarca. Preovlađuju zrna kvarcita, kiselih vulkanita i plutonita (pretežno kvarcporfira i granita), a ređa su zrna glinaca, rožnaca, dijabaza (sl. 20) i granit-gnajseva. Takođe nekad sadrže zrnca rudnih minerala, često halkopirita.

Naročito je karakterističan sastojak crveni kvarcporfir, u vidu valutaka pomenutih »šarenih konglomerata« ili nekih peščara (sl. 21).

F e l d s p a t i su znatno podređeni, obično zauzimaju 10 do 15% površine preparata, nekad ih nema više od 6%. Zrna su im u proseku sitnija od kvarcnih, to su nekako mutna i sericitisana zrna ortoklasa i podređeno plagioklasa. Često sadrže idiomorfne kristaliće rudnih minerala. Plagioklasi su polisintetički bližnjeni i po pravilu su svežiji. Poznata su i autigena zrna albita.

Rentgenski je utvrđeno da su svi ispitivani feldspati plagioklasi, verovatno nebližnjeni albiti su određeni mikroskopski kao ortoklasi. Ima ih od 5 do 39%, raspodela je unimodalna, sa sredinom oko 15%, te njihova količina nije zavisna od granulacije, kao kod kvarca. Predpostavljamo da je to karakteristika svih sivih klastita, a ne samo ispitivane lokalnosti.

Liskuni su malo zastupljeni, do 3% površine preparata. Preovlađuje muskovit, biotita je manje (pretežno je hloritisan). Nekad u stenama ima vrlo mnogo hlorita, ali ga je u peščarima malo (najviše ga je u alevrolitima).

Rentgenskim ispitivanjem je utvrđeno da u alevrolitima nekad ima do 50% muskovita, raspodela je unimodalna sa sredinom oko 15% i sa velikom levom asimetrijom. Hlorita je do 48%, raspodela je takođe unimodalna sa izraženom levom asimetrijom i sredinom oko 9%, a ako se uzmu i ekstremne vrednosti raspodela je bimodalna.

Ako posmatramo sve filosilikate u ispitivanim sitnozrnim uzorcima, sadržaj varira od 6 do 81% sa sredinom 29%. Raspodela je bimodalna, koja dolazi zbog granulometrijske razlike dve parcijalne populacije uzoraka: peščara (i konglomeratičnih) i alevrolita. Peščari sadrže ispod 30% filosilikata, a alevroliti iznad 50%, prelazno polje je 30 do 45%. Muskovit uopšte preovlađuje nad hloritom, koga je relativno više u konglomeratičnim sedimentima, a ka vrhu sekvence je sve više muskovita, a na vrhu u alevrolitima opet je mnogo hlorita. Najveću količinu hlorita imaju zeleni izbeljeni (sekundarno redukovani) alevroliti.

Akcesorni minerali su zastupljeni u malim količinama, zajedno ih uzimamo bez obzira na genezu (i autigene). Ovi teški minerali — rezistati se nalaze u vezivu klastita u malim količinama, do 0,1%. Redosled zastupljenosti je sledeći: leukoksen — rutil, cirkon, metalični minerali (najčešće magnetit sa martitom), ređe ilmenit i hromni spinel, turmalin, apatit, granati, ređi su barit, amfibol, piroksen i epidot, dok su brukit, alanit, zoizit, staurolit, disten, monacit, šelit i korund u tragovima.

Na osnovu modalnih analiza (S. Radošević 1961, 1969 — 47 analiza) srednji sastav sivih peščara u rudnim telima je sledeći: kvarc 29%, fragmenti stena 28%, feldspat 3%, liskuni 9%, sericitsko-silicijsko vezivo i drugi minerali 31%.

Podaci o kvantitativnom mineralnom sastavu su veoma različiti i unekoliko kontradiktorni, što je posledica, subjektivnih faktora i objektivnih okolnosti male gustine detaljnih ispitivanja, za tako heterogene sedimente kao što su ovi klastiti.

Vezivo

Vezivnu materiju premskih terigenih klastita rudišta čini osnova (matriks) i cementna materija. U novije vreme vezivnu materiju je dobro proučio T. Dolenec (T. Budković, i dr., 1977).

Osnova je sav mineralni detritus koji je istaložen zajedno sa detritičnim zrnima u vidu glinovite materije, a i deo vezivne materije koja je postala iz nje. Po W. R. Dickinsonu (1970) postoje četiri tipa osnove:
1. *Protoosnova*, nerekristalisale detritične glinovite komponente u slabo konsolidovanim peščarima.
2. *Ortoosnova* je rekristalisala protoosnova. Peščari koji sadrže mnogo ortoosnove su slabo sortirani.
3. *Epiosnova* je nehomogeni materijal, koji je nastao za vreme epigeneze u porama (nezapunjenim). Česta je u peščarima u kojima su epigenetske promene srazmerno jako izražene.

4. *Pseudoosnova* predstavlja zapunjavanja pora među zrnima.

U klastitima Žirovskog vrha do sada je zapažena samo epiosnova i pseudoosnova, što znači relativno veliki stepen promena koje su ove stene pretrpele dijagenetsko-epigenetskim procesima.

Najčešće se zapaža sericitsko-kvarcna epiosnova, koja je pretežno kontaktnog tipa. Karakterističan je približno paralelan rast sericitskih i kvarcnih zrnaca postavljenih upravno na rubove detritičnih zrna, koja je osnova potiskivala. Ova osnova često ima pseudofluidalnu strukturu (sl. 22). U slučaju da postoje dve generacije kalcitskog cementa onda se ova osnova vremenski postavlja između njih. Porni tip ove osnove je veoma podređen. U epiosnovi kod orudnjenih peščara se zapaža neravnomerno raspoređena organska komponenta i zrnca pehblende, koju prate sulfidi. U nekim preparatima vezivnoj materiji pripada do 95% površine.

Pseudoosnova je ustvari postala degradacijom mekših litoidnih detritičnih zrna, koja su toliko promenjena i deformisana da sada predstavljaju vezivnu materiju u peščarima.

C e m e n t n a materija je sav hemijski nastali vezivni materijal koji je u peščarima zapunio prostore među zrnima, te ih je povezao u čvrstu sedimentnu stenu. Zapažaju se više generacija cementne materije, mlađe generacije potiskuju starije, a sve zajedno detritična zrna.

Najznačajnija je karbonatna (kalcitska) cementna materija, koje može da bude (po rentgenskim ispitivanjima) do 25%, sa sredinom oko 5%. Ova vrsta cementa je zavisna od granulacije, obilnija je u krupnozrnijim klastitima, verovatno zbog povećane poroznosti. Razvijene su dve generacije karbonatnog cementa: 1. generacija je uopšte najstarija, po pravilu je mutnija i sitnozrnija i retko zamenjuje detritična zrna. Međutim, postoje slučajevi da sitnozrni kalcit 1. generacije potpuno zamenjuje peščar, tada se zapažaju samo relikti kvarcnih zrna, a ostalih komponenti više nema. Ova vrsta cementa je naročito zastupljena u jalovim peščarima.

Karbonatni cement 2. generacije je izgrađen od svežih, pretežno idiomorfnih zrna, najčešće zamenjuje 1. generaciju, epiosnovu i autigene rubove, kao i sama zrna.

Autigeni kvarcni i feldspatski rubovi oko detritičnih zrna (koja su rasla naknadno iste optičke orijentacije) takođe predstavljaju cementnu materiju. Nekad se nalaze retka autigena zrna kvarca i albita, koja su takođe cementna materija.

U cementnu materiju takođe dolaze i autigeni rudni minerali, među njima nekad preovlađuju pehblenda i kofinit, koje prate sulfidi; zapažaju se veća nepravilna polja i nizovi (sl. 36 i sl. 37). Pehblenda može da zapunjuje pore i pukotinice koje seku detritična zrna.

Struktura sedimenata rudišta

Klastični sedimenti Žirovskog vrha najčešće imaju psamitsku ili psefitsku strukturu. Peščari su obično slabo sortirani i strukturno nezreli, vrlo retko je sortiranost srednja ili dobra. Takvi strukturno zreli peščari imaju manje od 5% veziva, a u strukturno nezrelom peščaru vezivna materija varira do 40%, a nekad i do 80%. U peščarima sa više od 15% veziva detritična zrna su u njemu rasuta i većinom se ne dotiču. Inače se zrna najčešće tačkasto dotiču (sl. 16), ređe ravno ili konveksno-konkavno. Ako je vezivne materije preko 50%, detritična zrna su potpuno obložena i ne dotiču se.

U toku procesa litifikacije menjala se struktura sedimenata, od nevezanih slabo sortiranih naslaga sa mnogo glinovite materije, stvaraju se čvrsti sedimenti, pod uticajem povećanog pritiska i temperature.

Gredenski slojevi Žirovskog vrha su pretrpeli dijagenetske, epigenetske i retrogradno-epigenetske promene. U njima nema pojava pravog metamorfizma, kako to neki autori smatraju (M. R i s t i ć, i dr., 1971). Za vreme ovih dugotrajnih promena vršila se preraspodela mineralne materije, uključujući i rudnu.

Karbonatne konkrecije

Kao rezultat značajnog prinosa karbonatne materije dolazi do stvaranja karbonatnih konkrecija, prvenstveno u tvorevinama najsitnijih granulacija — alevrolitima.

U sitnozrnim tvorevinama su razvijena eliptična sočiva konkrecija, izgrađena od peskovite karbonatne materije, cm- do dm-dimenzija. Konkrecije su mnogo češće razvijene u crvenim alevrolitima, nego u sivim (verovatnije zbog većeg rasprostranjenja crvenih). Konkrecije su uvek iste boje kao i stena u kojoj se nalaze, što je posledica uslova stvaranja; one su uvek stvorene nakon ranodijagenetskih procesa koji su opredelili boju sedimenata kao njegovu facijalnu karakteristiku. Ređe su razvijene bez reda po celom sloju (od podine do povlate), najčešće su nagomilane u određenim stratigrafskim nivoima (V. O m a l j e v, 1967a) tako da daju utisak sloja, ili su vezane za trase slojevitosti (sl. 23). Gustina konkrecija u ovakvim nivoima može da bude veoma različita, nekad čine više od polovine ukupne materije tvorevina.

Interesantna je orijentacija karbonatnih konkrecija, kako pojedinačne tako i njihovih nivoa. Nivoi sa konkrecijama su normalno orijentisani u smeru slojevitosti, a svaka konkrecija je orijentisana u smeru klivaža (sl. 23). Ovakva nesaglasnost je verovatno posledica naknadne preraspo-

Sl. 19

Sivi sitnozrni peščar, deformacije liski muskovita, hloritisanog biotita i hlorita po klivažu. Nikoli +, povećanje 70 x.

Fig. 19

Grey medium-grained sandstone, deformation of mica, chloritized biotite and chlorite flakes along cleavage. Nicolo +, magn. 70 x.

Sl. 20

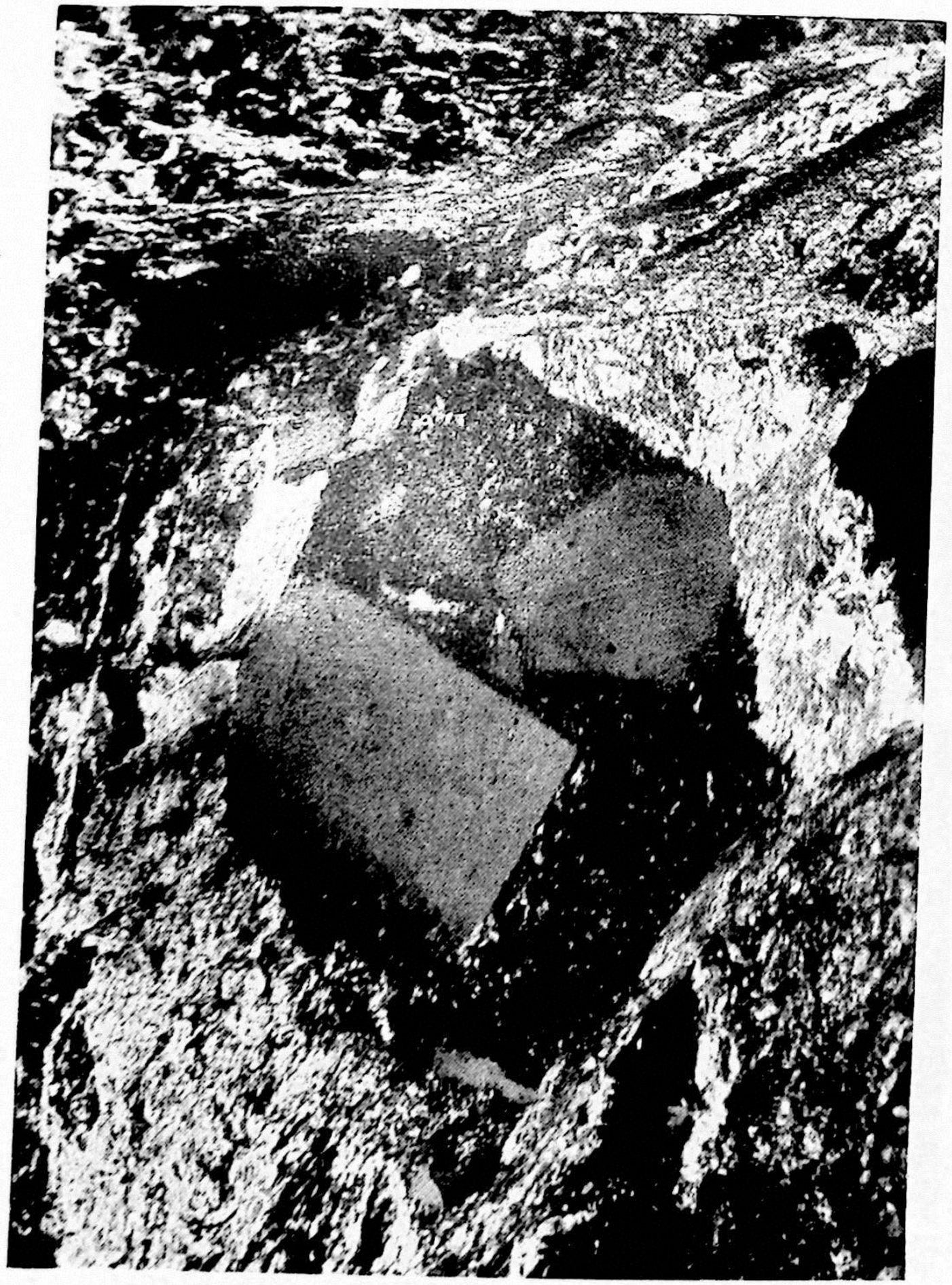
Valutak dijabaza u sivom konglomeratu. Povećanje 35 x.

Fig. 20

Pebble of a diabase in conglomerate. Magn. 35 x.







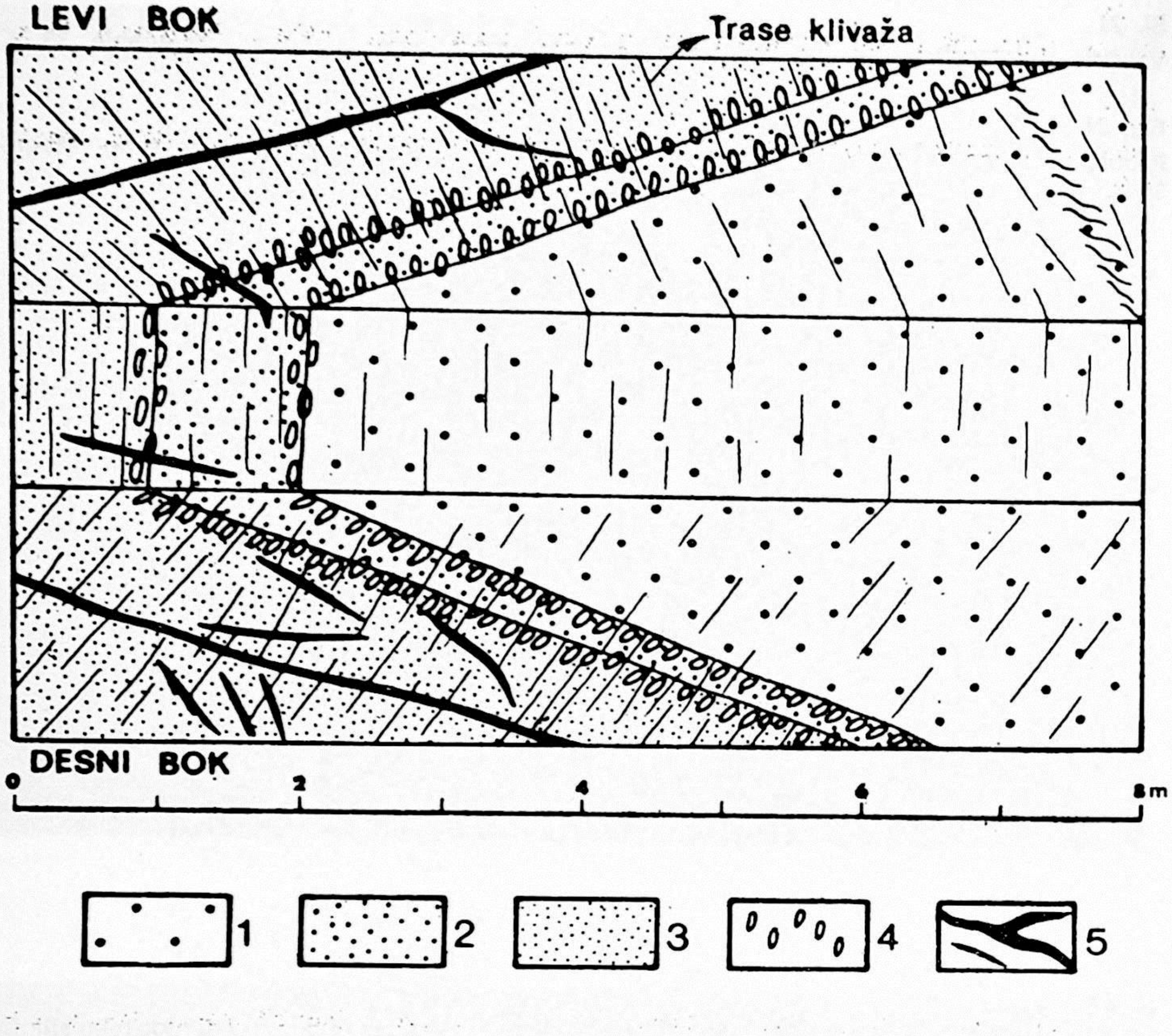


Sl. 21
Valutak kvarcporfira (sa fenokristalima) u konglomeratičnom peščaru. Povećanje 36 x.

Fig. 21
Pebble of a quartz-porphyry (with phenocrysts) in grey conglomeratic sandstone. Magn. 36 x.

Sl. 22
Crveni alevrolit arkoznog tipa, sa pseudofluidnom osnovom (sericitisko-hloritsko-silicijska materija). Nikoli +. povećanje 64 x.

Fig. 22
Red siltstone of the akrosic type with a pseudofluidal base (sericite-chlorite-siliceous material). Nicolo +. magn. 64 x.



Sl. 23

Karbonatne konkrecije orijentisane u smeru klivaža.
1 — sivi srednjezrni peščar; 2 — zeleni sitnozrni peščar; 3 — crveni alevrolit; 4 — karbonatne konkrecije; 5 — kvarcno-kalcitske žice.

Fig. 23

Carbonatic concretions oriented in the direction of cleavage.
1 — grey medium-grained sandstone; 2 — green fine-grained sandstone; 3 — red silstone; 4 — carbonatic concretions; 5 — quarz-calcite veins.

dele materije konkrecija, ili je to posledica primarnog rasta konkrecija, u uslovima orijentisanog pritiska.

Konkrecije su svakako postale redistribucijom karbonatne materije u sedimentima, koja se vršila u toku dugog geološkog vremena. Mišljenja smo da su neke konkrecije nastale još u fazi rane dijageneze i da tada imaju karakteristične zrakaste pukotine isušenja (sl. 24), naknadno zapunjene belim kalcitom. Tadej Dolenec navodi da su neke konkrecije nastale u dijagenezi (nešto kasnijoj), a do pomenutih pukotina je došlo zbog dehidratacije na početku epigenetskih procesa. Bojan Ogorelec je detaljno ispitivao neke konkrecije (T. Budkovič, i dr., 1976), grada im je nekad zonarna, sadrže kalcit do 85% koji je u formi mikrosparita, a ostalo je kvarc, feldspati, minerali glina i uklopci okolnog alevrolita. I B. Ogorelec misli da su konkrecije nastale u ranoj dijagenezi, za rast 1 cm velike konkrecije treba 500 godina, a za 5 cm velike oko 12.000 godina (A. R. Berner, 1968), što je veoma brz rast.

Kvarcno-kalcitske žice

Preraspodela mineralne materije višeg intenziteta je dovela do postanka kvarcno-kalcitskih žica. Neki autori ih zovu »alpske žice« (Т. Budkovič, i dr., 1977). Njihova je karakteristika da su ovom preraspodelom mineralne materije stekle individualnost u tolikoj meri da su postale čisti agregati prvenstveno kvarca i kalcita, često nekoliko generacija.

Gredenski slojevi (siva i crvena subformacija) su ispresecani ovim žicama (V. Omaljev, 1967a), no nalaze se često i nepravilne mase belog kvarca i kalcita, često individualisanih u pravilnim kristalima (kod otvorenih, nezaceljenih žica). Najčešće su kontrolisane rupturama. U rasedima se nekad nalaze ovi minerali tektonski zdrobljeni u prah, ili se jasno opaža naknadno rasedno pomeranje, što svedoči o intermitetnim tektonskim pomeranjima.

Svakako je karakteristična pojava sulfida u kvarcno-kalcitskim žicama (pirit, halkopirit, galenit), ali nikad nije nađen bilo koji crni uranov mineral, što svedoči da je za vreme stvaranja ovih žica već bilo završeno stvaranje uranove mineralizacije.

Dolenec T. je detaljno ispitivao kvarcno-kalcitske žice i na osnovu njihovog položaja u prostoru je izdvojeno 5 maksimuma na šmitovom dijagramu (T. Budkovič, i dr., 1977), koje smatra grupama: A, B, C, C₁ i D, koje ćemo ukratko opisati.

Grupa A su najstarije zaceljene kvarcno-kalcitske žice sa sulfidima, elementi pada su im 110/70°. Dužine su nekoliko metara, debljine nekoliko centimetara. Retko se javljaju u sistemima. Kristalizacija minerala se odvijala u 4 faze, naizmenično kvarc i kalcit, a u 3. fazi sa albitom i sulfidima.

Grupa B je mlađa, dužine su obično do 1 m, a debljine do centimetra. Sastoje se od različitih generacija kvarca i kalcita, sa malo hlorita. Sulfida nema.

Grupa C nije dovoljno istražena, pružanja je SZ-JI, dužine nekoliko metara, a debljine do 30 cm.

Grupa C_1 su interesantne međuslojne žice (sl. 23), koje se nekad nalaze na kontaktu slojeva različite kompetencije, koje su bile tektonski aktivne (afina kretanja). Njihova dužina može da bude preko 100 m, a debljina je do 30 cm. Imaju zonarnu strukturu vidljivu u mikroskopu. Postale su u širokom vremenskom intervalu. Izgrađene su od 5 generacija kvarca i 3 generacija kalcita. Od drugih minerala zapaža se albit u asocijaciji sa kvarcom 4. generacije.

Grupa D su otvorene, nezaceljene, kvarcno-kalcitske žice, one su najčešće, i nalaze se na svim horizontima ležišta. Pružaju se u pravcu SI-JZ sa strmim padom ka SZ. Dužine su do 1 m, a debljina im je cm-dimenzija. Njihov mineralni sastav je veoma složen: dve generacije kvarca, kalcita, albita i penina, tri generacije pirita, pojave sfalerita i gipsa. U nekim žicama na kraju se stvaraju hidroksidi gvožđa.

Dolenec T. je (1979) proučavao izotopski sastav kiseonika i ugljenika prvenstveno iz kvarcno-kalcitskih žica (T. Budkovič, i dr., 1978), a rezultati su vrlo interesantni. Ova proučavanja su u početnoj fazi, a cilj je da se dobiju precizniji podaci o genezi karbonatne materije u žicama, vezivu i karbonatnim konkrecijama, kako za jalove, tako i za orudnjene prostore. Postoje indicije da je karbonatna materija u genetskoj vezi sa uranovim orudnjenjem.

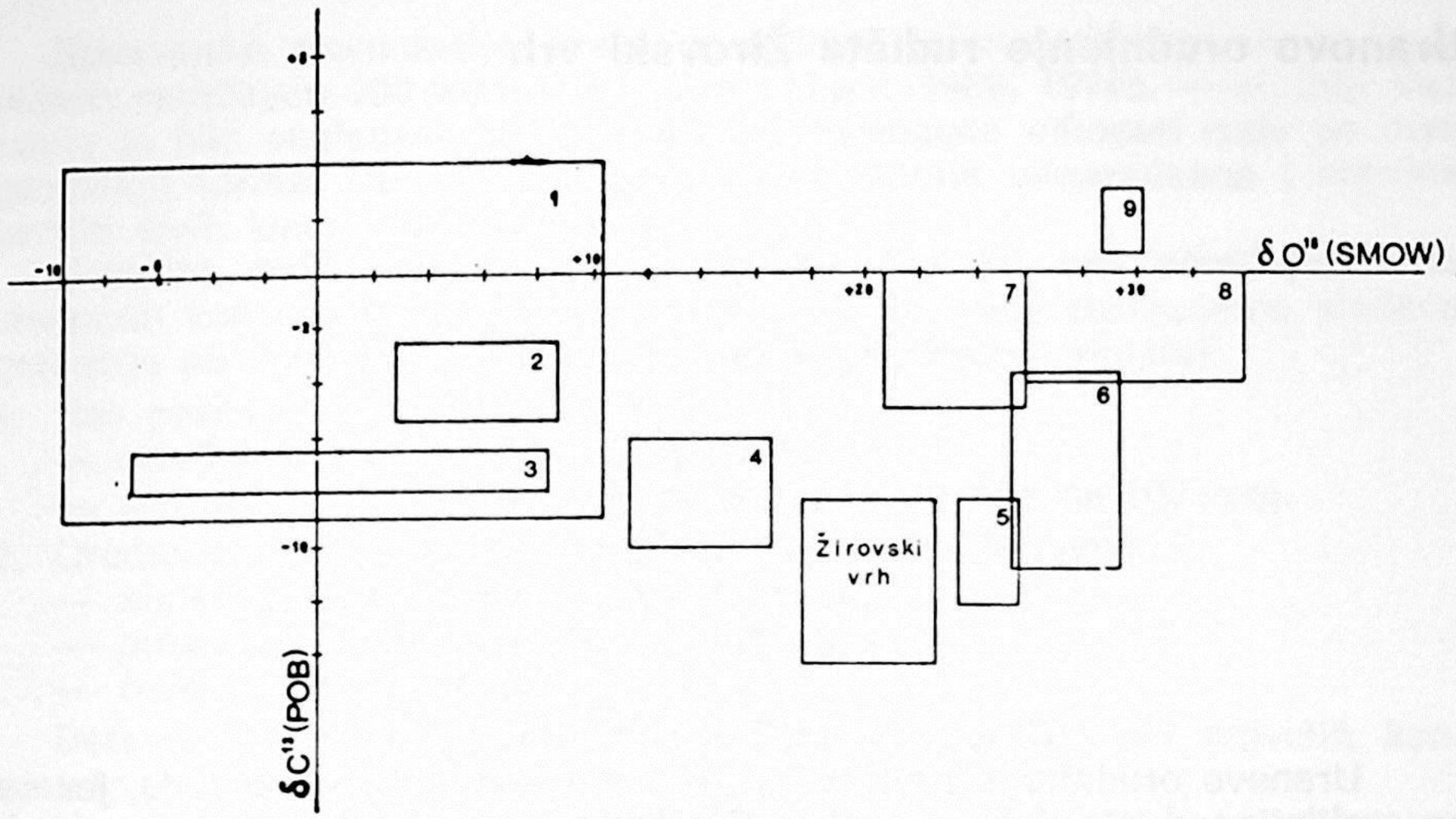
Vrednosti teškog izotopa kiseonika δO^{18} variraju u predelima među hidrotermalnim kalcitima i slatkovodnim i morskim karbonatima (sl. 25), te imaju malu varijabilnost. Najnižu vrednost ima kalcit iz međuslojne žice (grupa C_1), nešto veće vrednosti imaju žice iz rudnog tela, kalcitskog cementa i karbonatnih konkrecija, a najviše vrednosti u proseku imaju kalciti iz otvorenih žica grupe D sa sulfidima, koje su najmlađe u ležištu.

Razlike u izotopnom sastavu kiseonika u toku geološkog vremena stvaranja pomenutih tvorevina, verovatno je dolazilo zbog opadanja temperature rastvora, pri čemu se promenilo frakcionisanje u sistemu karbonat — voda. Do promena je dolazilo i zbog promene izotopnog sastava rastvora usled pritoka sve većih količina meteorske vode u toku geološkog vremena.

Vrednost teškog izotopa ugljenika δC^{13} varira između vrednosti za slatkovodne karbonate i karbonate organskog porekla. Uopšte imaju veću varijabilnost od kiseonika. Najniže vrednosti su za 2. generaciju kalcita iz žice grupe D, nešto veće vrednosti su za kalcite iz žilica u orudnjenju, i opet su najviše za starije kalcite iz kvarcno-kalcitskih žica grupe D.

Jasno je da u ležištu imamo dve vrste ugljenika: mineralnog i organogenog. Ocena vrednosti učešća organogenog ugljenika u karbonatima ležišta je između 34 i 60%, što svedoči o vrlo intenzivnom razlaganju organske materije u sivim klastitima rudišta.

Položaj karbonata ležišta Žirovski vrh je veoma karakterističan na dijagramu (sl. 25), jer se oni nalaze između tipično hidrotermalnih kalcita iz ležišta obojenih metala (uzetih iz literature) i tipičnih egzogenih re-



Sl. 25

Odnosi teških izotopa ugljenika i kiseonika u karbonatima različitog postanka.
1 i 3 — kalciti iz hidrotermalnog ležištat Blubell; 2 i 4 — kalciti iz hidrotermalnog ležišta Casapalca; 5 — pećinski karbonati; 6 — slatkovodni karbonati; 7 — karbonati iz recentnih rečnih sedimenata; 8 — marinski karbonati; 9 — recentni krečnjaci.

Fig. 25

Relations of heavy carbon and oxygen isotopes in carbonates of various origin.
1 and 3 — calcite from the Blubell hydrothermal ore deposit; 2 and 4 — calcites from the Casapalca hydrotermal ore deposit; 5 — cave carbonates; 6 — fresh-water carbonates; 7 — carbonates from recent river sediments; 8 — marine carbonates; 9 — recent limestone.

centnih karbonatnih tvorevina (pećinskih, rečnih, slatkovodnih, marinskih i recentnih krečnjaka).

Svakako je to posledica dubokog tonjenja sedimenata u zone sa visokim pritiscima i temperaturama, ali bez priliva juvenilnih rastvora. Takvi uslovi su trajali dugo geološko vreme, verovatno za vreme celog mezozoika, a prestali su tek izdizanjem ovih sedimenata u zonu bliže površini. Tada su ostvareni uslovi opadanja pritisaka i temperatura, uz intenzivniji priliv meteorskih voda, što je dovelo do pomenutih promena režima frakcionisanja teškog izotopa kiseonika u sistemu karbonat — voda.

Ovi uslovi su imali bitnog uticaja na genezu sedimenata i uranove mineralizacije u njima.

Uranovo orudnjenje rudišta Žirovski vrh

Uranovo orudnjenje rudišta Žirovski vrh je specifične prirode, jer se ne razlikuje od sterilnih sivih klastičnih sedimenata. Ova osobina orudnjenja predstavlja veliku teškoću pri istraživanju i bili su učinjeni veliki napori da se definiše razlika između sterilnih i orudnjenih stena u rudištu (sa aspekta metalogenije).

Količina korisnih i drugih metaličnih minerala u orudnjenju je veoma mala te se oni makroskopski ne mogu zapaziti, sem retkih izuzetaka u slučaju izvanredno velikih sadržaja sulfida (koji su češći u sterilnim sedimentima uz ugljenisanu organsku materiju). Korisni rudni minerali se teško zapažaju i mikroskopski zbog malih (često submikroskopskih) dimenzija mineralnih zrnaca (sl. 26) i male količinske zastupljenosti. Tek u bogatijim partijama orudnjenja korisni rudni minerali su razvijeni u krupnijim zrnima.

Ova osobina orudnjenja našega rudišta je njegova osnovna karakteristika, a s obzirom da ona izvire iz genetskog momenta, smatramo da je to i osnovna metalogenetska karakteristika rudišta Žirovski vrh.

Druga metalogenetska karakteristika orudnjenja je otsustvo bilo kakvih graničnih elemenata između orudnjenja i sterilnih sivih klastita. Predpostavljamo da su zastupljeni kontinuirani prelazi koncentracija rudnih minerala od minimalnih do maksimalnih vrednosti, a taj interval za rudište Žirovski vrh je izvanredno veliki.

Gradijenti promena koncentracija korisne komponente, urana, u orudnjenju su takođe veoma različiti. Ove promene definišemo kao kontrasnost orudnjenja, koja je takođe funkcija rasporeda korisne komponente u orudnjenju. Gradijenti promena koncentracija veoma su zavisni od intenziteta koncentracija, kod najviših intenziteta gradijenti su maksimalni, što se manifestuje kao kontrasan prelaz između sterilnih sivih klastita i orudnjenja, ali bez bilo kakvih graničnih površina. Ova osobina orudnjenja rudišta takođe je značajna metalogenetska karakteristika sa poreklom u genetskom momentu.

Da bi uopšte mogli pratiti promene koncentracija po intenzitetu u velikom prostoru rudišta, usvojili smo izvesne koncentracije urana kao granične sadržaje razdeobe. Na taj način smo omogućili okonturenje orudnjenja u ukupnom volumenu rudišta.

Ekonomske akumulacije urana u rudnim telima okonturene su graničnim sadržajem 300 ppm. U (V. O m a l j e v, 1969, 1974b — sl. 30). Već ranije je bilo sagledano da je praktično nemoguće otkopati rudu po ovoj geološkoj konturi, ruda uvek sadrži i siromašnije mineralisane i sterilne partije sivih klastičnih sedimenata.

Granični sadržaj orudnjenja u rudištu Žirovski vrh određujemo na vrednosti koncentracije 100 ppm U (sl. 29). Pri tome razlikujemo sledeće gradacije po koncentraciji urana (u metalogenetskom smislu):

1. Sivi peščari — do 100 ppm U:
   — sterilni sivi peščari — do 50 ppm,
   — sivi peščari sa mineralnim pojavama — od 50 do 100 ppm.
2. Orudnjenje (orudnjeni sivi peščari) — preko 100 ppm U:
   — mineralizacija — od 100 do 250 ppm,
   — prelazna zona — od 250 do 500 ppm,
   — ruda — preko 500 ppm.

Detaljna klasifikacija kompleksa rudišta, od najnižih do najviših koncentracija urana data je kasnije.

Uranovo orudnjenje se po pravilu nalazi u sivim klastitima sivog člana rudišta, pretežno u psamitskim partijama, koje nekad mogu biti konglomeratične. Veoma grubozrne (konglomeratske) i veoma sitnozrne granulacije sedimenata nisu po pravilu orudnjene. To je svakako posledica procesa stvaranja uranovih minerala, kao funkcije propustne sposobnosti dovoljnih količina rudonosnih rastvora, pri optimalnim brzinama proticanja. U psefitima je brzina proticanja rastvora prevelika, te nema dovoljno vremena za hemijske reakcije, koje dovode do obaranja urana iz rastvora. U alevrolitskim granulacijama brzina proticanja je isuviše mala, tako da male količine rastvora kroz njih protiču, a sa tim se prinosi i mala količina urana.

Jedna od osnovnih karakteristika orudnjenih sivih klastita je prisustvo ugljenisane organske materije, često raspršene, a nekad i individualisane (V. O m a l j e v, 1967a). U samom antracitu po pravilu nema uranove mineralizacije, mada je nekad i ona orudnjena (sl. 27 i sl. 28), a takođe je mikroskopski zapaženo da uranovi minerali po pravilu nisu u kontaktu sa organskom materijom (D. R a d u s i n o v i ć, 1967). Međutim, organska materija je u sedimentu neophodna, prvenstveno kao istočnik redukcione sredine pogodne za kristalizaciju i očuvanje svih rudnih minerala.

U skladu sa ranije iznetim metalogenetskim karakteristikama orudnjenja, njegovo okonturenje u prostoru je moguće samo na osnovu vrlo guste mreže oprobavanja. Klasične kontinuirane brazda probe ne daju dovoljno podataka za shvatanje izvanredno složene konfiguracije rasporeda koncentracija urana u orudnjenju. Autor je na ležištu razvio posebnu varijantu radiometrijskog tačkastog oprobavanja (V. O m a l j e v, 1968), gde svaka tačka predstavlja posebnu probu. Tek tada je dokumentovana izvanredno složena struktura rudnih tela (sl. 29 i sl. 30), koja je prikazana izolinijama koncentracija urana 100, 300, 500, 1.000 i 10.000 ppm.

Shematizovana struktura orudnjenja je prikazana na sl. 31, u profilu i u planu. Orudnjenje je okontureno izolinijom 0,01% U, a rudna tela su okonturena izolinijama 0,05% U. Međuprostor od 0,025 do 0,05% U je prelazna zona između mineralizacije (0,01 do 0,025%) i rude (preko 0,05%) i u njoj se nalazi kontura rudnog tela za otkopavanje (sa ekonomskog

Sl. 24
Karbonatne konkrecije u crvenom alevrolitu, pukotine isušenja su zapunjene belim kalcitom.

Fig. 24
Carbonatic concretions in the red siltstone, drainage cracks filled white calcite.

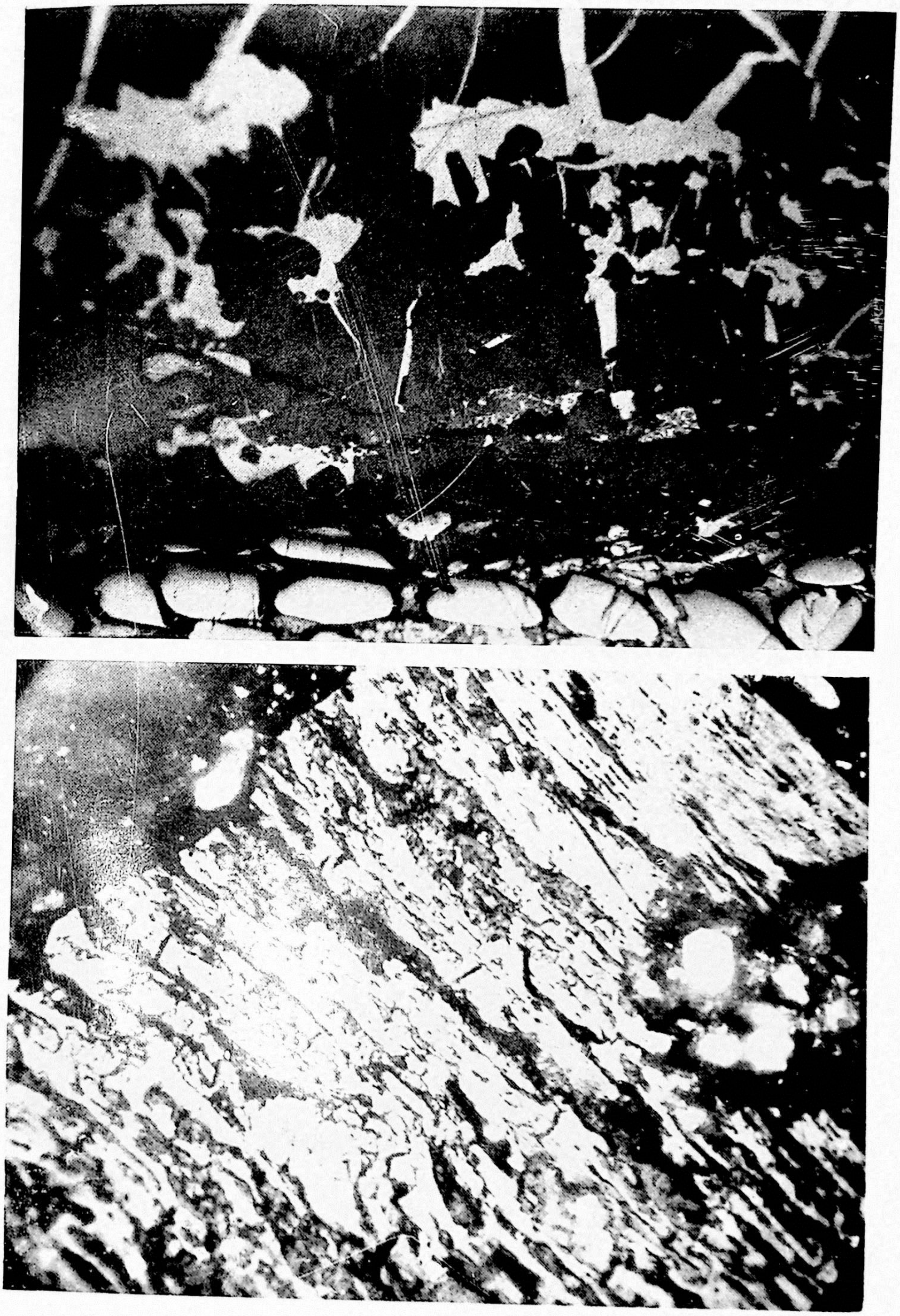
Sl. 26
Sitnozrni agregat pehblende (sivo), sa malo galenita (belo), gang crn. Nikoli //, povećanje 185 x, imerzija.

Fig. 26
The fine-grained pitchblende aggregate (grey), with some galena (white). Nicolo //, magn. 185 x, immersion.





2 cm



Sl. 27

Organska materija (antracit, svetlo siv), sa pehblendom (tamnije sivo) u pukotinicama. Nikoli //, povećanje 300 x, imerzija.

Fig. 27

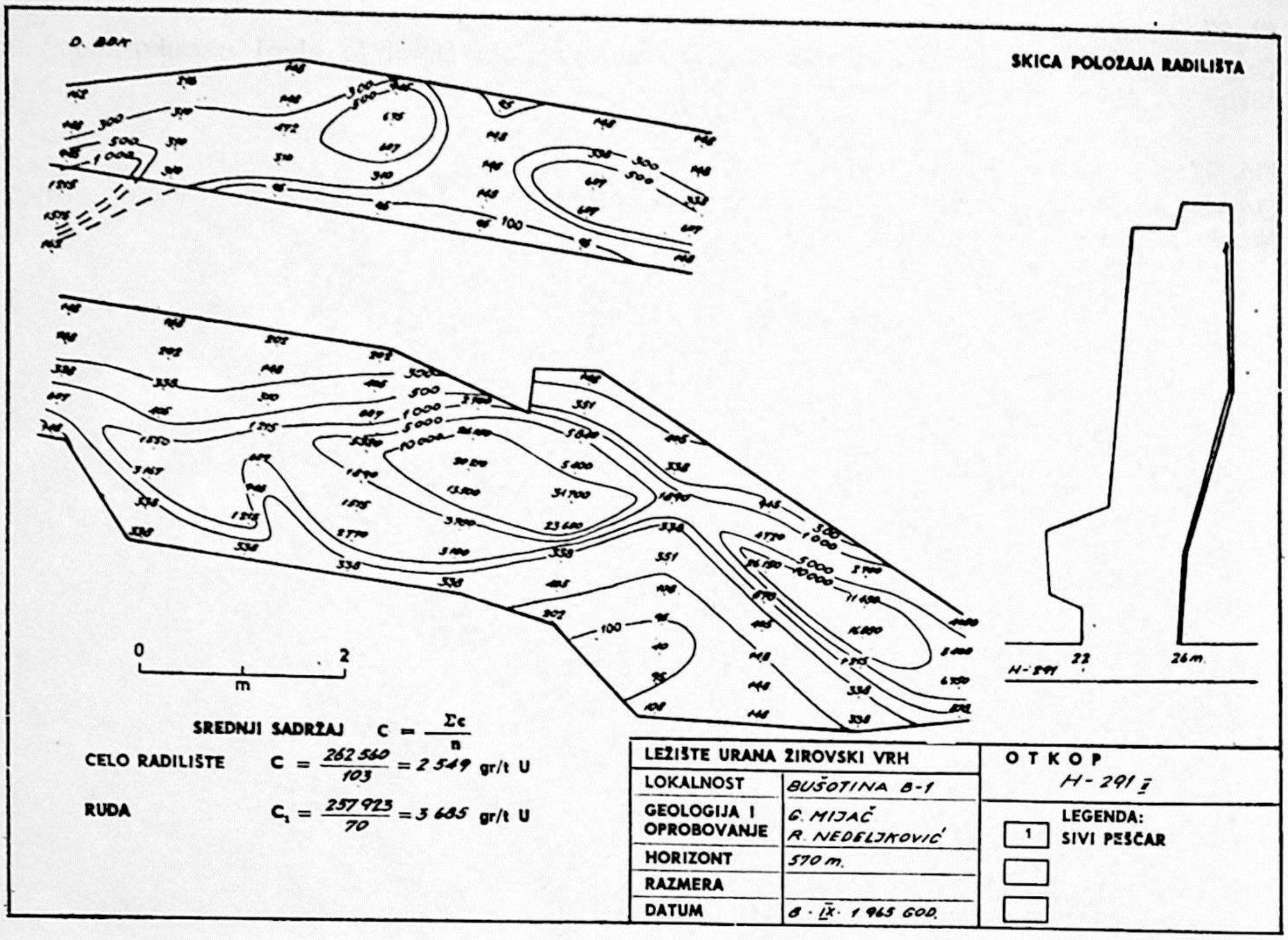
Organic material (antracite, light grey) with pitchblende in the fractures (darker grey). Nicolo //, magn. 300 x, immersion.

Sl. 28

Antracitska materija (sivo) korodovana piritom (beo, reljefan), galenitom (beo, bez reljefa) i kvarcom (tamno sivo). Zrna pirita (gornji rub slike) odražavaju ćelijsku strukturu biljne materije. Nikoli //, povećanje 137 x, imerzija.

Fig. 28

Antracite (grey) corroded by pyrite (white, with relief), galena (white, no relief) and guarz (dark grey). Pyrite grains (upper edge photo) reflect the cell structure of plant material. Nicoli //, magn. 137 x, immersion.



Sl. 29
Složena struktura orudnjenja, prikazana izolinijama koncentracije urana (u ppm U).

Fig. 29
Complex structure of the mineralization shown by contours of the uranium equal concentrations (in ppm U).

aspekta), koja je zavisna od ekonomskih kriterijuma. Zapaža se da su rudna tela samo bogatije orudnjeni prostori sa maksimalnim gradijentima promena koncentracija urana. Maksimalne koncentracije urana se nalaze u jezgrima rudnih tela i često su malih dimenzija.

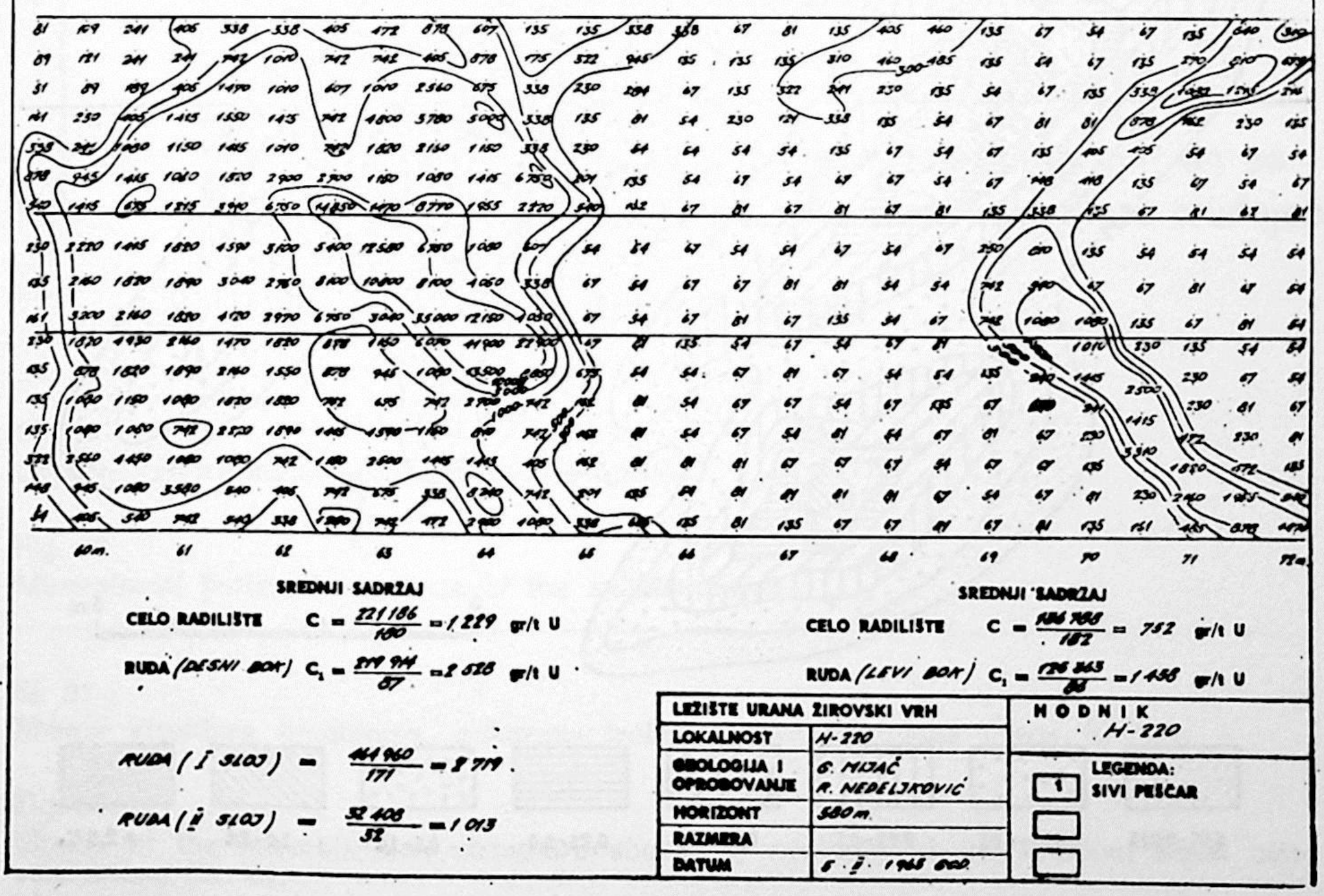
Primićena je makroskopska razlika (T. B u d k o v i č, 1978) između orudnjenih i neorudnjenih sedimentacionih sekvenci, orudnjene su samo sive sekvence, dok zelene nikad nisu orudnjene. Uranova mineralizacija se po pravilu nalazi uz erozione kontakte (sl. 32), znači na samom početku sedimentacione sekvence (sl. 33 i 34) u grubozrnim i srednjezrnim sivim peščarima, nekad konglomeratičnim. Uranova mineralizacija se retko nalazi i u središnjim delovima sekvenci, oko sočiva sivocrnih alevrolita (sl. 33), ili nešto češće u povlatnom delu srednjezrnih ili sitnozrnih peščara ispod završenog alevrolitskog člana sedimentne sekvence. Očigledno je da su u procesu orudnjavanja sivih sekvenci pogodovala mesta po-

većane propustljivosti ili mesta blizu ekranskih interkalacija. Nekad se nalaze mali paleorečni tokovi ispunjeni grubozrnim klastitima, koji mogu biti bogato orudnjeni. Međutim, treba naglasiti da se ruda ma kako bila bogata makroskopski ne razlikuje od jalovine. Crna boja nekih bogatih rudnih partija dolazi prvenstveno od ugljenisane organske materije, tek kada nje ne bi bilo ekstremno bogata ruda (preko 1% U) makroskopski bi se razlikovala od jalovine.

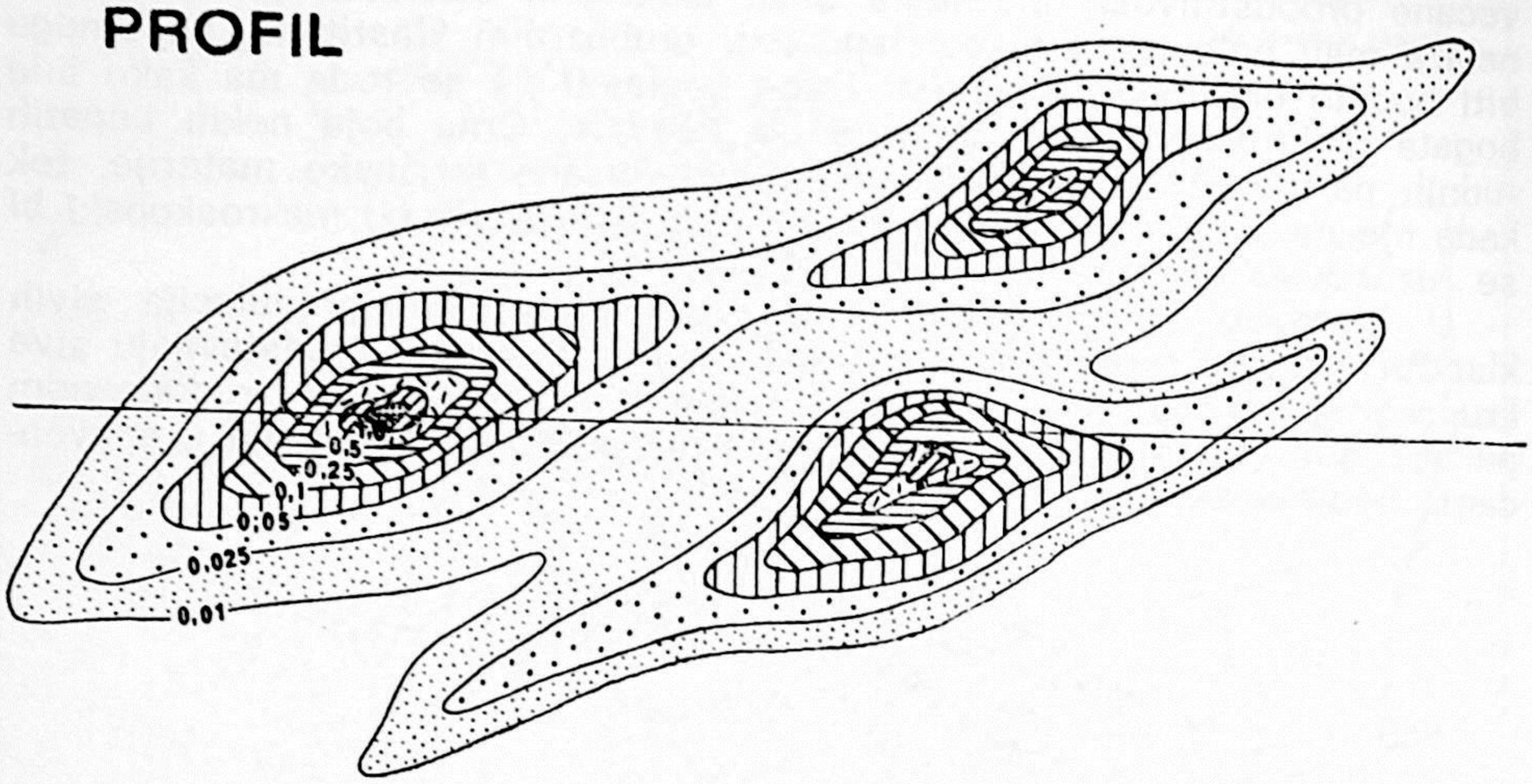
U III ritmu sedimentacije nema konglomeratskih granulacija sivih klastita, tako da orudnjeni delovi sedimentnih sekvenci predstavljaju sive krupnozrne i srednjezrne peščare. U ovom ritmu, odnosno u I rudonosnom paketu, nije bilo tako detaljnih proučavanja položaja orudnjenja u sekvencama sedimentacije.

Sl. 30
Različite forme uranovog orudnjenja, prikazanog izolinijama koncentracija urana:

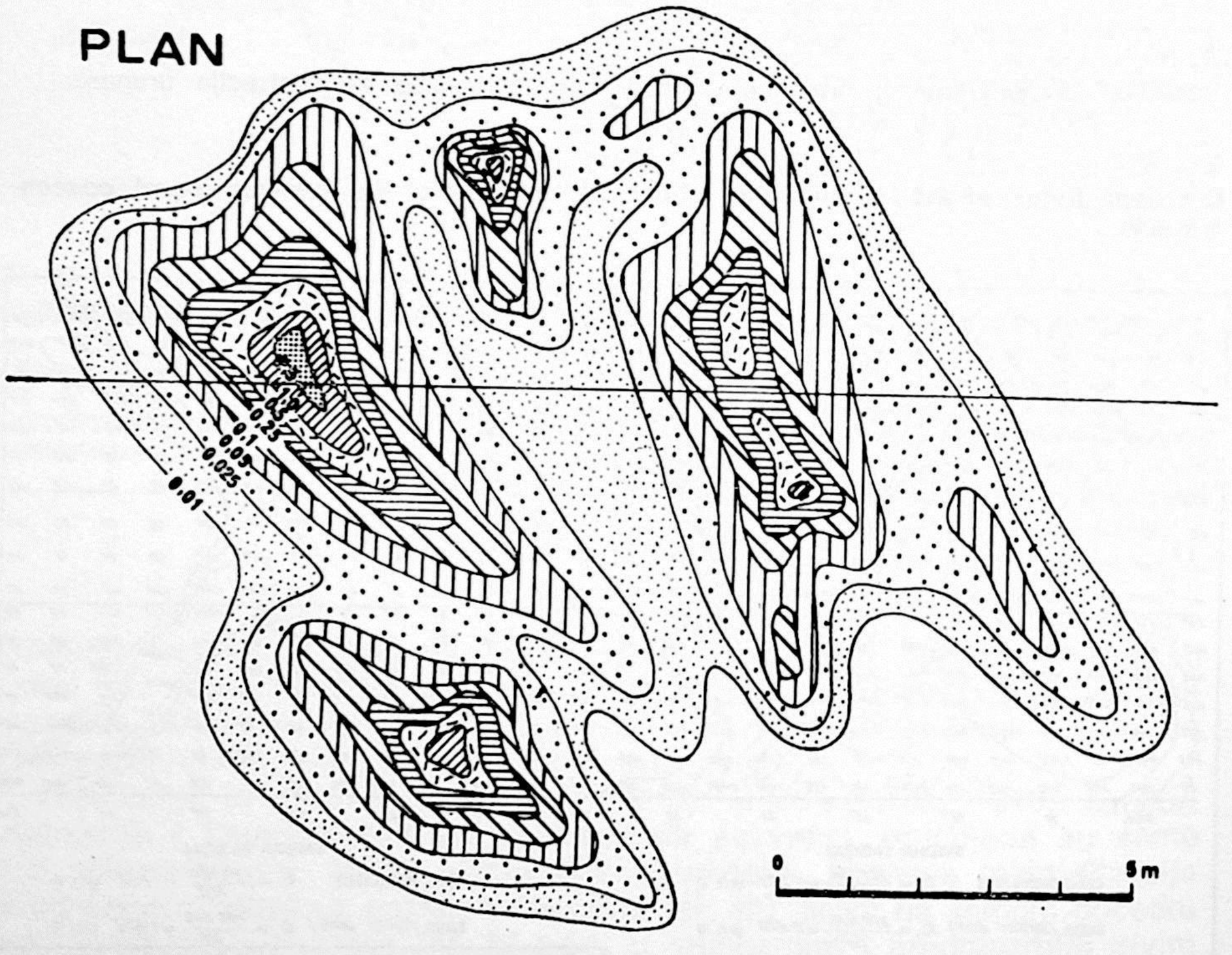
Fig. 30
Different forms of the uranium ore, shown by contours of the uranium equal concentrations.

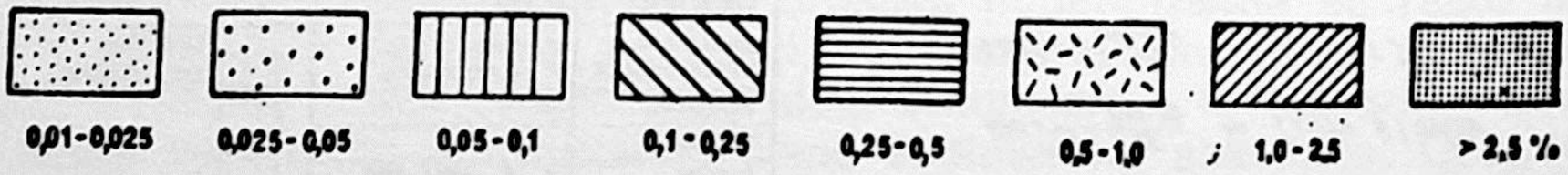


PROFIL

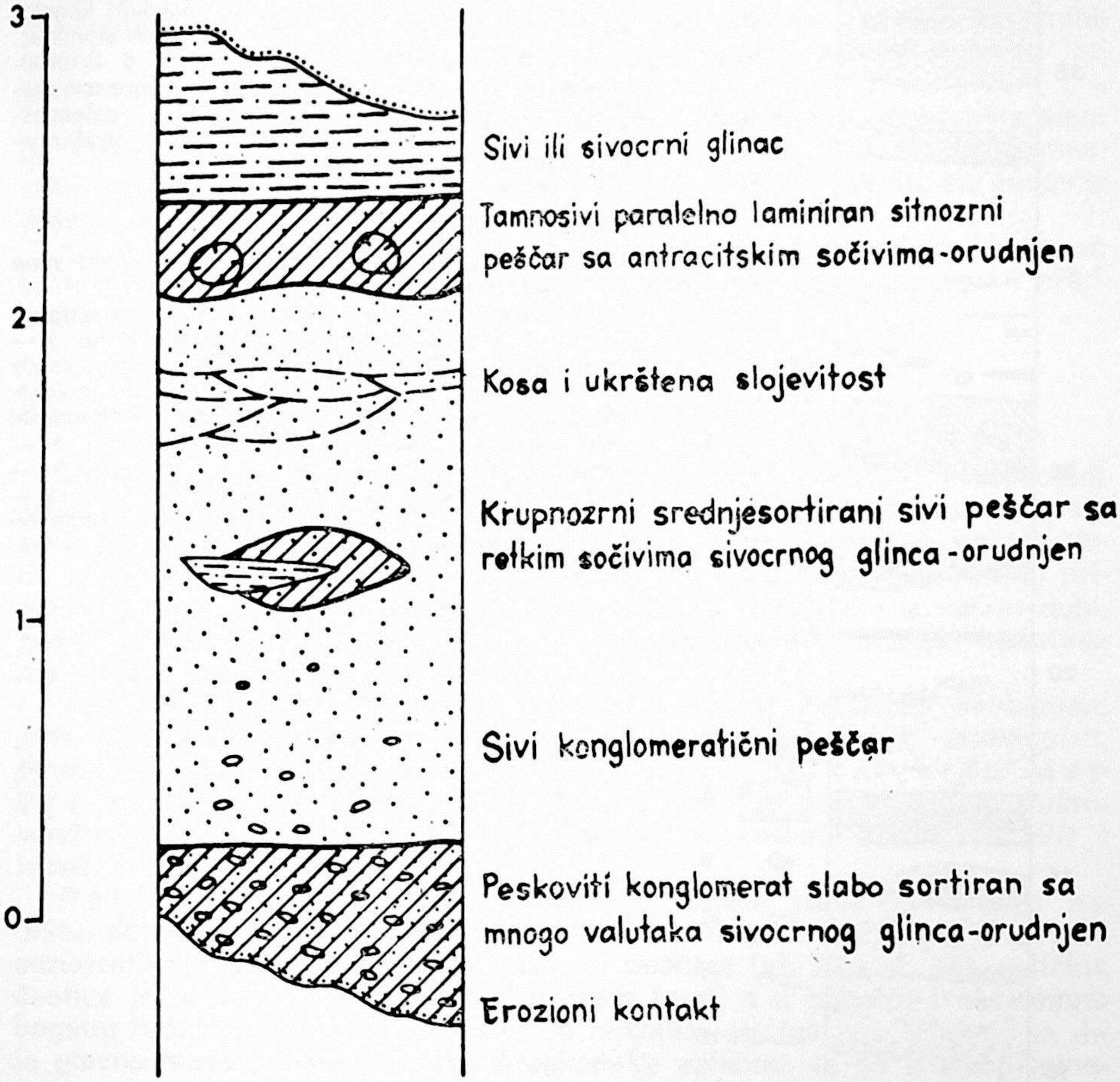

0,5
0,25
0,1
0,05
0,025
0,01

PLAN


0,25
0,1
0,05
0,025
0,01
0
5m


0,01-0,025
0,025-0,05
0,05-0,1
0,1-0,25
0,25-0,5
0,5-1,0
1,0-2,5
> 2,5 %

Orudnjena sekvenca

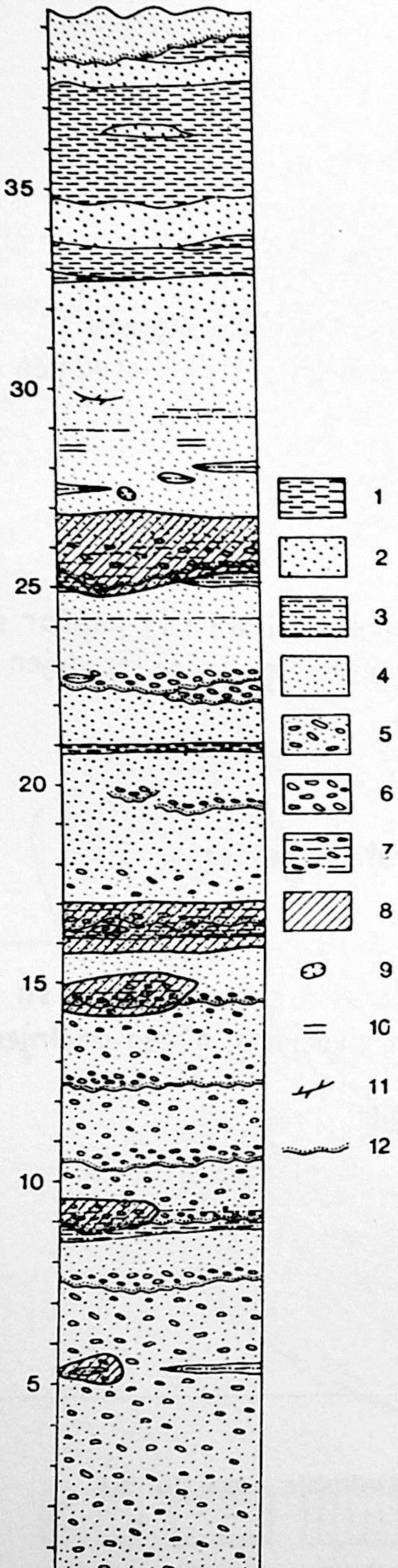


Sl. 33
Orudnjenja (šrafirano) sekvenca sedimentacije.

Fig. 33
Mineralized(hatched) sequence of the sedimentation.

Sl. 31
Shema strukture orudnjenja, prikazana izolinijama koncentracija urana (u %).

Fig. 31
Sheme of the mineralization strtucture shown by contours of the uranium equal concentrations (in %).



Sl. 34

Litostratigrafski stub rudonosne zone, u istražnom oknu.

1 — crveni alevrolit; 2— zeleni i crveni peščar; 3 — tamnosivi alevrolit; 4— sivi peščar; 5 — slvi konglomeratični peščar; 6 — sivi peskoviti konglomerat; 7 — slabo sortiran peskoviti konglomerat, sa obiljem fragmenata sivog alevrolita; 8 — orudnjenje urana (preko 100 ppm U); 9 — antracit (sočivo); 10 — paralelna laminacija; 11 — paleopeščani bregovi; 12 — erozitni kontakti (intraformacijske diskordancije).

Fig. 34

Lithostratigraphic column of the mineralized zone in the expioratory shaft.

1 — red siltstone; 2 — green and red sandstone; 3 — dark grey siltstone; 4 — grey sandstone; 5 — grey conglomeratic sandstone; 6 — grey sandy conglomerate; 7 — poorly sorted sandy conglomerate; 7 — poorly sorted sandy conglomerate with abudant fragments of gray siltstone; 8 — uranium mineralization (over 100 ppm U); 9 — antracite (lenses); 10 — parallel lamination; 11 — ripple marks; 12 — erosional con tacts (interformation discordances).

Mineralni sastav orudnjenja

Uranom mineralisani sivi klastični sedimenti ovoga rudišta se po mineralnom sastavu ne razlikuju od sterilnih, odnosno razlike su minimalne i mogu se zanemariti. Zato glavni mineralni sastojci rude su isti kao i za sterilne peščare.

Sve do skoro se smatralo da je uranovo orudnjenje monomineralno, ne računajući oksidisane delove. Tek nedavno je utvrđen složeniji mineralni sastav korisnih rudnih minerala. Korisni rudni minerali su redovno praćeni sulfidnom mineralizacijom.

Oksidaciona zona ležišta je posebna mineralna zajednica koja se bitno razlikuje od tzv. primarne (neoksidisane) zone, koja u stvari i predstavlja ležište.

Primarna zona rudišta

Primarna zona rudišta se nalazi u dubini gde prestaju oksidacioni procesi u masi stena. Međutim, ne postoji oštra granica između ovih zona, jer slobodni kiseonik prodire sa podzemnim vodama do velikih dubina, te se po pukotinama vrši oksidacija. Do sada su ove promene primećene do 200. metara dubine, a verovatno su prisutne i u većim dubinama. U ovom slučaju zanemarujemo oksidacione promene po pukotinama, koje će biti kasnije obrađene.

Asocijacija rudnih minerala primarne zone je sledeća: *pehblenda, pirit, galenit, sfalerit, halkopirit, tetraedrit, halkozin, bornit, arsenopirit, pirotin, markasit* i *kovelin* (D. Radusinović, 1967). Cvetko Markov je dodao još *antimonit* i *molibdenit*. Novijim proučavanjem mikrosondom (G. Kurat, i dr., 1977) pronađeni su *kofinit, sodiit, rankilit* i *viksit*, a od sulfida još i *kobaltit*.

Pehblenda je svakako najznačajniji korisni rudni mineral u rudištu, do skora je smatrana za jedini korisni mineral. Razvijena je u vidu sitnozrnih agregata u cementnoj materiji peščara (sl. 26 i sl. 35), veličina čestica je najčešće ispod 10 mikrometara (μm), a u bogatoj i ekstremno bogatoj rudi krupnoća se povećava do nekoliko stotina μm. Moguće je da je glavna masa pehblende submikroskopske veličine, te se u slabo mineralisanim peščarima teško zapaža. Mikroskopski vidljiva pehblenda gradi zrnaste agregate rasute po cementnoj materiji, ili raspoređene u nizove, nekad u vidu oreola oko detritičnih zrna (sl. 36 i sl. 37). Takođe se nalazi i u mikroprslinama koje nekad seku i detritična zrna, ili je zahvaćena autigenim rubovima kvarca i feldspata. Po autoradiografskim podacima (sl. 46) uranovi minerali se nalaze i u prslinama klivaža, ali to mikroskopski nije potvrđeno dali se radi o pehblendi, ili su to sekundarne migracije urana. Zrnca pehblende su izometrijska, najčešće sfernog oblika (sl. 37 i sl. 38).

Pehblenda je po pravilu zastupljena u svim delovima ležišta, uključujući i najbogatije delove rudnih tela. Po pravilu je asocirana u delovima koji su bogatiji ugljenisanom biljnom materijom, mada su vrlo retki slučajevi da se ona direktno nalazi u antracitu po prslinama i pukotinama,

što je konstatovano mikroskopski (sl. 27) i autoradiografski (sl. 46). Češći je slučaj da su ugljenisani ostaci organske materije bogati sulfidnom mineralizacijom, a sterilni uranom. Međutim, postoji verovatnoća da su najbogatiji delovi rudnih tela razvijeni upravo na mestu sedimentovanih stabala drveća, koja su uglavnom zamenjena kvarcom, kalcitom, sulfidima i pehblendom (T. B u d k o v i č, i dr., 1976 i 1977), a sličan je slučaj posmatran i u ekstremno bogatoj rudi pri otkopavanju (u 1964. godini).

Paragenetsko mesto pehblende je teško utvrditi, verovatno je bilo više generacija (koje nisu potvrđene ispitivanjem). Zapažena je asocijacija pehblende sa halkopiritom (i produktima njegovog raspadanja), piritom (sl. 39), galenitom i sfaleritom, dok drugovanje sa tetraedritom i arsenopiritom nije zapaženo. U slučaju kada druguje sa sulfidima ona je najčešće najmlađa, mada su poznate nedovoljno jasne indikacije da je od nje nekad mlađi galenit.

Sl. 32

Erozioni kontakt (kanal) između sivog krupnozrnog peščara (GZP) i sivog konglomeratičnog peščara (PK) — sa uranovim orudnjenjem.

Fig. 32

Erosional contact (channel) between grey coarse-grained sendstone (GZP) and grey conglomeratic sandstone (PK) — with uranium ore.

Sl. 35

Sitnozrni agregat pehblende (tamno siva) i galenita (beo) sa krupnozrnim sfaleritom (svetlo siv). Nikoli //, povećanje 229 x.

Fig 35.

The fine-grained aggregate of pitchblende (dark grey) and galena (white) with coarse-grained sphalerite (light. grey). Nicolo //, magn. 229 x.









Sl. 36
Pehblenda (siva) u cementu sivog peščara. Nikoli //, povećanje 92 x, imerzija.

Fig. 36
Pitchblende (grey) in the cement of grey sandstone Nicolo //, magn. 92 x, immersion.

Sl. 37
Pehblenda (tamno siva) u cementu sivog peščara, sa halkozinom (beo, zonaran). Nikoli //, povećanje 183 x, imerzija.

Fig. 37
Pitchblende (dark grey) in the cement of grey sandstone, with chalcocite (white zonal). Nicolo //, magn. 183 x, immersion.

Interesantni su rezultati dobijeni mikrosondom (G. Kurat, i dr., 1977a). Ispitivano je jezgro jednog rudnog tela, osporava se prisustvo pehbelnde navodeći da u uranovim mineralima uvek ima previše Si, te je verovatno da se tu radi o silikatima, od kojih se navodi *kofinit*. Dimkov Ju. M. i dr. (1962) navode da kofinit vremenom prelazi u pehblendu (migracijom Si), te je moguće da se i u ovom rudištu dešavalo da je ranije stvoreni kofinit u toku geološkog vrement prešao u pehblendu.

Kofinit je relativno redak mineral nedavno otkriven u rudištu. Identifikovan je i mikroskopski (T. Dolenec) kao uranov mineral sa svetlijim refleksom, u prvo vreme se mislilo da je to varijetet pehblende, ali je tek mikrosondom jasno identifikovan kofinit.

Interesantno je da kofinit nije zapažen u delu rudišta iznad nivoa podzemnih voda (horizont 580 m), već samo u nižim nivoima rudišta. Naročito je zastupljen u jezgrima rudnih tela izgrađenim od bogate i ekstremno bogate rude. Kurat G. (1977a) navodi sumnju o većoj geološkoj starosti, jer je uz kofinit prisutno malo olova, što je karakteristično za savremene uranove minerale. Već ranije je utvrđeno da u ležištu postoje recentni procesi sekundarnog obogaćenja uranom (V. Omaljev, 1974c, 1981a) ispod nivoa podzemnih voda, a ti procesi su verovatno dali i recentne kofinite, koji će u toku geološkog vremena težiti da pređu u pehblendu.

Kofinit gradi najčešće do 10 μm velike pravilne tetraedarske kristaliće (T. Dolenec), koji su rasli u cementnoj materiji, često po rubovima više ili manje pravilnih polja pehblende.

Detaljna ispitivanja G. Kurata ukazuju na prelazne minerale *sodiit-kofinit sistema*, u kome bi oksidisana forma odgovarala sodiit-tipu, a redukovana forma kofinit-tipu. Nedovoljno prisustvo Pb ukazuje na recentnu starost, verovatno se u zoni sekundarnog obogaćenja stvarao prvo sodiit koji redukcijom uz dehidrataciju prelazi u kofinit. Karakteristično je da u ispitivanom rudnom telu svi uranovi minerali sadrže toliko Si da ne mogu pripadati pehblendi (moguće je da u merenju postoji neka greška).

Redak mineral bogatiji sa SiO_2 najviše bi odgovarao rankilitu (ranquilite), dok neke analize ukazuju na prisustvo viksita (weeksite).

Pirit je najzastupljeniji sulfidni mineral u rudištu, veoma je rasprostranjen u svim sredinama sivih i sekundarno izbeljenih peščara (kada se javlja u idiomorfnim heksaedrima mm-dimenzija). Svakako je razvijeno više generacija pirita u stenama i rudi, ali te generacije do sada nisu dovoljno izučene. Količinska zastupljenost pirita u rudi je mala i po pravilu se makroskopski ne zapaža. Pirit se makroskopski može zapaziti naročito u prisustvu ugljenisane organske materije, kada gradi relativno velike agregate, mm- do cm-dimenzija, a izuzetno i proslojke debljine do 10 cm na dužini par metara (hodnik Pi-14). Prisutan je i u kvarcnim žicama.

Karakteristična je ćelijska struktura gel-pirita po biljnoj materiji (sl. 15), a koloidni pirit je uglavnom nepravilno rasut po ostacima raspršene organske materije, sitnozrn je i nekad pokazuje tipične strukture »orudnjenih bakterija«.

Supergenim raspadanjem pirit se najčešće pretvara u limonit, mada su poznate i pojave pretvaranja u markasit, a taj proces nekad nije išao do kraja.

Galenit je vrlo rasprostranjen mineral u ležištu i van rudnih tela. Količinski je neznatno zastupljen i vrlo se retko makroskopski zapaža, najčešće na ostacima organske materije i u kvarcno-kalcitskim žicama. Često druguje sa pehblendom, tada je vrlo sitnozrn (do 70 μm) i rasut u cementnoj materiji peščara (sl. 35). Galenit često prorasta sa sfaleritom, a znatno ređe sa arsenopiritom. Kada je u krupnijim zrnima javlja se u karakterističnim kristalićima forme heksaedra. Najčešće je mlađi od sfalerita (sl. 40), pirita (sl. 41), arsenopirita, a odnosi sa pehblendom su mu nejasni, po načinu njihovih prorastanja.

Sfalerit je takođe znatno zastupljen, najčešće je u rudi, krupnozrniji je od galenita (sl. 35). Uvek je bez unutrašnjih refleksija, što je karakteristično za niže temperature stvaranja. On potiskuje pirit i ugljevitu materiju, a njega najčešće potiskuje galenit (sl. 40). Nisu zapažena direktna prorastanja sfalerita sa pehblendom.

Halkopirit je najzastupljeniji bakrov mineral u rudištu, vrlo često druguje sa pehblendom. Takođe je stvaran u više generacija, što se zapaža po odnosima sa piritom, sfaleritom, tetraedritom (sl. 42) i galenitom; najmlađa generacija potiskuje tetraedrit. Halkopirit se pretvara u halkozin (sl. 38), kovelin i bornit.

Arsenopirit; je rasprostranjen u ležištu, obično se javlja u idiomorfnim kristalićima (sl. 43). U supergenim uslovima pretvara se u arsenolit (slično piritu u limonit — sl. 44).

Tetraedrit je vrlo čest mineral u ležištu (sl. 42), mada se javlja u neznatnim količinama i to obično kao uklopak u halkopiritu ili ostacima organske materije. Retko se sreću prorastanja sa galenitom. Pirotin je vrlo redak mineral i to samo u vidu inkluzija u petrogenim mineralima, uglavnom u rutilu. Antimonit i molibdenit se javljaju samo u tragovima, obično u blizini orudnjenja, a kobaltit je identifikovan samo mikrosondom.

Oksidaciona zona rudišta

Sekundarni uranovi minerali uglavnom se nalaze u oksidacionoj zoni rudišta, koja nije jasno okonturena (sl. 60). U ovoj zoni dolazi do potpune oksidacije primarnih rudnih minerala i migracije elemenata. Neki metali iz sulfidnih minerala uglavnom migriraju, a neki se jedine sa uranom koji najvećim delom ostaje na mestu gradeći oksidisana rudna tela, koja su istog reda veličine i sadržaja urana kao i primarna. Ova ruda se jasno razlikuje od jalovine i makroskopski po intenzivnoj žuto-narandžastoj boji (ređe zelenoj).

Sekundarni uranovi minerali su pretežno silikati, fosfati, ređe vanadati, sulfati i arsenati uranila i drugih metala. Makroskopski se teško razlikuju mineralne vrste. Rentgenskim ispitivanjima otkriveno je više minerala: *dumontit, torbernit, metatorbernit, autunit,* serija *fosfuranilit-renardit* i *gumiti* (M. Vukasović, 1963). Kasnije su otkriveni: *tjujamunit, francevilit, uranopilit, saleit* i *renardit* (T. Dolenec). Cvetko Markov je takođe još 1960. godine predpostavio da su prisutni *tjujamunit* i *karnotit,* a kasnije navodi i β-*uranotil.*

Dumontit je Pb-uranil fosfat, to je jedan od najrasprostranjenijih sekundarnih uranovih minerala u oksidacionoj zoni rudišta. Nalazi se u vidu skrama po prslinama i pukotinama, kao i u impregnacijama, svetlo-žute, žute do oranž boje. Verovatno je znatna masa oksidisanih rudnih tela izgrađena od dumontita, nekad sa vrlo visokim koncentracijama urana. Najčešće druguje sa mineralima serije fosfuranilit-renardit, torbernitom, autunitom i gumitom.

Serija fosfuranilit-renardit se odlikuje žutom bojom sa zelenom nijansom. Ovi minerali su takođe veoma rasprostranjeni. Karakterističan je promenljiv sastav ovih fosfata, u kojima sem Pb ima i As, pa i Fe i Cu, verovatno kao primese. Renardit je zapažen i u oksidisanim partijama primarne zone ležišta.

Autunit je takođe fosfat Ca i uranila, žuto-zelene je boje sa karakterističnom fluorescencijom, koja ga jasno razlikuje od sličnih minerala. Javlja se u prevlakama i impregnacijama, relativno je redak mineral u odnosu na prethodne. Utvrđeno je da u primesama sadrži Pb, Cu i Fe. Zapažen je i na nižim horizontima.

Torbernit se najčešće javlja u sitnim kristalićima u pukotinama, intenzivno je zelene boje. To je Cu-uranil fosfat. Kada je udružen sa autunitom jasno se razlikuje po otsustvu fluorescencije. Metatorbernit se makroskopski ne razlikuje od torbernita, razlika je samo u kristalnoj rešetki. Oba minerala su malo zastupljena, a nalaze se i u oksidisanim partijama primarnih rudnih tela.

Saleit je Mg-uranilfosfat, koji sa sličnim arsenatom (novocekitom) gradi izomorfnu smešu. U rudištu preovlađuje fosfatna komponenta. Redak je mineral, koji je jasno identifikovan tek u poslednje vreme, mada se na njega sumnjalo i ranije. Razvijen je u vidu žuto-zelenih fluorescentnih prevlaka, a često druguje sa sličnim autunitom i torbernitom. Razvijen je i u dubljim delovima rudišta.

Tjujamunit je Ca-uranil vanadat intenzivne žute boje. Redak je sekundarni uranov mineral u ležištu, verovatno zbog nedostatka vanadijuma. Na njega se sumnjalo da je retko zastupljen u oksidisanim rudnim telima, ali je identifikovan kao najmlađi produkt oksidacije u dubljim nivoima rudišta, u vidu kristalića po prslinama i žilicama. Sličan karnotit (K-uranil vanadat) nije sigurno utvrđen u oksidisanoj zoni, ali je verovatno prisutan. U uslovima obilja vanadijuma, kao na platou Kolorada, ovi minerali su veoma zastupljeni i imaju veliki ekonomski značaj.

Francevilit je takođe vanadat (Ba, Pb) i uranila. Vrlo je redak, nađen je u nepravilnim nagomilanjima sitnih kristalića žuto-zelene do smeđe-žute boje u oksidisanoj žilici uz silifikovano stablo. Nije fluorescentan.

Uranopilit je uranil sulfat u ležištu, srazmerno je čest mineral u prelaznoj zoni rudišta. To je najmlađi uranov mineral, koji se i sada stvara, jer ga opažamo kao prevlake po zidovima hodnika. Oksidacijom sulfida u orudnjenju stvaraju se sulfati, od kojih se u savremeno doba obaraju gips i uranopilit, gradeći prevlake i tanke filmove po zidovima hodnika. Uranopilit se najbolje zapaža po fluorescenciji. Svež je žuto-zelen, a dehidratacijom postaje žut i prelazi u meta-uranopilit. Tadej Dolenec je (1979b) identifikovao još zipeit i johanit, takođe recentne uranil sulfate.

Gumiti su najčešće smeša neidentifikovanih minerala, različite boje: žute, narandžaste, zeleno-maslinaste i crvenkaste (kao limoniti). Momčilo Vukasović (1963) pod gumitima podrazumeva prvu etapu alteracije pehblende, kao smešu hidratisanih oksida i silikata uranila, koji se javljaju kao skrame zemljastog izgleda. Dolenec T. pod gumitima podrazumeva konačnu fazu oksidacije i hidratacije pehblende, kao neku vrstu uranovih limonita. Ovi minerali su veoma rasprostranjeni u svim delovima rudišta. Verovatno je najveća masa oksidisanih rudnih tela izgrađena od gumita. Dolenec T. je (1980) identifikovao uranofan i β-uranofan, koji su Ca-uranil silikati.

U ležištu postoje još neidentifikovani sekundarni uranovi minerali, jedan je fluorescentan i sličan Pb hidratisanom uranatu vanderdriehitu, drugi je oranžno-smeđi, radijalno-zrakasti mineral, sličan Bi uranatu uranosferitu.

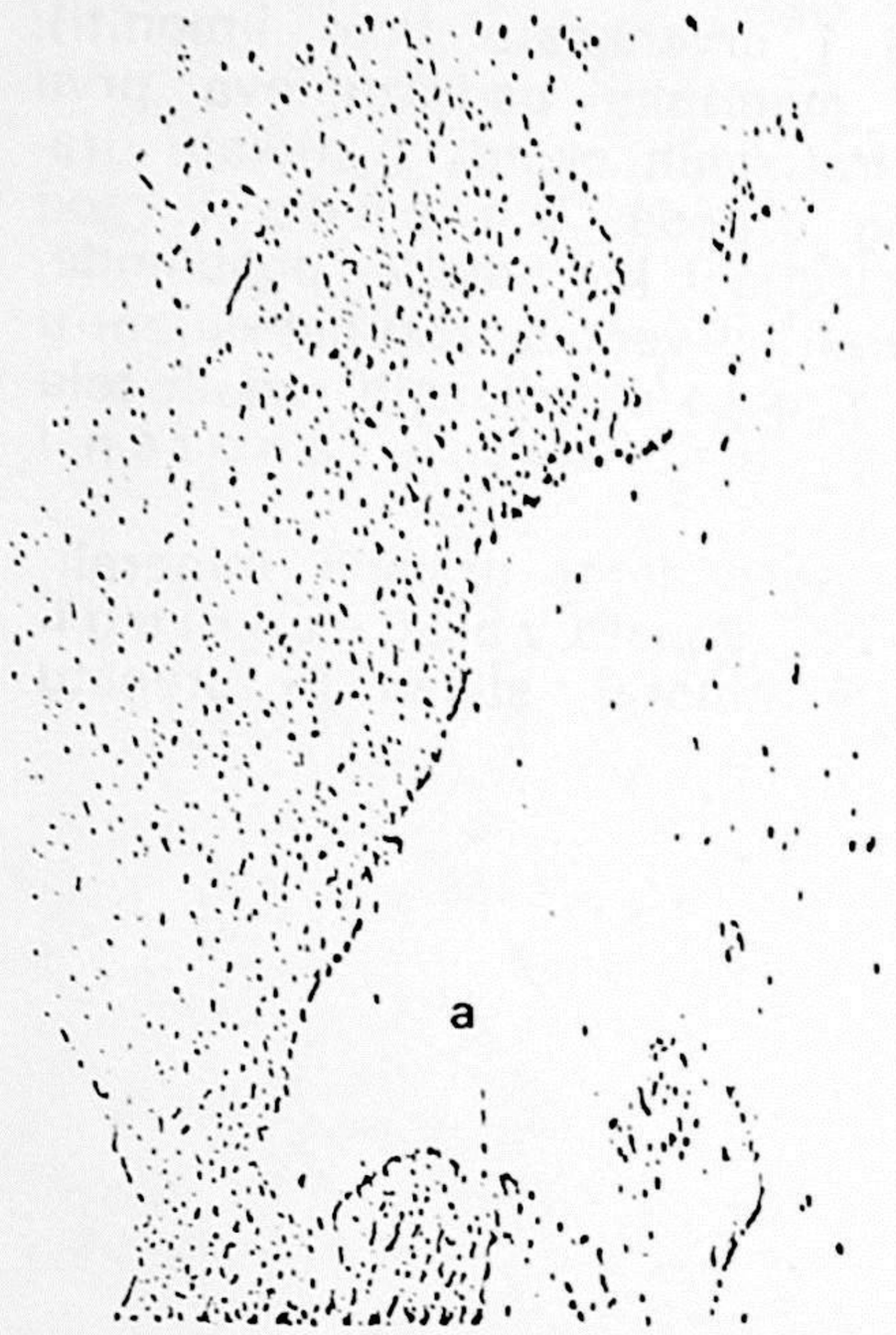
Struktura orudnjenja

Osobina uranovog orudnjenja da se makroskopski ne razlikuje od sterilnih sivih peščara umnogome je otežala istraživanja, u smislu vizuelnog praćenja kontinuiteta bogatije ili siromašnije orudnjenih partija. Instrumentalna detekcija uranovog orudnjenja nije nikad mogla adekvatno da zameni vizuelno posmatranje. Tako su ostale skrivene strukturne osobine uranove mineralizacije.

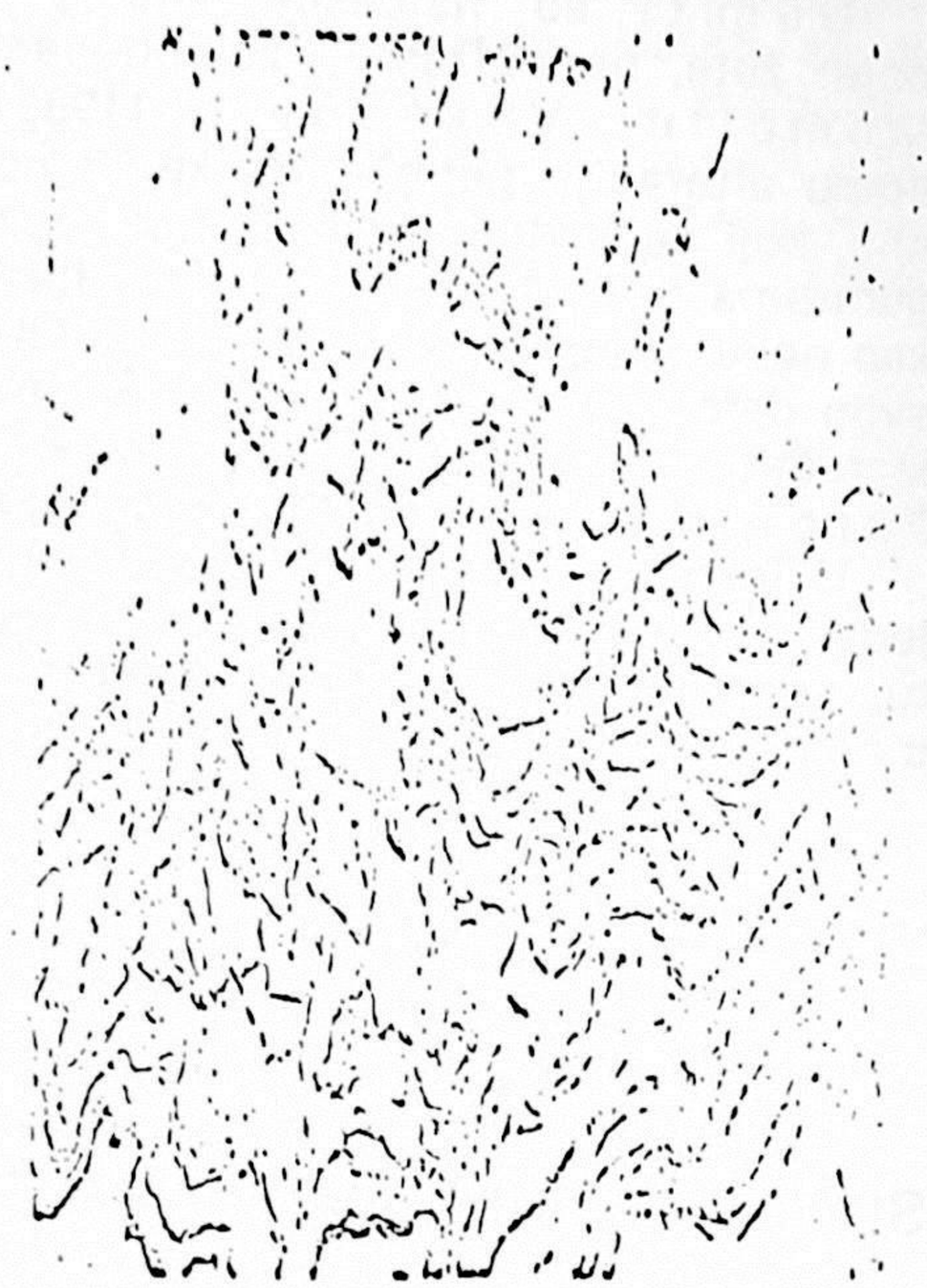
Sekundarna uranova mineralizacija se veoma dobro makroskopski zapaža, čak i kod relativno niskih koncentracija. Međutim, sekundarna migracija urana je dovela do bitno drugačijeg rasporeda uranovih minerala, koji su sada prvenstveno raspoređeni po rupturnim površinama (uključujući i klivaž) u vidu prevlaka, skrama, asocijacije kristalića po geodama i slično. Od primarnih strukturnih oblika ostale su samo impregnacije u celoj masi orudnjenja, nekad se zapaža trakasta nagomilanja paralelna slojevitosti.

Već u prvim danima istraživanja podelio sam rudu na dva strukturna tipa: masivnu i trakastu, a ta podela ostala je do sada neprevaziđena, jedino je bolje determinisana prva.

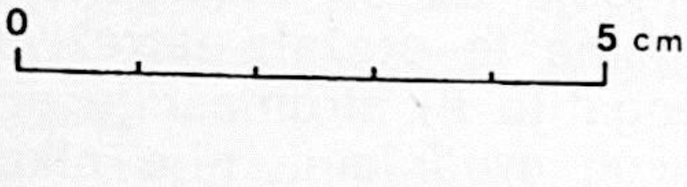
Masivni tip rude je osnovni, najveća masa orudnjenja (preko 80%) pripada ovom tipu. Rudni minerali su raspoređeni u vidu impregnacija u cemetnoj materiji peščara i konglomerata, neravnomerno. Oduvek sam smatrao da su rudni minerali po pravilu raspoređeni paralelno slojevitosti, kao pravcu maksimalne propustljivosti rudonosnih rastvora, a to je jedino bilo vidljivo kod trakaste i sekundarne rude. Bušenjem rudnih tela sa visokim koncentracijama urana u smeru slojevitosti (minske rupe) utvrđeno je da u rudnom telu ovoga tipa postoje neorudnjene partije.



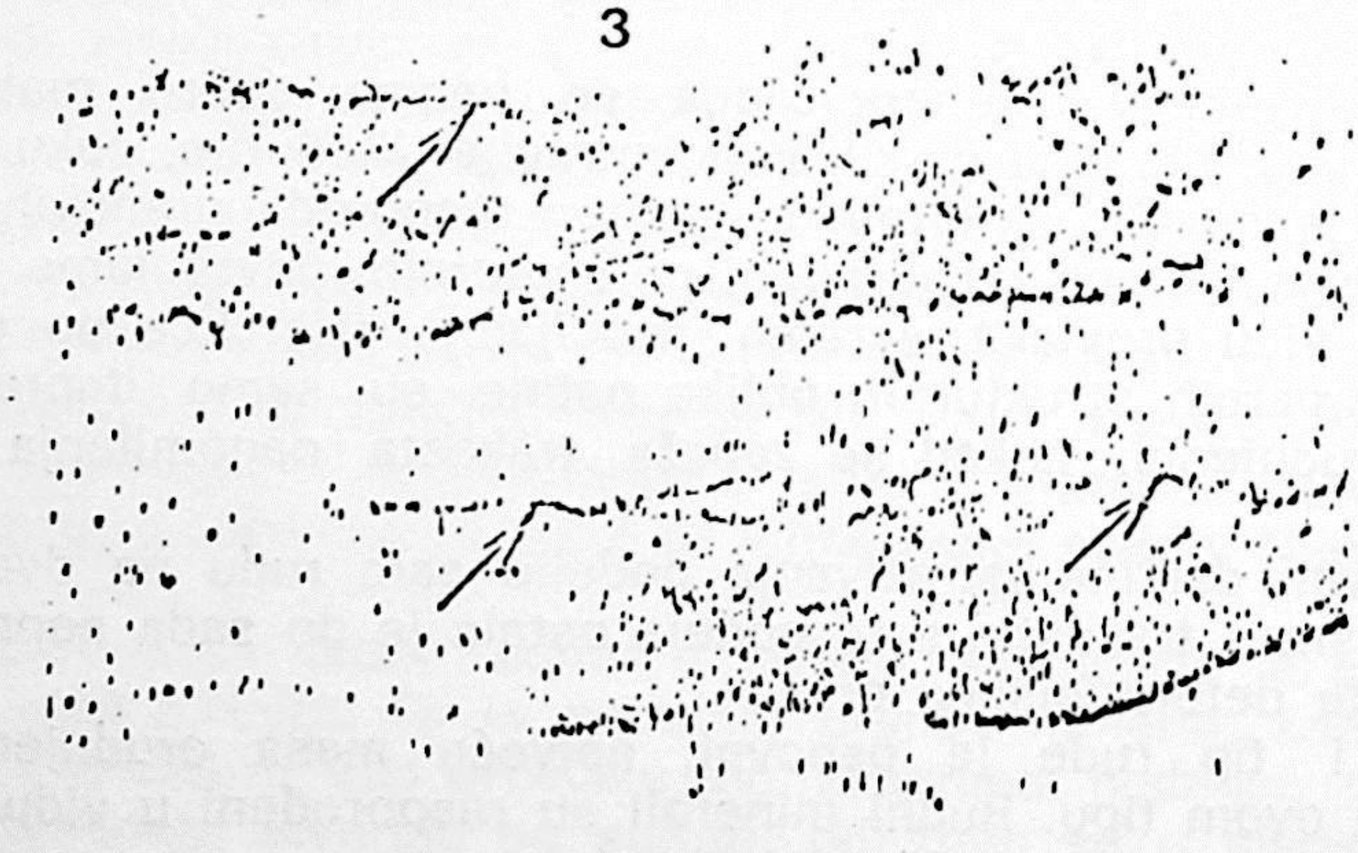
1



2



3



Sl. 46

Autoradiografija koncentracija alfa-emitera (crno).
1 — sivi srednjezrni peščar, kontakt sa sivim alevrolitima (a); 2 — antracit; 3 — sivi srednjezrni peščar, strelice pokazuju klivaž (sa sekundarnim uranovim mineralima).

Masivna forma orudnjenja makroskopski nije davala nikakvih obeležja bilo kakvih strukturnih detalja, ruda se jednostavno ni po čemu nije razlikovala od neslojevitih sterilnih peščara, niti radiometrijski podaci nisu davali nikakvih dopunskih strukturnih obeležja.

Rudni minerali su najčešće bili asocirani u nizovima, odnosno- mikro-trakama, delimično vidljivim u mikroskopu. Koncentracija urana u masivnoj rudi bila je u funkciji gustina tih traka, a njihova maksimalna gustina je davala ekstremno bogatu rudu. Delimično se moglo bušiti između orudnjenih traka, te se bušenjem u pravcu slojevitosti dobijali neadekvatni podaci o koncentraciji urana u orudnjenju. Bilo je slučajeva da oprobavanje minskih rupa po slojevitosti pokazuje siromašnu mineralizaciju, a otkopana ruda je bogata oko 0,2% U (otkop H-291 II — V. O m a l j e v, 1972. — sl. 29).

Struktura orudnjenja isipitivana je autoradiografski (T. B u d k o v i č, i dr., 1978), u razmeri 1 : 1. Utvrđeno je da su masivna rudna tela heterogenih koncentracija urana. Orudnjenje je grupisano u »gnezda« u prosečnoj veličini 20 dm^2, koja se nalaze u skoro sterilnom sivom peščaru. Uranovi minerali po pravilu slede laminaciju, tj. nalaze se u trakama, a to izaziva maksimalnu kontrasnost već i u okviru uzorka ispitivanja. Smenjivanjem granulacija sivih klastičnih sedimenata menjaju se i koncentracije urana. Utvrđeno je zakonito smanjivanje koncentracija urana u alevrolitskim granulacijama gde su koncentracije uvek ispod 200 ppm U (sl. 46).

Antracitska sočiva mogu da sadrže ekstremno bogate koncentracije urana, ali samo u slučaju kada je pirit otsutan.

Migracije urana (ili njegovih radioaktivnih potomaka) su u granicama uzoraka, a nekad su i u klivažnim pukotinama (sl. 46). Ove sekundarne migracije urana su posledica procesa oksidacije (u početnoj fazi) kada minimalna količina urana migrira u slobodne prostore u rupturama. Tu dolaze i procesi savremene preraspodele urana, u smislu cementacione zone ispod nivoa podzemnih voda.

Utvrđeni su α-tragovi i u nekim valucima, to je verovatno singenetski uran (ili torijum) koji se nalazi u neizomorfnoj formi u petrogenom mineralu, postao u hipogenim uslovima.

T r a k a s t i tip rude je zastupljen u slučaju da su orudnjeni laminirani peščari različite granulacije, a lamine se zapažaju prvenstveno po svetlijoj ili tamnijoj boji (sl. 45). U ovom slučaju moguće je čak i makroskopski pratiti orudnjene lamine, no o stepenu orudnjenosti sudimo samo na osnovu merenja radioaktivnosti. Po pravilu su sitnozrnije lamine tamnije obojene (sl. 45), verovatno zbog većeg sadržaja ugljenisane organske materije, ili veće zastupljenosti sericitisanih minerala glinovitog matriksa. Najčešće koncentracije urana nisu jasno vezane niti za tamnije, niti za svetlije lamine. To znači da prisutne mikro-trake sa pehblendom se niti u

---

Fig. 46

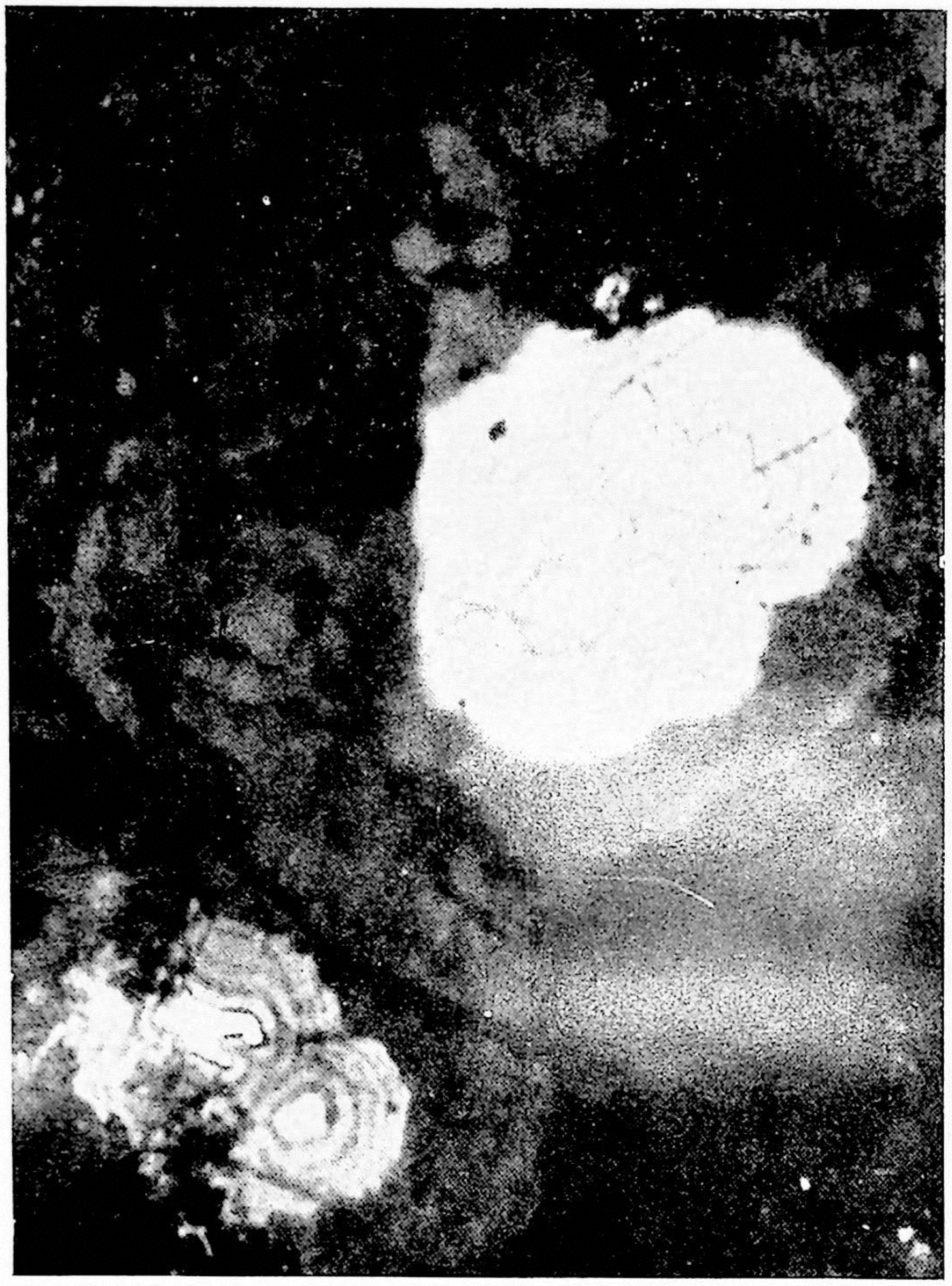
Autoradiography of concentrations of the alpha emissive (black).
1 — grey medium-grained sandstone, contact with grey siltstone (a); 2 — antracite; 3 — grey medum-grained standstone, clevage with arrows (with secondary uranium minerals).

Sl. 38
Pehblenda (tamno siva) sa halkozinom (svetlo siv, zonaran). U halkozinu očuvani ostaci halkopirita (beo). Nikoli //, povećanje 297 x, imerzija.

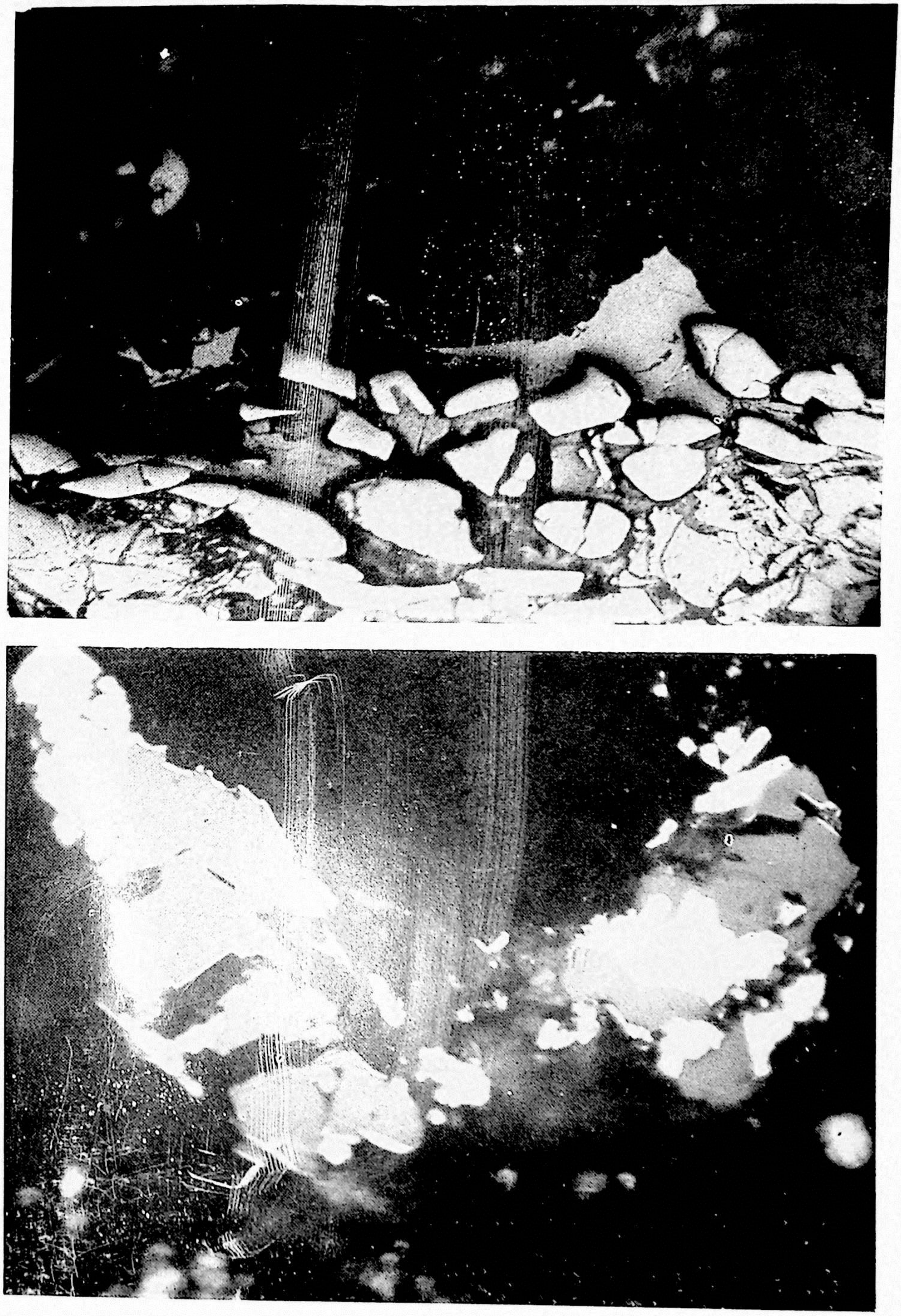
Fig. 38
Pitchblende (daark grey) with chalcocite (light grey, zonal). The residuals of chalcopyrite (white) preserved in chalcocite. Nicolo //, magn. 297 x, immersion.

Sl. 39
Pehblenda (siva) sa piritom (belo). Povećanje 120 x.

Fig. 39
Pitchblende (grey) with pyrite (white). Magn. 120 x.







Sl. 40
Galenit (beo) potiskuje sfalerit (siv). Nikoli //, povećane 92 x, imerzija.

Fig. 40
Galena (white) replacing sphalerite (grey). Nicolo //, magn. 92 x, immersion.

Sl. 41
Galenit (svetlo siv) zamenjuje (cementuje) pirit (beo, reljefan) i antracit (tamno sivo). Nikoli //, povećanje 93 x.

Fig. 41
Galena (light grey) replacing (cemented) pyrite (white, with relief) and antracite (dark grey). Nicolo //, magn. 93 x.

ovom slučaju ne mogu zapaziti makroskopski. Prognoze koncentracija urana na osnovu tamnije boje nikad nisu pouzdane bez instrumentalne detekcije. Kada je stepen orudnjenosti utvrđen, može se makroskopski »prepoznavati« orudnjenje, ali samo u okviru konkretnog rudnog tela.

Raspored korisne komponente u orudnjenju

Ne gledajući strukturno-teksturne karakteristike orudnjenja (što je ustvari sivi peščar), za nas je od primarnog značaja karakter rasporeda korisne komponente u orudnjenju. Na osnovu instrumentalnih informacija o koncentracijama urana, možemo posmatrati geostatističku strukturu rasporeda urana u prostoru koji okonturujemo kao rudno telo (V. O m a l j e v, 1977a, 1977b). To je ustvari već pomenuto predstavljanje orudnjenja preko izolinija određenih koncentracija.

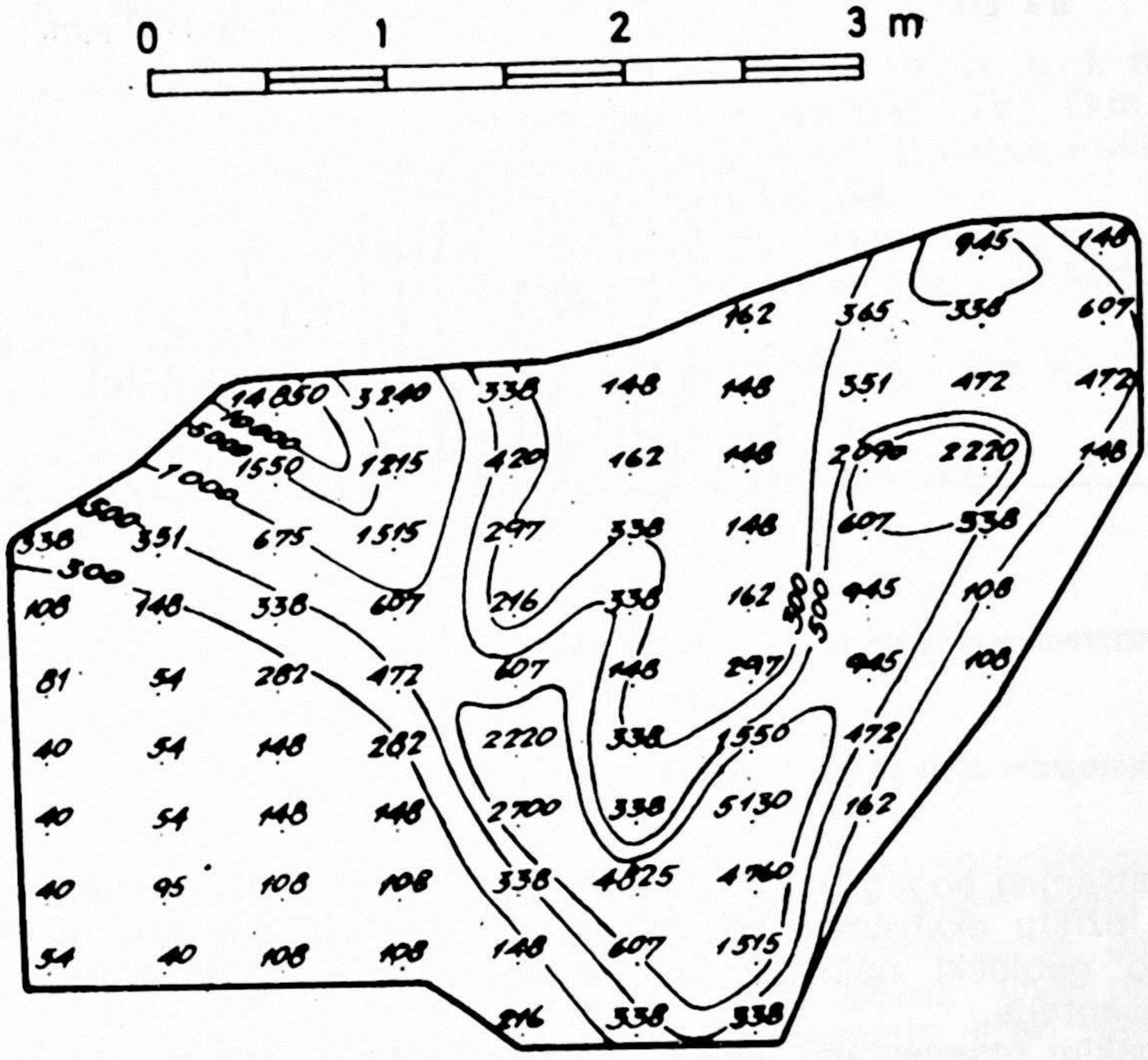
Globalni raspored urana u rudnim telima ispitivan je probnim otkopavanjem u okviru prethodnog eksploatacionog istraživanja (V. O m a l j e v, 1969, 1971b, 1972). Zbog veoma složenog (vijugavog) oblika rudnih tela, otkopi su zahvatali i znatnu količinu jalovine (sl. 29, sl. 47, i sl. 52).

Struktura rasporeda urana u orudnjenju u suštini je zonarnog karaktera, što je prisutno na svim profilima kroz orudnjenje. Ova zonarnost je isključivo funkcija rasporeda uranovih minerala i nema veze sa epigenetskom zonalnošću promena okolnih stena, niti sa koncentracijama pratećih elemenata, što nije prisutno u rudištu.

Raspored rudnih minerala je veoma neravnomeran, a to izaziva veoma složenu strukturu izolinija. Oblik orudnjenja je takođe veoma složen i varijabilan, a svakako je uslovljen faktorima koji su kontrolisali odlaganje rudnih minerala. Velika heterogenost litološkog sastava i strukturno-teksturnih obeležja stena bitno su uticali na promene faktora koji su kontrolisali obaranje urana iz rastvora. Strukturni oblici rasporeda urana mogu imati veoma različite forme, pa i zdelaste (sl. 47). Svaka konkretna forma je bila zavisna od faktora koji su uslovili promenljivost režima redukcije urana i njegovog obaranja iz rastvora. Kao što je ranije dokumentovano, najvažniju ulogu su imale forme erozionih kontakata i oblik paleotokova.

Varijacioni raspon orudnjenja je veoma veliki, od 20 do preko 50.000 ppm U (maksimum je oko 77.000 ppm — sl. 53). Raspodela urana uopšte je levoasimetrična i pokorava se logaritamskom zakonu (V. O m a l j e v, 1978b, 1978c).

Raspodela urana u orudnjenju jednog rudnog tela prikazana je dvojnim histogramom relativnih frekvencija orudnjenja, a naročito urana. Krive gustina bile bi po pravilu multimodalne, što je posledica postojanja mnogobrojnih parcijalnih populacija u vidu različitih generacija (po starosti) korisnih uranovih minerala, prvenstveno pehblende i kofinita. Interesantno



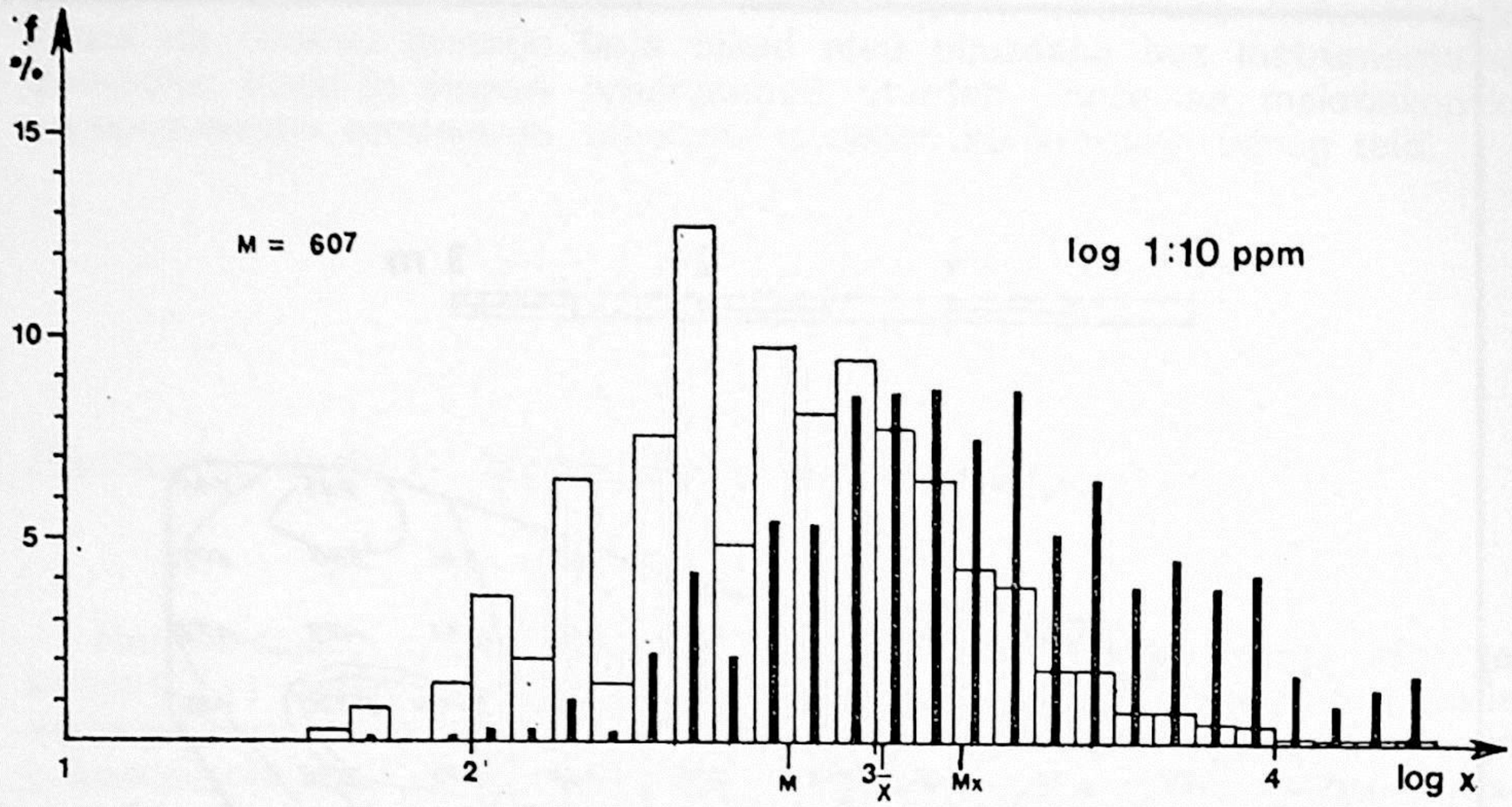
ŠREDNJI SADRŽAJ $C = \frac{\Sigma c}{n}$

CELO RADILIŠTE $C = \frac{68\,678}{82} = 837$ gr/t U

RUDA $C_1 = \frac{63\,356}{43} = 1473$ gr/t U

Sl. 47
Zdelasta forma uranovog orudnjenja u sivom srednjezrnom peščaru, verovatno kao posledica forme erozionog kanala.

Fig. 47
Dish-like form of the uranium mineralization in grey medium-grained sandstone, probably caused by the form of the erosional channel.



Sl. 48
Dvojni histogram raspodele urana u rudnom telu V-1.

Fig. 48
The dual histogram of uranium distribution in the ore-body V-1.

je da ekstremno bogata ruda ne izaziva neki naročiti ekscentricitet. Jasno je da u ležištu ekstremno bogata ruda predstavlja parcijalnu populaciju, verovatno geološki najmlađu, a svakako metalogenetski (i ekonomski) najinteresantniju.

Geološkim otsecanjem jalovine (V. O m a l j e v, 1977b) krive gustine dobijaju prirodniji oblik, a to bi se moglo postići pažljivijim otkopavanjem sa ostavljanjem oko 20% materijala jalovine.

Kontrasnost orudnjenja

Stepen neravnomernosti korisne komponente u orudnjenju može se iskazati i koeficijentom kontrasnosti (L. Č. P u h a l j s k i j, 1963), koji je dobijen izučavanjem radiometrijske kontrasnosti za potrebe radiometrijske separacije uranove rude. Pri uslovima idealnog procesa separacije definisana je radiometrijska kontrasnost P kao funkcija prirodne raspodele urana. U ovoj funkciji je izražen ekstrem, koji određuje optimalne uslove radiometrijske separacije. Ruda sa ravnomernim sadržajima urana neće imati ekstrem, odnosno ekstrem se nalazi na vrednosti 1 (100%). Na osnovu veličine ekstrema P_{max} (L. Č. P u h a l j s k i j je dao klasifikaciju uranovih ruda na osnovu kontrasnosti:

	P_{max}
1. Nekontrasne rude	1
2. Slabo kontrasne rude	1 do 1,1
3. Umereno kontrasne rude	1,1 do 1,25
4. Visoko kontrasne rude	1,25 do 1,5
5. Osobito visoko kontrasne rude	1,5 do 2

Na osnovu analiza kontrasnosti svih rudnih intervala u I rudonosnom paketu, više puta je određivan granični sadržaj (V. O m a l j e v, 1975 b, 1976) za okonturenje rudnih tela (0,03% U). Uranova ruda je bila u klasama umereno i visoko kontrasnih ruda (sl. 49).

Slični proračuni za otkopana rudna tela su dala umereno i visoko kontrasne rude (V. O m a l j e v, 1967c, 1969) urana, što je karakteristično za orudnjenje I paketa.

Visoka kontrasnost uranove rude ovoga ležišta je značajna metalogenetska karakteristika.

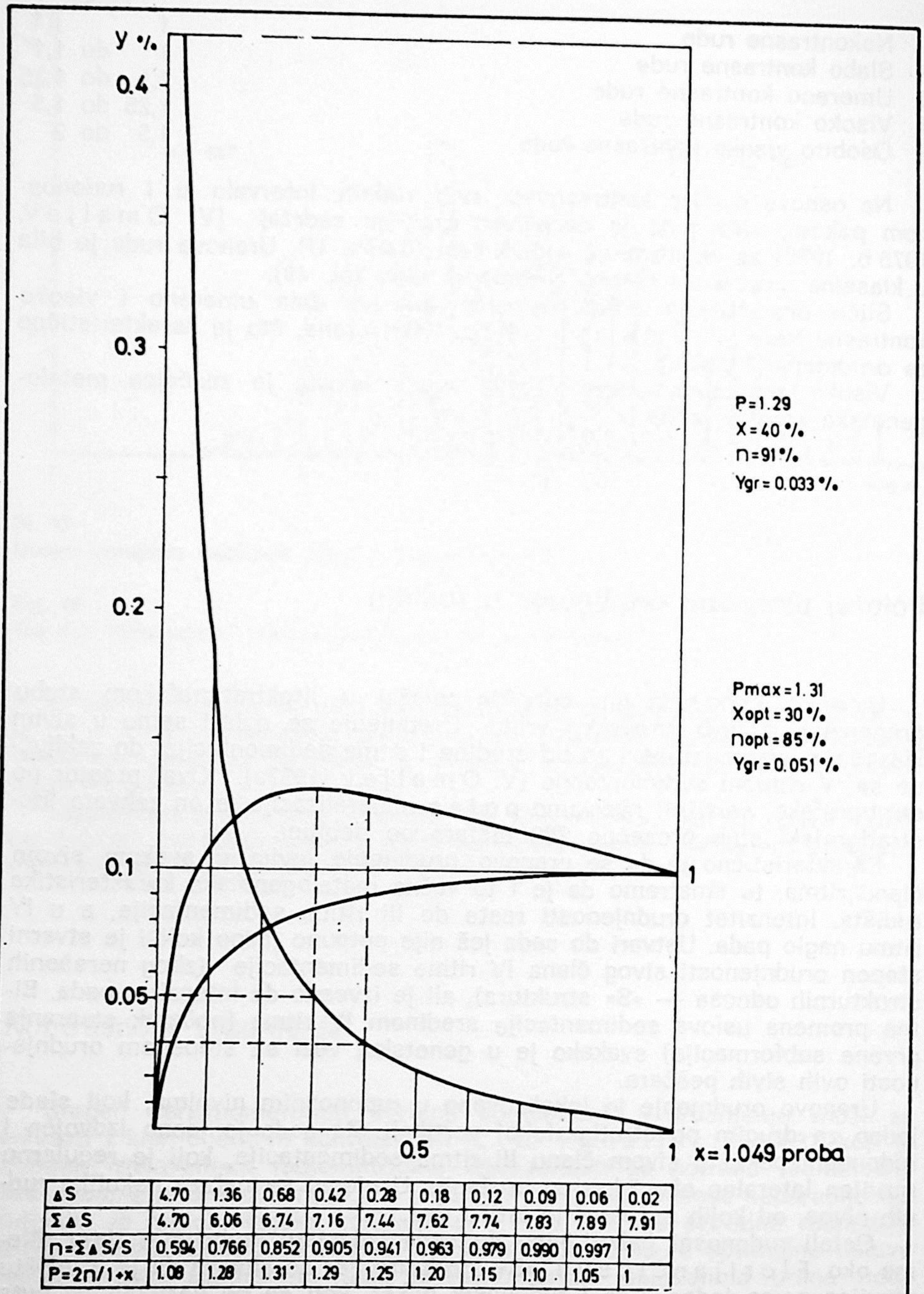
Položaj uranovog orudnjenja u rudištu

Uranovo orudnjenje ima određen položaj u litostratigrafskom stubu gredenskih slojeva Žirovskog vrha. Orudnjenje se nalazi samo u sivim klastičnim sedimentima i to od sredine I ritma sedimentacije, do zaključno sa IV ritmom sedimentacije (V. O m a l j e v, 1967a). Ovaj prostor po stratigrafskoj vertikali nazivamo p o j a s mineralizacije, a on zahvata litostratigrafski stub prosečno 200 metara po debljini.

Karakteristično je da se uranovo orudnjenje javlja u svakom sivom članu ritma, te smatramo da je i to važna metalogenetska karakteristika rudišta. Intenzitet orudnjenosti raste do III ritma sedimentacije, a u IV ritmu naglo pada. Ustvari do sada još nije potpuno jasno koliki je stvarni stepen orudnjenosti sivog člana IV ritma sedimentacije (zbog nerešenih strukturnih odnosa — »S« struktura), ali je izvesno da intenzitet pada. Bitna promena uslova sedimentacije sredinom IV ritma (početak stvaranja crvene subformacije) svakako je u genetskoj vezi sa stepenom orudnjenosti ovih sivih peščara.

Uranovo orudnjenje je lokalizovano u rudonosnim nivoima, koji slede jedan za drugim po stratigrafskoj vertikali. Za sada je jasno izdvojen I rudonosni paket u sivom članu III ritma sedimentacije, koji je regularno razvijen lateralno oko 2 km po pružanju. U njemu se nalaze nekoliko rudnih nivoa, od kojih se naročito ističu dva.

Ostali rudonosni paketi nisu do sada izdvojeni, uglavnom zbog dilema oko F l o r i j a n č i č e v e »S« strukture, jer se smatra da je u ležištu razvijen samo jedan, i to I rudonosni paket, koji se po vertikali tri puta ponavlja. Moja ranija interpretacija je da su u tom delu ležišta razvijeni sekundarni nabori osnovne naborne strukture, ali ponavljanje I paketa po



ΔS	4.70	1.36	0.68	0.42	0.28	0.18	0.12	0.09	0.06	0.02
ΣΔS	4.70	6.06	6.74	7.16	7.44	7.62	7.74	7.83	7.89	7.91
n=ΣΔS/S	0.594	0.766	0.852	0.905	0.941	0.963	0.979	0.990	0.997	1
P=2n/1+x	1.08	1.28	1.31	1.29	1.25	1.20	1.15	1.10	1.05	1

dubini nije takvog obima. Jasno je da postoji ponavljanje I paketa (sl. 8), ali je ono ograničenih razmera, te se po dubini nalaze drugi rudonosni paketi u II i verovatno i u I ritmu sedimentacije. Ovaj problem ima suštinsko značenje za ležište, ali dalje razmatranje nije predmet ove monografije.

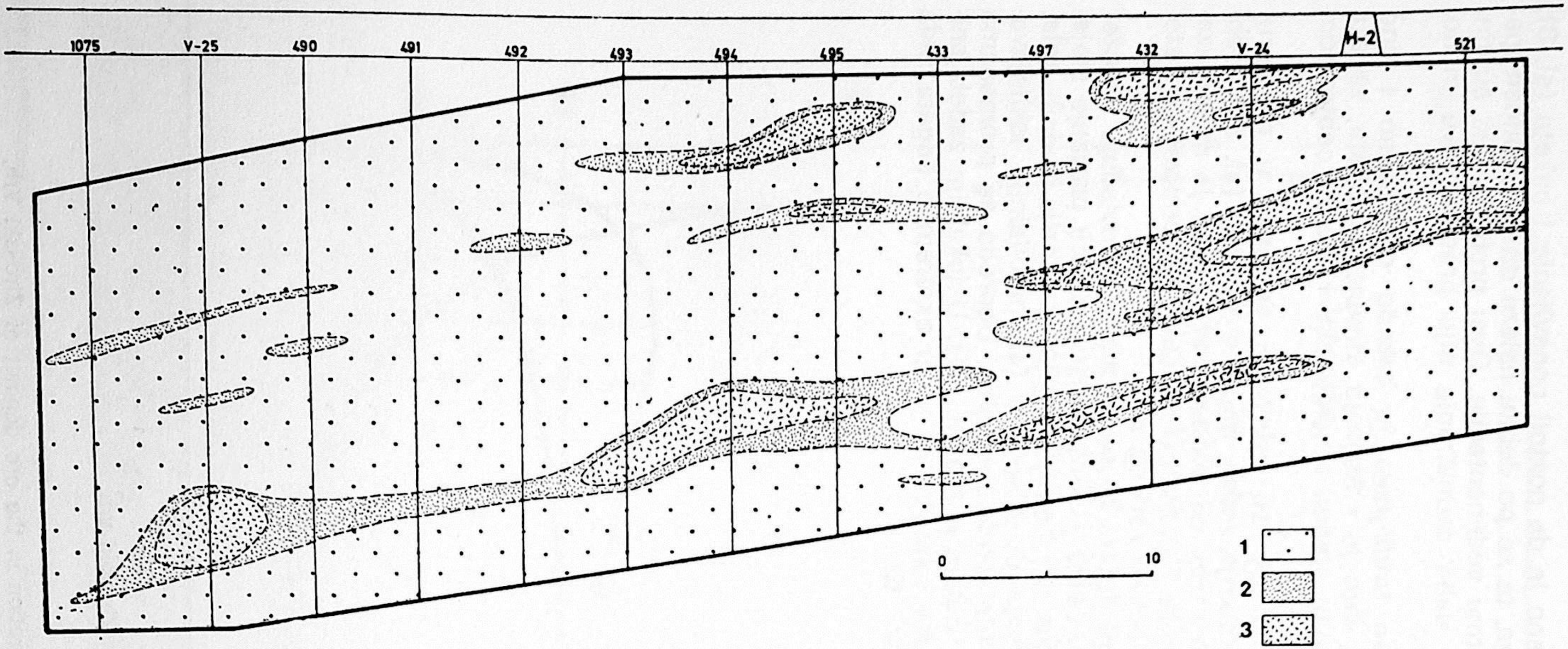
Laterarno razviće uranovog orudnjenja je takođe ograničeno i ono praktično prestaje. Na sl. 5 dato je shvatanje dimenzija rudišta, zapaža se takođe zonarna građa u kojoj stepen orudnjenosti raste ka centralnom delu ležišta.

Konture orudnjenja i rudnih tela su uglavnom saglasne u prostoru, tako da mineralizacija uvek obavija rudno telo kao omotač (sl. 50). Debljina ovog omotača uglavnom zavisi od kontrasnosti, nekad je mineralizacija veoma tanka, a nekad može biti znatne debljine. Mineralizacija i sterilni peščari se mogu naći i unutar rudnog tela.

Rudna tela su približno pločaste forme, obično preovlađuju izduženost u nekom smeru (sl. 31), često je izduženost u smeru pružanja slojeva ili je dijagonalna. Debljina je najvarijabilnija dimenzija rudnih tela, smenjuju se lokalna zadebljanja ili istanjenja (sa parcijalnim isklinjavanjem), tako da se nekad dobije forma brojanice. Uporedo sa promenama debljine menjaju se i koncentracije urana (sl. 51). U lokalnim zadebljanima se po pravilu nalazi bogata ruda, a ako je tu ekstremno bogata ruda kontrasnost je maksimalna (sl. 52).

Sl. 49
Konstrasnost uranove rude ležišta Žirovski vrh.

Fig. 49
Contrast of the uranium mineralization in the ore deposit of Žirovski Vrh.



Sl. 50

Kontinuitet uranovog orudnjenja po padu sivih gredenskih slojeva, okontureni deo I rudnog paketa ležišta Žirovski vrh.
1 — sivi peščar; 2 — mineralizacija urana; 3 — ruda urana.

Fig 50

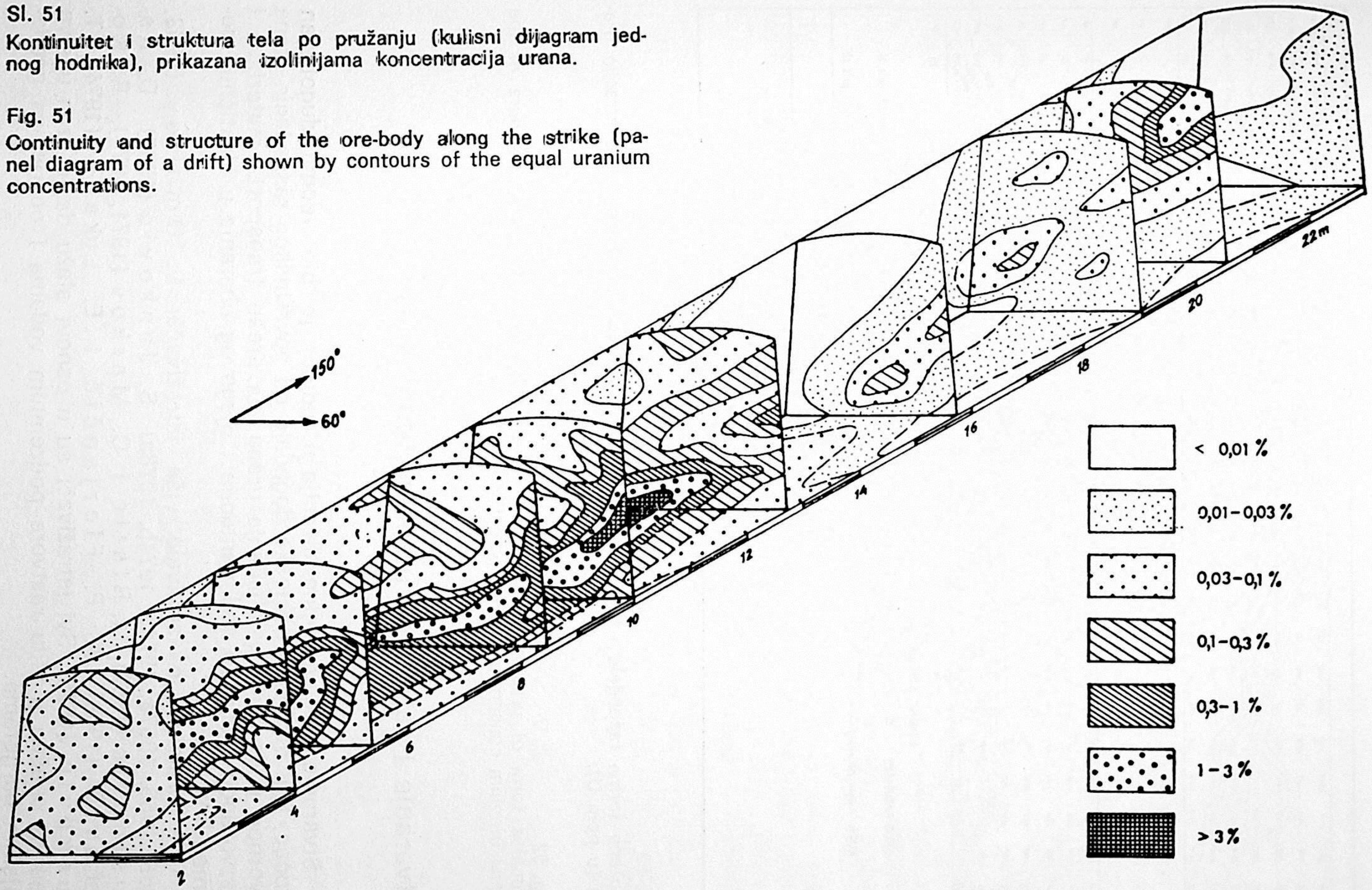
Continuity of the uranium mineralization along the dip of the Val Gardena strata, the outlined part of the I mineralized packet in the ore deposit of Žirovski Vrh.
1 — grey sandstone, 2 — mineralization of uranium, 3 — uranium ore.

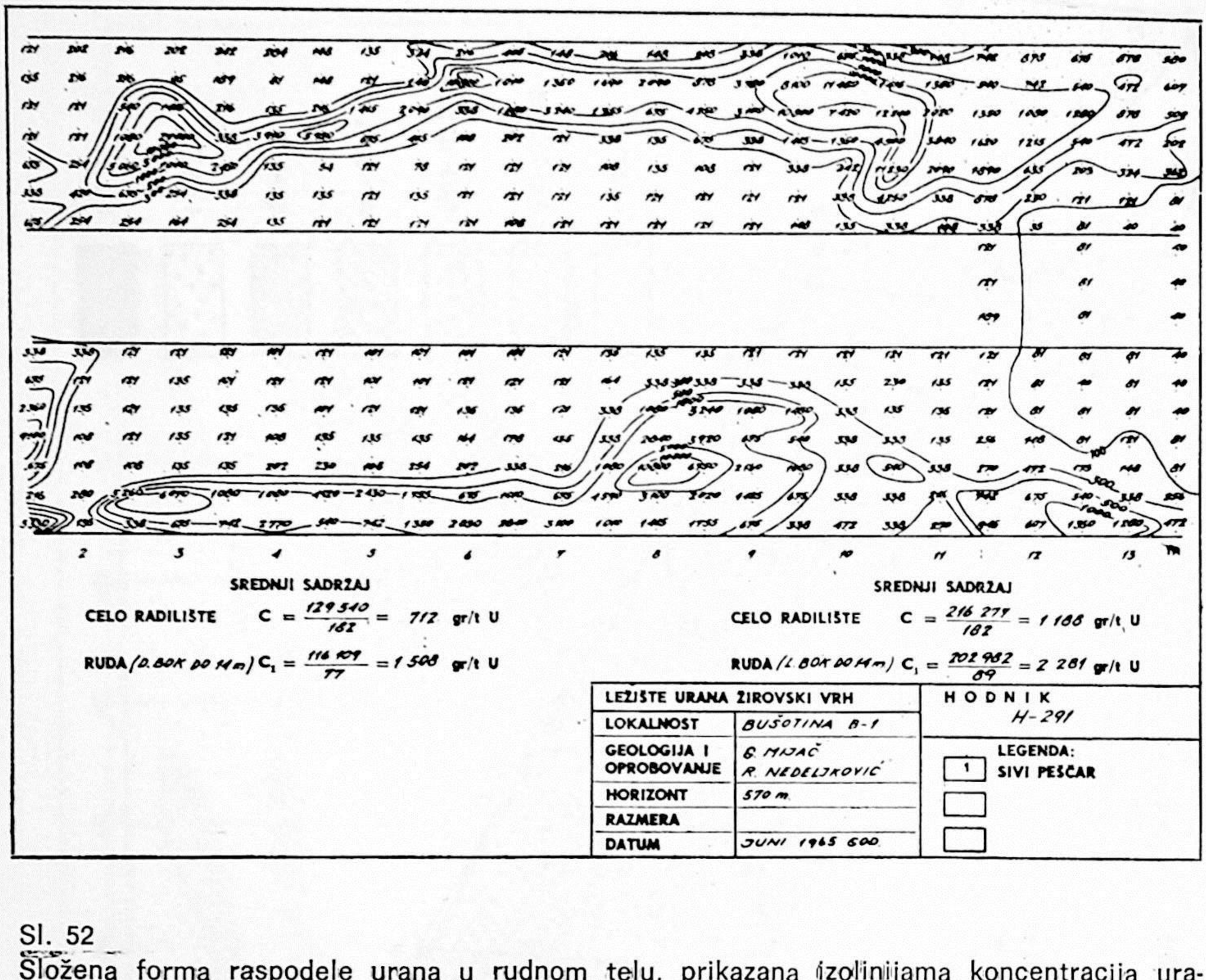
Sl. 51

Kontinuitet i struktura tela po pružanju (kulisni dijagram jednog hodnika), prikazana izolinijama koncentracija urana.

Fig. 51

Continuity and structure of the ore-body along the strike (panel diagram of a drift) shown by contours of the equal uranium concentrations.





Sl. 52
Složena forma raspodele urana u rudnom telu, prikazana izolinijama koncentracija urana (u ppm U).

Fig. 52
Complex form of uranium distribution in the ore-body displayed by contours of the equal uranium concentrations (in ppm U).

Stvaranje i razmeštaj uranovog orudnjenja

Stvaranje uranove mineralizacije u rudištu je bio veoma dugotrajan proces, koji obuhvata geološke događaje od površinskog raspadanja stena izvornog područja i oslobađanja urana, pa preko transporta materijala i rastvorenog urana do sedimentacije i njegovog obaranja u klastičnim sedimentima.

Ove procese je ispitivalo više istraživača: V. Omaljev (1963, 1965, 1966, 1967a, 1974a, 1974b, 1978a) S. Janković (1965), D. Radusinović (1967), M. Ristić i C. Markov (1971, 1974), R. Kovačević (1968), A. P. Florjančič i E. Lukacs (1974), T. Budkovič (1978). Svi istraživači su u osnovi slažu da je uran u sive klastite unošen u vidu rastvora podzemnim vodama i obaran na geohemijskim barijerama.

Već u prvim godinama istraživanja ležišta Žirovski vrh dao sam osnove geneze uranove mineralizacije (V. Omaljev, 1963), a kasnije geneza je obrađena detaljnije (V. Omaljev, 1967a). U ovoj monografiji su uzeti u obzir svi rezultati istraživanja (teoretski, laboratorijski i terenski) za objašnjenje postanka uranove mineralizacije, polazeći od svoje prvobitne koncepcije jedinstva procesa stvaranja gredenskih slojeva Žirovskog vrha i uranove mineralizacije u njima.

Vreme stvaranja orudnjenja, kod drugih autora je uglavnom sporno kao i detalji samog obaranja urana iz rastvora. Radovan Kovačević naglašava unošenje urana u sedimente još za vreme singeneze, a kasnije preraspodele dovode do njegovog koncentrisanja u rudna tela. Slobodan Janković težište stavlja na infiltracione procese unošenja i koncentrisanja urana u rudna tela. Dušan Radusinović naglašava epigenetsko unošenje urana u već formirane stene rudišta, verovatno i iz primarnih juvenilnih izvora, a proces je završen pojavom metamorfizma, kada je jedan deo urana migrirao iz organske materije. Milan Ristić težište stavlja na dinamometamorfne procese, prvobitno je to bilo infiltraciono ležište, a orudnjenje je koncentrisano frakcionisanjem urana iz organske materije koja prelazi u antracit, te se formiraju rudna tela.

Jasno je da rudište urana Žirovski vrh pripada egzogenom tipu uranovih ležišta u peščarima, a vreme unošenja urana i drugih metala u stene rudišta je delimično bilo već u vreme singenetskih procesa, a pretežno u vreme dijagenetskih procesa. Tada se vrši preraspodela i koncentrisanje uranove mineralizacije, što dovodi do formiranja rudnih tela.

Procesi preraspodele urana počinju stvaranjem redukcionih uslova u sredini, a to se ostvaruje tek delimičnim zatvaranjem sistema, koji ostaje otvoren samo za podzemne vode koje kroz njega protiču. To je ostvareno sedimentacijom relativno debljeg alevrolitskog pokrivača poloja (A. Grubić i dr., 1975) stvaranog na poplavnim ravninama.

Zahvaljujući prisustvu značajnih količina ostataka biljne materije, razvijaju se anaerobni uslovi sa heterotrofnim bakterijama, od kojih su najznačajnije sulfatredukujuće bakterije (J. Solnoki, i dr., 1966) roda *Desulfovibrio,* koje proizvode vodonik sulfid. Život ovih mikroorganizama je ograničen u smislu povećanih temperatura zbog tonjenja sedimenata (M. L. Jensen, 1958). Druge takođe značajne bakterije proizvode slobodni vodonik (A. I. Pereljman, 1972). Sredina se ovim i drugim gasovima (ugljovodonici) kontaminira i postaje izrazito redukciona.

Veoma heterogeni litološki sastav sivih klastita uslovljava veoma različite koncentracije redukujućih materija, kao i veoma različitu brzinu kretanja rastvora (podzemnih voda). Alevrolitske i sitnozrne interkalacije otežavaju i skreću tokove podzemnog strujanja rastvora, tako da se oni prvenstveno kreću po sredinama sa većom propustnom sposobnošću.

Rudonosni rastvori na svom putu povremeno nailaze na redukcione geohemijske barijere, gde su procesi redukcije metaličnih jonova naročito intenzivni (A. I. Pereljman, 1968). Uran se u rastvoru nalazi pretežno kao uranil-karbonatni kompleksni anjon, a podređeno je u drugoj formi (npr. uranil-sulfatni kompleks). Karbonatni kompleksi uranila su relativno stabilni u uslovima neutralnog ili slabobazičnog rastvora, a naročito su osetljivi na promene parcijalnog pritiska CO_2. Da bi redukcija U^{6+}

uopšte mogla teći, potrebna je prvo razgradnja uranil-karbonatnih kompleksnih anjona.

Obaranjem karbonata iz rastvora u procesu cementacije sivih klastičnih sedimenata dolazi do pada parcijlnog pritiska CO_2, narušava se stabilnost pH i Eh čija vrednost opada do —300 mV, a delimično i više. Promena ova tri činioca bitno utiču na proces redukcije U^{6+} do U^{4+}, nakon ovih procesa uran počinje da se obara zbog male rastvorljivosti njegovih četvorovalentnih jedinjenja. Potrebno je naglasiti da se po G. B. Naumovu i dr. (1960) redukcija uranila vrši posredstvom fero-jona koji se tom prilikom oksidiše u feri-jon (Fe je uvek tipomorfan elemenat), koja je intenzivna u bazičnoj sredini (rastvori su pretežno slabobazični, sa pH oko 8).

Uran se iz rastvora obara ili u vidu oksida UO_2 kao pehblenda, ili odmah reaguje sa prisutnim elementima dajući složenija jedinjenja, prvenstveno silikate sodiit-kofinit sistema.

Ranije se smatralo da je uran bio odmah obaran u formi pehblende, ali nakon proučavanja G. Kurata i dr. (1977) moguće je da je delimično došlo i do stvaranja pomenutih uranovih silikata. Kofinit vremenom pokazuje težnju »čišćenja« od silicije i pretvara se u pehblendu (Ju. M. Dimkov, i dr., 1962).

Za vreme dijageneze sedimenata povremeno se vršila preraspodela urana, ovi reciklacioni procesi su dovodili do sve većih koncentracija urana u orudnjenju.

Početkom epigenetskih procesa sedimenti su bili već toliko cementovani da je dalja preraspodela urana bila veoma ograničena, tako da nije narušavala već stvorena rudna tela, koja su konzervirana dočekala savremene procese preraspodele urana uticajem oksidacije na površinsku zonu rudišta. Tek u savremeno doba dolazi do migracije sekundarne uranove mineralizacije u rupture, koje su stvarane za vreme alpijske orogeneze.

Razmeštaj uranovog orudnjenja u klastičnim stenama rudišta predstavlja kontrolu rudnih tela. Razmeštaj orudnjenja u prostoru je uslovljen geohemijskim, litološkim i strukturnim faktorima.

Geohemijska kontrola orudnjenja je redukciona sredina, koja je izražena kroz sivu boju vezivne materije, odnosno sedimenata. Ona je posledica prisustva ostataka biljne materije, koja je bila konzervator redukcione sredine kroz celo geološko vreme.

Litološka kontrola uranove mineralizacije je u osnovi slojevitost, odnosno pravci najveće propustljivosti sedimenata za kretanje rudonosnih rastvora. Ovde prvenstveno dolaze erozioni kontakti, kao i alevrolitske ekranske interkalacije, koje su bitno uticale na lokalni razmeštaj uranovih minerala u prostoru rudnih tela (sl. 33 i sl. 34).

Litološka kontrola orudnjenja se najčešće iskazuje kroz granulometrijski sastav orudnjenih klastita, naravno povezano sa erozionim kontaktima. Najpovoljnije granulacije su krupnozrni i srednjezrni peskovi, nekad konglomeratični, sa optimalnom poroznošću. Manje su povoljne izrazito psefitske granulacije, zbog neoptimalno velike poroznosti, koja omogućava veće brzine proticanja rudonosnih rastvora. Alevrolitske granulacije su najnepovoljnije zbog male propustne moći, te se one praktično ponašaju

kao ekrani koji usmeravaju kretanje rudonosnih rastvora, te imaju značaja za orudnjenost okolnih povoljnijih granulacija.

Strukturna kontrola orudnjenja je karakteristična za sekundarnu rasejanu uranovu mineralizaciju. Često se ova strukturna kontrola nalazi u domenu litološke kontrole, te ne narušava nasleđeni kontinuitet orudnjenja, te nema većeg značaja.

Alojz-Pavel Florjančič je (T. Budkovič, i dr., 1977) detaljno ispitivao uticaj naborne »S« strukture na morfologiju rudnih tela i došao je do zaključka da su u temenim delovima nabora primarni odnosi stenskih masa i rudnih tela veoma promenjeni. Ta su područja bila izložena velikim pritiscima, ona su »gnječena«, te su prvobitni odnosi toliko promenjeni da je krajnje teško rekonstruisati prvobitan litološko-stratigraski položaj orudnjenja. Tada su rudna tela veoma deformisana, te je njihov oblik znatno složeniji, što dovodi do teškoća u istraživanju, vrednovanju i otkopavanju rude.

Stvaranje orudnjenja ovog rudišta detaljnije je obrađeno, u hodu geološkog vremena, u poslednjem poglavlju.

Upoređenje Žirovskog vrha sa drugim ležištima

Ležište urana Žirovski vrh je slično sa drugim egzogenim ležištima urana u peščarima stratiformnog tipa. Svakako postoje i određene razlike među ovim ležištima, tako da je sličnost sve manja što su ležišta prostorno udaljenija. Najveća sličnost je sa ležištima iz iste metalogenetske provincije, tj. sa ležištima Južnoalpsko-dinarske metalogenetske provincije, a takođe i sa ležištima susednih provincija.

Prirodno je da je najveća sličnost Žirovskog vrha sa pojavama urana kod Škofja Loke, koje nisu dovoljno istražene da bi se u nizu detalja mogla upoređivati. Sudeći po karakteristikama oksidacione zone, ova rudišta su skoro identična, razlikuje ih uglavnom veličina, ona kod Škofje Loke su znatno manja. Sličnost je razumljiva budući da se radi o istom metalogenetskom rejonu.

Velika je sličnost Žirovskog vrha sa malim ležištima u sivim peščarima od Val Gardene u Italijanskim Alpima (sl. 1). Ležišta urana Val Daone, Val Rendena i Val Peskara (M. Mittemperger, 1958b, 1966, 1972, 1974) se nalaze u sličnoj sivoj subformaciji, koja predstavlja stariji deo peščara od Val Gardene, sa sličnim litološko-geohemijskim razvojem i gotovo identičnim mineralnim sastavom orudnjenja, i sa sličnom genezom. Razlika je opet u veličini, italijanska ležišta su znatno manja po akumulacijama urana, a verovatno su slična po koncentracijama, obliku i veličini rudnih tela, kao i po drugim obeležjima. To je i razumljivo budući da se nalaze u istoj metalogenetskoj provinciji.

Ležišta urana Meček u Mađarskoj su takođe veoma slična sa Žirovskim vrhom u opštim crtama, no postoje i znatne razlike, koje se ogledaju u sledećem:

1. U rejonu Mečeka je razvijena znatno deblja serija pretežno fluvijalnih šarenih peščara i konglomerata. Rudonosna formacija zauzima središnji deo klastične serije debele više hiljada metara, a karakteriše se smenjivanjem sivozelenih i crvenih klastita, tj. facijalna polarizacija nije tako kontrasna kao u Južnoalpsko-dinarskoj metalogenetskoj provinciji.

2. Stepen dijagenetsko-epigenetskih promena nije toliko napredovao kao na Žirovskom vrhu, a to je verovatno posledica mirnijeg tektonskog režima u tercijarno vreme. Serija nije razbijena na navlake te izostaju mnoge posledice velikih tektonskih naprezanja stena.

3. Kontrasnost uranovog orudnjenja je manja od Žirovskog vrha, rudna tela su nešto siromašnija, ali znatno regularnije razvijena, sa sličnim srednjim koncentracijama urana. Mineralni sastav orudnjenja je sličan, sa sličnom genezom (A. Barabaš i K. Virag, 1966).

U rejonu Mečeka postoje nekoliko ležišta urana, koja su sva verovatno veća po akumulacijama urana, tako da ukupne količine urana znatno premašuju naše na Žirovskom vrhu.

Ležišta urana u permskim klastitima Banatskih planina u Rumuniji su već sa znatnim razlikama. U njima je karakteristično prisustvo bituminoznih materija — asfaltita (antraksolita), za koje je prvenstveno vezana uranova mineralizacija (I. Korničuk i dr., 1974; G. Nitu, 1974), u vidu sitnorasute pehblende u asfaltitu. Mišljenja su podeljena po pitanju geneze, ali je moguće da su asfaltiti posledica prisustva ležišta nafte, koja je migrirala kroz kompleks šarenih permskih klastita. Serija je podeljena na više rudonosnih horizonata, koji imaju svojih karakteristika u odnosu na ritmiku sedimentacije i porekla materijala. Ovo su tipična epigenetska orudnjenja, jer su često lokalizovana u tektonskim strukturama.

Postoje nekoliko ležišta urana, koja su često veoma različita u pogledu geneze i lokalizacije uranovog orudnjenja. Nemamo podataka, ali je verovatno da se radi o okumulacijama urana koja znatno premašuju naše na Žirovskom vrhu.

Pojave uranove mineralizacije u permo-trijaskim šarenim peščarima Istočne Srbije su takođe vezane za sivozelene interkalacije u crvenim peščarima. Ove pojave nisu dovoljno proučene, ali je verovatno prisutna značajna razlika u pogledu litološkog razvoja i lokalizacije uranovog orudnjenja, dok je mineralni sastav sličan. Do sada nisu pronađene značajne akumulacije urana, koje bi omogućile da se ove uranosne pojave smatraju za uranova ležišta (bilo je relativno malo radova).

Sličnost pojava uranove mineralizacije u Alpima Austrije, Švajcarske i Zapadne Nemačke su litološki i mineraloški slične sa Žirovskim vrhom i Mečekom. Do sada nije bilo većih radova koji bi omogućili bolje upoređenje.

Najveća razlika je svakako sa ležištima urana u basenu Lodev koja su lokalizovana u jezerskim sitnozrnim klastitima, tako da ova ležišta pripadaju drugom podtipu uranovih ležišta. Jedino je geološka starost ekvivalentna ležištima urana u gredenskim slojevima.

Svakako je najinteresantnije upoređenje ležišta urana na platou Kolorada sa našim, jer su ona najveća, najznačajnija i najbolje proučena ležišta urana peščarskog tipa. Na platou je u osnovi drugi tip geotektonskog razvoja; to je platforma koja je toliko stabilizovana da su bili veoma

postojani uslovi sedimentacije i metalogenetskih procesa u dugom geološkom vremenu. Iz ove osnovne razlike slede i sve druge, tako da je u detalju relativno malo sličnosti među ovim ležištima.

Na platou Kolorado od mlađeg paleozoika je stabilizovan kontinentalni režim sedimentacije, sa retkim i kratkotrajnim marinskim transgresijama. Počev od gornjeg perma, pa do gornje krede, bio je razvijen impozantni rečni sistem, koji je u hodu geološkog vremena davao sve nove i nove sedimentne fluvijalne formacije, od kojih je nekoliko rudonosnih: šajnarump i činli u trijasu, morison u juri, itd.

U dugom geološkom vremenu, sve do savremenog doba, bio je moguć prinos rudonosnih rastvora, koji su mogli biti formirani u veoma različitim uslovima i u različito geološko vreme. To je omogućilo veliko bogatstvo veoma različitih tipova orudnjenja. U osnovi se razlikuju dva različita tipa: stratiforma ležišta (koloradski tip) i rol-ležišta (vajoming rol-tip). Na platou su oba tipa jasno epigenetska, jer je mineralizacija urana stvarana znatno kasnije od stena (60 do 70 mln god. za koloradski tip).

Po uslovima postanka kao i po lokalizaciji i obliku rudnih tela, Žirovski vrh je uslovno sličan sa ležištima stratiformnog tipa, dok nema nikakve sličnosti po pitanju geneze sa rol-tipom, koji je nastao procesima sekundarne oksidacije i redukcije urana na rol-frontu kao oštroj geohemijskoj barijeri (ovaj tip ne razmatramo).

Mineralni sastav orudnjenja je takođe najčešće veoma različit. Osnovna geohemijska razlika je u redovnom prisustvu vanadijuma, koji je često i preovladavajući element u odnosu na uran. U takvim uslovima se stvaraju rudni minerali urana sa vanadijumom, najčešće karnotit, tjujamunit od sekundarnih, i montroezit i roskolit od primarnih (crnih) minerala. Prisutni su kofinit i pehblenda, ali u slučajevima znatnog preovladavanja urana nad vanadijumom. Nekada je prisutan i bakar kao značajan elemenat. Zato W. Y. Isachsen (1955) razlikuje uranove, bakar--uranove, bakar-urano-vanadijeve i urano-vanadijeve rude, odnosno, ležišta. Značajno su raširene vanadijum-uranove rude, gde V preovlađuje nad U i do 15 puta, tako da je u tom slučaju uran nusprodukt uz vanadijum.

Uranova ležišta Vajominga uglavnom pripadaju rol-tipu, a pripadaju tercijarnoj metalogeniji, te je jedina sličnost u okolnim stenama ležišta. Slično je i sa drugim tercijernim ležištima urana (Fakili u Turskoj — H. Kaplan, et all, 1974, Sulejmanske gore u Pakistanu — M. Y. Moghal, 1974; I. R. Basham, 1974, i druga), iako ne pripadaju rol-tipu postoje značajne razlike jer pripadaju drugim epohama mineralizacije.

Velika ležišta urana u Nju Meksiku (Ambrozija Lejk) su veoma različita od Žirovskog vrha, kako po uslovima geneze, tako i po karakteristikama rudnih tela. Ova ležišta u sivim klastitima su nekad u vezi sa raspadanjem ranijih ležišta nafte (H. H. Adler, 1974), te je uvek prisutna bitumija kao osnovni faktor redukcione sredine, koja je uslovima akumulacije urana. Ova ležišta urana pripadaju rol-tipu (H. C. Granger, and C. G. Warren, 1974).

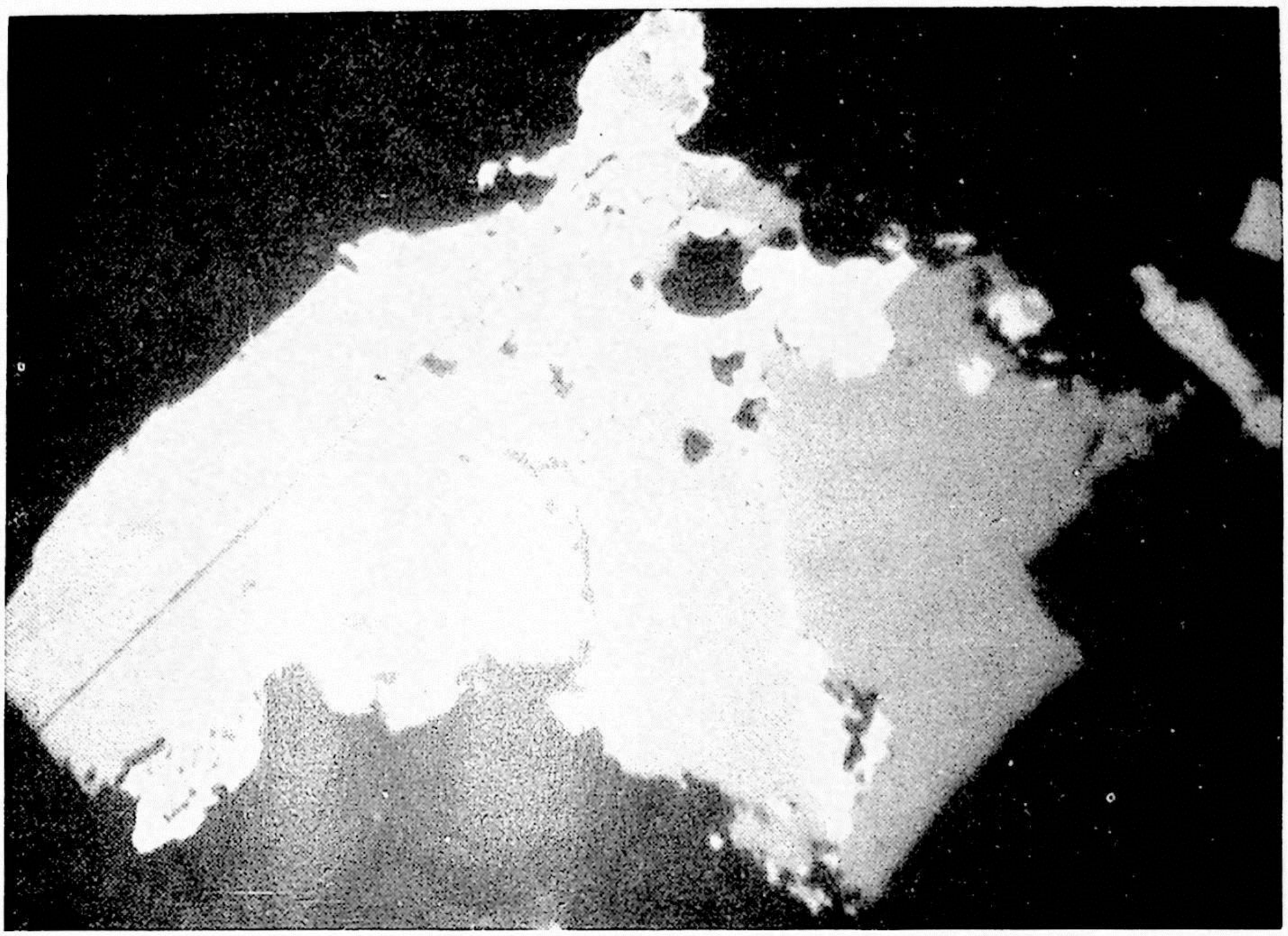
Nemamo podataka o egzogenim sovjetskim ležištima, ali je verovatno da su u uslovima platformi razvijena slična ležišta kao u SAD. Postoje oba tipa: stratiformni i rol-tip (ležišta slojne oksidacije — M. Ka-

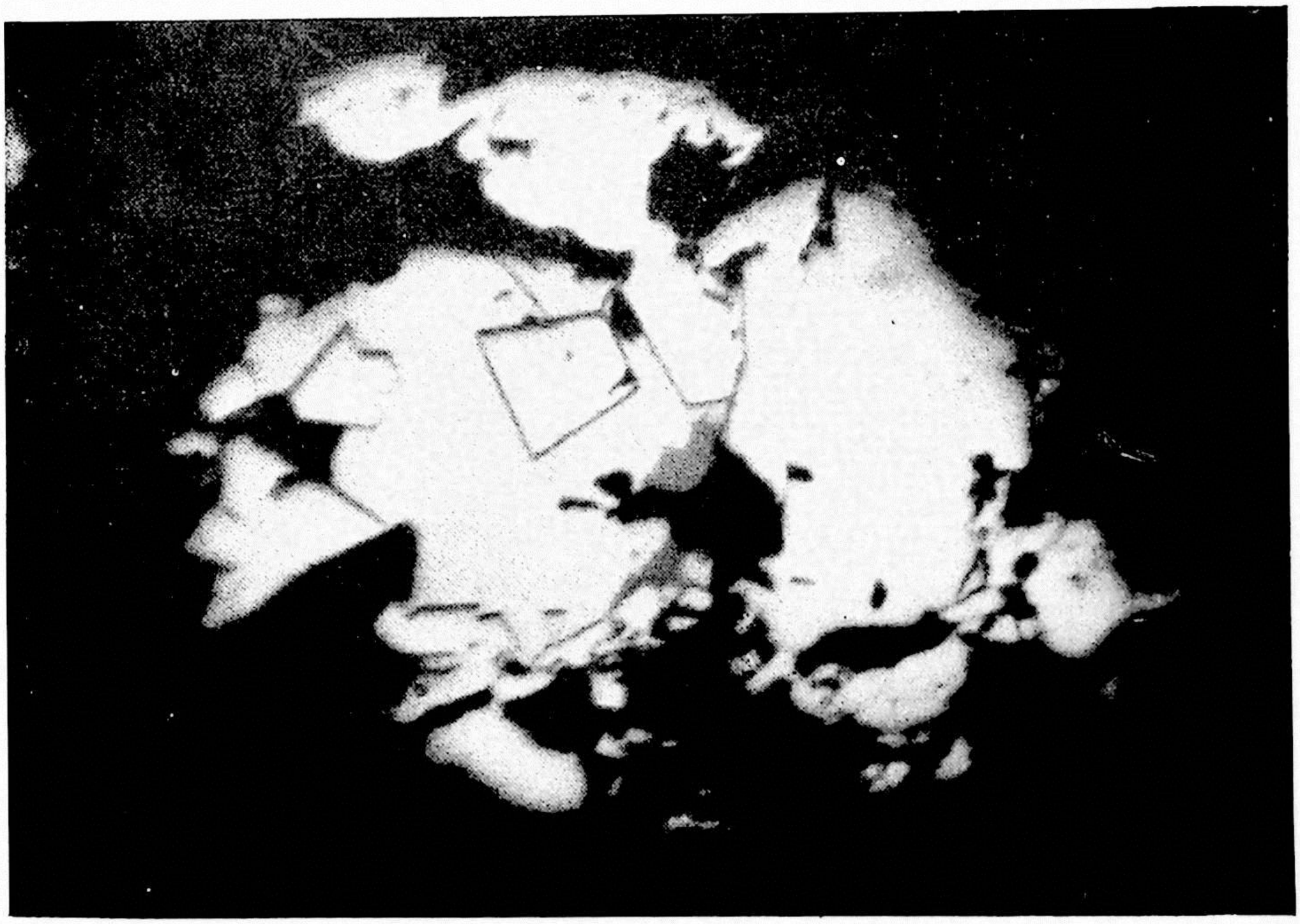
Sl. 42
Tetraedrit (siv) korodovan halkopiritom (beo). Nikoli //, povećanje 123 x, imerzija.

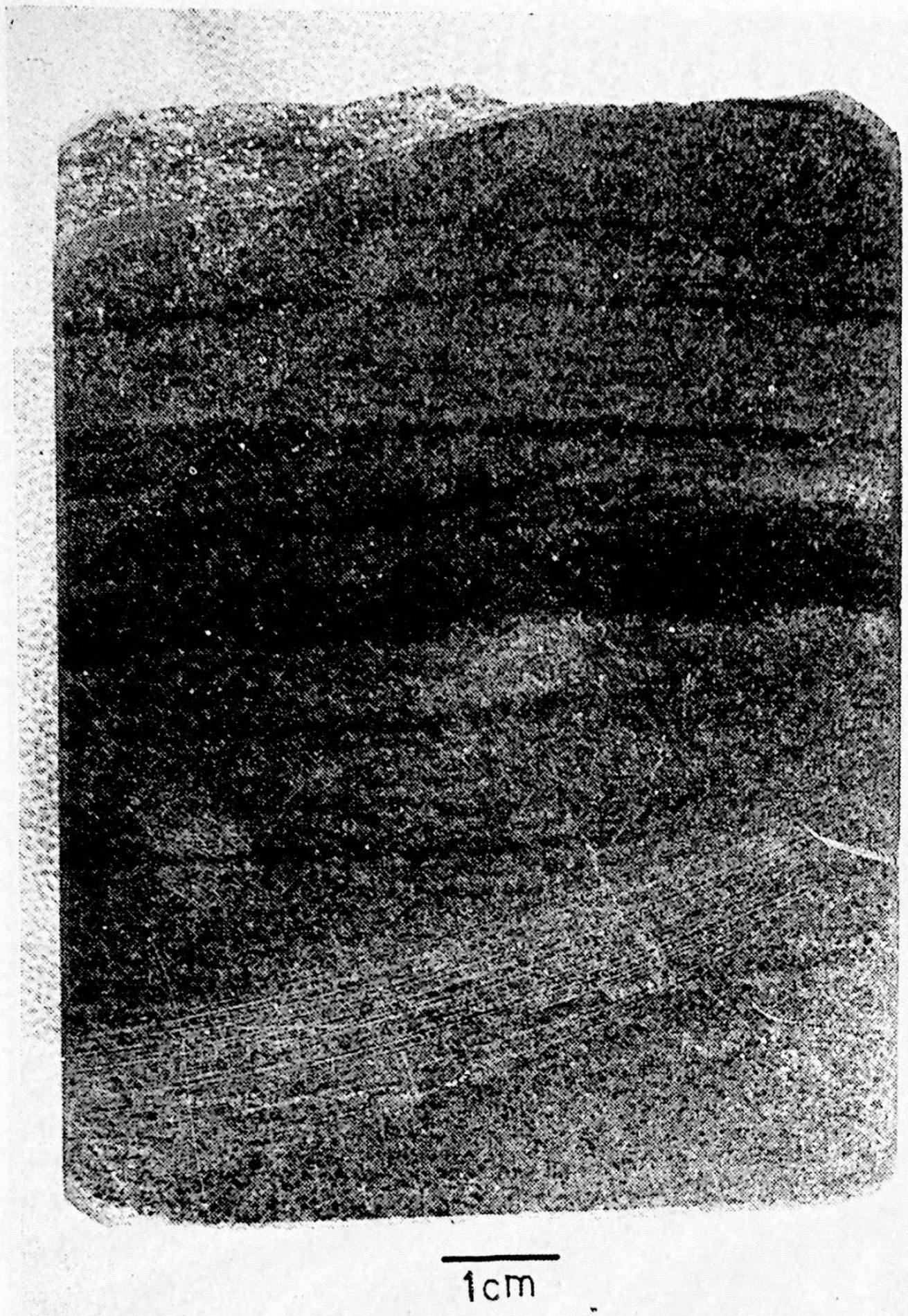
Fig. 42
Tetrahedrite (grey) corroded by chalcopyrite (white). Nicolo //, magn. 123 x, immersion.

Sl. 43
Arsenopirit (siv, reljefan, idiomorfan), halkozin (svetlo siv, bez reljefa) i tetraedrit (tamno siv). Nikoli //, povećanje 122 x, imerzija.

Fig. 43
Arsenopyrite (grey, with relief, idiomorphic), chalcocite (light drey, no relief) and tetrahedrite (dark grey). Nicolo //, magn. 122 x, immersion.






1cm



Sl. 44.
Arsenopirit (beo) se pretvara u arsenolit (siv). Nikoli //, povećanje 92 x, imerzija.

Fig 44
Arsenopyrite (white) converting into arsenolite (grey). Nicolo //, magn. 92 x, immersion.

Sl. 45
Trakasti tip uranovog orudnjenja u laminarnim sivim peščarima.

Fig. 45
Banded type of the mineralization in laminated grey sandstones.

š i r c e v a, 1964; A. I. P e r e l j m a n, 1968). Predpostavljamo da se radi o značajnim ležištima U i V, jer je često prisutan karnotit i tjujamunit kao značajni rudni minerali.

Geohemijske karakteristike rudne asocijacije elemenata

Do sada nije bilo opsežnih geohemijskih ispitivanja asocijacije elemenata u rudištu Žirovski vrh. Geohemijska ispitivanja oreola rasejavanja elemenata su bila fragmentarna. Povremeno je bilo ispitivanja geohemijskih karakteristika orudnjenja, sa ciljem da se utvrde elementi indikatori uranovog orudnjenja (M. Ristić i C. Markov, 1971).

U ovoj monografiji su obrađeni dostupni podaci ispitivanja elemenata, sakupljenih u toku dugogodišnjeg ispitivanja. Ocenu hemijskog sastava dajemo na osnovu veoma raznorodnih analiza (hemijskih, radiometrijskih i spektralnih) rađenih u različito vreme, tako da je bilo teškoća oko usaglašavanja vrednosti ocene, jer su se podaci nekad veoma razlikovali. Radi potpunije preglednosti, dajem pregled hemijskog sastava posebno za sterilne sive klastite (peščare), orudnjenje i za ležište urana.

Hemijski sastav glavnih komponenti dajem u tabeli 2.

Evidentna je minimalna razlika u hemijskom sastavu glavnih mineralnih komponenti između sterilnih sivih klastita (koncentracije do 50 ppm U) i orudnjenja. Orudnjenje sadrži povećanje u fero-oksidu, kalciji i ugljendioksidu, na račun smanjenja silicije, nešto aluminije i minimalno magnezije, natrije i kalije. To je posledica povećane količine karbonatnog cementa, izgrađenog od kalcita, ankerita i moguće nešto manganokalcita, dolomita, manganodolomita i siderita, tako da je smanjenje ostalih glavnih komponenti relativno.

U okviru sedimentne diferencijacije elemenata svakako je došlo do povećanja silicije i kalcije, a smanjenja aluminije, natrije i kalije, a takođe ograničeno i gvožđa. Svakako je došlo do izvesnog smanjenja količine akcesornih minerala, jer su oni zanemarljivo malo prisutni u sivim klastitima rudišta (oko 0,1%).

Ocenu zastupljenosti svih do sada utvrđenih i ocenjenih elemenata, količinsku i atomsku (na 10^6 atoma Si), dajem u tabeli 3.

Od elemenata su svakako najzastupljeniji kiseonik i silicijum u količinama koje odgovaraju kiselim magmatskim stenama. Klastiti su osiromašeni u aluminijumu, a znatno obogaćeni u kalcijumu. Zakonito su umanjeni sadržaji alkalnih metala, naročito Na, dok sadržaji Fe i Mg ostaju na istom nivou. Naročito je karakteristično povećanje sadržaja ugljenika uopšte, bilo karbonatnog, bilo organogenog, nešto iznad klarka (1% C) za sedimentne stene (A. P. Vinogradov, 1962).

Tabela 2: Hemijski sastav glavnih komponenti ležišta Žirovski vrh (u %)

Komponenta	Sterilni sivi peščar	Orudnjenje	Ležište
SiO_2	70,10	66,60	69,50
Al_2O_3	10,00	9,10	9,70
Fe_2O_3	2,80	2,70	2,75
FeO	1,05	1,31	1,12
CaO	7,10	9,58	7,65
MgO	0,96	0,74	0,91
MnO	0,045	0,158	0,10
Na_2O	1,20	0,88	1,08
K_2O	2,05	1,92	2,02
H_2O	0,43	0,43	0,43
CO_2	3,60	4,82	3,74
TiO_2	0,13	0,157	0,135
P_2O_5	0,08	0,145	0,11
Ukupno	99,545	98,540	99,245

Glavni elementi čine zajedno sa ugljenikom 98,8 do 99,5% ukupne mase orudnjenja, odnosno sivih klastita rudišta. Na ostale elemente u peščarima dolazi tek 0,5% a u orudnjenju svega 1,2%, što najbolje dokumentuje predominantno količinsko učešće glavnih elemenata, kojih je sa ugljenikom 9 (tabela 3).

Učešće rudne asocijacije elemenata u orudnjenju je jedva 1%, a nju prvenstveno čine elementi metali i neki nemetali, uz izvestan deo glavnih elemenata, koji su aktivno učestvovali u procesima koji su doveli do obaranja rudne asocijacije elemenata pratioca urana (uslovno uzeto sa aspekta korisne komponente).

Elementi rudne asocijacije ležišta

Rudna asocijacija elemenata u širem smislu obuhvata sve one hemijske elemente koji su učestvovali u procesima stvaranja asocijacije autigenih minerala, koji imaju ili su mogli imati ulogu u precipitaciji rudnih metala, prvenstveno urana. To su O, Si, Ca, Fe, K, Na, Mg, C, S, H, P, Mn, Ba. Elementi rudne parageneze koji su najtešnje vezani ili su mogli biti vezani za precipitaciju urana su: Pb, Zn, Cu, V, As, Cr, Co, Ni, Sb, Ge, Mo i Ag. Možemo još dodati elemente koji su imali ulogu na akumu-

Tabela 3: Količinska i atomska zastupljenost elemenata ležišta Žirovski vrh

Redo-sled	Ster. sivi pešč.				Orudnjenje				Ležište			
	količinska		atomska		količinska		atomska		količinska		atomska	
		%				%				%		
1	O	49,29	O	2644705	O	48,56	O	2743023	O	49,09	O	2661631
2	Si	32,72	Si	10^6	Si	31,08	Si	10^6	Si	32,38	Si	10^6
3	Al	5,28	Al	168008	Ca	6,84	Al	161129	Al	5,18	Al	166557
4	Ca	5,07	Ca	108597	Al	4,81	Ca	154241	Ca	5,46	Ca	118179
5	Fe	2,78	C	85056	Fe	2,91	C	144475	Fe	2,92	C	92450
6	K	1,70	Fe	42732	C	1,92	Fe	47091	K	1,68	Fe	45356
7	C	1,19	H	40710	K	1,59	H	42859	C	1,28	H	41138
8	Na	0,89	K	37326	Na	0,65	K	36753	Na	0,80	K	37274
9	Mg	0,58	Na	33234	Mg	0,45	Na	25553	Mg	0,55	Na	30187
		99,50				98,81				99,34		
		ppm				ppm				ppm		
10	S	2100	Mg	20474	S	4400	Mg	16723	S	2800	Mg	19619
11	Ti	773	S	5622	Mn	1220	S	12402	Ti	810	S	7575
12	H	478	Ti	1385	**U**	**1200**	Mn	2007	Mn	775	Ti	1467
13	P	349	P	967	Ti	944	P	1847	P	480	P	1344
14	Mn	345	Mn	539	Pb	825	Ti	1781	H	478	Mn	1224
15	Ba	200	Zn	206	P	633	Zn	746	Ba	255	Zn	309
16	Zn	157	Ba	125	Ba	550	Li	638	Pb	235	Ba	161
17	Zr	125	Zr	118	Zn	540	**U**	**456**	Zn	233	Cu	147
18	Pb	115	Cu	81,1	H	478	Cu	452	Zr	132	Li	138
19	Cu	60	Pb	47,6	Cu	318	Ba	362	Cu	108	Zr	126
20	As	40	As	45,8	Zr	179	Pb	360	V	51	Pb	98,4
21	V	26	V	**43,8**	V	141	V	250	As	47	V	86,8
22	Sr	24	Cr	28,1	As	96	Zr	177	Sr	26	Sr	80,6
23	Ce	18	Sr	23,5	Rb	50	As	116	Ce	23	As	54,4
24	Cr	17	Ni	14,3	Li	49	He	57,0	Rb	20	Cr	31,7
25	Rb	14	Rb	14,1	Y	37	Rb	52,9	Cr	19	Rb	20,3
26	Y	13	Y	12,6	Sr	33	Cr	46,9	Y	18	Y	17,6
27	La	10	Ce	11,0	Cr	27	Y	37,6	La	12	Nl	16,8
28	Nl	9,8	Li	8,16	Ce	25	Sr	34,0	Nl	**11,4**	Ce	14,1
29	Nd	7	Co	7,28	Co	22	Co	30,7	Li	11	Co	11,3
30	Th	7	La	6,18	Nl	18	Ni	27,7	**U**	**10**	La	7,49
31	**U**	**6**	Nd	4,17	Sb	16	Ce	16,1	Nd	8	Nd	4,81
32	Co	5	Ga	3,82	La	15	Ge	12,4	Co	7,7	**U**	**3,64**
33	Ga	3,1	Th	2,59	W	12	Sb	11,9	Th	7	Ga	3,61
34	Sb	2,5	Sc	2,29	Ge	10	La	9,76	Sb	3	Sc	3,09
35	Sc	1,2	**U**	**2,16**	Nd	9	Mo	7,54	Ga	2,9	Th	2,62
36	Cd	1	Sb	1,76	Mo	8	Sc	6,03	Mo	2,3	Sb	2,14
37	Mo	0,8	Cd	0,764	Th	7	W	5,90	W	2	Mo	2,08
38	W	0,7	Mo	0,716	Cd	4	Nd	5,63	Sc	1,6	Ge	1,19
39	Li	0,66	Ge	0,591	Sc	3	Cd	3,22	Cd	1,2	W	0,944
40	Ge	0,5	He	0,5	He	2,5	Ga	2,85	Ge	1	Cd	0,926
41	Sn	0,42	W	0,327	Ga	2,2	Th	2,73	Sn	0,5	He	0,6
42	Ag	0,125	Be	0,324	Sn	1	Sn	0,761	Ag	0,3	Sn	0,365
43	Be	0,034	Sn	0,304	Ag	0,9	Ag	0,754	Be	0,03	Be	0,289
44	He		Ag	0,099	Be	0,01	Be	0,104	He		Ag	0,241
	4910,145				11875,61				6591,93			
	99,99%				99,998%				99,999%			

laciju urana u primarnim izvorima u mineralima-koncentratorima, kao Y, Ce, lantanidi, Th i Zr; mada mnogi od tih minerala-koncentratora su rezistati i veoma ograničeno mogu služiti kao izvor urana prilikom površinskog raspadanja stena.

U kratkom pregledu značaja i uloge pojedinih elemenata, ne možemo obuhvatiti sve aspekte uticaja koji oni imaju, ili su mogli imati na migraciju i absorpciju urana u rudonosnu formaciju, odnosno ležište. Prirodno je najveća pažnja poklonjena uranu, pa značajnim elementima rudne asocijacije, a od glavnih elemenata razmatramo samo gvožđe. Uloga O, Si, K i drugih glavnih elemenata je poznata.

Uran

Geohemijske karakteristike urana su određene građom njegovog atoma, odnosno sposobnošću da menja valencu i tako da učestvuje u oksidaciono-redukcionim procesima, koji dovode do obrazovanja egzogenih akumulacija u sredinama kao što je sivi član formacije gredenskih slojeva Žirovskog vrha.

Uran je poslednji prirodni elemenat Periodnog sistema, a dolazi u grupu aktinida, za koje je karakteristično popunjavanje unutrašnje 5f elektronske ljuske. Od svih aktinida uran ima najveću sposobnost odbacivanja elektrona, tako da je njegova maksimalna valenca 6+, što mu daje karakteristike i elementa 6b podgrupe.

Odbacivanjem svih 6 valentnih elektrona ($7s^2$, $6d^1$ i $5f^3$) atom urana dobija radonovu strukturu plemenitog gasa, što određuje njegova izrazito litofilna svojstva i njegov isključivo veliki afinitet prema kiseoniku. Ova svojstva su odredila njegovo geohemijsko mesto u primarnoj diferencijaciji zemljine materije. Uran se skoro u potpunosti akumulirao u kontinentalnoj kori, zajedno sa Th i K. Ova tri elementa su radioaktivnim raspadanjem odigrali ulogu toplotnog nuklearnog generatora u primarnoj diferencijaciji i zagrevanju Zemlje (G. V. Vojtkevič, i dr., 1976).

Prerifejska sedimentna diferencijacija nije dovodila do obrazovanja egzogenih ležišta urana, tada se vršila primarna diferencijacija u procesu granitizacije. Kada je koncentracija urana u granitoidima dostigla sadašnji klark 3,5 ppm, odnosno za zemljinu koru 2,5 ppm, javila su se prva rasipna ležišta urana.

Pojavom slobodnog kiseonika u atmosferi u dovoljnoj koncentraciji, intezivirala se oksidacija na kopnu, uran je u formi uranil-jona migrirao u more, iz koga se tek u paleozoiku obara u ogromnim količinama u crnim ugljevitim škriljcima i fosforitima (V. I. Smirnov, 1963). Ove stene kasnije služe kao regionalni izvori urana u hercinskoj i alpijskoj metalogenetskoj epohi.

Pojava organskog života na kopnu dovela je do kvalitetnih promena u migraciji i akumulaciji urana u egzogenim uslovima. Biljni svet je u mlađem paleozoiku toliko bujan da potpuno menja uslove migracije uranila ka morskim basenima. Pojavljuju se geohemijske barijere na kojima se uran obara u vidu egzogenih ležišta peščarskog tipa.

Glavni izotop urana U^{238} je sa magičnim atomskim brojem (paran broj protona i neutrona u jezgru), a takvi su elementi veoma zastupljeni

na Zemlji. Po klarku litosfere dolazi na 48. mesto (isto i u sedimentima), a u kiselim magmatima dolazi na 46. mesto. Budući da je najteži elemenat, njegova atomska zastupljenost je manja: dolazi na 52. mesto u litosferi i kiselim stenama, a u sedimentima je tek na 54. mestu. U bazičnim i ultrabazičnim stenama minimalno je zastupljen.

Jonski radijus U^{4+} je blizak Th^{4+}, te se oni izomorfno zamenjuju u sopstvenim mineralima u hipogenim uslovima. Kao minerali koncentratori u magmatskim kiselim stenama se javljaju akcesorni minerali (alanit, monacit, cirkon, sfen, apatit) zbog bliskosti jonskih radijusa sa Ca, Y, Zr, Ce i drugim lantanidima (L. L. Leonova, i dr., 1958, 1961). Značajna količina urana u kiselim magmatskim stenama se nalazi u neizomorfnoj formi (V. I. Baranov, i dr., 1961, 1962) u glavnim petrogenim mineralima: kvarcu, feldspatima, liskunima, itd.

Jonski radijus U^{6+} je nešto manji, ali specifičnost elektronske strukture ovog jona (konfiguracija Rn) određuje njegova amfoterna svojstva, koja se ogledaju u sposobnosti gradnje kompleksnih jona. Osnovni oblik katjonske forme je uranil-jon $(UO_2)^{2+}$ čije su razmere vrlo velike te ne može izomorfno zamenjivati nijedan katjon. Zato uranil gradi kompleksna jedinjenja, rastvorna intenzivno migriraju (anjonska forma, pretežno karbonatna), a nerastvorna se odmah obaraju kao sekundarni minerali (fosfati, vanadati, arsenati i molibdati uranila i drugih katjona). To dovodi do njegovog akumuliranja, za razliku od mnogih metala koji se rasejavaju.

Oksid urana UO_3 ima osobine anhidrida uranove kiseline, čije su soli uranati, analogno molibdatima i volframatima. Tada se uran ponaša kao elemenat 6b podgrupe Periodnog sistema.

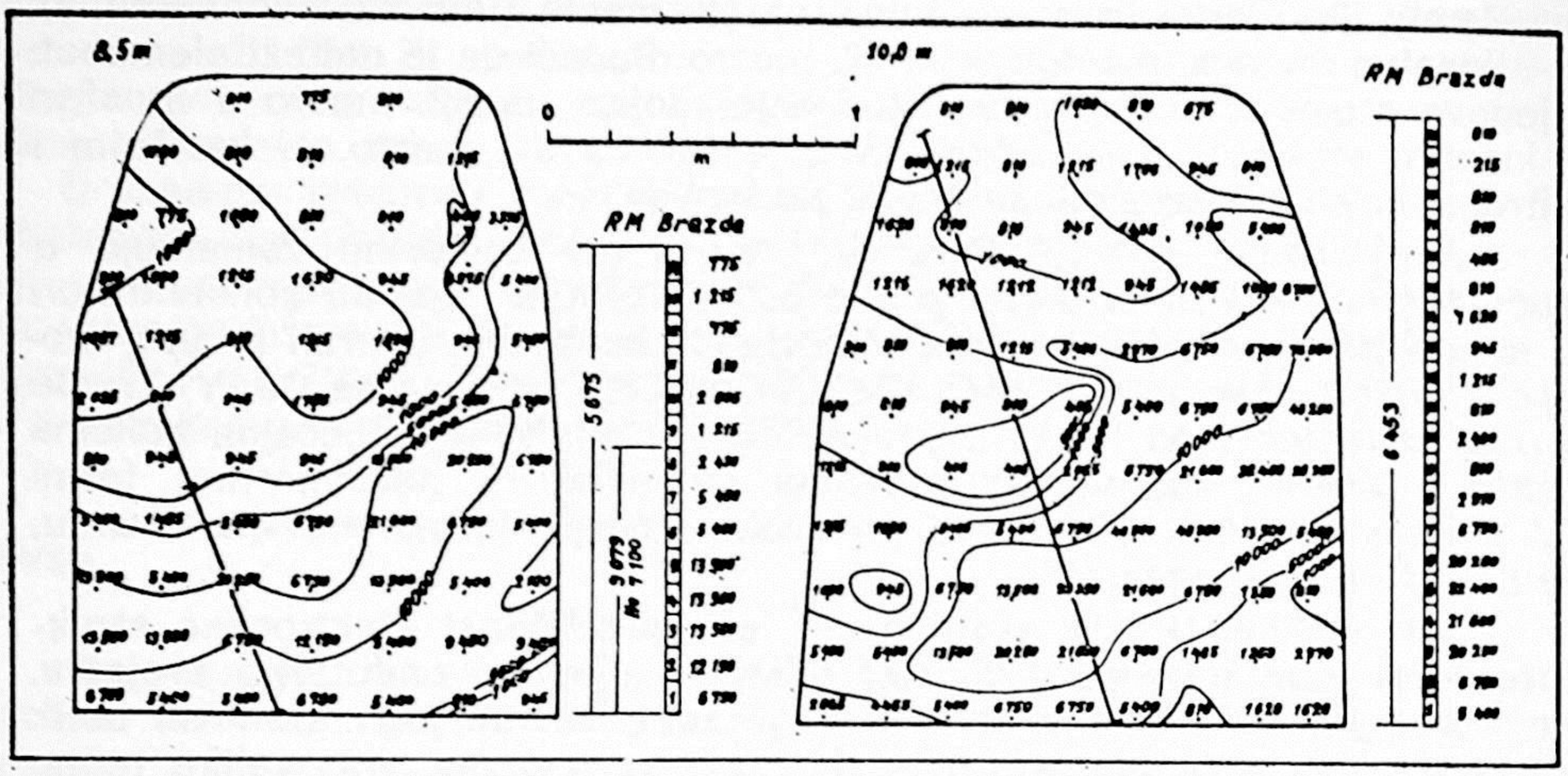
Zbog ovih specifičnih osobina V. V. Ščerbina (1957) sa pravom smatra da je uran redak, ali nije rasejan elemenat. Urana ima više u zemljinoj kori od Br, As, Ge, W, Mo, Sb, J, Hg, Ag, Se i Au. Atomska zastupljenost je nešto manja, ali ga ima više od W, Sb, J, Ag, Se, Hg i Au. Zastupljenost mu je 1 atom U na 10^6 atoma Si.

Zbog relativno malog broja atoma, uran nikad ne može da bude tipomorfan elemenat koji određuje geohemijsku situaciju migracije i precipitacije elemenata, čak ni na svojim ležištima. Jedino u bogatijim rudnim telima uran može da bude tipomorfan elemenat.

Uran je po fonu na 30. mestu u ležištu Žirovski vrh, a po atomskoj zastupljenosti dolazi na 32. mesto, iza drugih metala: Pb, Zn, Cu, V, As, Ni, Co; jedino je po broju atoma iznad Sb, Mo i Ge (tabela 3). U orudnjenju sadržaja 1.200 ppm U, nalazi se ispred svih metala rudne asocijacije, ali po broju atoma manje ga je od Zn, a izjednačen je sa Cu.

Činjenica da je prosečna koncentracija singenetskog urana u sterilnim sivim peščarima, gde se uran nalazi zarobljen u petrogenim mineralima, manja od prosečne koncentracije mobilnog urana rudne asocijacije, dovodi ga u još nepovoljniju situaciju tako da se izjednačuje sa Sb i samo je iznad Mo po atomskoj zastupljenosti. Slično je i u ležištu posmatrajući srednje koncentracije, uran se izjednačuje sa Sb i Mo. Za rudna tela ovo je bez značaja.

Raspored urana u rudištu je uopšte levoasimetričan, pokoravajući se logaritamskom zakonu. Ova raspodela je zastupljena u svim sredinama rudonosne sive subformacije, od najnižih do najviših sadržaja.

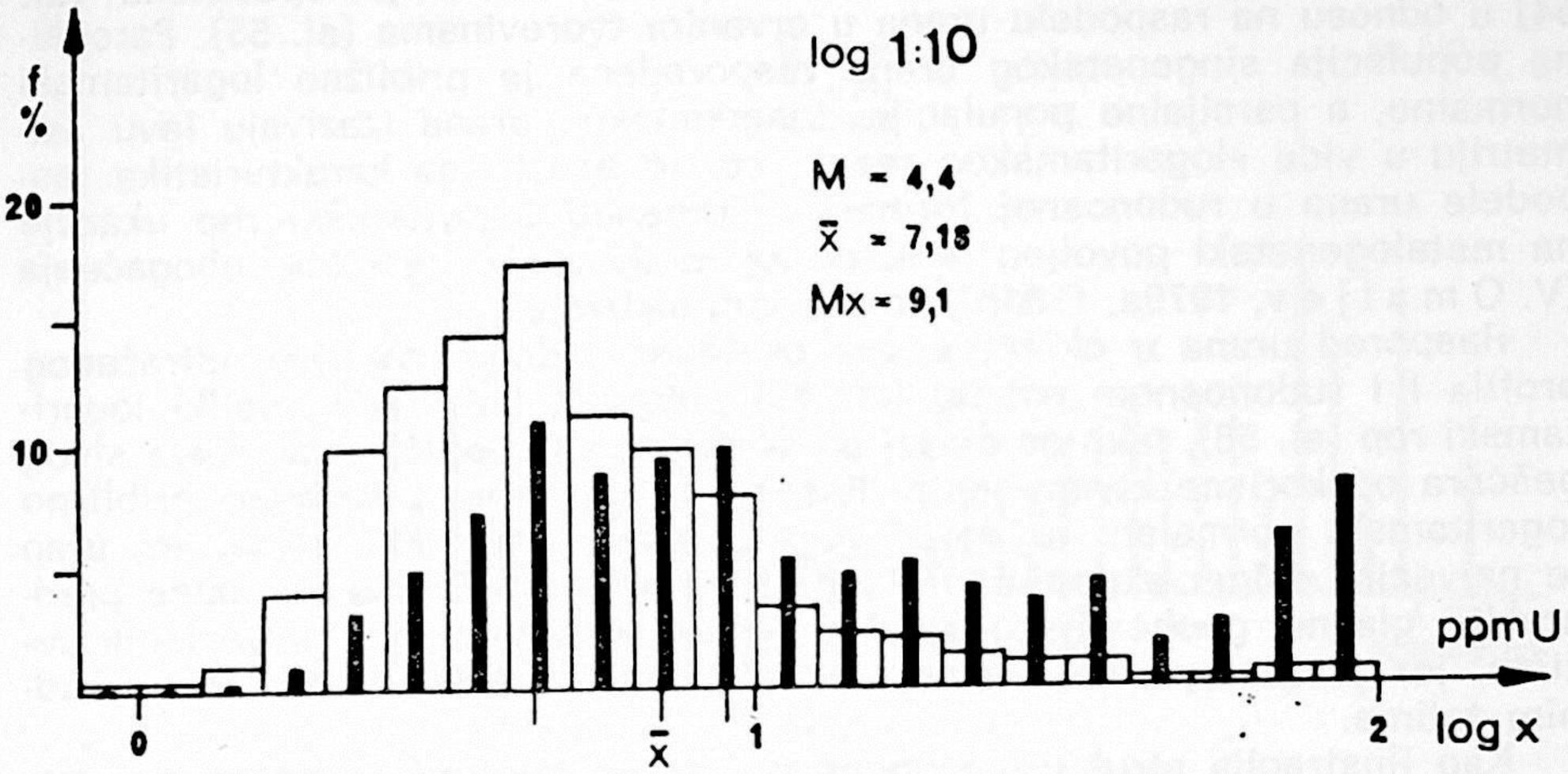


Sl. 53
Struktura raspodele urana u rudi, do maksimalnih koncentracija urana (u ppm).

Fig. 53
Structure of uranium distribution in the ore, up to maximum uranium concentrations (in ppm).

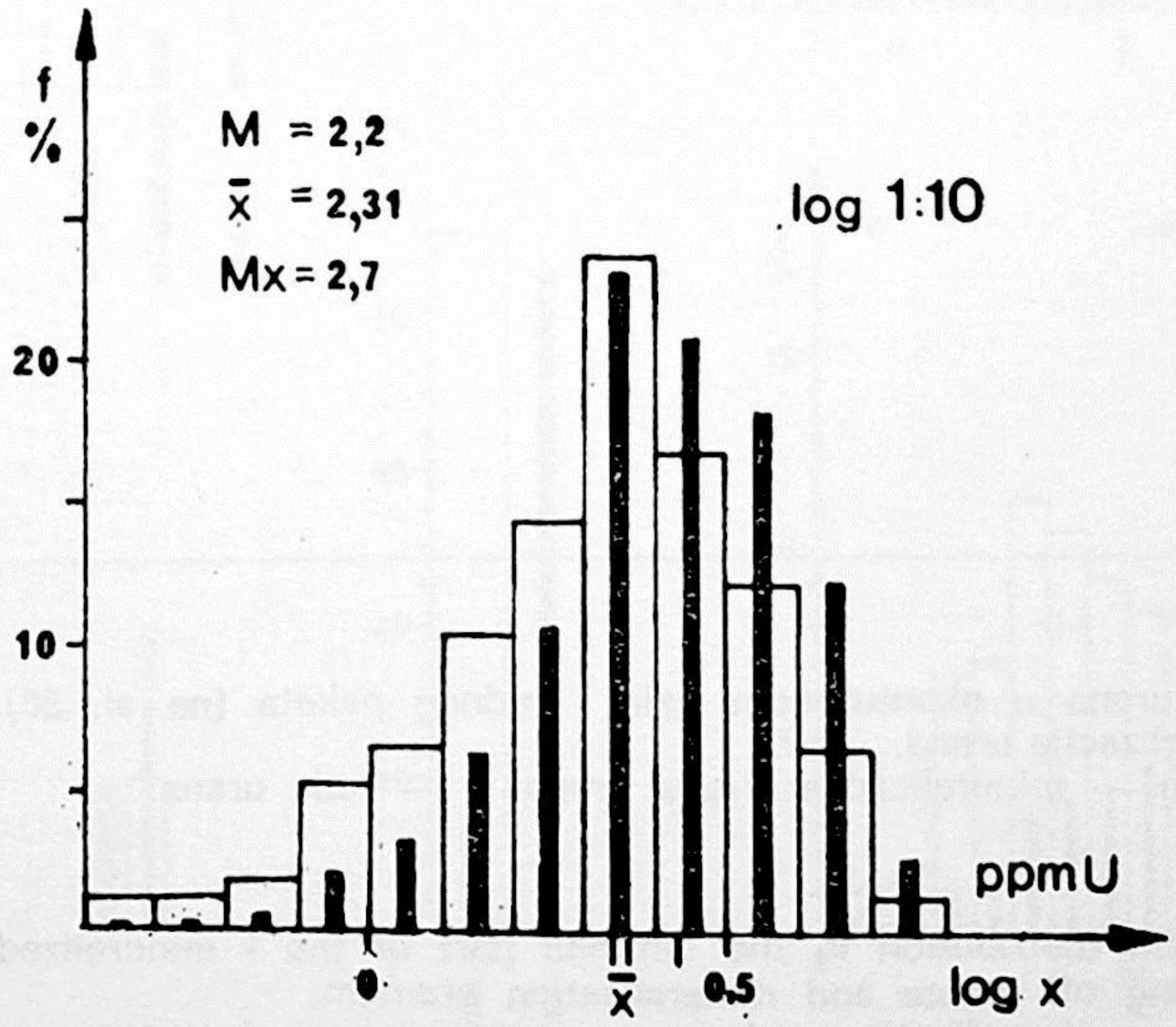
Budući da se povećanje koncentracije urana mogu okonturiti u posebna tela, dajemo sledeću gradaciju po koncentracijama urana, koja čini opštu strukturu raspodele urana u rudištu Žirovski vrh:

1. Crveni klastični sedimenti — singenetski uran do 5 ppm.
2. Sivi klastični sedimenti — do 100 ppm U:
   a) singenetski uran u detritusu — do 10 ppm,
   b) fonski sadržaji urana — do 25 ppm,
   c) fonske anomalije — od 25 do 50 ppm U,
   d) mineralne pojave urana — od 50 do 100 ppm.
3. Orudnjenje urana — preko 100 ppm:
   e) mineralizacija urana — od 100 do 250 ppm,
   f) prelazna zona — od 250 do 500 ppm U,
   g) ruda urana — preko 500 ppm (sl. 53):
      — siromašna ruda — 500 do 1.000 ppm U,
      — umerena ruda — 1.000 do 2.500 ppm U,
      — bogata ruda — 2.500 do 5.000 ppm U,
      — veoma bogata ruda — 5.000 do 10.000 ppm U,
      — ekstremno bogata ruda — preko 10.000 ppm U.



Sl. 54
Dvojni histogram raspodele urana u svim klastičnim sedimentima Žirovskog vrha.

Fig. 54
The dual histogram of uranium distribution in the grey clastics sediments of Žirovski Vrh.



Sl. 55
Dvojni histogram raspodele urana u crvenim klastičnim sedimentima Žirovskog vrha.

Fig. 55
The dual histogram of uranium distribution in the red clastics sediments of Žirovski Vrh.

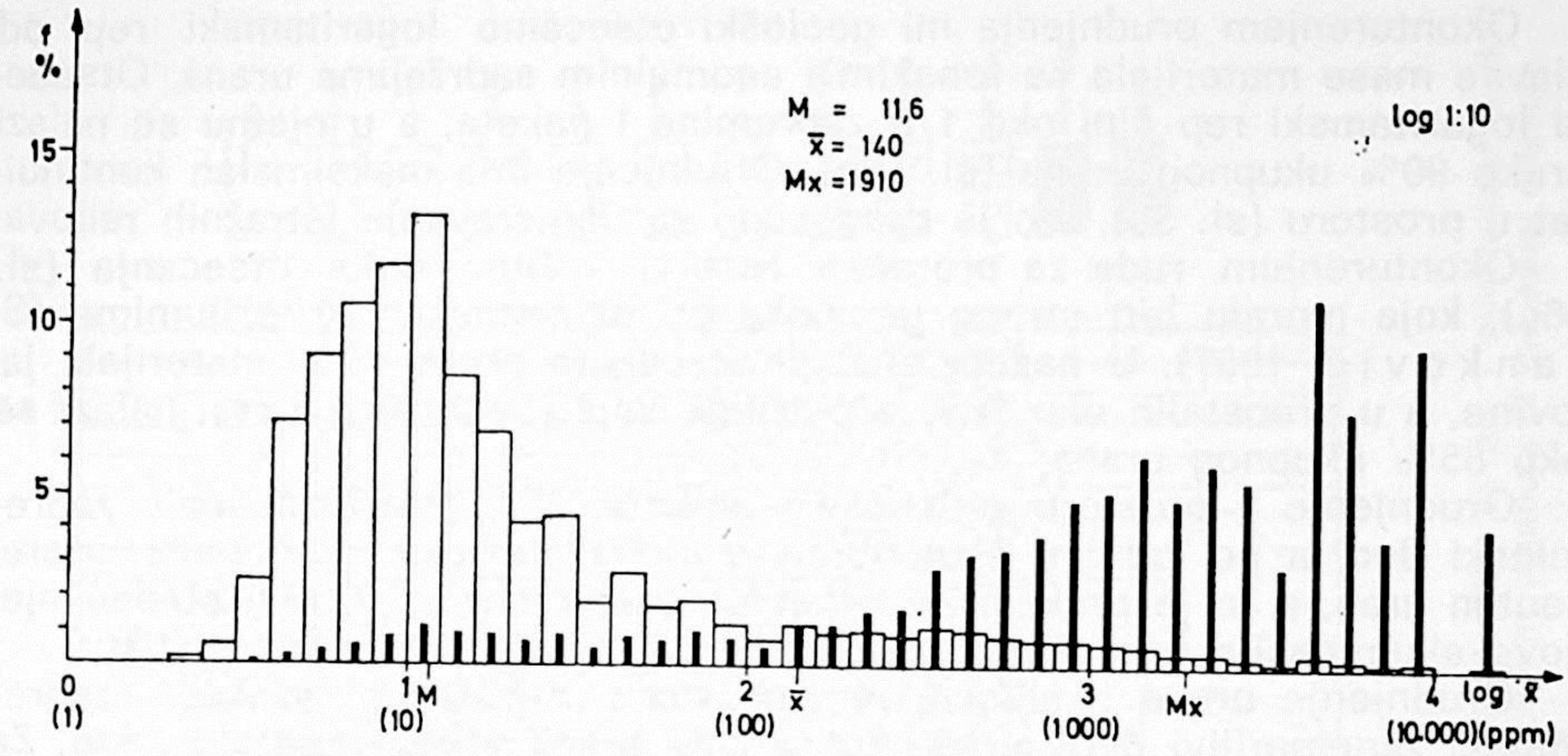
Raspodela urana u sivim klastičnim sedimentima je specifična (sl. 54) u odnosu na raspodelu urana u crvenim tvorevinama (sl. 55). Parcijalna populacija singenetskog urana raspoređena je približno logaritamski normalno, a parcijalne populacije dijagenetskog urana izazivaju levu asimetriju u vidu »logaritamskog repa«, što je specifična karakteristika raspodele urana u rudonosnoj formaciji. Pomenuti logaritamski rep ukazuje na metalogenetski povoljnu sredinu za reciklacione procese obogaćenja (V. O m a l j e v, 1979a, 1981b), do najviših sadržaja.

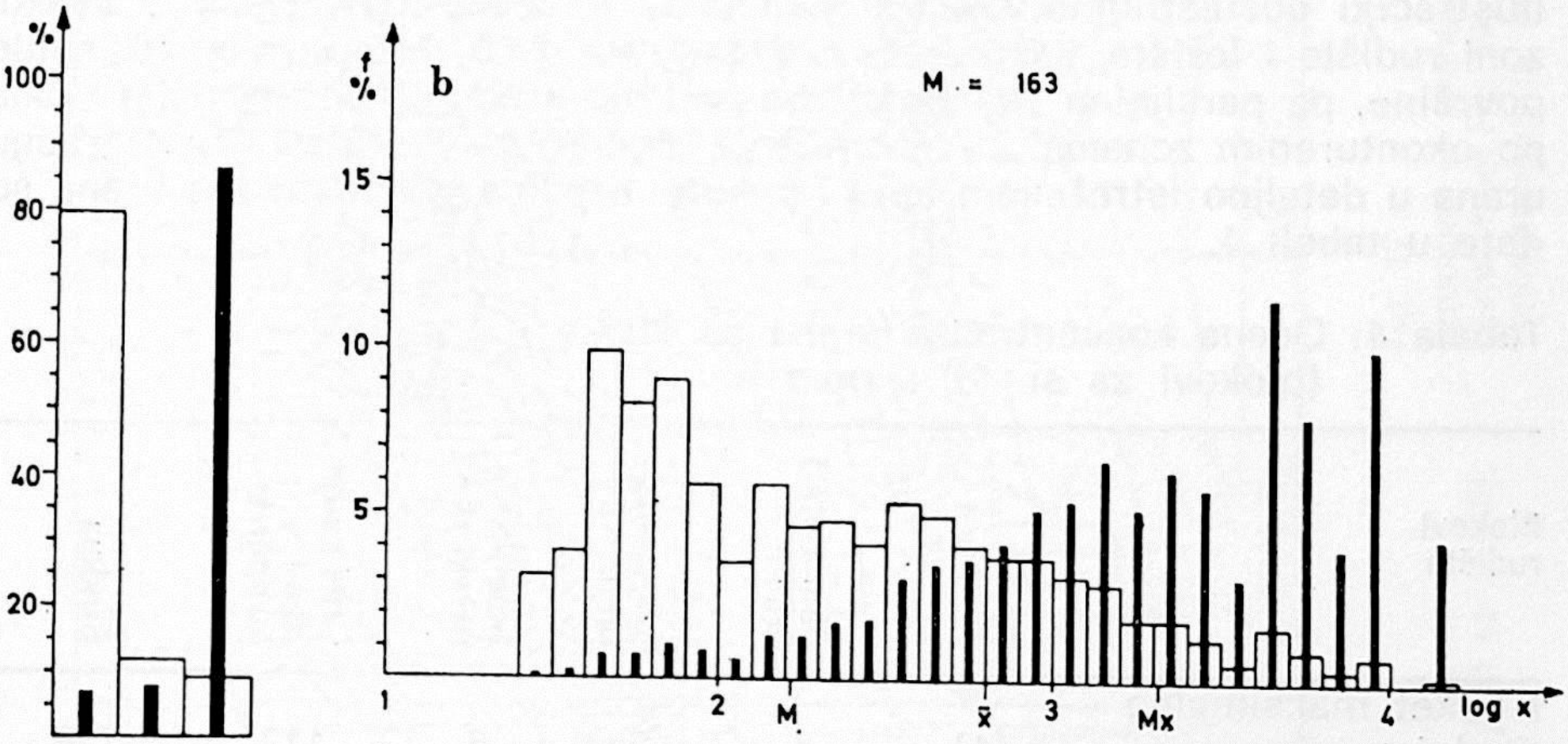
Raspored urana u okonturenom prostoru jednog detaljno istraženog profila i I rudonosnom paketu (sl. 50) pokazuje izvanredno veliki logaritamski rep (sl. 56), tako da dolazi do potpunog razdvajanja materijala sivog peščara od korisne komponente. Raspored je u sivim peščarima približno logaritamski normalan, tu dolazi glavna masa materijala. Međutim, uran je najvećim delom akumuliran u logaritamskom repu. Ova činjenica predstavlja glavnu geohemijsko-metalogenetsku karakteristiku orudnjenja ležišta, jer je zastupljena u svim rudonosnim paketima i nivoima sa rudnim telima.

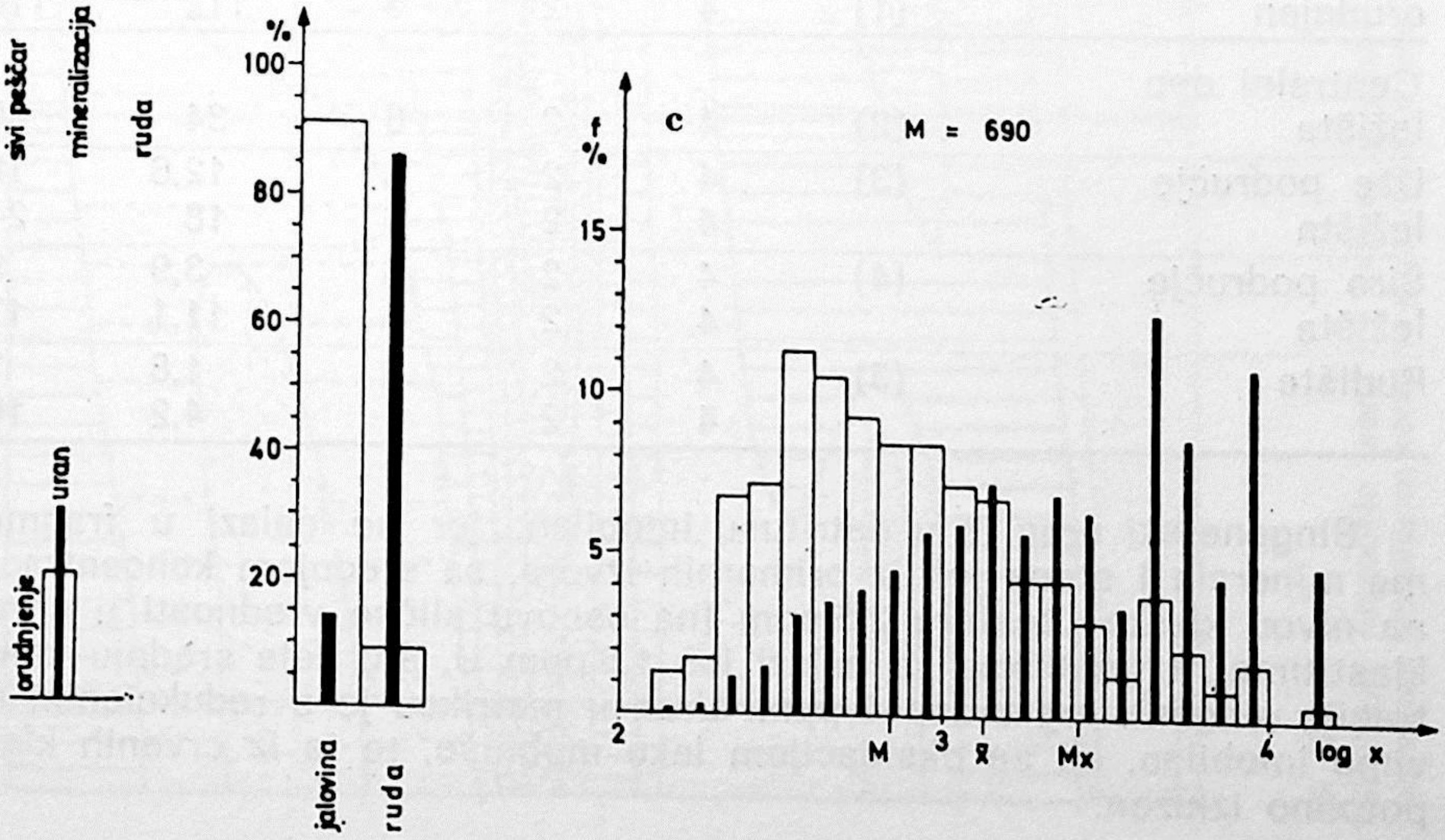
Kao ilustracija strukture rasporeda urana u prostoru I rudonosnog paketa dajemo detalj (sl. 57) u krupnoj razmeri sa sl. 50. Raspored fonskog urana je slučajnog karaktera, a već izolinija 25 ppm U predstavlja oreol rudnih koncentracija, jer obavlja rudno telo. Srpasti oblik najviših koncentracija urana je samo interpretacija, da ukaže i na takvu mogućnost (nije rol oblik).

Sl. 56
Dvojni hostogrami raspodele urana u okonturenom delu I rudnog paketa (na sl. 50), sa otsecanjem jalovine i mineralizacije urana.
a — ceo okontureni prostor, b — mineralizacija i ruda urana, c — ruda urana.

Fig. 56
The dual histograms of uranium distribution in the outlined part of the I mineralized packet (on Fig. 50) with cutting off waste and mineralization uranium.
a — whole outlined space, b — mineralization and ore uranium, c — uranium ore.


f %
15
10
5
M = 11,6
x̄ = 140
Mx =1910
log 1:10
0
(1)
1 M
(10)
2 x̄
(100)
3 Mx
(1000)
4 log x̄
(10.000)(ppm)


%
100
80
60
40
20
sivi peščar
mineralizacija
ruda
f %
b
M . = 163
15
10
5
1
2 M
x̄
3
Mx
4
log x


%
100
80
60
40
20
uran
orudnjenje
jalovina
ruda
f %
c
M = 690
15
10
5
2
M
3
x̄
Mx
4
log x

Okonturenjem orudnjenja mi geološki otsecamo logaritamski rep od glavne mase materijala sa fonskim i anomalnim sadržajima urana. Otseče-ni logaritamski rep čini oko 1/5 zapremine I paketa, a u njemu se nalazi preko 90% ukupnog urana (sl. 56b). Orudnjenje ima maksimalan kontinui-tet u prostoru (sl. 50), što je dragoceno za usmeravanje istražnih radova.

Okonturenjem rude za proračun rezervi vršimo dalja otsecanja (sl. 56c), koja moraju biti strogo geološka po ekonomskim kriterijumima (S. J a n k o v i ć, 1957). U našem slučaju otsecamo preko 90% materijala ja-lovine, a u preostalih oko 10% zapremine koja predstavlja rudu, nalazi se oko 85% ukupnog urana.

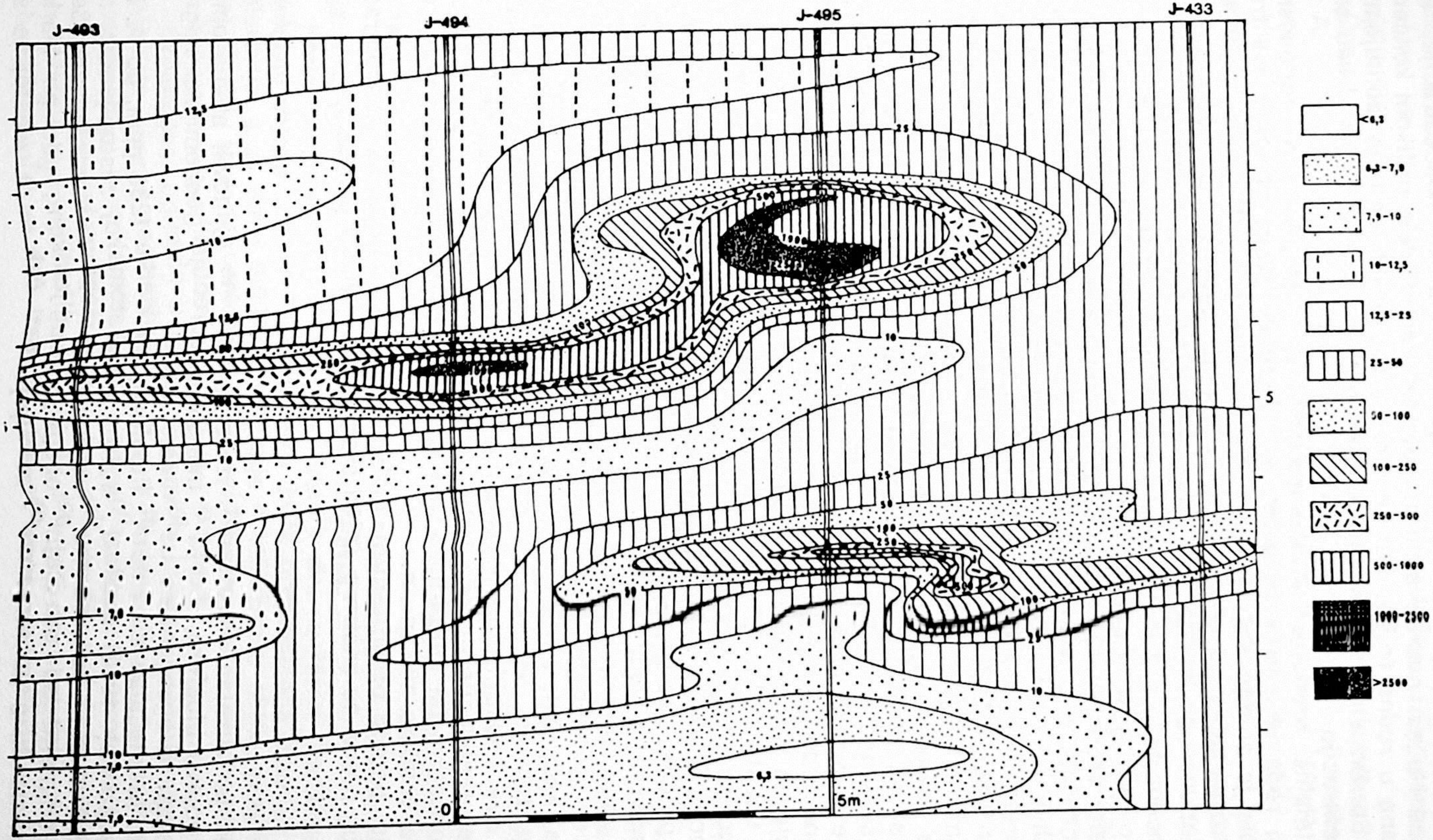
Orudnjenje u prostoru rudonosnih paketa čini relativno mali zapre-minski deo, a po količini akumuliranog urana čini sav ekonomski intere-santan uran, a to je preko 80% ukupnog urana. Ovako visoko stepen nje-gove akumulacije predstavlja značajnu metalogenetsku karakteristiku.

Orudnjenje urana u celokupnom prostoru rudišta je svakako zapre-minski zanemarljivi deo, ali po količinama urana njegov značajan deo. Za ilustraciju posmatrajmo srednje parcijalne koncentracije urana u svakoj zoni rudišta i ležišta, kako je to prikazano na sl. 5. Polazimo od najmanje površine, pa parcijalno i kumulativno pratimo srednje koncentracije urana po okonturenim zonama. Za upoređenje dajemo maksimalnu koncentraciju urana u detaljno istraženom delu I paketa. Srednje koncentracije urana su date u tabeli 4.

Tabela 4: Ocena koncentracija urana po blokovima rudišta (blokovi sa sl. 5), u ppm U

Blokovi rudišta		Singenetski uran	Anomalijski uran	Sindijige-netski uran	Orudnjenje iznad 50 ppm U	Sredina
I paket maksimalno orudnjen	(1)	4	2	6	112	118
Centralni deo ležišta	(2)	4	2	6	34	40
Uže područje ležišta	(3)	4	2	6	12,6	18,6
		4	2	6	18	24
Šire područje ležišta	(4)	4	2	6	3,9	9,9
		4	2	6	11,1	17,1
Rudište	(5)	4	2	6	1,8	7,8
		4	2	6	4,2	10,2

Singenetski uran je u detritusu imobilan, jer se nalazi u fragmenti-ma minerala i stena još iz primarnih izvora, sa srednjom koncentracijom na nivou klarka litosfere 2,5 ppm (na osnovu slične vrednosti u crvenim klastitima). U matriksu se nalazi još 1,5 ppm U, što daje srednju koncen-traciju singentskog urana 4 ppm. Uran u matriksu je u redukcionim uslo-vima imobilan, ali se oksidacijom lako mobiliše, te je iz crvenih klastita potpuno izlužen.



Sl. 57

Struktura raspodele urana i I rudnom paketu (detalj sa sl. 50), prikazana izolinijama koncentracija urana (u ppm)

Fig. 57

Structure of uranium distribution in the I mineralized packet (detail from Fig. 50), shown by contours of the equal uranium concentrations (in ppm).

Uran fonskih anomalija predstavlja dijagenetske koncentracije, koje su mobilne i učestvovale su u procesima preraspodele prilikom koncentrisanja urana u rudna tela, što se vidi sa sl. 57 (okontureno izolinijom 25 ppm U). Sterilni sivi klastični sedimenti rudišta sadrže 6 ppm U kao srednju koncentraciju.

Maksimalne srednje koncentracije urana se nalaze u rudonosnim paketima, reda veličine 100 ppm, a u I paketu skoro 120 ppm. Centralni deo ležišta je znatno siromašniji (40 ppm U), ali ipak daleko najbogatiji uranom, uzimajući u obzir njegovu debljinu. Idući lateralno koncentracija urana relativno brzo pada, sve do poslednje zone rudišta gde je minimalno iznad koncentracije u sterilnim sivim klastitima. Srednja koncentracija urana za celo rudište je svega 10,2 ppm.

Promene srednjih koncentracija urana dolaze isključivo od varijacija koncentracija u orudnjenju. Srednje koncentracije rudnog urana zakonito opadaju od centralnog ka perifernim delovima ležišta i rudišta. Međutim, činjenica je da u centralnom delu ležišta stepen istraženosti je višestruko veći, tako da je ocena »pouzdanja«, što znači da se u perifernim zonama mogu naći orudnjeni delovi, slično kao oko bušotine B-1.

Iz ove ocene sledi da u rudištu ima više rasejanog fonskog urana od onog skoncentrisanog u orudnjenju. Međutim, pretežni deo fonskog urana je singenetskog porekla i nalazi se u litoidnim fragmentima i detritusu, te je praktično imobilan. Mobilni anomalijski uran geohemijski se ne razlikuje od rudnog, u procesu preraspodele u sivim klastitima ovaj se uran rasejavao kao primarni oreoli rasejavanja oko orudnjenja.

Da bi uopšte počeo proces preraspodele urana u smislu stvaranja većih koncentracija, smatram da je neophodna neka granična minimalna koncentracija u rudištu, predpostavljam negde oko 4 do 5 ppm mobilnog urana. U procesu preraspodele prvo dolazi do akumuliranja urana u rudonosnim paketima i nivoima sa koncentracijama na nivou mineralnih pojava (iznad 50 ppm), što predstavlja istaknutu parcijalnu populaciju (sl. 56b). Dalji procesi geohemijske preraspodele dovode do obogaćenja u klasi orudnjenja, kada dolazi do stvaranja parcijalnih populacija koje predstavljaju rudna tela (sl. 56c). Dalji procesi preraspodele urana idu u pravcu stvaranja sve bogatijih koncentracija, do ekstremno bogate rude. Da bi ovaj proces reciklacije urana išao do kraja svakako je potrebna znatna srednja koncentracija mobilnog urana u rudnim paketima i nivoima, verovatno reda veličine 100 ppm.

U nekim bogato orudnjenim blokovima I paketa srednje koncentracije mobilnog urana su znatno iznad srednje vrednosti I paketa.

Ugljenik

Ugljenik je izuzetan elemenat, izuzetne osobine njegovih atoma omogućile su pojavu biosfere, koja u mnogome određuje geohemijsku migraciju elemenata u egzogenim uslovima.

Ugljenik je značajan elemenat litosfere, po klarku (230 ppm, po A. P. V i n o g r a d o v u, 1962) dolazi na 16., a po atomskoj zastupljenosti na 12. mesto. Neznatno se akumulira u kiselim magmatskim stenama (300 ppm), ali sedimenti su značajno obogaćeni ugljenikom, gde po klarku (1%) dolazi na 8., a po atomskoj zastupljenosti čak na 4. mesto; te se

nalazi u grupi glavnih elemenata. To je rezultat geohemijske delatnosti biosfere, koja je ugljenik iz atmosfere i hidrosfere (CO_2) prebacila i fiksirala u litosferu (u sedimente).

Ocena sadržaja ugljenika u kontinentalnoj kori i njenim geosferama, po A. B. Ronovu i A. A. Jarošev skom (1976), je znatno viša od ocene A. P. Vinogradova (1962) i S. R. Taylora (1964).

U rudištu Žirovski vrh ugljenik se nalazi između glavnih elemenata (tabela 3), gde je po fonu na 7. (u orudnjenju na 6. mestu), a po atomskoj zastupljenosti na 5. mestu. Ugljenik se pretežno nalazi u karbonatima, a podređeno u ugljenisanoj organskoj materiji (tabela 5).

Tabela 5: Sadržaji karbonata i elementarnog ugljenika u ležištu (%)

	Sterilni sivi klastiti	Orudnjenje	Ležište
Karbonati	8,17	10,96	8,49
C- karbonatni	0,9803	1,3149	1,0194
C-organogeni	0,2069	0,6061	0,2609
Ugljenik	1,1872	1,9210	1,2803

Sadržaji ugljenika u sterilnim sivim klastitima Žirovskog vrha su na nivou vrednosti klarka za sedimentne stene (po A. P. Vinogradovu, 1962), ali su znatno ispod vrednosti klarka ugljenika za sedimentnu (3,4%) geosferu (po A. B. Ronovu i A. A. Jarošev skom, 1976), odnosno za peskovite sedimente kontinentalne kore (1,55%). Sive tvorevine Žirovskog vrha nisu obogaćene ugljenikom.

Orudnjenje Žirovskog vrha je relativno malo obogaćeno u karbonatnom ugljeniku (preko 30%), ali postoji znatno obogaćenje u organogenom ugljeniku (oko 3 puta). Na osnovu izotopskog sastava (T. Dolenec in J. Pezdič, 1979) minimalno 1/3 karbonatnog ugljenika ima organogeno poreklo, tako da bi organogeni ugljenik preovladao u orudnjenju Žirovskog vrha.

Uloga ugljenika kao faktora precipitacije urana i formiranja orudnjenja je dvojaka, upravo sa suprotnim ulogama.

Karbonatni ugljenik omogućuje uranilu da u formi karbonatnih kompleksnih anjona bude u rastvoru, tako da je omogućena njegova intenzivna migracija, a sa tim i njegovo unošenje u ležište u obliku pravih rastvora. Bez drugih faktora, uran bi u rastvorima napustio rudonosnu formaciju sivih klastičnih sedimenata, kao što je i došao.

Organogeni ugljenik u formi ostataka biljne materije je doveo do stvaranja izrazite redukcione sredine u sivim klastičnim sedimentima Žirovskog vrha. Biljna materija je omogućila život heterotrofnim sulfatredukujućim bakterijama, koje su stvarale vodonik sulfid. U procesu ugljenisanja biljne materije vršilo se frakcionisanje, uz stvaranje gasovitih i tečnih ugljovodnika a ove mobilne komponente su migrirale u okolni pro-

stor. Na taj način je ostvarena izrazita redukciona sredina, čiji su glavni agensi bili vodonik sulfid i ugljovodonici (uz prisustvo i drugih reduktora, kao što je vodonik i drugi), što je uslovilo procese orudnjavanja. Utvrđena je pozitivna korelaciona zavisnost organogenog ugljenika i urana (V. O m a l j e v, 1981c).

U procesu zrenja sedimenata odvijala se ugljenizacija biljnih ostataka zbog povećanja temperature. Kada je temperatura dostigla vrednosti preko 50°C počinje izumiranje bakterija, tako da se dalje vrši samo frakcionisanje ugljevite materije na ugljovodonike i antracit. Na taj način se menja karakter redukcione sredine, ona od izrazito vodonik sulfidne prelazi na ugljovodoničnu (glejevij tip, po A. I. P e r e l j m a n u. 1968, 1974), koja se zadržava sve do savremenog doba.

U orudnjenju se nalazi povećan sadržaj ugljenika, karbonatnog i naročito organogenog, što predstavlja njegovu osnovnu geohemijsku karakteristiku. Pri tome je od naročitog značaja prisustvo rastvorne organske materije, koja predstavlja mobilnu formu organogenog ugljenika (V. O m a l j e v, 1981d).

Zavisnost stvaranja akumulacija urana od karbonatnog ugljenika je složena i nedovoljno proučena, naročito zbog prisustva lakorastvornih i teškorastvornih karbonata u ležištu (V. O m a l j e v, 1981c, u štampi).

Izotopska separacija ugljenika u procesu frakcionisanja biljne materije i njene oksidacije u karbonatnu formu dovodila su do povećanja lakog izotopa ugljenika, tako da odstupanja δC^{13} imaju negativne vrednosti u karbonatima (sl. 25).

Sumpor

Sumpor je značajan elemenat litosfere, u kojoj se po klarku nalazi na 14. mestu, a ista mu je i atomska zastupljenost. Sedimenti su nešto obogaćeni sumporom, gde je po klarku i atomskoj zastupljenosti na 11. mestu. Sumpor je vitalan sastojak živih organizama, ali je količinski malo zastupljen.

U ležištu je sumpor odmah posle glavnih elemenata, nalazi se po fonu na 10, a po atomskoj zastupljenosti na 11. mestu. Isključivo se nalazi u sulfidnim mineralima rudne asocijacije.

Sumpor se ne jedini sa uranom niti na bilo koji način učestvuje u geohemijskim reakcijama direktno sa uranom (jedino preko kiseonika u sulfatima). Međutim, njegova uloga i značaj u obaranju urana su značajni, naravno posredstvom drugih elemenata, prvenstveno Fe i drugih metala sa promenljivom valencom.

U oksidacionim uslovima uran ulazi u sastav sulfatnog kompleksa, koji igra podređenu ulogu u procesu migracije urana. Moguće da je u procesu migracije urana iz bliskih izvora u rudište, sulfatna forma igrala značajnu ulogu, u svakom slučaju podzemne vode su donosile značajne količine rastvorenih sulfata.

Redukcijom sulfata, posredstvom bakterija *Desulfovibrio*, stvarale su se značajne koncentracije vodonik sulfida za obrazovanje redukcionih barijera u sivim klastitima ležišta.

Uloga sumpora u procesima oksidacije orudnjenja je značajna. Oksidacija je takođe intenzivirana životnom delatnošću tionovih bakterija, kao npr. *Thiobacillus ferrooxidans* koji intenzivno oksidiše pirit i sulfide teških metala, stvarajući sulfate. Ovi procesi su verovatno igrali značajnu ulogu prilikom oksidacije primarnih koncentracija urana u sedimentima poplavnih ravnica, što je moglo služiti kao značajan izvor urana za njegovu precipitaciju u sive klastite. U savremenom dobu oksidacijom orudnjenja stvaraju se sulfati Fe i drugih metala pa i urana, a sulfati uranila migriraju u dublje delove ležišta.

Kao granica oksidacione zone javlja se piritna barijera (A. I. P e r e l j m a n, 1972), koja štiti ležište od dalje oksidacije, njenim pomeranjem oksidacija napreduje po dubini.

U procesima reakcija vodonik sulfidnih anjona, vršila se izotopna separacija obogaćenja lakim izotopom S^{32} (M. L. J e n s e n, 1958), koja se odvijala na nižim temperaturama. Ukoliko su temperature rasle, zbog tonjenja sedimenata, ova separacija je gubila na intenzitetu, a takođe i bakterije su imale sve slabije uslove za život, tako da proces prestaje ili se značajno usporava na temperaturama preko 50°C.

Izotopna odstupanja sumpora iz ležišta Žirovski vrh i susednih pojava i ležišta bakra ispitivali su M. R i s t i ć (1971) i M. D r o v e n i k (1976). Varijacije δS^{34} imaju najveću varijabilnost u sulfidima Žirovskog vrha, od +2,52‰ do —36,8‰, odnosno preko 39‰, što je dokaz za biogeno poreklo vodonik sulfida. Značajno je napomenuti da su varijacije δS^{34} iz uranovih ležišta na platou Kolorada još veće (varijacioni interval zavisi i od broja podataka).

Fosfor

Fosfor je takođe značajan elemenat litosfere, po klarku i atomskoj zastupljenosti se nalazi na 11. mestu, u kiselim stenama na 12., a u sedimentima na 13, mestu. I fosfor je vitalan sastojak biosfere, ali je količinski malo zastupljen.

U rudištu Žirovski vrh fosfor se po fonu i atomskoj zastupljenosti nalazi na 13. mestu (sem u fonu orudnjenja gde je na 15. mestu — tabela 3). Verovatno se nalazi u Ca fosfatu u primarnoj zoni ležišta, bilo kao apatit, bilo kao neidentifikovani, rasuti fosfati Ca, a možda i drugih metala.

Fosfor nema neku izrazitu ulogu u precipitaciji i obaranju urana iz rudonosnih rastvora. Njegova jedinjenja sa uranilom su u vodi nerastvorna i odmah se obaraju. Uloga fosfora je bitna pri oksidaciji orudnjenja, jer svojim značajnim atomskim prisustvom (4 puta veće od urana u orudnjenju) obezbeđuje stvaranje nerastvornih fosfata uranila i drugih katjona, koji odmah kristališu i tako ostaju na mestu. Bez fosfora bi tu ulogu verovatno igrao samo silicijum, možda ne tako efikasno kao udružen sa fosforom i vanadijumom.

Gvožđe

Gvožđe dolazi u grupu glavnih elemenata litosfere, po klarku je na 4., a po atomskoj zastupljenosti je na 5. mestu. U ležištu je slično, samo za jedno mesto je niže.

Glavna količina gvožđa je vezana za petrogene minerale, i kao takva ne učestvuje u oksidaciono-redukcionim procesima. Ali njegova velika količinska i atomska zastupljenost, uz dobru rastvorljivost, određuje njegovu tipomorfnost u svim geohemijskim situacijama. Naravno da je presudna njegova sposobnost da menja valenciju.

Značajno je da se u rudonosnim rastvorima nalazila relativno velika koncentracija jona Fe^{2+}, koji su bili spremni da reaguju sa uranil-jonom odmah nakon njegovog oslobađanja iz karbonatnog kompleksa. Posredstvom fero-jona redukovao se uranil-jon (G. B. Naumov, 1960) u jedinjenje UO_2, koje se odmah obaralo (A. K. Lisicin, 1962) u vidu pehblende, ili se jedinilo sa SiO_2 i obaralo kao hidratisani silikat urana, sodit-kofinit tipa.

Činjenica da u orudnjenju često imamo više feri nego fero oksida ide u prilog ovakvog shvatanja procesa redukovanja i obaranja uranila i stvaranja crnih uranovih minerala u ležištu.

Dvovalentni jon gvožđa bio je glavni potrošač vodonik sulfida stvaranjem sulfida, prvenstveno pirita, halkopirita i arsenopirita.

Ostali metali

Ostali metali rudne asocijacije elemenata su prisutni u malim koncentracijama, redovno ispod 0,1%, a najčešće ispod 0,05%. Metali kao Pb, Zn, Cu i As grade sulfide (kao metali u tragovima Co, Ni, Mo, Sb), dok je neizvesna mineralna forma vanadijuma. Svi ovi metali su igrali epizodnu ulogu prilikom precipitacije urana, relativno su brzo bili obarani, s obzirom na značajnu zastupljenost vodonik sulfida. Svi ovi metali su bili obarani na redukcionim barijerama, te su unošeni u ležište najkasnije u ranoj dijagenezi.

Jedino je olovo izuzetan elemenat, jer je u toku geološkog vremena nastojalo radioaktivnom dezintegracijom urana i torijuma. Uzimajući u obzir koncentracije ovih elemenata, jedino je teški izotop urana imao vidnog učešća u stvaranju radiogenog olova.

Prilikom oksidacije orudnjenja, ovi elementi se rasejavaju shodno svojim geohemijskim osobinama. Neki ostaju na mestu uz uran, na prvom mestu V, As i Mo gradeći vanadate, arsenate i molibdate urana sa Pb i podređeno sa Cu (uz Ca i K), te se kao sopstveni minerali, ili kao izomorfne primese nalaze u sekundarnoj mineralizaciji. Cink i delom bakar migriraju i delimično se iznose iz ležišta.

Glavni elementi sulfidne mineralizacije, sem što grade sopstvene minerale, nalaze se i kao primese u drugim sulfidima. Tako kristalni pirit sadrži oko 1% As i Pb, pirit orudnjenih bakterija sadrži do 3% As, oko 1% Pb, 0,7% Zn i 0,2% Cu. Halkopirit sadrži do 1% As, galenit do 1% Zn, sfalerit do 1% Pb i Cd.

Elementi u tragovima su uglavnom u drugim mineralima. Interesantno je da se Ag nalazi najviše u galenitu do 170 ppm, halkopiritu do 150 ppm, sfaleritu do 90 ppm i piritu do 50 ppm, dok ga u arsenopiritu ima u tragovima (2 ppm). Antimona je najviše u halkopiritu do 0,3% i galenitu do 0,1%, u ostalim sulfidima ga nema. Kobalta i nikla je najviše u piritu, arsenopiritu i halkopiritu, a u ostalima ih je vrlo malo. Bizmuta ima sa-

mo u galenitu, a Cd samo u sfaleritu (u jednom uzorku sfalerita nađen je In).

Neizvesna je mineralna forma Ge, on je utvrđen samo hemijskim analizama u orudnjenju. Volfram se nalazi u akcesornom šelitu, a Sn je verovatno takođe u akcesornom kasiteritu (koji nije nađen).

Savremena hidrogeohemijska situacija ležišta

U okviru hidrogeohemijskih ispitivanja rudišta utvrđeno je da su zastupljena tri hemijska tipa površinskih i podzemnih voda (S. Pokrajac, 1962):

1. Hidrokarbonatno-hloridne, sa 10 ppb urana.
2. Hidrokarbonatne, sa 4 ppb urana.
3. Hloridno-hidrokarbonatne, sa 2 ppb urana.

Prema katjonskom sastavu, Ž. Petrović je (1969) ove vode podelio na 4 grupe: 1) kalcijske, 2) kalcijsko-magnezijske, 3) kalcijsko-natrijske, i 4) natrijsko-magnezijske. U samom rudištu preovlađuju isključivo Ca-Na vode 3. tipa, pri čemu u većini Ca preovlađuje, a vrednosti pH se nalaze između 6,8 do 7,5.

Dušan Novak (1977) je takođe dao detaljne podatke o količinama urana u površinskim vodama, ali ti su radovi bili kada je već bila poremećena priroda površinskih voda dotokom jamskih voda iz ležišta. Voda koja izvire iz sive subformacije ima ispod 0,1 ppb U, iz crvene subformacije 0,06 ppb U, iz trijaskih dolomita 5,13 ppb U. Vode potoka kroz permokarbonske stene imaju 0,5 ppb U, potok Zala kroz crvenu i sivu subformaciju 0,08 ppb U, potoci kroz crvenu subformaciju 0,11 ppb U, reka Sora 0,48 ppb U, a potoci kroz dolomite 0,9 ppb U. Iz ovih podataka Simon Pirc (1977) zaključuje da se najviše urana iznosi izvorskim vodama iz karbonatnih stena trijaskog forlanda, a znatno manje iz gredenskih slojeva, čak manje nego iz permokarbonskih tvorevina.

Činjenica da se uran, praktično, ne iznosi iz rudišta podzemnim i površinskim vodama u savremenom dobu, je od najvećeg značaja, ne samo sa aspekta očuvanja ležišta, već i sa aspekta kontaminacije životne sredine. Vekovima su ljudi živeli na rudištu i pili vodu iz njega. Istražni radovi su poremetili prirodno stanje, ali jamska voda ne nosi mnogo urana, a u reci Brebovščici koncentracija se razblaži do 30 puta, te je ispod graničnih dozvoljenih vrednosti za površinske vode.

Jamska voda je u 1976. godini iznosila oko 490 ppb urana, zaokruženo 0,5 ppm, što na relativno skromnu količinu (oko 25 l/s) ne predstavlja značajnu količinu.

Model stvaranja rudišta Žirovski vrh

U skladu sa savremenim idejama mehanizama obrazovanja rudišta (S. Janković, 1973) kao petrološko-geohemijskog sklopa minerala i elemenata, dajem opšti model obrazovanja tvorevina rudišta kroz geološko vreme, uključujući sve geološke procese koji su dugogodišnjim istraživanjima dešifrovani. Naravno da treba imati u vidu da ovaj model predstavlja opštu sliku geoloških događaja na sadašnjem nivou istraženosti, koja će narednim istraživanjima biti dopunjavana i u detalju proširivana.

Korisni rudni minerali u rudištu su količinski zanemarljivo malo prisutni u rudonosnoj formaciji, tako da procesi njihovog formiranja predstavljaju samo epizode u sklopu geoloških procesa oblikovanja petrološkog kompleksa gredenskih slojeva. Ekonomski aspekt je presudan, tako da zanemarljivo mala količina korisne komponente u stenama je isključivi razlog da se ovim proučavanjima uopšte prišlo.

Da bi istakli procese koji su doveli do akumulacija korisne komponente, urana, posebno ćemo detaljno obraditi metalogeniju rudišta, kao sklop geoloških procesa koji su bili presudni za formiranje ekonomskih akumulacija urana u rudonosnoj formaciji.

Petrološki aspekt formiranja rudonosne formacije u sadašnjem obliku u osnovi je isti kao i metalogenetski, samo sada su u težištu procesi koji su doveli do stvaranja petrološkog kompleksa gredenskih slojeva, uključujući i sve promene do savremenog doba.

Obrazovanje petrogenog kompleksa gredenskih slojeva sa rudištem urana bilo je višefazno, a ono u opštem slučaju obuhvata:

— Površinsko raspadanje stena u području izvora materijala
— Mehanizam prenosa materijala i elemenata
— Mehanizam sedimentacije materijala i absorbcije elemenata
— Promene sedimenata kroz geološko vreme
— Procesi koncentrisanja elemenata, prvenstveno urana
— Savremeni procesi raspadanja rudišta

Svi ovi procesi odigravali su se u toku geološkog vremena, sledeći jedan za drugim i smenjujući jednu fazu za drugom, sve do savremenog doba.

Geotektonski aspekt događaja je sekundaran, te će relativno malo biti pominjan. Primarni su geološki procesi akumulacije materijala i procesi promena koji su doveli do obrazovanja stena i orudnjenja u sadašnjem vidu.

Sedimentacija materijala

U permokarbonsko vreme prostor rudišta je bio pod plitkim morem, u kome se nedaleko od obale vršila sedimentacija glinovito-peskovitih naslaga sa interkalacijama peskova, nekad i konglomerata. Obližnje kopno je bilo u priličnoj meri zaravnjeno, zato se u moru talože prvenstveno glinovito-peskoviti sedimenti, sa znatnom količinom organske materije pretežno biljnog porekla. Materijal je pretežno vodio poreklo od kristalastih škriljaca, sa vrlo malo materijala poreklom od magmatskih stena.

Obližnje kopno je tektonskim pokretima saalske faze ubrano, došlo je do vertikalnih pokreta koji su znatno izmenili reljef. Kao posledica izdizanja došlo je do regresije mora. Obalska linija je u prvo vreme bila nepostojanja, dolazilo je do povremenih malih ingresija, što se ogleda u smenjivanju plitkovodno-morskih glinovitih sedimenata i pribrežno-morskih peskova plaža i verovatno rečnih naslaga. Posle nekoliko promena kopno se veoma izdiglo i dospelo je u zonu intenzivne denudacije (sa površinskim raspadanjem) uz formiranje većih rečnih slivova.

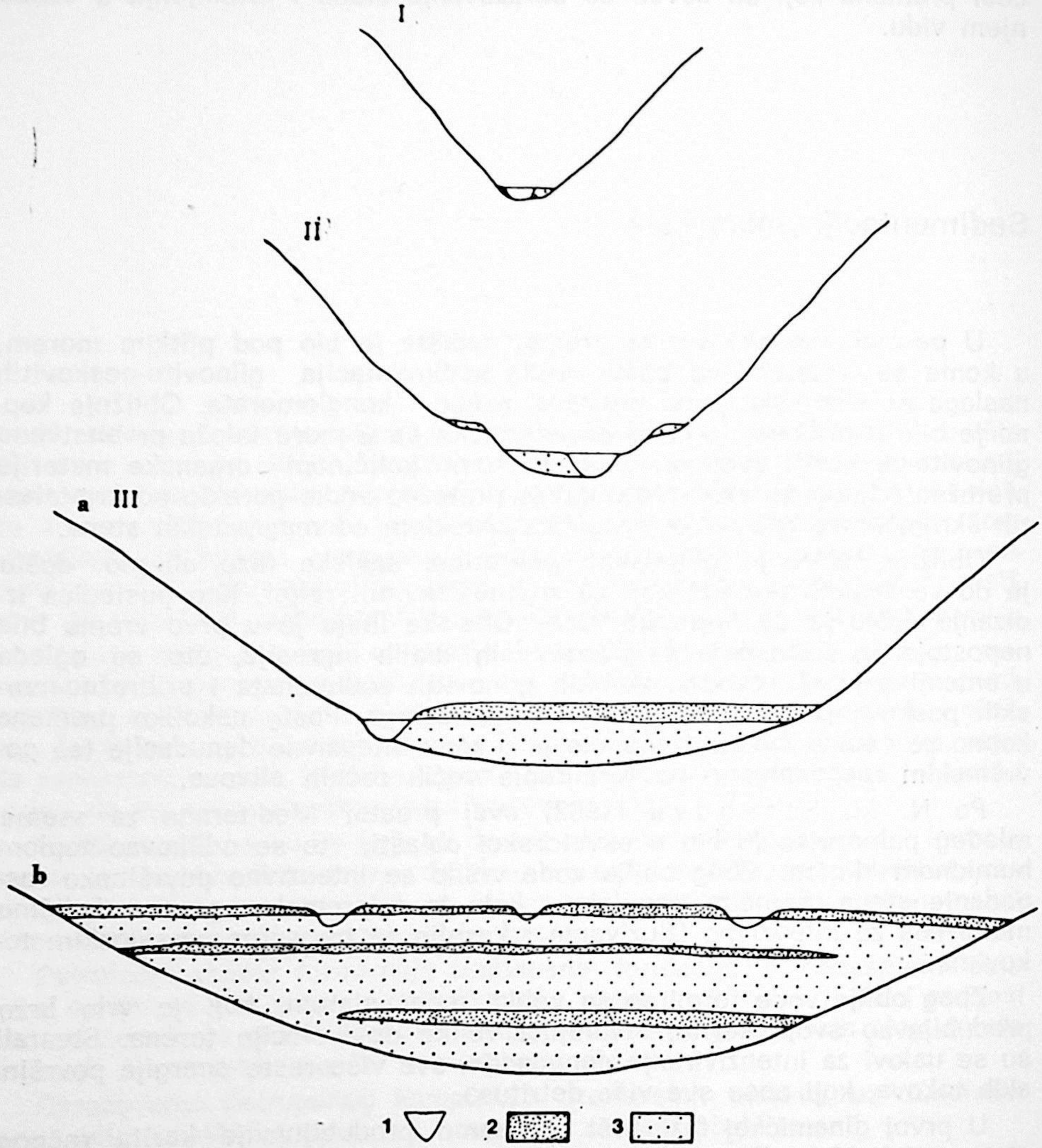
Po N. M. Strahovu (1962) ovaj prostor Mediterana za vreme mlađeg paleozoika je bio u ekvatorskoj oblasti, te se odlikovao toplom humidnom klimom. Zbog obilja vode vršilo se intenzivno površinsko raspadanje stena, naročito hemijsko, koje je pripremalo ogromne količine materijala za intenzivno izluživanje i kasnije za transport površinskim tokovima.

Zbog obilja vode formirao se veliki rečni sistem, koji je vrlo brzo produbljavao svoja korita, stvarajući velike denivelacije terena. Stvarali su se uslovi za intenziviranje denudacije, sve više raste energija površinskih tokova, koji nose sve više detritusa.

U prvoj dinamičkoj fazi vrši se samo produbljivanje korita rečnog sistema (sl. 58 — I), pri tome se vrši ponovno razaranje instrativnog aluvijuma, tako da se sada nigde sa sigurnošću ne mogu identifikovati najstariji rečni sedimenti.

Početak fluvijalne sedimentacije dolazi u drugoj dinamičkoj fazi, tada se stvara konstrativni aluvijum, stvaran isključivo u živome rečnom koritu (sl. 58 — II).

Za svo vreme prve dinamičke faze nemamo očuvane sedimente, te ovo vreme predstavlja vremenski hijatus, u odnosu na marinske i pribrežno-morske sedimente. Starija podloga za gredenske sedimente predstavlja paleoreljef, koji je modeliran denudacijom u prvoj dinamičkoj fazi, za ko-



Sl. 58

Model dinamičkih faza rečne sedimentacije.

I — Prva dinamička faza, reka produbljuje dolinu stvarajući instrativni aluvijum.

II — Druga dinamička faza, reka proširuje i produbljuje rečnu dolinu stvarajući konstrativni aluvijum.

III — Treća dinamička faza, reka proširuje rečnu dolinu stvarajući perstrativni aluvijum:

a — početak treće faze, 1. ritam sedimentacije;

b — sredina treće faze, 3. ritam sedimentacije.

1 — aktivno rečno korito, 2 — sedimenti poplavne (aluvijalne) ravnine, 3 — sedimenti rečnog korita.

ju ne znamo koliko je trajala. To je verovatno vreme između donjeg i srednjeg perma, možda vreme trogkofelskog kata.

Relativno brzo rečni sistem ulazi u treću dinamičku fazu (sl. 58) stvaranja perstrativnog aluvijuma, koji je karakterističan po aluvijalnim ciklusima, koji se vremenski ponavljaju. Rečno korito je sada relativno široka dolina po kojoj reka počinje da meandrira, šireći je sve više i više (sl. 58 — IIIa). Uporedo sa širenjem doline vrši se i sedimentacija u živome rečnom koritu. Na velikoj poplavnoj ravnici talože se sitnozrniji sedimenti poplavnih faza. Naravno da se tada formiraju i rečna ostrva, ade koje razbijaju rečno korito na manje rukavce, stvarajući obilje plićaka, mrtvaja i slično, U ovim relativno mirnijim delovima basena nagomilava se biljni detritus, koga u sedimentima živoga rečnog korita nema mnogo (tu se češće nalaze ostaci stabala).

Kada se dolina dovoljno proširila, rečno korito toliko meandrira da se svi njeni delovi povremeno nalaze u stanju poplavnih ravnina, relativno daleko od korita. Najveći deo vremena poplavne ravnine su izložene intenzivnoj oksidaciji, one su najčešće zarasle u močvarno i drugo bilje. Tada se primarno sivi aluvijalni nanosi poloja oksidišu i pretvaraju se u crvene klastične sedimente. Ovaj proces nije posebno proučavan na rudištu.

Ponavljanje rečnih ciklusa je nesimetrično i uopšte neujednačeno, posmatrajući produkte, sedimente. Zato smo usvojili termin ritmičnost za verikalno ponavljanje istog tipa sedimenata. Svaki sledeći ritam je drugačiji, sedimenti živoga korita (siva subformacija) su sve sitnozrniji, tako da se od III ritma stvaraju samo peščari i alevroliti. Takođe je i debljina sivog člana ritma sve manja, verovatno je to delimično posledica i manje brzine sedimentacije.

Rečna dolina se već toliko proširila da sve više dolazi do izražaja cepanje rečnog korita na rukavce (sl. 58 — IIIb), zbog velikog broja ada. Ova degradacija rečnog korita je prisutna još od I ritma, progresivno napreduje, a od III ritma reka je već potpuno degradirana i prelazi u raspletenu reku (braided river). Od V ritma nema više značajnijih rečnih korita u kojima bi se stvarali sivi peščari, preovladao je oksidacioni režim i u malim koritima raspletene reke, što znači da se oksidacija sada vrši ne samo na poplavnim ravnicama, već i u sedimentima korita. Sledeće ritmove više ne razlikujemo, te je skoro cela crvena subformacija uslovno stavljena u V sedimentacioni ritam.

Fig. 58

Model of dynamic phases of river sedimentation.

I — First dynamic phase, the river deeps river valey creating instrative alluvium.

II — Second dynamic phase, the river enlarges and deeps river valey creating constrative alluvium.

III — Thir dynamic phase, the river enlarges river valey creating perstrative alluvium:
a — beginning of the third dynamic phase, rhytm I of the sedimentation;
b — middle of the third dynamic phase, rhythm III of the sedimentation.

1 — active river bed, 2 — sediments of the inundation (alluvial) plain, 3 — sediments of the river beds.

Međutim, ritmika sedimentacije raspletene reke se nastavlja, mnogobrojna mala korita reke brzo migriraju po sve većoj poplavnoj ravnini. Povremeno dolazi i do denivelacije terena zbog tektonskih pokreta. Crvena subformacija nije dovoljno proučena da bi se njena geološka istorija detaljnije ispričala.

Vrlo je verovatno, da se u toku ovog geološkog vremena klima menjala, da je vremenom postala aridnija zbog pomeranja celog prostora ka severnijim aridnim pojasevima. Klima je bila izrazito sezonska, sa kišnim i sušnim periodima, sezonama. Povremeno dolazi do veće humidnosti, raspletena reka oživljava i taloži grubozrnije sedimente (uključujući i psefite), a u aridnijim periodima reke skoro presušuju (u dužim vremenskim periodima).

Rečna sedimentacija se naglo prekida marinskom transgresijom u gornjem permu, talože se karbonatni sedimenti plitkog mora delimično i laguna (žažarski slojevi).

U trijasu se nastavlja sedimentacija plitkog mora, stvaraju se liskunoviti škriljci, koji se smenjuju sa peščarima i karbonatnim sedimentima. Od srednjeg trijasa pa na dalje more je sve dublje, pretežno se stvaraju krečnjaci i dolomiti.

Na ovom terenu nema mlađih sedimenata od trijaskih ,ali najverovatnije se marinska sedimentacija nastavila sve do kraja mezozoika, sve do alpijskih tektonskih pokreta, koji su doveli do regresije mora.

Formiranje gredenskih klastita rudišta

Pa završenoj rečnoj sedimentaciji počeli su procesi zrenja naslaga i pretvaranja od nevezanih rečnih naslaga u vezane klastične sedimentne stene. Ovi procesi su bili kompleksni i još uvek nedovoljno jasni (T. Budkovič, T. Dolenec, i dr., 1977). Uticaji su bili često mehanički, drobljenje detritičnih zrna, plastična deformacija ovih zrna prvenstveno liskuna. Ipak su ovi procesi najčešće hemijske prirode i u tesnoj su vezi sa procesima u pornim rastvorima. Posledica ovih fizičko-hemijskih procesa je i promena boje u vezi sa nastankom različitih generacija cementne materije.

Raznovrsnost klasifikacija i determinacija procesa sazrevanja sedimenata su imale uticaja na istraživače ležišta. Vrlo često je terminologija izazivala burne diksusije ili nerazumevanje pojedinaca. Još uvek nije postignuta jednoobraznost obrade i interpretacije procesa u peščarima, a često i u vezi sa uranovim orudnjenjem (sekundarna redukcija kao rudonosni proces, itd.).

Konačno formiranje ovih klastičnih stena izvršilo se kroz procese dijageneze, epigeneze i retrogradne epigeneze, koja odgovaraju shvatanjima sovjetskih autora.

Dijageneza

Većina sovjetskih autora pod dijagenezom podrazumeva procese zrenja nevezanih sedimenata, dok neki autori pod dijagenezom shvataju sve procese u sedimentima, do njegovog površinskog raspadanja, ili do početka procesa metamorfizma.

Već od gornjeg perma pa za vreme celog mezozoika, gredenski sedimenti su tonuli sve dublje, dospevajući u zone sve većih pritisaka i temperatura.

Dolenc T. smatra da je odmah po taloženju sedimenata u fazi rane dijageneze (sindijageneze), pornom prostoru pripadalo do 40% celokupnog volumena, tj. sedimenti su bili vrlo loše sortirani i složeni. Intergranularni prostor je nekad bio ispunjen glinovitim matriksom-osnovom, koja je nekad potpuno oblagala detritična zrna. Fizičko-hemijski procesi su se odvijali prvenstveno na graničnom delu prema rastvorima. U toj fazi se vrši burna oksidacija, prvenstveno biljne materije.

Sedimenti izloženi dugotrajnom dejstvu slobodnog kiseonika se intenzivno oksidišu (sl. 59). Tada vodeću ulogu igraju autotrofne bakterije, koje razgrađuju biljnu materiju uzimajući iz nje ugljenik, a kao biološki proces se javlja oksidacija, npr. Fe se oksidiše i odmah obara kao hematit.

Potrebno je naglasiti da se oksidacija sedimenta, tj. njegovo pretvaranje od sivog u crveni, ne vrši sve dok je obilja biljne materije, koja u prvo vreme troši sav slobodni kiseonik.

U sedimentima ispod nivoa stalnih voda, posle utroška slobodnog kiseonika nastaju anaerobni uslovi, pogodni za život heterotrofnih mikroorganizama, koji kao produkt svog života stvaraju H_2S, a u manjoj meri slobodni H i N. Kao produkt ugljenizacije nastaju gasoviti ugljovodonici, prvenstveno metan.

Slobodni vodonik sulfid i ostale reduktivne materije kontaminiraju velike zapremine stena, stvarajući redukcionu sredinu vrlo promenljivog intenziteta (po vrednosti Eh). Prostori maksimalnih koncentracija reduktivnih materija postaju geohemijske barijere na kojima se redukuju i obaraju mnogi katjoni. Redukcioni procesi naročito utiču na vezivnu materiju koja postaje siva. Reduktivne materije su nekad migrirale i u oksidacionu sredinu crvenih pešćara, dolazi do sekundarne redukcije i stvaraju se zeleni i sivozeleni peščari i alevroliti (koji su redovno sterilni uranom). U redukcionim uslovima intenzivno se vrše procesi cementacije stvaranjem sekundarnog kvarca, karbonata, sulfida i rudnih uranovih minerala (pehblende i kofinita).

U ranoj fazi dijageneze kvarcna detritična zrna su se unekoliko rastvarala, korodovala, a u sledećoj fazi dolazi do stvaranja autigenih kvarcnih (nekad i feldspatskih) rubova, iste optičke orijentacije, nekad proširenih u smeru slojevitosti. Porni prostori su bili ispunjavani sitnozrnim kalcitskim cementom 1. generacije, u koje se nekad utiskuju autigeni rubovi. Ovi procesi se pretežno dešavaju u poznoj dijagenezi.

Za vreme dijageneze dolazi do stvaranja najveće mase karbonatnih konkrecija, koje su karakteristične za alevrolitske granulacije, naročito crvene.

Epigeneza

Daljim tonjenjem u veće dubine dijageneza postepeno prelazi u epigenezu, koja počinje nekako na dubini 200 do 300 metara, znači da je najstariji I sedimentacioni ritam bio u tim uslovima krajem srednjeg perma (sl. 59). Početkom trijasa celokupni gredenski slojevi prelaze u fazu epigeneze.

Ostaje sporna dubina do koje su potonuli ovi sedimenti, M. Drovenik (1970a) predpostavlja da su gredenski sedimenti u području Škofja dospeli do 5.000 metara dubine, kojoj odgovaraju temperature do 170°C i pritisak 145.000 kilopaskala (kPa). Na osnovu visokog stepena karbonizacije biljne materije i drugih manifestacija (kvarcno-kalcitske žice) ovo je vrlo verovatno, ali smatram da temperature nisu prelazile 200°C, niti pritisci 150.000 kPa.

Detritična zrna se pod pritiscima deformišu, mekša zrna se pretvaraju u pseudoosnovu (kasnija epigeneza), a tvrđa zrna dobijaju nazubljene kontakte, koji su nekad i konkavno-konveksni. Pri tome može doći i do ispucalosti zrna, a u pukotinama kristališu cementne materije, uključujući i rudne minerale (pretežno sulfidi).

Matriks u vidu protoosnove pri kraju dijageneze počinje da rekristališe u ortoosnovu, a taj proces se završava u ranoj epigenezi, kada su ovi sedimenti već dobro cementovani. Daljim porastom pritisaka i temperature matriks prelazi ponovnom kristalizacijom u silicijsko-sericitsku i sericitsko-hematitsko-silicijsku epiosnovu, koja potpuno zamenjuje prvobitne proto- i ortoosnove.

Završava se proces ugljenisanja biljne materije, koja potpuno prelazi u antracit, verovatno uz učešće smolastih materija koje predstavljaju lakorastvornu organsku materiju (po V. N. Ščetočkinu, i dr., 1975). Milan Ristić (1971) je mišljenja da je lakorastvorna organska materija postala frakcionisanjem ugljenisane materije za vreme dinamometamorfizma. Kako pravog metamorfizma u ovim sedimentima nije bilo, ti procesi su morali biti u poznoj epigenezi.

Za epigenezu je karakteristično intenzivno potiskivanje detritičnih zrna sa karbonatnim cementom 2. generacije, a to se dešava na većim dubinama od 3.500 metara, a zamenjivanje kvarca kalcitom je reverzibilna reakcija te su prisutna i zamenjivanja kvarcom. Druga generacija kalcita takođe potiskuje kalcit 1. generacije, kao i silicijsko-sericitsku epiosnovu, autigene rubove, a nalazimo ga i u pukotinama isušenja u karbonatnim konkrecijama.

U ovoj fazi je značajno raspadanje nestabilnih femskih minerala i litoidnih zrna, pri čemu je došlo do oslobađanja mnogih materija koje su prešle u rastvor, a među njima i metala.

Pri kraju epigenetskih procesa dolazi do tektonskih pokreta I tektonske faze, koja se manifestuje ubiranjem uz stvaranje klivaža. Pri tome se počinje vršiti redistribucija mnogih komponenti, najmobilnije komponente su silicijska i karbonatna materija, koje zapunjavaju svaku stvorenu pukotinu kvarcom i kalcitom, uz učešće i drugih minerala (uključujući i sulfide).

Retrogradna epigeneza

Pred daljim tonjenjem u najveće dubine (do 10.000 metara) i intenzivnijim epigenetskim i kasnije i metamorfnim promenama, gredenske slojeve su sačuvala intenzivna tektonska pomeranja.

Tektonski pokreti I faze bili su veoma intenzivni, dolazi do nabiranja uz stvaranje klivaža, a kasnije dolazi do velikih pomeranja stvaranjem velikih navlaka. Ova tektonska faza je svakako veoma dugo trajala, a u detalju nije proučavana.

Tako su gredenski slojevi relativno naglo izdignuti, te su došli u zone smanjenih pritisaka i temperature (ne računajući snažna orijentisane pritiske koji izazivaju tektonske deformacije). Predpostavljamo da su ove tvorevine došle relativno blizu površine, zbog tektonskih navlačenja. Sada se procesi redistribucije mobilnih komponenti odvijaju u znatno izmenjenim uslovima niskih temperatura i niskih hidrostatičkih pritisaka, ali povremeno u uslovima snažnih orijentisanih pritisaka. Ove uslove T. D o l e n e c naziva retrogradna epigeneza (T. B u d k o v i č, i dr., 1977).

U okviru ovih procesa najznačajniji je nastanak kvarcno-kalcitskih žica. U toku raznih tektonskih faza nastajale su otvorene pukotine u kojima su iskristalisali prvenstveno kvarc i kalcit u više generacija, često praćenih hloritom, albitom, sulfidima i nekad gipsom. Najmlađa generacija ovih žica je ostala nezaceljena, procesi su prekinuti nedovršeni.

Gredenski slojevi Žirovskog vrha konačno dolaze na samu površinu, gde se vrši površinsko raspadanje i erozija. Potok Brebovščica je usekao korito u kvartarno vreme i tako razorio povlatnu crvenu subformaciju. Tada je otkrivena siva rudonosna subformacija. U postdiluvijalno vreme otkriveni su i permokarbonski argilošisti. Tada dolazi do oksidacije manjeg broja rudnih tela, što predstavlja početak površinskog raspadanja ležišta urana u savremenom dobu.

Metalogenija rudišta Žirovski vrh

Pod metalogenijom rudišta podrazumevamo skup procesa koji su doveli do akumulacija korisne komponente, urana; uzimajući u obzir prvenstveno one procese koji su značajni za koncentrisanje urana, bez obzira koliko su ti procesi uopšte petrološki interesantni.

Proces stvaranja rudišta je višefazan i višestadijan (S. J a n k o v i ć, 1973) u opštem slučaju važni su procesi mobilizacije urana u području primarnih izvora, transport i njegovo obaranje u području ležišta. Dalje su od najvećeg značaja procesi koji su doveli do koncentrisanja urana u rudištu, kao i njegova konzervacija u toku dugog geološkog vremena.

Proučavajući materijalnu kompoziciju formacije gredenskih slojeva, posebno rudonosne sive subformacije, svi istraživači se, uglavnom, sla-

žu da je poreklo urana u istim petrološkim sredinama, koje su dale materijal za obrazovanje permskih gredenskih klastita.

Naročito je interesantna magmatska komponenta, posebno efuzivne stene. U početnoj fazi istraživanja učinjeni su veliki napori za identifikovanje magmatskih i metamorfnih stena, koje su bile izvori materijala, znači i urana, za stvaranje gredenske formacije, kao i rudišta. Do sada nisu identifikovane stene koje bi mogle biti izvori materijala. Činjenica da je bar ⅓ materijala poreklom iz vulkanita sličnih atezinskim navodi na sumnju da su slične stene pokrivene mlađim, ili su konsumirane nekim beniof sistemima.

Stene izvornog područja

Na osnovu petrografskog sastava, smatram da su u izvornom području bile erodovane sledeće stene: magmatske (plutoniti i vulkaniti), metamorfne i sedimentne. Relativno slaba zaobljenost, naročito krupnozrnih fragmenata, uvek je tumačeno kao posledica relativno kratkog transporta. Međutim, to nije jedino merilo pošto je materijal stalno prinošen pritokama duž celog rečnog toka. Verovatno se radilo o relativno velikom rečnom slivu dužine više stotina kilometara, a rudište je formirano u većem (možda glavnom) paleorečnom koritu.

Magmatske stene

Sa aspekta metalogeneze uranovog rudišta, kao izvor urana svakako su najinteresantnije magmatske stene, bilo plutonske ili vulkanske.

Na osnovu količine i sastava feldspata, u izvornom području su svakako bili prisutni plutoniti granitskog sastava, čiji su fragmenti odavno poznati. Na osnovu najnovijih rezultata, najverovatnije su to bili granodioriti sa obiljem feldspata, možda prelaz ka kvarcdioritima (nedostatak ortoklasa). Fonski sadržaji urana u plutonitima su verovatno bili između klarka zemljine kore i kiselih stena, a u nekim diferencijatima i viši. Eskova E. M. i dr. (1962) navodi da pojedini kiseli diferencijati mogu imati preko 30 ppm U, dok najveća masa sadrži 1 do 3 ppm (V. A. Smirnov, 1962; L. V. Dmitrijev i dr., 1962).

Nesumnjivo je da su bile erodovane velike mase vulkanita i njihovih tufova kvarcporfirskog sastava. Predpostavljamo da su ove stene imale veće fonske sadržaje urana od plutonita, kako je to najčešće slučaj. Pojedini žični diferencijati mogu biti značajno obogaćeni uranom. Naročito je značajno prisustvo tufova i ignimbrita (A. Hinterlehner-Ravnik, 1965), koji su bili vrlo pogodni za brzu eroziju, a imaju značajno učešće u izgradnji gredenskih slojeva.

Ne treba zanemariti mogućnost postojanja malih intruziva veoma obogaćenih sa uranom (A. M. Usakova, 1961), sa prisutnim hidrotermalnih mineralizacijama i ležištima urana. No ne treba misliti da je postojanje uranove mineralizacije u području izvora nužno, niti da to može biti odlučujuće za kasnije formiranje egzogenog uranovog rudišta, kao što ima mišljenja (M. Ristić i C. Markov, 1971).

Metamorfne stene

Od metamorfnih stena utvrđeno je prisustvo prvenstveno kvarcita, zatim granit gnajseva, a prisustvo kristalastih škriljaca je neizvesno što se tiče zastupljenosti. Ove stene su različito kontaminirane uranom, kvarciti ga malo sadrže, dok u gnajsevima može da ga bude kao u kiselim magmatskim stenama. Kristalasti škriljci mogu da budu veoma interesantni kao izvor urana, kako zbog značajnog sadržaja, a još više zbog podložnosti raspadanju tako da oslobađaju sav sadržani uran. Predpostavljamo da je u izvornom području bilo kristalastih škriljaca u velikim masama.

Postoje mišljenja, naročito američki i sovjetskih autora, da su sve velike uranonosne provincije obavezno u blizini prekambrijskih metamorfisanih kompleksa, koji su primarni istočnici urana za sve druge stene, uključujući i magmatske (asimilacija). Iz kristalaste osnove izlužuje se velika količina urana, koja može da putuje na velika rastojanja.

Sedimentne stene

Utvrđeno je da su i sedimentne stene bile izvor materijala. Najznačajniji su argilošisti i peščari permokarbonske starosti, koji sadrže uran na nivou klarka sedimentnih stena. Drugi sedimenti (karbonatne stene) nisu značajni zbog malog učešća u ukupnoj količini materijala, kao i zbog malih fonskih sadržaja urana.

Mobilizacija urana iz primarnih izvora

Prilikom površinskog raspadanja stena izvornog područja, svakako je preovladavala mehanička dezintegracija, pri čemu se samo mali deo stene hemijski raspada. Pri hemijskom raspadanju minerala oslobađa se sav uran u njima oksidacijom, tj. on prelazi u viševalentno stanje i kao uranil-jon prelazi u rastvor. Pri hemijskom raspadanju značajna je uloga mikroorganizama, koji mogu da povećaju brzinu hemijskih reakcija do 100 puta (rodovi *Thiobacillus, Bacillus, Pseudomonatis,* i druge), a pri tome se zahvata i znatan deo stena po dubini (R. M a g n e, 1974). Ove bakterije stvaraju vodonik peroksid koji je intenzivan oksidator, tada se vrši karbonatizacija i naročito je značajno obrazovanje urano-organskih jedinjenja. Stvaraju se organske kompleksne kiseline sa vrlo velikim molekularnim težinama, koje vezuju uran. U eksperimentima je koncentracija urana dostizala i 100 ppm.

Uran je lako luživ u većini granitoidnih stena, isto tako i u kristalastim i sedimentnim stenama. Teško rastvorni uran se prvenstveno nalazi u mineralima-rezistatima, ali se značajna količina urana relativno lako luži iz petrogenih minerala.

Redosled minerala po uzlaznom stepenu uranonosnosti za kisele plutonite, po A. A. S m i s l o v u (Mestoroždenija, 1976) je sledeći: kvarc, ortoklas, plagioklas, hornblenda, biotit, pirit, magnetit, fluorit, apatit, epidot, sfen, cirkon, ortit, monacit.

U vulkanskim stenama kiselog i intermedijarnog sastava glavni deo urana se obično koncentriše u staklastoj osnovnoj masi, a manje u iskristalisalim mineralima. Uran se lako izlužuje iz staklaste mase (Mestorođdenija urana, 1976) i prelazi u rastvor. Međutim, J. N. Rosholt i dr. (1971) navode da se uran iz stakla teško mobiliše (istina u ispitivanim staklastim lavičnim izlivima Vajominga postoji nedostatak urana, verovatno zbog ranijeg izluženja).

Mobilnost urana u stenama je zavisna od forme prisustva, te mnogobrojni literaturni podaci, često kontradiktorni, imaju samo lokalni značaj. Činjenica je da se uran u većini slučajeva relativno lako izlužuje iz stena, jer se značajne količine urana u mobilnoj formi nalaze u prostorima između minerala, ili su slabo vezane u površinskim zonama mineralnih zrna (V. I. Baranov, i dr., 1962). Onaj uran koji je izomorfno ugrađen u kristalnu rešetku minerala, oslobađa se tek raspadanjem samog minerala.

Značajna količina biva oslobođena procesima površinskog raspadanja i prelazi u rastvor. Svakako je najveća količina urana u vidu pravih rastvora, najčešće u anjonskoj formi, prvo kao sulfatni kompleks, koji kasnije biva zamenjen stabilnijim karbonatnim kompleksima.

Transport urana

Prilikom transporta minerala i elemenata od izvornog područja do sedimentacionog prostora, dolazi do sedimentne diferencijacije. Uran i elementi pratioci sposobni za promene valentnog stanja, koji se lako oksidišu i rastvaraju, diferenciraju se od torijuma, kalijuma i elemenata u mineralima rezistatima.

Sposobnost U (VI) za obrazovanje kompleksnih lako rastvorljivih jedinjenja dovodi do njegovog prelaska prvenstveno u formu pravih rastvora. On se pretežno nalazi kao bikarbonat-uranil, a podređeno kao trikarbonat-uranil (A. K. Lisicin, 1962), tj. u anjonskoj formi u relativno niskim koncentracijama u slabokiselim, neutralnim i slabobazičnim vodama, uključujući i podzemne. Prirodne vode kao kompleksni rastvori sadrže gotovo sve mineralne materije i gasove u pravim rastvorima, od kojih su glavni anjoni CO_3^{2-}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-; i glavni katjoni Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+} su ti koji daju obeležje geohemijske sredine. Sem toga, u prirodnim vodama su prisutni SiO_2 Fe-hidroksidi i rastvoreni gasovi. Takođe je prisutna izvesna količina katjonske forme jona uranila, kao i drugi katjoni i anjoni, izluženi iz stena izvornog područja.

Značajno je takođe prisustvo koloidnih rastvora, pretežno silikatnih i alumosilikatnih, koji imaju karakterističan negativni naboj i sposobni su za adsorbciju U(VI) u katjonskoj formi.

Elementi u mineralnom detritusu su bili mehanički transportovani i odlagani u sedimentima rudišta, a među njima i uran.

Elementi u pravim i koloidnim rastvorima bili su transportovani površinskim i podzemnim vodama, na veća ili kraća rastojanja. Značajna je činjenica, da je najveći deo ovih rastvorenih materija transportovano površinskim vodama sve do mora. Samo deo ovih materija je bio zadržan na pogodnim mestima na kopnu, kao što je bio i slučaj sedimentacionog pro-

stora rudišta. Svakako je od značaja da je sedimentni basen rudišta bio, u izvesnoj meri, zamka za obaranje elemenata iz rastvora, prvenstveno urana.

Dužina transporta urana iz izvornog područja je principijelno ista kao i dužina transporta mineralnog detritusa. Međutim, izvesno je da je neka količina urana došla iz drugog izvora, koji nije u vezi sa procesima površinskog raspadanja stena izvornog područja. Sa opšteg aspekta i taj uran ima svoje izvorno područje. Mislimo da ovaj nemerljivi deo urana, koji je bio prinašan podzemnim vodama kako za vreme sedimentacije, tako i za vreme zrenja sedimenata, a za koji nemamo nikakav konkretan podatak odakle je mogao biti izlužen, čini značajni prinos ukupnom uranu u ležištu. Svakako da je u toku relativno dugog geološkog vremena ovaj »lutajući« rastvoreni uran bio stalno prinašan i obaran u stene rudišta.

Drugi izvori urana su prvenstveno okolne stene, bilo starije bilo sopstvene permske gredenske, pa nekad i mlađe od rudonosnih horizonata. To su u određenom vremenskom trenutku bile klastične stene poplavnih ravnica, za vreme oksidacije u njima prisutan uran se mobilisao i postao izvorno područje za stvaranje rudonosnih rastvora, koji su dalje transportovani kao podzemne vode u samu rudonosnu formaciju. Naročito je značajno da su na taj način bitno povećane koncentracije rastvorenog urana u rastvorima, što je omogućilo stvaranje značajnih akumulacija urana u klastitima i obrazovanje rudišta. Ovaj ponovo mobilisani uran imao je relativno kratak transport.

Interesantni su podaci o prinosu urana iz sopstvenih klastičnih sedimenata, često mlađih od rudonosnih formacija, u basenima Vajominga (A. R. Dahl and J. L. Hegmaier, 1974) i platoa Kolorada (D. R. Shawe, 1976), koje se vršilo u dugom geološkom vremenu. Uran je izluživan iz piroklastične vulkanogene komponente u klastitima (sa fonskim sadržajima 1 do 8 ppm), iz koje je prvenstveno bio izluživan prilikom procesa oksidacije područja hranjenja podzemnih voda, tako da je bio ostvaren kontinuiran dotok podzemnih razblaženih rastvora ka prostoru ležišta.

Naročito su interesantni podaci E. A. Golovina (1978) u vezi sa značajnim porastom koncentracija rastvorenog urana u podzemnim vodama za vreme zemljotresa, koji iznosi 5 do 10 puta. U tektonski aktivnim rejonima prisutna je mobilizacija fonskog urana iz stena i naglo povećavanje njegovih koncentracija u vodama.

Izvesno je da su putevi migracije rastvorenog urana u najvećoj meri raznovrsni i kompleksni, tako da je transport urana ka rudonosnim formacijama bio praktično stalno obezbeđen, u koncentracijama 0,1 do 0,001 ppm. Pri tome je od sekundarnog značaja iz kojeg je izvora (konkretnog) on bio prinošen. To su svakako bila izvorna područja denudacije kao i područja pretežno hemijskog raspadanja okolnih stena. Mi, najčešće sada nismo konkretno u stanju da utvrdimo izvorna područja, niti puteve migracije urana, u vremenu obrazovanja klastičnih sedimenata, kao i uranovih orudnjenja u njima. Pri tome je od najvećeg značaja da su bili obezbeđeni stalni putevi migracije rastvorenog urana prema rudonosnoj formaciji, upravo u vreme povoljno za obrazovanje uranovih mineralizacija, uključujući i bogata rudna tela.

Obaranje urana

Obaranje rastvorenog urana u sedimentima rudišta takođe je bilo raznovrsno i veoma složeno. Ono se vršilo u složenim uslovima sedimentacije klastičnog materijala, kao i naknadnim procesima preraspodele urana u stenama rudišta. Svakako je nemoguće u prirodnim uslovima sedimentne diferencijacije i akumulacije elemenata u rastvorima, očekivati obaranje urana u koncentracijama koje su interesantne sa ekonomskog aspekta. Zato je izvesno da su ti procesi bili mnogofazni i mnogostadijni, a pri tome izdvajamo dva jasno odeljena stadijuma:

1. Stadijum obaranja urana i stvaranje prvobitnih akumulacija
2. Stadijum preraspodele urana i stvaranje obogaćenja

Pri ovim razmatranjima više nas ne interesuje uran u formi prisustva u petrogenim mineralima, već samo mobilni uran, uključujući i onaj u detritusu koji može biti kasnije mobilisan.

Stvaranje prvobitnih akumulacija urana

U rejonima sa humidnom ili semiaridnom (sezonskom) klimom, koncentracije rastvorenog urana u površinskim i podzemnim vodama variraju od 1 do 100 ppb, te se uran ne obara u uslovima fluvijalne sedimentacije u rečnim koritima. Intenzivnost vodene migracije urana je toliko velika da se on intenzivno odnosi sa kopna u vode okeana i mora. Kao zamke sposobne da u ovim uslovima obaraju uran javljaju se posebne forme sedimentnog prostora, uz obavezno prisustvo geohemijskih barijera.

U živom rečnom koritu praktično ne postoje uslovi obaranja urana, sem slučajeva sedimentacije glinovitih frakcija, koje su adsorptivno vezale male količine urana (matriks). U napuštenim rečnim koritima, mrtvajama, stvaraju se akumulacije biljnog detritusa. Ovde se formiraju geohemijske redukcione barijere, sposobne za obaranje urana iz rastvora. Sličan proces se odigrava na velikim poplavnim ravninama, gde su prisutna mnogobrojna udubljenja sa značajnim akumulacijama biljnog detritusa.

Neutralne do slabobazične površinske vode bivaju zarobljene u izolovanim delovima, gde se razlažu organski ostaci biljaka i životinja. Pri tome raste kiselost sredine, a opada oksidaciono-redukcioni potencijal Eh. Utvrđeno je da u tresetištima pH varira od 4 do 8, a Eh od +0,2 do —0,2 V (L. S. Evseva, i dr., 1974). Pri tome počinje obaranje urana na formiranim geohemijskim barijerama (vodonik sulfidna, glinovita, absorpciona, isparavajuća, itd.).

Životinjski ostaci, prvenstveno hitin i njegovi produkti razlaganja, imaju sposobnost obaranja urana iz anjonske forme (P. F. Andreev, i dr., 1962a). Takođe se vrše i procesi razlaganja anjonske forme uranila, tako da u rastvorima raste učešće katjonske forme. Biljni ostaci, prvenstveno celuloza i lignin, imaju značajnu sposobnost redukcije i obaranja urana iz katjonske forme uranila iz rastvora (P. F. Andreev, i dr., 1962 b).

Procesi obaranja urana iz rastvora u prisustvu organske materije su veoma složeni i još uvek nedovoljno proučeni. Tu se javljaju procesi absorpcije, jonske izmene, obrazovanje uranorganskih jedinjenja, uz obaranje urana iz rastvora. To je mnogofazni proces uz učestvovanje aktivnih organskih grupa (karboksilne, karbonilne, hidroksilne i dr.) koje se obrazuju pri oksidaciji organskih ostataka. Rastvoreni U(VI) reaguje sa aktivnim grupama, oksidiše organsku materiju stvarajući nove aktivne grupe, uran se redukuje do U(IV), koji se obara u vidu UO_2, stvarajući najčešće praškastu pehblendu. Ovi procesi se pospešuju fotokatalizom dnevne svetlosti (L. S. Evseeva, i dr., 1974). Proces ide sve dok traje organske materije ili rastvorenog urana.

Uran koji je adsorbovan u koloidima obara se zajedno sa njima prilikom isparavanja vode u mrtvajama i barama, uran se sada nalazi u glinenim mineralima, ali i u koloidnoj siliciji.

Ovakvo obrazovanje prvobitne koncentracije sindijagenetskog urana su siromašne, sredina je na nivou fonskih sadržaja, sa povećanim koncentracijama na redukcionim barijerama na nivou mineralnih pojava (do 100 ppm). Srednje koncentracije urana u sedimentima poloja su verovatno 5—6 ppm, pretežno u peščarskim granulacijama, manje u alevrolitskim.

U ovoj fazi ne dolazi do značajnijih obaranja urana u sedimentima živih rečnih korita, te su singenetske koncentracije urana u njima značajno niže od sedimenata poplavnih ravnica i mrtvaja. U klastitima živih rečnih korita najviše je urana u primarnim koncentracijama potrogenih minerala detritusa (na nivou primarnog fona), sa srednjim fonom oko 2,5 ppm; a manje ga je u matriksu (oko 1,5 ppm), što ukupno čini 4 ppm urana. Dalji procesi obogaćenja uranovih koncentracija u sivim klastitima pripadaju kasnijim procesima preraspodele.

Preraspodela i akumuliranje urana

Pokrivanjem sedimenata novim naslagama počinje proces zrenja, pri čemu se vrše intenzivne fizičko-hemijske reakcije između minerala (uključujući i organske ostatke) i podzemnih voda, koje predstavljaju rastvore vrlo složenog sastava.

Sedimenti iznad nivoa stalnih podzemnih voda stalno se nalaze u uslovima intenzivne oksidacije, te se u njima vrše specijalne reakcije, koje u suštini imaju suprotan efekat od ranije opisanih. U ovim uslovima koji mogu da traju značajno geološko vreme, dolazi do potpune oksidacije organskih ostataka. Pošto i dalje ima u izobilju slobodnog kiseonika, dolazi do oksidacije ranije oborenih elemenata, kao što su Fe(II), U(IV) i drugi. Oksidisano Fe obrazuje hematitske impregnacije u vezivnoj materiji, te dolazi do obrazovanja crvenih klastita.

Uran se oksidiše i rastvara, tako su rastvori sada obogaćeni sa uranom, reda veličine koncentracija od 0,01 do 1 ppm, a možda i više. Ove podzemne vode sada pretstavljaju prave uranonosne rastvore, koji se kreću u smeru najveće propustljivosti, migrirajući često i na značajnija rastojanja (sl. 59). Za nas je od značaja njihovo brzo (neposredno) unošenje u rudonosnu formaciju.

Iz poplavnih sedimenata se izlužuje minimum 3 ppm urana, a u crvenim sedimentima ostaju samo singenetske koncentracije u petrogenim mineralima, koje su potpuno imobilne (oko 2,3 ppm).

Formirani rudonosni rastvori kreću se pod uticajem hidrodinamičkog gradijenta ka sredinama minimalnog otpora. To mogu da budu i već formirane tektonske strukture (rupture), tako da rastvori mogu da prodiru do značajnih dubina (D. R. S h a w e, 1976). Međutim, ovo je za rudište Žirovski vrh od sekundarnog značaja, jer nije izvesno da je tektonski režim bio toliko aktivan u vreme perma, da bi se formirale iole značajnije rasedne strukture. No, ne možemo ih potpuno isključiti, manje rupture su verovatno već bile prisutne.

Pravci kretanja rudonosnih rastvora u sivoj subformaciji bili su usmereni po pravcima maksimalne propustljivosti u gredenskim aluvijalnim klastitima. Najpropustljiviji sedimenti su bili grubozrni i srednjezrni klastiti rečnih korita, po pravilu u smeru slojevitosti (sl. 59).

U to vreme morao se formirati aktivni režim kretanja podzemnih voda u izvesnom pravcu, koji je u prostoru bio regulisan slojevitošću, prvenstveno u okviru paleorečnih korita, u pravcu nagiba sedimentnog prostora (sl. 59). Taj se pravac verovatno poklapao sa pravcem nagiba rečne doline. Na taj način se ustalio stalni prinos novih rudonosnih rastvora iz oksidacione zone izluživanja. Dužina transporta ovih sekundarno obogaćenih rudonosnih rastvora, je svakako značajno manja od primarnih.

Sve dok traje slobodnog kiseonika u rastvorima vrši se oksidacija ostataka biljne materije, posle čega dolazi do procesa ugljenisanja. Tada se stvaraju aktivne grupe i jedinjenja, kao ugljovodonici, amonijak i vodonik sulfid, koji prelaze u rastvore stvarajući sve izrazitiju redukcionu sredinu.

U anaerobnim uslovima žive heterotrofne sulfatredukujuće i druge bakterije, koje se hrane organskim ostacima uzimajući ugljenik, a redukcijom sulfata dobijaju kiseonik za disanje, stvarajući tako vodonik sulfid, kao naročito značajan faktor geohemijske sredine. U tim uslovima se vrši intenzivna redukcija Fe, Cu, V, As, U i drugih elemenata. Dolazi do obrazovanja značajnih količina sulfida, prvenstveno pirita, zatim galenita, sfalerita, halkopirita, arsenopirita i drugih.

Kao produkt oksidacije organske materije stvara se ugljen-dioksid, naročito u oksidacionim uslovima. U redukcionoj sredini CO_2 se stvara samo kao produkt disanja bakterija. Na taj način dolazi do varijacija parcijalnog pritiska CO_2, jer se onaj izlučeni u karbonatima nadoknađuje, što je značajno za regulisanje stabilnosti uranil-karbonatnih kompleksnih anjona u rastvorima.

Vodonik sulfid, ugljovodonici i druge redukujuće materije prelaze u rastvore, migriraju sa njima stvarajući prostrane geohemijske redukcione barijere. Pri tome najčešće ne dolazi do oštre polarizacije, ne stvaraju se oštre barijere tipa rol-fronta. Intenzitet redukcione sredine postepeno raste (opadanjem Eh) i migrira se rastvorima. Naravno da su u ovako složenim dinamičkim uslovima prisutne različite forme i različiti intenziteti ovih barijera, zavisno od veličine izvora i tipa migracija podzemnih voda. U slučaju postojanja slabo propustljivih proslojaka, dolazi do složenih formi kontaminiranog prostora.

Uran pridolazi u rudonosnim rastvorima u anjonskoj i katjonskoj formi, na barijerama se redukuje do U(IV) i pri tome dolazi do različitih reakcija i stvaranja nerastvorenih jedinjenja, koja se obaraju u vidu sopstvenih uranovih minerala. Do sada nisu bile proučavane moguće forme prvih minerala, ali u svetlu najnovijih rezultata istraživanja, dolazimo do sledećeg mogućeg rešenja.

U konkretnim uslovima rudišta dolazi do stvaranja dve mineralne vrste urana: pehblende i kofinita.

Ranije se smatralo da se u rudištu odmah stvarala samo pehblenda. Najnovija istraživanja mikrosondom daju mnogo složeniju sliku stvaranja prvih uranovih minerala, shodno opitima i drugim slučajevima. Takođe je značajno prisustvo kofinita u mnogim ležištima peščarskog tipa.

Predpostavljam da je, u prvoj fazi, uran bio obaran u vidu praškaste pehblende i hidratisanih silikata urana, sodiit,kofinit sistema. Sa ovim se završava prva faza akumulacije urana u rudonosnim paketima u ranoj fazi dijageneze. Stvaraju se rudna tela sa siromašnim koncentracijama urana. Najbogatija jezgra rudnih tela bila su obrazovana na mestima maksimalnih koncentracija reduktivnih materija, često su to bila mesta obogaćena sa organskom materijom (nekad ostaci stabala), ili u blizini njih. Svakako u ovoj fazi nisu stvorene značajno visoke koncentracije uranovih minerala, rudna tela su bila relativno siromašna i ekonomski neinteresantna, relativno znatnih dimenzija (sl. 59 — sivi član III ritma sedimentacije).

U srednjoj i kasnoj fazi dijageneze proces stvaranja uranovih minerala bio je kontinuirano prisutan (sl. 59 — sivi član II ritma sedimentacije). U sedimentima su postepeno rasli pritisak i temperatura, a sa tim se vršila i ponovna reciklacija, tj. preraspodela urana u smislu stvaranja sve viših koncentracija urana u postojećim rudnim telima. Sada u izmenjenim uslovima dolazi do stvaranja pehblende i kofinita, a sa porastom temperature u pravcu stvaranja samo pehblende u vidu sferičnih agregata u cementnoj materiji klastita.

Sa porastom temperature dolazi do procesa »čišćenja« kofinita od silicije, tj. njegovo pretvaranje u pehblendu. Ovaj proces nije dovoljno proučen.

U fazi pozne dijageneze dolazi do konačnog formiranja rudnih tela u rudonosnim paketima i nivoima. Procesi reciklacije urana su već dostigli maksimum i polako opadaju, jer su završeni procesi cementacije sivih klastičnih sedimenata.

Prinos urana u rudonosnim rastvorima je, konačno, bio prekinut najkasnije marinskom transgresijom u gornjem permu. Nešto kasnije, zamrl su i procesi reciklacije urana konačnom cementacijom ovih tvorevina. U sivoj subformaciji su i dalje ostali stabilni redukcioni uslovi, koji sada deluju konzervatorski na uranove minerale.

Reciklacija urana u smislu preraspodele traju samo dok su uslovi geohemijske sredine promenljivi, tako da je moguće da pojedini delovi stena i orudnjenja dolazi u situacije delimične remobilizacije urana. Kao regulator ovih procesa su reduktivne materije i ugljendioksid, koje regulišu kiselost sredine i oksidaciono-redukcioni potencijal.

Oksidaciono-redukciona ravnoteža između Fe^{2+} i U^{6+} je promenljiva, u kiseloj sredini pomerena je na stranu redukcije Fe, a u bazičnoj sredini je pomerena na stranu redukcije U. Promene pH sredine, uz promene Eh,

Sl. 59

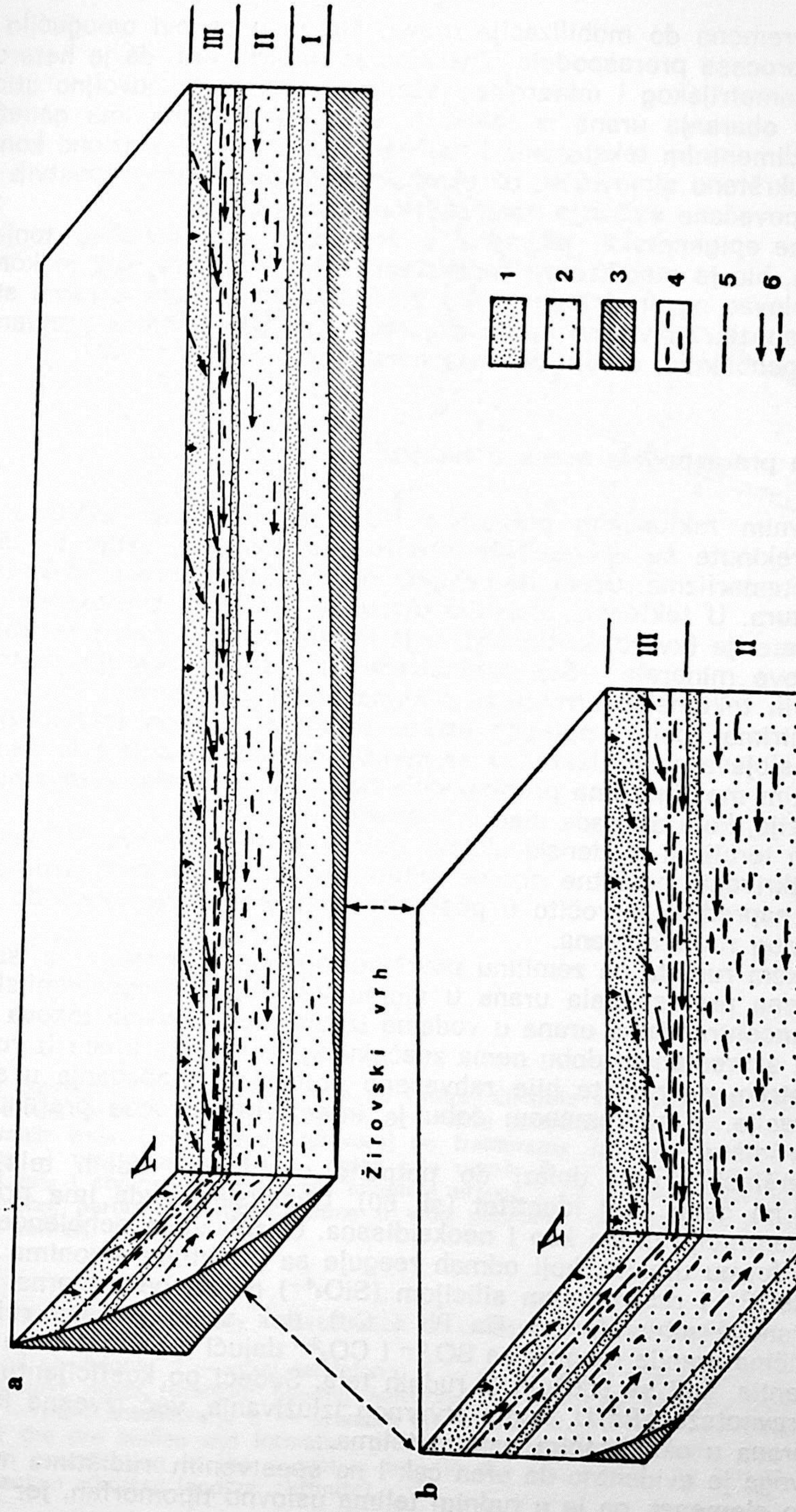
Model aktivnog režima kretanja podzemnih voda (uranonosnih rastvora) i stvaranja uranove mineralizacije (akumulacija i preraspodela urana) u završnom stadijumu III ritma sedimentacije (za vreme srednjeg perma).

I — sedimenti prvog ritma sedimentacije, u stadijumu epigeneze.
II — sedimenti drugog ritma sedimentacije, u završnom stadijumu dijageneze.
III — sedimenti trećeg ritma sedimentacije, u stadijumu dijageneze.
A — poplavna (aluvijalna) površina, inenzivna oksidacija poplavnih sedimenata III ritma sedimentacije.
a — blok dijagram jednog (desnog) dela basena fluvijalne sedimentacije.
b — blok dijagram segmenta Žirovski vrh.
1 — sedimenti poplavne (aluvijalne) ravnine; 2 — sedimenti rečnog korita;
3 — fundament, sedimenti permokarbonske starosti; 4 — uranova mineralizacija;
5 — najniži nivo podzemnih voda; 6 — smer kretanja podzemnih voda (uranonosnih rastvora), puna strelica — veći intenzitet.

Fig. 59

Model of active regime of the underground water trend (uranium bearing solutions) and formation of uranium mineralization (acumulation and redistribution of uranium) in the final phase of the rhythm III sedimentation (during Middle Permian).

I — first rhythm sediments of the epigenesis phase.
II — second rhythm sediments of the final phase of diagenesis.
III — third rhythm sediments of the diagenesis phase.
A — inundation (alluvial) plain, intensive oxydation of alluvial sediments of the rhythm III sedimentations.
a — block diagram of a (righthand) part of the fluvial sedimentation basin.
b — block diagram of Žirovski Vrh segment.
1 — sediments of inundation (alluvial) plain; 2 — sediments of the river beds; 3 — basement, Permian and Carboniferous sediments; 4 — uranium mineralization; 5 — the lowermost level of underground water; 6 — trend of underground water (uranium bearing solutions), heavy arrow indicates higher intensity.


III
II
I
1
2
3
4
5
6
Žirovski vrh
A
a
b

dovode povremeno do mobilizacije urana, što je u osnovi omogućilo reciklacione procese preraspodele. Značajno je napomenuti, da je heterogenost granulometrijskog i mineralnog sastava sedimenata povoljno uticalo na procese obaranja urana iz rastvora. Orudnjenje urana ima genetske veze sa sedimentnim teksturama i najčešće se nalazi uz erozione kontakte, kosu i ukrštenu slojevitost, uz ekranske proslojke slabopropustvih alevrolita, uz povećane sadržaje organskih ostataka i slično.

Za vreme epigenetskih promena u stenama, zbog dubokog tonjenja sedimenata, bio je stabilizovan redukcioni režim u sredini, koji je konzervatorski delovao na orudnjenje urana. Rudna tela su ostala u formi stadijuma dijageneze. Za vreme epigeneze jedino je bilo moguće pretvaranje kofinita u pehblendu, drugih procesa nema.

Savremena preraspodela urana u rudištu

Intenzivnim tektonskim pokretima izdizanja, za vreme alpijske orogeneze, prekinute su epigenetske promene u stenama, koje su išle u pravcu metamorfizma. Gredenski slojevi dolaze u zone sve nižih pritisaka i temperatura. U tektonski aktivnim uslovima dolazi do preraspodele mineralne materije (kvarc, karbonati), koje delimično zahvataju i sulfide, ali ne i uranove minerale. Sva posmatranja u rudištu pokazuju postrudnu starost svih tektonskih struktura, u njima nema pehblende.

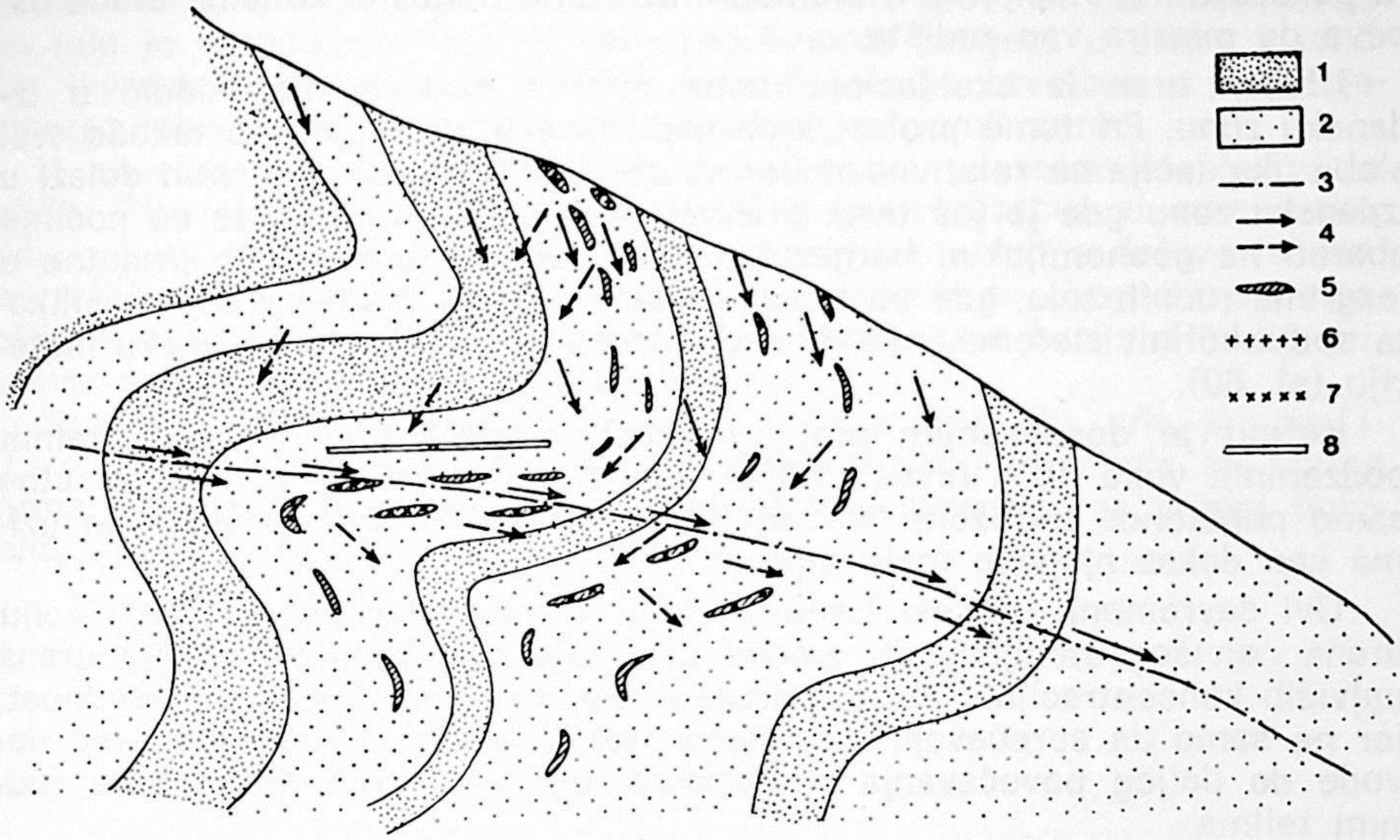
U šarnirima kosih i poleglih nabora dolazi do velikih tektonskih deformacija slojeva sivih klastita, a sa njima i prisutnih rudnih tela. Moguće je da na tim mestima ima preraspodele uranovih minerala, verovatno malih dimenzija, koje do sada nisu primećene.

Krajem tercijera gredenski slojevi dolaze blizu površine, ili već dolazi do otkrivanja povlatne crvene subformacije. U kvartarno vreme erozija brzo napreduje, naročito u postdiluvijalno vreme, te dolazi do otkrivanja samog rudišta urana.

Dolaskom rudišta na zemljinu površinu počinje oksidacija, a sa tim i savremena preraspodela urana u njemu (sl. 60). Hidrogeohemijski podaci o koncentracijama urana u vodama izvora i površinskih tokova pokazuju da u savremenom dobu nema značajnijeg izluživanja urana iz rudišta. Zato smatram da rudište nije zahvaćeno procesima raspadanja u smislu dezintegracije. U savremenom dobu je intenziviran proces preraspodele urana u rudištu.

U površinskoj zoni dolazi do potpune oksidacije rudnih tela, koja međutim ne gube svoj identitet (sl. 60). Oksidisana ruda ima približno iste koncentracije urana kao i neoksidisana. Oksidacijom pehblende, uran prelazi u formu uranila, koji odmah reaguje sa prisutnim anjonima PO_4^{3-}, VO_4^{3-}, AsO_4^{3-} i rastvorenom silicijom (SiO_4^{4-}) dajući nerastvorne sekundarne uranove minerale (sa Ca Pb i Cu), dok samo izvesna relativno mala količina uranila reaguje sa SO_4^{2-} i CO_3^{2-} dajući lako rastvorne komplekse uranila, koji se izlužuju iz rudnih tela. Sudeći po koeficijentu radioaktivne ravnoteže eRa/U, nema stvarnog izluživanja, već izvesne koncentracije urana u oksidisanim rudnim telima.

Iz ovoga je evidentno da uran čak i na sopstvenim rudištima nije tipomorfan elemenat, on je u rudnim telima uslovno tipomorfan, jer se mo-



Sl. 60

Model savremene preraspodele urana u ležištu Žirovski vrh (poprečni profil).
1 — crveni peščar; 2 — sivi peščar; 3 — nivo podzemnih voda; 4 — smer kretanja podzemnih voda (uranonosnih rastvora) po frakturama (pukotinska poroznost), puna strelica — veći intenzitet; 5 — rudna tela urana; 6 — proces intenzivne oksidacije rudnih tela i stvaranje sekundarnih minerala urana; 7 — proces cementacije urana na redukcionoj barijeri u rudnim telima u vidu praškaste pehblende i uranovih silikata (sodit, kofinit).

Fig. 60

Model of the contemporary redistribution of uranium in the Žirovski Vrh ore deposit (cross section).
1 — red sandstone; 2 — grey sandstone; 3 — underground water level; 4 — trend of underground water (uranium bearing solutions) in fractures (fracture porosity) heavy arrow — more intensively; 5 — uranium ore bodies; 6 — Process of intensive oxydation of the ore bodies and formation of secondary uranium minerals; 7 — Process of uranium cementation in the reductive trap in the ore bodies, as recent pitchblende and uranium silicates (sodyte, coffinite).

ra pokoravati zastupljenijim elementima. Samo ništavna količina urana uspeva da migrira van rudišta.

Izluženi uran iz oksidacione zone migrira podzemnom vodom u izdansku zonu. Pri tome prolazi kroz nadizdansku zonu, gde se takođe vrši slaba oksidacija sa relativno malim izluživanjem. Rastvoreni uran dolazi u izdansku zonu gde je još uvek prisutna redukciona sredina, te se počinje obarati na geohemijskim barijerama. Ove barijere su naročito prisutne u jezgrima rudnih tela, gde se uran redukuje i obara u vidu uranovih silikata sodiit-kofinit sistema, ređe kao praškasta pehblenda uz organsku materiju (sl. 60).

Kofinit je dosadašnjim proučavanjima zapažen samo u zoni stalnih podzemnih voda nižih nivoa rudišta, dok u nadizdanskoj zoni je prisutna samo pehblenda (horizont 580 m). Mala količina prisutnog olova se uzima kao dokaz njegove male starosti.

Ovi savremeni procesi preraspodele urana predstavljaju reciklaciju urana najvišeg stadijuma, u smislu stvaranja parcijalne populacije urana najviših koncentracija. Zato ovi procesi imaju veliku ekonomsku vrednost, jer ne samo da sprečavaju raspadanje ležišta urana izluživanjem, već dovode do daljeg povećavanja akumulacija urana u ranije formiranim rudnim telima.

Sudeći po koeficijentu radioaktivne ravnoteže, uran se obara odmah ispod nivoa podzemnih voda (V. O m a l j e v, 1974c, 1981a), stvarajući zonu sekundarnog obogaćenja, kao cementacionu zonu. K u r a t G. je (1977) istražio mikrosondom jedno rudno telo u dubljem nivou i našao recentne silikate urana. Izvesno je da je ovaj značajan proces zahvatio rudište u svim nivoima, počev od površinske zone oksidacije pa do zone kretanja podzemne vode, gde postoje savremene migracije urana.

Genetski tip rudišta

Na osnovu izloženih rezultata istraživanja, ležište urana Žirovski vrh nesumljivo pripada tipu e g z o g e n i h l e ž i š t a u r a n a u peščarima, s t r a t i f o r m n e (koloradske) grupe, d i j a g e n e t s k o g podtipa.

Najznačajnije količine urana u klastičnim tvorevinama gredenskih slojeva Žirovskog vrha su unete u sindijagenetsko vreme stvaranja. Pri tome su tvorevine poplavnih ravnina bile obogaćene uranom, u odnosu na tvorevine rečnih korita. Za vreme dijagenetskog zrenja ovih sedimenata dolazi do oštre polarizacije geohemijske sredine na oksidacionu i redukcionu. Pri tome se vrši preraspodela urana, koji migrira iz oksidacione zone u redukcionu zonu u formi uranonosnih rastvora. Ovi infiltracioni procesi preraspodele urana dovode do obogaćivanja uranom tvorevina

rečnih korita, u kojima je ostvarena redukciona sredina. Formiranje rudnih tela je omogućena postojanjem redukcionih barijera u sivim klastičnim tvorevinama. Glavno formiranje rudnih tela je završeno u fazi dijageneze, najverovatnije na prelazu iz srednjeg u gornji perm.

U savremenom dobu započeta je epigenetska preraspodela urana u ležištu Žirovski vrh. Oksidacijom uranove mineralizacije u površinskoj zonu rudišta, deo urana prelazi u rastvor i migrira u dublje delove ležišta. Ovi infiltracioni procesi preraspodele urana dovode do obogaćenja postojećih rudnih tela jer su u njima prisutne redukcione barijere (zbog prisustva rastvorne organske materije).

Stvaranje uranove mineralizacije u ležištu Žirovski vrh je p o l i s t a d i j n o, sa glavnim stadijumom dijagenetskog stvaranja za vreme perma i savremenim stadijumom epigenetskog stvaranja za vreme holocena.

Zaključak

Rudište urana Žirovski vrh nalazi se oko 30 kilometara zapadno od Ljubljane, na severoistočnim padinama istoimene planine.

Rudište urana je stvarano u hercinskoj metalogenetskoj epohi, u završnoj fazi mladohercinske metalogeneze, za vreme srednjeg i gornjeg perma. Preraspodela urana i konačno formiranje rudnih tela svakako su bila pre početka staroalpijske metalogenetske epohe.

Položaj rudišta Žirovski vrh u okviru metalogenetskog rejoniranja je sledeći:

Metolgenetski pojas — Mediteranski
Metalogenetska provincija — Dinarska (Južnoalpsko-dinarska)
Metalogenetska oblast — Slovenačka
Metalogenetski rejon — Škofjeloško-idrijski
Rudno polje — Gorenja Vas

Metalogenetske karakteristike rudišta Žirovski vrh su sledeće:

1. Orudnjenje urana se nalazi u sivim klastičnim sedimentima, koji su fluvijalnog nastanka (sedimenti rečnih korita), a pripadaju sivoj subformaciji gredenskih slojeva, srednjepermske starosti, Sedimentacija gredenskih slojeva Žirovskog vrha se odvijala u pet ritmova. Nakon sedimentacije sivi klastiti su pretrpeli dijagenetske, epigenetske i retrogradno epigenetske promene. Siva boja sedimenata je posledica stvaranja u redukcionim uslovima, zahvaljujući stalnom položaju ispod nivoa stalnih podzemnih voda i ostacima organske materije. Siva subformacija sadrži interkalacije crvenih sedimenata stvaranih na poplavnim ravninama reke, a preko nje leži crvena subformacija gredenskih slojeva.

2. Orudnjeni sivi klastični sedimenti se ne razlikuju od sterilnih, mineralni sastav je sličan, a razlike su u okviru varijacija mineralnog sastava ovih veoma heterogenih tvorevina. U odnosu na srednji mineralni sastav, orudnjenje je obogaćeno sa ugljenisanom organskom materijom i karbonatima, a naravno i rudnim mineralima.

3. Orudnjenje urana je najčešće kontrasno sa velikim gradijentima promena koncentracije urana, ali bez ikakvih graničnih elemenata između orudnjenih i sterilnih sedimenata; kao i bez ikakve epigenetske zonalnosti promena u stenama. Prelaz iz jalovine u rudu je kontrasan, a zapaža se samo instrumentalnim merenjem radioaktivnosti i oprobavanjem, bez ikakvih vidljivih razlika.

4. Lokalizacija orudnjenja je po pravilu na mestima sa povećanim sadržajima ugljevite materije, kao i na mestima povećane propustljivosti sedimenata, zavisnim od sedimentnih tekstura (erozioni kontakti, laminacija, koso i ukršteno uslojeni peščari, ekranske alevrolitske interkalacije, itd.). Najpovoljniji litotipovi klastita su konglomeratični peščari, krupnozrni i srednjezrni peščari, ređe sitnozrni peščari i peskoviti konglomerati. Nepovoljni litotipovi su alevroliti i konglomerati. Kontrasna smenjivanja povoljnih i nepovoljnih litotipova doprinosi povećanju orudnjenosti.

5. Korisni rudni minerali su pehblenda i kofinit, u asocijaciji sa sulfidima (pirit, galenit, sfalerit, halkopirit, arsenopirit). Količina rudnih minerala je po pravilu mala, jedino u ekstremno bogatoj rudi iznad 1%, a najčešće je ispod. Prateći elementi (Pb, Zn, Cu, As) su redovno u malim koncentracijama, ispod 0,1%, njihovi minerali (sulfidi) takođe se ne zapažaju (makroskopski) u orudnjenju. Rudni minerali se nalaze u cementnoj materiji peščara, najčešće u vidu nizova i traka, ili su raspoređeni oko detritičnih zrna.

6. Raspored urana, odnosno korisnih rudnih minerala, u prostoru je zonalan, što se zapaža gustom mrežom oprobavanja. Orudnjenje je izduženo u smeru maksimalne propustljivosti, ili je deformisano heterogenom kompozicijom granulometrijskog sastava sedimenata. To daje vrlo složenu konfiguraciju konture orudnjenja u prostoru. Najveća varijabilnost je zastupljena kod debljine, ostale dimenzije rudnih tela su relativno postojane (zavisno od dimenzija).

7. U jezgrima rudnih tela, koja su skromnih dimenzija, nalaze se maksimalne koncentracije urana, često ekstremno bogate (iznad 1% urana). Lokacija jezgra je najčešće na mestima obogaćenja ugljevitom materijom, najčešće je u zadebljanjima, a u jednom rudnom telu može ih biti više. Crna boja ovih jezgara najčešće dolazi od ugljevite materije, količina uranovih minerala najčešće ne prelazi 5%, te se makroskopski ne zapažaju po boji. U izuzetnim slučajevima kod sadržaja preko 10% uranovih minerala ruda se makroskopski zapaža po crnoj boji, što treba instrumentalno proveriti.

8. Rudna tela su lokalizovana u rudnim paketima (debljine oko 20 metara), a svi paketi u sivoj seriji čine pojas mineralizacije, čija je ukupna debljina oko 200 metara. Maksimalna orudnjenost je u I rudnom paketu, u sivom članu III ritma sedimentacije.

9. Prostorni raspored orudnjenja u rudištu je takođe zonaran, maksimum je u centralnom delu rudišta. Srednja koncentracija urana zakonito opada od centralnog ka perifernim delovima rudišta, da bi u obodnoj zoni jedva bila iznad fonskih koncentracija u sterilnim sivim peščarima.

Srednja fonska koncentracija urana je 6 ppm, od toga je 2,5 ppm imobilnog urana u detritičnim zrnima (primarna koncentracija u detritusu) i 1,5 ppm uslovno mobilnog urana u matriksu (sekundarna koncentracija

u detritisu), što čini 4 ppm singenetskog urana i još 2 ppm mobilnog dijagenetskog rasejanog urana.

Srednja koncentracija mobilnog urana orudnjenja je različita, u rudnim paketima je oko 100 ppm, u centralnom delu ležišta je 34 ppm, a u perifernoj zoni rudišta pada na 1,8 ppm. Srednja koncentracija urana u celom rudištu je 10,2 ppm; 6 ppm fonskog i 4,2 ppm rudnog urana.

10.Raspored urana u stenama i orudnjenju pokorava se logaritamskom zakonu, orudnjenje predstavlja logaritamski rep geohemijske raspodele urana u stenama. Izolinija 25 ppm urana deli fonski rasejani uran od urana akumuliranog u orudnjenje u širem smislu. Izolinija 100 ppm U deli orudnjenje od anomalija i mineralnih pojava urana, koja su ustvari primarni oreoli orudnjenja. Ekonomske koncentracije urana su okonturene minimalnim sadržajem (300 ppm) koji se nalazi u prelaznoj zoni od mineralizacije ka rudi. Izolinija 500 ppm U nedvosmisleno okonturuje rudu, čiji intenziteti koncentracija rastu sve do najviših vrednosti. Izolinija 1% urana okonturuje ekstremno bogatu rudu.

11. Uran je u stene rudišta unet podzemnim vodama koje su predstavljale rudonosne rastvore, obogaćene sekundarnim procesima izluživanja urana iz sedimenata poplavnih ravnina. Proučavanja porekla rudonosnih rastvora preko izotopskih sastava kiseonika, ugljenika i sumpora nedvosmisleno ukazuju na egzogeno poreklo. Više od ⅓ ugljenika u karbonatima je organogenog porekla, a takođe i sumpor u sulfidima je organogenog porekla. Izotopski sastav kiseonika ukazuje na povećane temperature, bez priliva juvenilnih voda.

12. Primarni izvor urana je u području hemijskog raspadanja stena, često veoma udaljeno od rudišta. Principijelno, to je isto područja izvora materijala za obrazovanje gredenskih slojeva, odnosno, celo područje rečnog sliva.

13. Uran je iz primarnih izvora do rudišta transportovan površinskim i podzemnim vodama. Ovi rastvori su sekundarno obogaćeni u procesu oksidacije poplavnih sedimenata gredenskih slojeva, izluživanjem minimum 3 ppm urana iz njih. Tako obogaćeni uranonosni rastvori su unošeni u stene rudišta uticajem aktivnog hidrodinamičkog režima kretanja podzemnih voda, u relativno dugom geološkom vremenu.

14. U anaerobnim uslovima zrenja sedimenata rudišta formirala se redukciona sredina zbog prisustva organske materije, a kao posledica života heterotrofnih bakterija stvaran je H_2S i druge reduktivne materije. Na pogodnim mestima formirale su se redukcione geohemijske barijere, na kojima se redukuju katjoni, uključujući i uranil. Dolazi do obaranja urana i drugih metala i stvaranja asocijacije rudnih minerala.

15. Uran se obara u formi minerala pehblende i kofinita (koji vremenom prelazi u pehblendu), a u procesu preraspodele urana dolazi do obogaćenja i stvaranja rudnih tela. Ceo proces formiranja orudnjenja završava se sa dijagenezom.

16. Savremena preraspodela urana u rudištu počinje oksidacijom rudnih tela, koja ne gube svoj identitet, jer se uran odmah obara u formi fosfata ili silikata uranila i drugih metala. Stvaraju se sekundarni uranovi minerali, kao posebna mineralna zajednica.

Minimalna količina urana se izlužuje, ali ne napušta rudište, već dolazi do sekundarnog obogaćenja uranom postojećih rudnih tela, ispod nivoa podzemnih voda (procesi cementacije).

17. Rudište urana Žirovski vrh pripada egzogenim (infiltracionim) uranovim rudištima peščarskog tipa, stratiformne (koloradske) grupe. Stvaranje rudnih tela završeno je u dijagenezi (dijagenetski tip), ali zbog savremene preraspodele urana, procesima cementacije, možemo smatrati da je rudište polistadijnog tipa (sa tog aspekta može se smatrati da je orudnjenje urana dijagenetsko-epigenetskog karaktera).

Literatura

Adler, H. H., 1974: Concepts of uranium-ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments. Formation of Uranium ore deposits (Symposium in Athens), IAEA, Vienna.

Andreev, P. F., Plisko, E. A. i Rogozina, E. M., 1962a: Vzaimodejstvie razbavljennih rastvorov solej uranila s hitinom i nekatorimi efirima celjulozi. Geohimija, No. 6, Moskva.

Andreev, P. F., Andreeva, I. V. i Rogozina, E. M., 1962b: Vzaimodejstvie solej uranila s komponentami rastiteljnoj tkani i ih nekatorimi proizvodimi. Geohimija, No. 4, Moskva.

Anđelković, M., 1978: Tektonska rejonizacija Jugoslavije. Zbornik radova, IX kongres geologa Jugoslavije, Sarajevo.

Antonović, A., 1967: Klivaža — preovladajoč strukturni element v grödenskem peščenjaku Žirovskega vrha. Geologija, 12. knjiga, Ljubljana.

Antropov, P. Ja., Evseeva, L. S. i Poluaršinov, G. P., 1977: Mestoroždenija urana v osadočnih porodah depresij. Sovj. geol., No. 9, Moskva.

Balla, Z., 1967: Az uranércesedés a közetek szine közötti összefügges vizsgalata. Földtani közlöny, 97/1, Budapest.

Barabás, A. et Kiss, J., 1958: La genése et le caractere petrographique sedimentaire de lenrichessement de minéral d'uranium des Montagne Mecsek. Int. Conf. Peaceful uses atom Energy (Proc. Conf. Geneve), 2, UN New York.

Barabaš, A. i Virag, K., 1966: Mehanizm obrazovanija osadočnih uranovih rud na primere Mečečkogo mestoroždenija. Litologija i poleznie iskopaemie, AN SSSR, Moskva.

Baranov, V. I. Du Let-Tjan, 1961: K geohimii urana i torija v granitnih porodah kiziltauskogo massiva (Centraljnij Kazahstan). Geohimija, No. 12, Moskva.

Baranov, V. I., Du Le-Tjan, i Korobkov, V. I. 1962: K geohimii urana i torija v granitoidnih porodah kiziltauskogo massiva. Soobščenie 2: Formi nahoždenija radioaktivnih elementov v granitnih porodah. Geohimija, No. 5. Moskva.

Bareja, J., 1960: Sedimentna uranova ležišta u oblasti Sudeta u Poljskoj (prevod). Prvo Poljsko-jugosl. savetovanje, Kowary.

Bartel, F. A., 1974: Review of uranium occurences in Permian sediments in Europe, with special reference to uranium mineralizations in Permian sandstone. Formation of Uranium ore deposits, IAEA, Vienna.

Basham, I. R. and Rice, C. M., 1974: Uranium mineralization in Siwalik sandstones from Pakistan. Formation of Uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.

Bell, H. III, Gott, G. B., Post, E. V. and Schabel, R. W., 1955: Lithologic Structural and Geochemical controls of uranium deposition in the Southern Black Hills, South Dakota. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Berce, B., Iskra, M., Novak, D. i Ciglar, K., 1960: Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno-Žiri-Idrija-Rovte. Arhiv Geološkog zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Berner, A. R., 1968: Rate of concretion growth. Geochem. et Cosmochem. Acta, Vol. 32, No. 5, p. 477—483.
Beus, A. A. i Grigorjan, S. V., 1975: Geohimičeskie metodi poiskov i razvedki mestorožděnij tverdih poleznih iskopaemih. Nedra, Moskva.
Bilibin, Ju. A., 1955: Metallogeničeskie provincii i metallogeničeskie epohi. Gosgeoltehizdat, Moskva.
Breger, I. A. and Deul, M., 1955: The organic Geochemistry of uranium. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Breger, I. A., 1974: The role of organic matter in the accumulation of uranium: the organic geochemistry of the coal-uranium association. Formation of uranium ore deposits, IAEA, Viena.
Brink, J. V., 1974: The geochemical distribution of uranium as a primary criterion for the formation of ore deposits. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Budkovič, T., 1978: Litološka kontrola uranovega orudenja na obzorju 530. m v rudišču Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, Ljubljana.
Budkovič, T., 1980: Sedimetološka kontrola uranove rude na Žirovskem vrhu. Geologija, 23. knjiga — 2. del, Ljubljana.
Budkovič, T., Dimkovski, T., Dolenec, T., Florjančič, P., Jamšek, Z., Jurančič, J., Lukacs, E., Pečnik, M. in Todorovič, R., 1976: Poročilo o rudarsko-geoloških raziskavah ležišča urana Žirovski vrh v letu 1975 — I del. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Budkovič, T., Dimkovski, T., Dolenec, T., Florjančič, P., Pečnik, M. in Skaberne, D., 1977: Poročilo o geološko-rudarskih raziskavah ležišča urana Žirovski vrh v letu 1976. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Budkovič, T., Dolenec, T., Florjančič, P., Jelen, M. in Skaberne, D., 1978: Poročilo o geološko-rudarskih raziskavah ležišča urana Žirovski vrh v letu 1977. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Buser, S., 1974a: Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. 8. jugoslov. geol. kongres na Bledu, knjiga 3, Ljubljana, 1976.
Buser, S. in Silvestar, M., 1974b: Razvoj spodnjekarbonskih plasti v okolini Jezerskega. 8. jugosl. geol. kongres na Bledu, 2. knjiga, Ljubljana, 1976.
Carlier, A., 1964: Contribution aux methodes d'estimation des gisements d'uranium. Rapport CEA — R 2332, Paris.
Dahl, A. R. and Hagmeier, J. L., 1974: Genesis and Characteristics of the Southern Powder River Basin uranium deposits. Formation of uranium ore deposits, (Athens), IAEA, Vienna.
D'Agnolo, M., 1966a: Il giacimento uranifero di Novazza in Val Goglio (Bergamo). Atti del Symp. int. sui giacimenti minerari delle Alpi, vol. 2, Trento.
D'Agnolo, M., 1966b: Manifestazioni uranifere nell arko alpino occidentale. Atti del Symp. int. sui giacimenti minerari delle Alpi, vol. 2, Trento.
Dančev, V. I. 1977: Teksturi i strukturi uranovih rud ekzogennih mestorožděnij. Atomizdat, Moskva.
Dančev, V. I i Streljanov, N. P., 1979: Ekzogennie mestoriždenija urana. Atomizdat, Moskva.
Dickinskon, W. R., 1970: Interpreting detritial models of Graywacke and arkoze. Journ. of sed. petrogr.
Dimitrijević, M. D., 1974: Dinaridi: jedan model na osnovama »Nove globalne tektonike«. Metalog i konc. geotekt. razvoja Jugoslavije, Beograd.

Dimkov, Ju. M. i Nazarenko, N. G., 1962: Koffinlt I priroda psevdokristallov nasturana. Geohimija, No. 4, Moskva.
Dimkovski, T., Kump, P. in Tomšič, J., 1976: Geokemično-raziskovalne metode uporabne na območju permo-karbonskih kamenin v Sloveniji. Savetovanje JKLMS: Nove metode geol. istraž. i oprema, Opatija.
Dmitriev, L. V. i Leonova, L. L., 1962: Uran i teorij v granitoidah kaibskogo massiva (Centr. Kazahstan). Geohimija, No. 8, Moskva.
Dolenec, T. in Pezdič, J., 1979a: Izotopska sestava kisika in ogljika v kalcitih Žirovskega vrha. Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 26, No. 1, Ljubljana.
Dolenec, T., Lukacs, E. in Pečnik, M., 1979b: Uranopilit, zippeit in johannit — recentni sekundarni uranovi minerali iz rudišča Žirovski vrh. Rudarsko metalurški zbornik, vol. 26, No. 2—3, Ljubljana.
Dolenec, T., 1980: Uranofan in β-uranofan sekundarna uranova minerala iz uranovega nahajališča Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 27, No. 2—3, Ljubljana.
Domarev, V. S., 1956: Geologija uranovih mestoroždenij kapitalističeskih stran. Geos-geoltehizdat,, Moskva.
Doodd, H. P., 1955: Some Examples of uranium deposits in the Upper Jurassic Morrison formation on the Colorado Plateau. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, N. York, 1956.
Drovenik, M., 1968: Psevdomorfoze rudnih mineralov po rastlinskih dobcih v bakrovem rudišču Škofje. Rudarsko-metalurški zbornik, No. 2, Ljubljana.
Drovenik, M., 1970a: Nastanek bakrovega rudišča Škofje. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, 2. del, Ljubljana.
Drovenik, M., Leskovšek, H., Pezdič J. in Štrucel, J., 1970b: Izotopska sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslavenskih rudišč. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, Ljubljana.
Drovenik, M., Duhovnik, J. in Pezdič, J., 1976: Izotopska sestava žvepla v sulfidnih rudnih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, Ljubljana.
Drovenik, M., 1979: Prilog poznavanju geneze bakrovih ležišta i rudnih pojava u crvenim permskim peščarima SR Slovenije i SR Srbije (1. i 2. deo). Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 26, No. 2—3 i No. 4, Ljubljana.
Drovenik, M.,Pleničar, M. i Drovenik, F., 1980: Nastanaka rudišč v SR Sloveniji. Geologija, 23. knjiga — 1. del, Ljubljana.
Eršov, V. M. i Lobov, E. S., 1975: Nekatorie osobennosti pererаspredelenija urana v zone gipergeneza. AN SSSR, Uraljskij naučnij centr. Jaderno-geofizičeskoe issledovanija, Sverdlovsk.
Eskova, E. M., Mineev, D. A. i Mineeva, I. H., 1962: Uran i torij v ščeločnij porodah Urala. Geohimija, No. 9, Moskva.
Evseeva, L. S., Pereljman, A. I. i Ivanov, K. E., 1974: Geohimija urana v zone gipergeneza. Atomizdat, Moskva.
Falke, H., 1972: The Paleogeography of Continental Permian in Central-West and in part of South Europe. Intern. Sedim. Petrograph, Ser. Vol. XV, Leiden.
Fischer, R. P., 1955: Uranium-vanadium-copper deposits of the Colorado Plateau region Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Fix, P. F., 1955: Geochemical Prospecting for uranium by sampling ground and surface waters. Int. conf. Peacefull uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Florijančič, A. P. in Lukacs, E., 1974a: Prispevek k poznavanju zgradbe rudišča urana v Žirovskem vrhu. Referan na 8. jugosl. geol. kongresu na Bledu (neobjavljeno).
Florijančič, A. P., Jamšeli, Z., Jurančič, J., Lukacs, E. in Pric, S., 1974b: Poročilo o rudarsko-geoloških raziskavah ležišča urana Žirovski vrh v letu 1974. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.

Folk, R. L., 1969: Klasifikacija karbonatnih i klastičnih stijena. Geološki glasnik, br. 13, Sarajevo.
Gidrogennie mestoroždenija urana — osnovi teorii obrazovanija pod redakciej A. I. Perelj-mana). Atomizdat, Moskva, 1980.
Golovin, E. A., 1978: Ob odnom iz vozmožnih mehanizmov formirovanija stratiformnih mestoroždenij urana v bezmagmatičeskih seizmoaktivnih oblastjah. Geol. rudnih mesto-roždenij, No. 4, Nauka, Moskva.
Grad, K., Hinterlechner-Ravnik, A. i Ramovš, A., 1962: Regionalna ispitivanja gredenskih slojeva u Sloveniji, Ref. V savetovanja geol. društava FNRJ, Beograd.
Grad, K. i Hinterlehner-Ravnik, A., 1964: Litološko-tektonska proučavanja sedimenata sav-skih bora. Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.
Grad, K., Drovenik, F., Drovenik, M. i Ravnik, D., 1967: Istraživanja bakra u široj okolini Cerkna. God. izveštaj za leto 1966. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Grad, K. in Silvester, M., 1975: Geološko-rudarske raziskave urana na območju Slovenije v letu 1974, II del: Osnovne študije in regionalne raziskave. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.
Grad, K. in Ferjančič, L., 1976: Tolmač za list Kranj. Osnovna geološka karta 1:100.000, Beograd.
Granger, H. C. and Warren, C. G., 1974: Zoning in the altered tongueassociated with roll-type uranium deposits. Formation of uranium ore deposits, (Athens), IAEA, Vienna.
Grubić, A., i Obradović, J., 1975: Sedimentologija. Građevinska knjiga, Beograd.
Gruner, J. W., 1955: A comparison of black uranium ores in Utah, New Mexico and Wyoming. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Hansink, J. D., 1976: Equlibrium analyses of a sandstone roff-front uranium deposit. Exploration for uranium deposit (Symposium in Vienna), IAEA, Vienna.
Harshman E. N., 1974: Distribution of elements in some roll-type uranium deposits. For-mation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Herbosch A., 1974: Facteurs controlant la distribution des éléments dans les chales uraniferes du bassin de Lodeve (Hérault, France). Formation of uranium ore deposits, IAEA, Vienna.
Hinterlachner,Ravnik, A., 1965: Magmatske kamenine v grödenskih skladih v Sloveniji. Geologija, 8. knjiga, Ljubljana.
Ilić, M. i Karamata, S., 1963: Specijalna mineralogija, deo prvi: pregled petrogenih mine-rala. Beograd.
Ippolito, F., 1958: Uranium formations in late alpine Paleozoic. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 2, UN, N. York.
Isachsen, W. Y., 1955: Geology of uranium deposits of Shinarump and Chinle formation on the Colorado Plateau. Int. conf. atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Ivanović, Đ., 1961: Regionalna i detaljna prospekcija permskih gredenskih peščara u okolini Idrije, Cerkna, Žirija i Gorenje Vasi (Slovenija). Fond. str. dok. Geoinstituta, Beo-grad.
James, C. H., 1967: The use of the terms »primary« and »secondary« dispersion in geo-chemical prospecting. Economic geology, vol. 62, No. 7.
Janković, S., 1957: Oprobavanje i proračun rezervi mineralnih sirovina, Beograd.
Janković, S., 1965: Ležišta urana u Jugoslaviji. Tehnika, RGM, br. 5, Beograd.
Janković, S., 1967a: Metalogenetske epohe i rudonosna područja Jugoslavije, Beograd.
Janković, S., 1967b: Ležišta metaličnih mineralnih sirovina, Beograd.
Janković, S., 1973: Osnovne postavke metalogenetskih analiza i izrade metalogenetskih karata oblasti i rejona. Tehnika, RGM, br. 4, Beograd.
Janković, S., 1974: Metalogenetske provincije Jugoslavije u prostoru i vremenu. Metal. i konc. geotekt. razvoja Jugoslavije, Beograd.

Janković, S., 1977: Major Alpine ore deposits and Metallogenetic units in the Northeastern Mediterranean and concept of Plate Tectonics. Metall. and Plate tectonics in the NE Mediterranean, Belgrade.

Jensen, M. L., 1958: Sulfur isotopes and the origin of sandstone-type uranium deposits. Econnomic Geology, vol. 53, No. 5.

Jobin, D. A., 1955: Regional Transmissivity of the Exposed sediments of the Colorado Plateau as related to distribution of uranium deposits. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Jokanović, V., 1962: Istraživanje urana u permskim peščarima Slovenije u 1961. godini. Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.

Jokanović, V., 1963: Izveštaj o istraživanju urana u permskim sedimentima Slovenije u 1962. god. Fond. str. dok. Geoinstituta, Beograd.

Jokanović, V., Omaljev, V. i Pavlović, A., 1964: Istraživanje ležišta Žirovski vrh u 1963. god. Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.

Jokanović, V., Markov, C. i Purić, D., 1970: Istraživanje ležišta urana Žirovski vrh u 1969. godini. Fond struč. dok. Geoinstituta, Beograd.

Jokanović, V., Purić, D., Radošević, S. i Arsenijević, M., 1971: Istraživanje ležišta urana Žirovski vrh u 1970. godini. Fond struč. dok. Geoinstituta, Beograd.

Kaplan, H., Uz, S. and Cetintürk, I., 1974: Le gite d'uranium de Fakili (Turquie) et sa formation. Formation of Uranium ore deposits (Athens) IAEA, Vienna.

Kašircева, M. F., 1964: Mineralogo-geohimičeskaja zonalnost infiltracionih rudoprojavljenij urana. Sovj. geol. No. 10, Moskva.

Kerr, P. F., 1955: The natural occurence of uranium and thorium. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Klepper, M. R. and Wyant, D. S., 1955: Uranium provinces. Int. conf. Peacefull uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Konstantinov, M. M. i Kulikova, E. Ja., 1960: Uranovie provincii. Atomizdat, Moskva.

Korničuk, I. i Burtik, T., 1974: Litologo-facijalnie uslovija lokalizacii uranovih rudoprojavljenij v permskih otloženijah v Socijalističeskoj Respublike Ruminii. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.

Kossmat, F., 1910: Erlänterung zur geologischen Karte Bischoflack — Idria. Wien.

Kovačević, R., 1968: Über Uranerzvorkommen im Vorgebirge der Julischen Alpen. Breithaupt kolloquium in Freiberg, Leipzig.

Kurat, G., Simova, F. and Kracher, A, 1977a: Uranium Mineralogy of Žirovski vrh. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Ljubljana.

Kurat, G., Simova, F. and Kracher, A., 1977b: Contribution on the uranium Mineralogy of some sandstone — type deposits of Central Europe. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Laverti, R. A. and Gross, E. B., 1955: Paragenetic Studies of uranium deposits of the Colorado Plateau. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Leonova, L. L. i Tauson, L. V., 1958: Raspredelenie urana po mineralam kaledonskih granitoidov Susamirskogo batolita (Centr. Tjan-Šan). Gehimija, N. 7, Moskva.

Leonova, L. L., Gavrilin, R. D. i Bagreev, V. V., 1961: Povedenie urana i torija v intruzivnom komplekse povišennoj ščeločnosti (na primere massiva Kzil-Ompul, sev. Tjan-Šan). Geohimija, No. 12, Moskva.

Lisicin, A. K., 1962: O formah nahoždenija urana v podzemnih vodah i uslovijah ego osaždenija v vide UO_2. Geohimija, No. 9, Moskva.

Lisicin, A. K., 1968: Sootnošenie okisliteljno-vostanoviteljnih ravnovesij urana v plastovih vodonosnih gorizontah. Geol. rudn. mestoroždenij, No. 5, Moskva.

Logvinenko, N. V., Ajnemer, A. I., Ritemberg, M. I., Sergeeva, E. I. i Švanov, V. N., 1976: Periodičeskie procesi v geologii. Nedra, Leningrad.
Lukacs, E. and Florjančič, A. P., 1974: Uranium ore deposits in the Permian sediments of Northwest Yugoslavia. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Magne, R., Berthelin, J. R., Dommergues, Y., 1974: Solubilisation et insolubilisation de l'uranium des granites par des bactéries hétérotrophes. Formation of uranium ore deposits (Athene), IAEA, Vienna.
Marinković, P., 1961: Radiometrijska prospekcija i geološko kartiranje u oblasti Žirovski vrh 1961. godine. Fond struč. dok. Geoinstituta, Beograd.
Majoros, G., 1964: Öshülö-labnyom a Balatonrendesi permböl. Földtani közlöny, 94/2. Budapest.
Marcel, R., 1965: Les minerais uranifères Francais. Tome trois, Paris.
Markov, C. and Ristić, M., 1974: Caracteres mineralo-geochimiques et genese du gisement d'uranium de Žirovski vrh. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
McKelvey, V. E., Everhart, D. L. and Garrels, R. M., 1955: Summary of Hypothesis of uranium deposits. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Melkov, V. G. i Puhaljskij, L. Č., 1957: Poiski mestoroždenij urana. Gosgeoltehizdat, Moskva.
Mestoroždenija urana i redkih metalov (pod redakciej N. P. Laverova). Atomizdat, Moskva, 1976.
Mittempergher, M., 1958a: La seria effusva paleozoica del Trentino — Alto Adige. Studi e ricerche della Divisione Geomineraria, vol. I, Roma.
Mittempergher, M., 1958b: Il giacimento uranifero di Val Daone — Trentino Süd-occidentale. Studi e ricerche della Divisione Geomineraria, vol. I, Roma.
Mittempergher, M., 1966: Le mineralizzazioni ad uranium delle Ilpi Italiane. Atti del Symp. intern. sui giacimenti minerari delle Alpi, vol. 2, Trento.
Mittempergher, M., 1972: The Paleogeographycal, Lithological and Structural controls of uranium occurrences in the Alps. Geologija, 15. knjiga (2. Int. Symp. on the mineral deposits of the Alps), Ljubljana.
Mittermpergher, M., 1974: Genetic characteristics of uranium deposits associated with Permian sandstones in the Italian Alps. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Mlakar, I., 1967: Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija, 10. knjiga, Ljubljana.
Mlakar, I., 1969: Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija, 12. knjiga, Ljubljana.
Moghal, M. Y., 1974: Uranium in Siwalik sandstones, Sulaiman Range, Pakistan. Formation of Uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Naumov, G. B. i Mironova, O. F., 1960: Okisliteljno-vostonoviteljnoe ravnovesie v sisteme uran — železo v karbonatnoj srede i ego značenie v geohimii. Geohimija, No. 3, Moskva.
Nitu, G., 1974: Les conditions tectono-magmatiques de la formation des gisements d'uranium de Roumanie. Formation of uranium ore deposits (Athens), IAEA, Vienna.
Nobuyuki Nakai, and Jensen, M. L., 1964: The kinetic isotope effect in the bacterial reduction and oxidation of sulfur. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 28, No. 12.
Novak, D., 1977: Nekaj hidrogeoloških raziskav na območju Žirovskega vrha. Loški razgledi, št. 24, Škofja Loka.
Oluić, M., Cvijanović, D. i Kuk, V., 1978: Tektonska i seizmička aktivnost sjeverozapadne Jugoslavije i dijela Italije. Zbornik radova, IX kongresa geologa Jugoslavije, Sarajevo.

Omaljev, V., 1963: Perspektivnost pojava uranove mineralizacije na Žirovskom vrhu na bazi dosadašnjih prospekciono-istražnih radova. Fond struč. dok. Geoinstituta, Beograd.
Omaljev, V., 1965: Ležište uranijuma Žirovski vrh. Nuklearna energija, br. 3, Beograd.
Omaljev, V., 1966: Detaljno istraživanje I rudonosnog paketa u ležištu uraniujuma Žirovski vrh. Nuklearna energija, br. 5, Beograd.
Omaljev, V., 1967a: Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 3, Beograd.
Omaljev, V., 1967b: Korelacija slojeva u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 3, Beograd.
Omaljev, V., 1967c: Kontrasnost uranijumovih ruda. Nuklearna energija, br. 6, Beograd.
Omaljev, V. in Ramovš, A., 1967d: Rudišče urana v Žirovskem vrhu. Loški razgledi, št. XIV, Škofja Loka.
Omaljev, V., 1968: Primena nove metode radiometrijskog oprobavanja u tački. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 4, Ljubljana.
Omaljev, V., 1969a: Istraživanje ležišta urana Žirovski vrh u 1968. godini. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd.
Omaljev, V., 1969b: Eksploatacijsko raziskovanje v uranovem rudišču Žirovski vrh. Geologija, 12. knjiga, Ljubljana.
Omaljev, V., 1969c: A new Method of radiometric spot sampling. Mining and Metallurgy Quaterly, Nolit, Beograd.
Omaljev, V., 1971a: Prospekcija radioaktivnih kamenin v Sloveniji. Geologija, 14. knjiga, Ljubljana.
Omaljev, V., 1971b: Eksploataciono istraživanje I rudonosnog paketa u ležištu uranijuma Žirovski vrh. Nuklearna energija, br. 2—3, godina 1970/71, Beograd.
Omaljev, V., 1972: Studija rezultata probnog otkopavanja na horizontu 580 m ležišta urana Žirovski vrh. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd i Arhiv Geološkog zavoda Ljubljana.
Omaljev, V., 1973: Izbor lokacija istražnih horizonata na ležištu urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 8, Beograd.
Omaljev, V., 1974a: Ležište urana Žirovski vrh. 8 jugosl. geol. kongres na Bledu, Ljubljana, 1976.
Omaljev, V., 1974b: Istraženost i metodologija proračuna rezervi ležišta urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 9, Beograd.
Omaljev, V., 1974c: Ispitivanje uslova i primene i kontrola radiometrijskih metoda oprobavanja u ležištu urana Žirovski vrh. Tehnika, RGM, br. 9, Beograd.
Omaljev, V., 1975a: Analiza gustine mreže istraživanja otkopanih rudnih tela na horizontu 580 m ležišta urana Žirovski vrh. Testualna priloga 7 dodatnih geološko-rudarskih raziskavah urana v Sloveniji. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Beograd — Ljubljana.
Omaljev, V., 1975b: Preliminarno određivanje parametara razdeobe rude od jalovine na osnovu krivih kontrasnosti u prvom paketu ležišta urana Žirovski vrh. Tekstualna priloga 8 dodatnih geološko-rudarskih raziskavah urana v Sloveniji. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani, Beograd — Ljubljana.
Omaljev, V., 1976a: Izbor parametara pomoću krivih kontrasnosti za prvi proračun rezervi ležišta urana Žirovski vrh. Tehnika, RGM, br. 4, Beograd.
Omaljev, V., Lukacs, E. i Uranič, M., 1976b: Studija: Moguća proizvodnja goriva (uglja, gasa, nafte, urana) na bazi do sada dokazanih rezervi za ekonomski opravdanu proizvodnju električne energije u periodu 1980. i 1985. godine sa osvrtom na 1990. i vizijom na 2000. godinu. Separat: Nuklearna goriva. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd.
Omaljev, V., 1977a: Geostatistički prikaz rudnog tela pomoću dvojnog histograma. Tehnika, RGM, br. 10, Beograd.

Omaljev, V., 1977b: Geostatističko ispitivanje rudnog tela V-1 u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 11, Beograd.
Omaljev, V., 1978a: Uranovo ležište Žirovski vrh. Radovi Geoinstituta, knjiga 12, Beograd.
Omaljev, V., 1978b: Karakteristike krive raspodele frekvencija korisne komponente u orudnjenju. Tehnika, RGM, br. 10, Beograd.
Omaljev, V., 1978c: Teorijska osnova nove metodologije ispitivanja rasporeda korisnih komponenti u prirodnoj sredini. Radovi Geoinstituta, knjiga 12, Beograd.
Omaljev, V., 1979a: Raspodela urana, torijuma i kalijuma u gredenskim slojevima Žirovskog vrha. Radovi Geoinstituta, knjiga 13, Beograd.
Omaljev, V., 1979b: Raspodela urana u klastičnim tvorevinama drugog i trećeg ritma sedimentacije u ležištu Žirovski vrh. Radovi Geoinstituta, knjiga 13, Beograd.
Omaljev, V., 1980a: Ležište urana Žirovski vrh. Savetovanje: Razvoj energetike Jugoslavije, knjiga 1, Opatija.
Omaljev, V., 1980b: Trokomponentni dvojni histogram na primeru odnosa raspodele urana, torijuma i kalijuma u gredenskim slojevima Žirovskog vrha. Radovi Geoinstituta, knjiga 14, Beograd.
Omaljev, V., 1980c: Model ispitivanja raspodele odnosa Th/U na primeru gredenskih slojeva Žirovskog vrha. Radovi Geoinstituta, knjiga 14, Beograd.
Omaljev, V., 1981a: Statističko ispitivanje ravnoteže eRa-U kao indikatora savremene preraspodele urana u rudnom telu B-1 ležišta urana Žirovski vrh. Tehnika, RGM, br. 1, Beograd.
Omaljev, V., 1981b: Raspodela urana, torijuma i kalijuma u alevrolitima, psamitima i psefitima gredenskih slojeva Žirovskog vrha. Geologija, 24. knjiga — 2. del, Ljubljana.
Omaljev, V., 1981c: Izučavanje raspodele urana u zavisnosti od organogenog i karbonatnog ugljenika u sedimentima ležišta Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 28, No. 3, Ljubljana.
Omaljev, V., 1981d: Raspodela organogenog ugljenika u sedimentima ležišta urana Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 28, No. 4, Ljubljana.
Omaljev, V., (u štampi): Raspodela karbonata u sedimentima ležišta urana Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik.
Pamić, J., 1973: Faktografija tektonike ploče i neki primjeri njene primjene. Geološki glasnik, Sarajevo.
Pečnik, M., 1977: Study of factors controlling formation of sandstone uranium deposits of Northwest Yugoslavia — Progres report No. 2—1. Arhiv Rudnika urana Žirovski vrh, Škofja Loka.
Pereljman, A. I., 1968: Geohimija epigenetičeskih processov. Nedra, Moskva.
Pereljman, A. I., 1972: Geohimija elementov v zone gipergeneza. Nedra, Moskva.
Petrović, Ž., 1969: Hidrogeologija ležišta urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 6, Beograd.
Pettijohn, F. J., 1957: Sedimentary rocks. New York.
Pettijohn, F. J., and others, 1972: Sand and sandstones. Heildelberg.
Phoenix, D. A., 1955: Relation of carnotite deposits to permeble rocks in the Morrison formaton, Mesa Country, Colorado. Int. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, N. York, 1956.
Pirc, S., 1977: Uran v kamninah, vodah in muljih na območju Posavskih gub v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 4, Ljubljana.
Placer, L., 1973: Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija, 16. knjiga, Ljubljana.
Pokrajac, S., 1962: Izveštaj o geohemijskoj prospekciji urana na terenu Gorenja Vas — Škofja Loka 1961. godine. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd.

Poole, P. G. and Williams, G. A., 1955: Direction of transporttation of the sediment constituting the Triassic and associated, formations of the Colorado Plateau. Intern. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.

Protić, M., 1967: Sedimentološke karakteristike permskih i donjetrijaskih sedimenata Stare Planine i uranska mineralizacija u njima. Radovi IGRI, sv. 3, Beogard.

Protić, M., 1968: Litološki odnosi i geohemijska obeležja gredenskih peščara Savskih bora. Radovi IGRI, sv. 4, Beograd.

Protić, M., 1972: Pojave obezbojavanja permskih crvenih sedimenata. Geol. anali Balk. poluostrva, knj. XXXVII, sv. 1, Beograd.

Protić, M. i Radošević, S., 1964: Izveštaj o proučavanju gredenskih peščara u Posavskim borama, Žirovskom vrhu i Pohorju u 1963. godini. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd.

Protić, M. i Gojković, S., 1965: Odnos Th/U u klastičnim stenama kao indikator geohemijskih facija. Geohemijski seminar, Beograd.

Protić, M., Radošević, S. and Grad, K., 1972: Terrigene Permablagerungen als uranführende sedimente in Slowenien. Geologija, 15. knjiga (2. intern. Symp. on the mineral deposits of the Alps), Ljubljana.

Protić, M., i Naumović, D., 1973: Tercijarni crveni peščari Zaplanja. Radovi 8GRI, sv. 8, Beograd.

Puhaljskih, L. Č., 1963: Teorija kontrasnosti uranovih rud. Gosatomizdat, Moskva.

Radošević, S., 1961: Prethodni izveštaj o petrografskom sastavu oblasti Žirovski vrh kod mesta Gorenja vas u Sloveniji. Fond stručne dok. Geoinstituta, Beograd.

Radošević, S., 1964: Litofacijalni stub i korelacija permskih sedimenata na uzdužnom profilu »O« Žirovskog vrha. Fond str. dok. Geoinstituta, Beograd.

Radošević, S., 1969: Litofacijalne karakteristike permskih terigenih sedimenata Pohorja i njihovo upoređenje sa istim sedimentima Žirovskog vrha i Škofje Loke u Sloveniji. Radovi IGRI, sv. 5, Beograd.

Radusinović, D., 1967: Mineraloški sastav i geneza uranskog ležišta Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. 3, Beograd.

Rakovec, I., 1954: Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jugosl. geol. kongres na Bledu, Ljubljana, 1956.

Ramovš, A., 1965a: O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. Geološki Vjesnik, svezak 18, br. 2, za god. 1964., Zagreb.

Ramovš, A. i Kohanski-Devide, V., 1965b: Razvoj mlajšeka paleozoika v okolini Ortneka na Dolenjskem. Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Razprave VIII, Ljubljana.

Reineck, H. E., Singh, J. B., 1973: Depositional sedimentary environments. Springer, Heidelberg.

Ristić, M. i Markov, C., 1971: Mineraloško-geohemijske odlike sredine taloženja, indikatori orudnjenja i način postanka ležišta urana Žirovski vrh u SR Sloveniji. Radovi IGRI, sv. 7, Beograd.

Ronov, A. B. i Jaroševskih, A. A., 1976: Novaja modelj himičeskogo strojenija zemnoj kori. Geohimija, No. 12, Moskva.

Rosholt, J. N., Prijana, and Noble, D. C., 1971: Mobility of uranium and thorium in glassi and crystallized silicic volcanic rocks. Economic Geology, vol. 66, No. 7.

Shawe, D. R., 1955: Significance of roll ore bodies in genesis of uranium-vanadium deposits on the Colorado Plateau. Intern. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, N. York, 1956.

Shawe, D. R., 1976: Sedimentary rock alteration in the Slick rock District, San Miguel and Dolores Countries, Colorado. Geol. Survey prof. paper 576-N, Washington.

Skaberne, D., 1980: Predlog klasifikacije in nomenklature klastičnih sedimentnih kamnin (I in II del). Rudarsko-metalurški zbornik, vol. 27, No. 1 in No. 2—3, Ljubljana.

Smirnov, V. A., 1962: Uran i torij v izverženih porodah Zapadnogo Zabajkalja. Geohimija, No. 11, Moskva.
Smirnov, V. I., 1963: Metalogenija urana. Voprosi prikladnoj radiogeologiji, Gosatomizdat, Moskva.
Smirnov, V. I., 1976: Geologija poleznih iskopaemih. Nedra, Moskva.
Solnoki, Ja. i Virag, K., 1966: Rolj bakterij o obrazovanii uranovih mestoroždenij zalegajuščih v peščanikah. Doklad na IX Meždunarodnom biologičeskom kongresse, Moskva.
Strahov, N. M., 1962: Osnovi teorii litogeneza, tom I i II Izd. AN SSSR, Moskva.
Ščerbina, V. V., 1957: Povedenie urana i torija v uslovijah sulfatno-karbonatnoj i fosfatnoj sred zoni gipergeneza. Geohimija, No. 6, Moskva.
Ščetočkin, V. N., Uspenskij, V. A. i Solnceva, L. S., 1975: Ugljorodistie veščestva na epigenetičeskih uranovih mestoroždenijah, svjazanih s zonami plastovogo okislenija. Litologija i poleznie iskopaemie, No. 2, izd. »Nauka«, Moskva.
Taylor, S. R., 1964a: Abundance of chemical elements in the conttinental crust: a new table. Geochem. et Cosmochem. Acta, vol. 28, No. 8.
Taylor, S. R., 1964b: Trace element abundances and the Earth model. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 28, No. 12.
Trites, A. F., Finnel, T. L. and Thaden, R. E., 1955: Uranium deposits in the White Canyon Area, San Juan Contry, Utah. Inter. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Turekian, K. K. and Wedepohl, K. H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Society of Amer. Bulletin, vol. 72.
Ušakova, A. M., 1961: K radioaktivnosti porod peržanskogo intruzivnogo kompleksa. Geohimija, No. 4, Moskva.
Vinogradov, A. P., 1962a: Atomnie rasprostranennosti himičeskih elementov Solnca i kamenih meteoritov. Geohimija, No. 4, Moskva.
Vinogradov, A. P., 1962b: Srednie soderžanija himičeskih elementov v glavnih tipah izverženih gornih porod zemnoj kori. Geohimija, No. 7, Moskva.
Vojtkevič, G. V. i Zakrutkin, V. V., 1976: Osnovni geohimii. Izd. »Visšaja škola«, Moskva.
Vojtkevič, G. V., Mirošnikov, A. E., Povarennih, A. S. i Prohorov, V. G., 1977: Kratkij spravočnik po geohimii. Nedra, Moskva.
Vukasović, M., 1963: Sekundarni minerali urana iz oblasti Žirovskog vrha, kod mesta Gorenja Vas u Sloveniji. Radovi Sektora INS ZNS, br. 2, Beograd.
Vukašinović, S., 1975: Jedan pogled na pitanja geotektonike i metalogenetske rejonizacije Jugoslavije. Zap. Srpskog geol. društva za 1974. godinu, Beograd.
Weeks, A. D., 1955: Mineralogy and oxidation of the Colorado Plateau uranium ore. Intern. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Witkind, I. J., 1955: Channel and related swales at the base of the Shinarump conglomerate, Monument Valley, Arisona. Intern. conf. Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, Un, New York, 1956.
Wood, H. B. and Grundy, W. D., 1955: Techniques and Guides for Exploration of Shinarump Channels on the Colorado Plateau. Intern. conf.Peaceful uses atom. Energy (Geneve), 6, UN, New York, 1956.
Ziegler, V., 1974: Essai de classification métallotectonique des gisements d'uranium. Formation of uranium ore deposits, (Athens), IAEA, Vienna.
Žukov, F. I., Vozar, I. I. i Janev, S. N., 1976: Permskie osadočno-vulkanogennie formacii i rudnie mestoroždenija Karpato-balkanskoj oblasti. Izd. »Naukova Dumka«, Kiev.

Summary

Veljko Omaljev

Metallogenetic characteristics of the uranium ore deposit of Žirovski vrh

Key words: Metallogeny, Permian, Val Gardena strata, uranium, Slovenia

The terrigeneous, clastic sediments of Phanerozoic age (after the Late Paleozoic) created by fluvial sedimentation represent favourable geochemical environment for creation of exogeneous uranium ore deposit. Nearly one half of the world economic accumulations of uranium are to be found in such sediments. The plateau of Colorado together with Wyoming embraces about 30% of the world stock of uranium (J. V. B r i n k, 1974), exclusive the socialist countries. Actual production of uranium in the world from these sediments is prevailing, as the greatest quantities of the economic stock of uranium is to be found in the deposits of these clastic formation.

The interest for systematic regional and detailed study of lithology, geochemistry and metallogeny of Permian terrigeneous sediments in Yugoslavia increased after the discovery of the anomaly of the radioactivity and the appearance of the uranium mineralization within them.

The first radiometric research in the area of Slovenia started in 1948 by radiometric measurements of the mercury mine at Idria, and at this occasion increased radioactivity of the coalgraphite schists of the stratigraphic horizont "sconca" (Middle Triassic) were noticed as well.

In 1952 large radiometric prospection was carried out in Slovenia including also the area near Gorenja Vas. Partly because of wrong conception which directed the investigations to argilloschists and partly because of small detective possibilities of the radiometer that prospection did not give positive results.

On the II International Conference on peace application of the nuclear energy in Geneve in 1958 the results of research of the existance of uranium mineralization in sandstones of Val Gardena in the Italian Alps were communicated (F. I p p o l i t o, 1958).

In 1960 radiometric prospection in the West Slovenia was renewed primarily of the Val Gardena strata of the Permian age. At this occasion numerous anomalies were discovered, of which the most characteristic were those on the north-eastern slopes of Žirovski Vrh.

The very first detailed works showed extraordinary intensive radioactivity which exceeded for a whole rank the other localities. The first checking by digging and minor mine works discovered the existance of the secondary uranium mineralization, sometimes with high uranium concetration (V. O m a l j e v, 1971a).

Detailed research of the uranium ore deposits of Žirovski Vrh began with structural drilling and continued by mining research work as well as by drilling from the surface and from the pits. Researches of this deposit has been continually carried out over a period of two decennies.

A large amount of documentary material has been accumulated during this relatively long period of detailed research which is now for the first time subject to thorough study.

Numerous researchers have taken part in the studies of the sediment complex of Val Gardena strata and of uranium mineralization of which only a few are mentioned in this work. The author expresses his gratitude to both, mentioned and unmentioned fellow-researchers who contributed by their work that the long years of research and study resulted in positive findings which will serve as a basis of the beginning of the exploitation of the uranium ore deposit of Žirovski vrh.

Regional characteristics of the Permian terrigeneous sediments

The Permain terrigeneous strata of Slovenia are developed as "red beds" formations having various names in the world literature, such as "grödener schichten", "verrucano", "arenarie di Val Gardena", "Autunian", "Saxonian", "pestrocvetnie formacii", etc.

Red clastic sediments have appeared in all parts of the world from Proterozoic up to our days. The red colour of these formations is due to three-valent ferrous composition (hematite) whose formation was enabled only after appearition of free oxygen in the atmosphere. Those are typical products of the terrigenous regime of sedimentation, the red colour being their basic characteristic.

The red clastic sediments were found, for the first time, in the Riphean deposits (Upper Proterozoic), and they were particularly widely spread in the Lower Paleozoic (Devonian red sanstones). After the appearance of the continental plants the conditions of the terrigeneous sedimentation were essentially changed, due to plant material brought into these deposits, and then, for the first time the formation of reductive environments took place enabling the appearance of the grey terrigeneous clastic sediments in the red formations. This was a particularly important moment in the progressive sedimental evolution of the surface of

lithosphere; this enabled the appearance of the exogeneous infiltrated despositis in the sanstones during the Late Paleozoic.

The Permain terrigeneous sediments are widely spread all over Europe from the Atlantic to the Ural (H. Falke, 1972; F. A. Bartel, 1974), but the most interesting for us are those in the area of the Dinarids, the Alps, the Panonic area and the Carpats and Balkans. These sediments contain uranium ore deposits in France, Switzerland, West Germany, Italy, Yugoslavia, Austria, Czechoslowakia, Poland, Hungary, Rumania and Bulgaria.

The area of the Alps, South Alps and the Dinarids was orographically intensively reelaborated by the Herzinian orogenesis. Chain mountains were created and cut by longitudinal basins in which the formation of the sedimental areas (Lombardian, Carnio-Belluno basin and others — Fig. 1) started. Fluvial erosion was very intense there, waters of the rivers brought with them huge amounts of material which was partly deposites in the inter-chain depressions or in the already flattened parts of the relief. These sediments were of molasoid character, mostly formed in the beds and valleys of the big fluvial systems created during the long post--orogeneous period.

The sedimentation in the above mentioned area started in the Stephanian, and in some areas not before the Lower Permian. Thus Permian terrigeneous sediments lie sometimes over the Permian ones, sometimes over the Corboniferous ones, and sometimes over older sediments (which are often metamorphised). The processes of denudation intensly caught the positive forms of the relief, they produced large quantities of material that rivers brought and partly deposited into the just formed basins.

Intense volcanic activity is particularly characteristic during the Upper Carboniferous in the area of the South Italians Alps (M. Mittempergher, 1958a); this is so-called atezine volcanism producing volcanites of quartz-porphyric composition. These volcanic rocks played and important role as a source of material, and very likely of uranium, during the formation of terrigeneous sediments in the whole area of the Alps and Dinarids. In the area of Slovenia, however, the volcanism of atezine type was not ascertained and the quantity of material of the volcanic origine of the quartz-porphyric composition is quite important in terrigeneous sediments.

At the end of the volcanic activity a regional unconformity may be observed pointing to the Saalian orogeneous phase on the boundary of the Lower and Middle Permian which is considered as the lower limit of the fomration of the Val Gardena strata.

The Val Gardena strata in the Carnic Alps (Carnia-Belluno basin) begin by basic conglomerates passing gradually into sandstones. In the lower part of these strate we sometimes find dolomite concretions. The thickness of the Val Gardena strata varies, but it exceeds 200 meters everywhere. As a prolongation of this formation Val Gardena strata could be found in the Karawanke Mts., and we find them southwards in the Sava folds and the Dinarids.

The Val Gardena strata of the Škofja Loka area lay on older clastics sediments, probably of Permain- Carboniferous age and they appear in

facies of red and grey sandstones and conglomerates. Uranium mineralization appears in grey formations. Clastic sediments of Škofja Loka are, as a rule, more coarse-grained as those of Žirovski vrh.

The thickness of the terrigeneous sediments in Slovenia varies, but it often exceeds several hundred meters. On the localitias of their maximal thickness it can attain almost 1000 meters (Žirovski Vrh) and then facial differentiation is maximal, vhich means that red clastic sediments appear beside the grey ones, as well.

The afflux of the plant material was considerable during the process of sedimentation. It was considered earlier that grey sandstones had been produced of the red ones by way of reduction, but later the opinion prevailed that grey sandstones had always been grey, due to the abundance of plant detritus in them.

The area of Slovenia is considered by many authors as a transitional zone between the Alps and the Dinarides, i.e. "the front part of the Dinarides towards the Alps" (M. D. Dimitrijević, 1974). From the plate tectonic point of view, the area southwards of the great Peri-Adriatic lineament represents a particular plate divided into several smaller plates. The border between the Apenine, South-Alpine and Dinaridic plate is not quite clearly located, and up to now we have not got yet either a theoretic explanation of the joining of these plates in Permian. The most interesting for us is the boundary zone of the South-Alpine and Dinaridic plates which appeared as particular structural unit during the Post-Permian (probably Tertiary) period. We may consider therefore that one plate embraces the Dinarides and the South Alps in the form of a complex structural unit of the first degree.

Such an explanation of the regional structure requires a splitting of the earlier F. Kossmat (1910) and I. Rakovec (1954) tectonic unit of the Sava fold in a broader sense into western Škofja Loka — Idria area belonging to the Dinarides, and eastern Sava folds belonging to the South Alps. This division of ours agrees with the regional strike of the structural elements within this units, which earlier always repr sented a matter of discussion. By such interpretation the global pict of the Dinarides and the South Alps becomes considerably more sir and logic (Fig. 2).

The geologic structure of the ore deposit of Žirovski vrh

The ore deposits of Žirovski Vrh lies in the metallogeneous province of the Dinarides (S. Janković, 1967, 1974, 1977), in the Slovenian metallogeneous region ("metalogenetska oblast"), in the Savian metallogeneous area ("metalogenetski rejon").

Taking into account our interpretation of the geotectonic structure of these terrains, we consider that the Savian metallogeneous area can be further divided into two parts: (1) the west Škofja Loka — Idria metal-

logeneous area in the Dinarides (Fig. 2), and (2) the Savian metallogeneous area in the South Alps.

The Škofja Loka — Idria metallogeneous area embraces the Škofja Loka — Trnovo overthrust, which, speaking tectonically, lies over Blegoš — Vrhnika para-authochotone (Fig. 3 and Fig. 4). Within this metallogeneous area the ore fild ("rudno polje") of Gorenja Vas must be exempted from the point of view of uranium deposits.

The ore deposit of Žirovski Vrh lies within the ore fild of Gorenja Vas (Fig. 4), spreading over an area of cca 3 km^2. The ore deposit is not strictly defined, and Fig. 5 gives its approximative contours (according to the data of the structural drilling up to 1977), and its internal structure from the point of view of the intensity of the uranium concentration.

The geologic structure of the ore deposit of Žirovski Vrh is relatively simple: the sediments of the Triassic age are overthrusted by Late Paleozoic formations (Fig. 6 and Fig. 7) containing uranium ore deposit (V. O m a l j e v, 1963; 1967a; 1974a; 1978a).

The argiiloschists of the Permian-Carboniferous age are the odlest rocks in the broader area of the ore deposit. Those are dark-grey to black rocks of the schists structure. They contain thin and relatively rare interlayers of sandstone and argilloschist-sandstones of almost black colour. The thick interlayers of sandstone (sometimes also conglomerate) in the north-eastern part of the ore deposit represent the final horizons and a transition to the younger Val Gardena grey clastic sediments. This formations are developed in the continuing zone on the eastern and northern margins of the Val Gardena layers in the direction of the fault surface of overthrust. The base of the argilloschist is not known, it was drilled down to 200 m, but the thickness of this formation must be of the order 1000 meters.

The Val Gardena strata of Žirovski Vrh lay over argilloschists appearently conformly (erosional unconformity). There are no paleontological data, up to now only sporomorphs have been found, which are undefinable (T. B u d k o v i č, M. J e l e n, et all, 1978), but on the basis of lithologic correlation their age has been defined as Middle Permian age. It is also possible that these strate pass into the Lower Permian, and their upper part into the Upper Permian.

The formation of the Val Gardena strata of Žirovski Vrh is divided into two subformation or members, namely:

1) The grey subformation — the older member
2) The red subformation — the younger member

The gray subformation represents the older member (Fig. 6), and its strata lie directly over the Permian-Carboniferous paleo-relief. Lithologically it is made of grey sandstones and grey conglomerates, containing, in the form of relatively thin intercallations, the layers of red sandstones. The thickness of the sediments of this subformation varies considerably, and in the ore deposit it varies between 200 and 300 meters. The sediments of the grey subformation are developed in the form of a continuing belt following the argilloschists in a relatively big length of the ore fild of Gorenja Vas. The grey clastic sediments are productive as they contain mineralization and ore deposits.

The red subformation represents the younger member and its sediments build the majority of the surface of Žirovski Vrh. Lithologically it is built of red siltstones, psammites and psephites; the fine-grained sediments are to be found in the lower strata of the subformation, and they lie over the grey psammites of the older member. With one exception there are no grey sediments in this subformation. From the point of view of uranium productivity the sediments of red subformation are sterile. During the formation of uranium mineralization this sediments had the role of the source of ore bearing solutions. Thickness of this member is mostly between 300 and 500 meters.

The Žažar strata are represented by Belerophone limestones and dolomites of the Upper Permian age. These sediments represent the marine deposits marking the end of the continental sedimentation. Then all the ways of transportation of uranium-bearing solutions are broken, and sea transgression marks the beginning of the deep sinking of the Val Gardena formations and of the intense process of reaping of the sediments. These rocks are to be found in the valley of the river Račeva; they are often covered, and their thickness does not exceed 100 meters.

The Werfenian strata of Scythian strage lie over the Žažar strata, the stratigraphic superposition in the direction of Idria being normal. The northern and eastern slopes of Žirovski Vrh are made of Middle Triassic dolomites, Rabelj strata and Haupt dolomite of the Upper Triassic age. These formations represent the relative authochtone (para-authochtone) covered by the Paleozoic formations of Žirovski Vrh.

The overthrust of Žirovski Vrh represents the fourth Idria overthrust of the Idria — Žiri area, which is again a part of the big Škofja Loka — Trnovo overthrust lying in the Blegoš — Vrhnika series (Fig. 3).

The basic folded structure of the Paleozoic complex in the overthrust of Žirovski Vrh has not been satisfactorily studied. The earlier interpretation speaking of an overturned synclinale (V. Omaljev, 1967a) of which the axial surface is dipping northeastwards and the axis sinking westwards has neither been proved nor denied by new works. The folds of lower rank are developed on the wings of this regional synclinale which apper in the pit of the deposit in an S-like structure (E. Lukacs and A. P. Florjančič, 1974 — Fig. 8). As a consequence of an overturned synclinale the strata on the south part of the ore deposit are dipping monoclinally south-westwards (Fig. 7), while in the north-eastern part of the ore deposit we have the above mentioned structure in the form of an »S«, and thus some strata (often containing ore bodies) lay in the inverse position.

The schistose differential cleavage of the axial surface is the most represented element of the ruptures (V. Omaljev, 1967a; A. .Antonović, 1967), micro faulting appearing along the traces of the cleavage (Fig. 9). The faults are often to be observed in the ore deposit. With a few exceptions fault shiftings are relatively small, most often below one meter. Relating to the folding structures faults are divided into two groups: (1) the system of antithetic faults (dipping in the opposite direction of the strate) and (2) the system of sinthetic faults. Joints and fissures are very numerous in the deposit, but they, too, are divided into three systems: parallel, perpendicular and diagonal in relation to the strike of

the strata. It has been established that all rupture deformations of the ore deposit, including cleavage, are of post-ore age (V. Omaljev, 1967a).

The structure deformations in the ore sediments happened during four tectonic phases (A. P. Florijančič, et all, 1974b): The Phase I being the oldest, when folding and cleavage took place; Phase II when displacements along the bedding planes took place; Phase III represents mainly subvertical faulting of the NE-SW strike; and during the Phase IV, the youngest one, when breacking of the overthrust in the direction N—S took place.

Lithological characteristics of the Val Gardena strata of the ore deposit

The particularity of the Val Gardena strata of the ore deposit of Žirovski Vrh is their heterogeneous lithological composition, being as a rule without visible bedding. Precise lithological differentiation of particular kinds of these clastic sediments is not justifiable because of important variations of litho-types expressed through transitional types. This is by all means a consequence of the very turbulent sedimentation of the heterogeneous, insufficiently differentiated mineral detritus The affluence of enormous quantities of relatively unelaborated material into the river flows which did not travel very long caused insufficient mixing of the material and its insufficient sedimental differentiation.

The explanation of some authors of where the sedimentation of the Val Gardena strata took place has evoluated after uranium mineralization was found in them. Earlier, it was considered that Val Gardena strata were typical red clastic sediments, developed on the continent in arid conditions. Later, when the existence of grey clastits was established the polarization of two explanation took place: (1) that grey sandstone were secondarily bleached (reduced) red sandstones and uranium mineralization being associated with these processes, and (2) that primary facial differences exist concerning the place of developing of grey and red sandstones.

When the second explanation prevalied, a further polarization of the explanation as to the place of developing took place. Protić M. (1964, 1965, 1968, 1972) and other authors pretended that all sandstones had developed in the marine environment, on the basis of Th/U or that they were secondary bleached red sandstoned developed in arid areas. Omaljev V. (1963, 1967a, 1974a, 1978a) always sustained facial differences in continental conditions of sedimentation, defining it as fluvial to marshy or of the lake, grey sandstones being developed under the level of underground waters, and the red ones above this level.

The last sistematical works by A. P. Florijančič, T. Budkovič, M. Pečnik, D. Skaberne, T. Dolenec and others gave finally abundant documentation in the favour of the assumption that these are fluvial sediments of a relatively big system of a braided river.

The primary sedimental texture of these sediments pointing to fluvial sedimentation have been noticed since long (Fig. 9 and Fig. 10). The conditions of sedimentation were very turbulent due to quick changes of the dynamic regime in the beds of the systems of braided rivers and strate favorable for correlation in larger areas are not developed in these sediments. The correlation has been reached through the lithological members, i. e. the package of strata of greater thickness (V. O m a l j e v, 1967a).

After the stabilisation of the continental regime of the sedimentation the fluvial regime was formed in the conditions of temporary tectonically active regime. This period lasted altogether about 20 milion years, which was relatively short geological laps of time (compared with the formation of the Collorado Plateau which occupied the whole Mezozoic), during which fluvial sediments of the Val Gardena strata became about 900 meters thick.

These clastic sediments developed according to the law alterations of the river cycle called macro-rythms or, shorter, rythms because of their asymetrical changing of the sedimental material. This division of 1964 has been completed a little by the time passing, and it was created from the point of view of the existence of the grey (productive) subformation, and no consistent sedimental division on rythm is meant by this; those, however, would be considerably more numerous, especially in the red subformation.

Table 1 gives a schematic presentation of the rythm of sedimentation in the area of Žirovski vrh. The produce of each time of the rythm basically consists of two grey one (A) and the red one (B), the times alternating by the rythm AB-AB-AB-AB-AB (B meaning the alternation of the red sediments by granulations that have not been studied).

The grey member of this rythm of sedimentation, during the first two times also consists of two members (schematically): psephite (A_1) and psamite (A_2), so that the rythm can be represented by A_1A_2B-A_1A_2 B-A_2B-A_2B-A_2B. This is a consequence of the fluvial regime of sedimentation which brought about the above mentioned granulometric and facial differentiation.

The grey members of the rythms represent the sediments of the river beds where coarse grained material was deposited. The red members of the rythms represent the sediments of the inundation plains where fine-grained material was deposited during the periods of inundations (aluvial plain).

The rythms of sedimentation consisted of the sequences which were basic sedimental units of grey clastites. It has been noticed that was a difference in the sequences as to the colour, and we speak of grey and green sequences (T. B u d k o v i č, 1978).

The grey sequence begins by conglomeratic sandstones (Fig. 12) and finishes by fine-grained sandstones and siltstones. Most of fragments are of quartz, close to oligomict composition. These sediments represent probably a product of the mean composition of the main source of the material collected from a vast area.

The green sequence begins by polymict conglomeratic sandstones becoming more and more fine-grained and finishes by green siltstone. The presence of the fragments of quartz-porphyrium and pink quartz is characteristic for these sediments. They are probably a produce of the local source of material brought by the affluents from relatively near areas.

There was a constant afflux of plant material during the process of sedimentation in the form of tree trunks or plant detritus. We suppose that there were no essential differences in the amount of plant material between the sediments of the river beds and the aluvial plains. The differences appeared later: in the aluvial plains plant material axidated, while in the sediments of river beds it was preserved in the form of carbonised remnants being now close to antracite (Fig. 14 and Fig. 15).

Grey and red sediments do not differ essentially one from the other as to their mineral composition, but the difference is essential as to the autigeneous elements of the binding material as a produce of the environment of the creation and riping of the sediments. The best represented elements are quartz (Fig. 16 and Fig. 18) and fragments of magmatic rocks (Fig. 20 and Fig. 21), not so frequent are mica (Fig. 19) and feldspars. Cement is of contact and porous type, made of silicium-sericite material or of red ferrous material. These sediments correspond to sub-graywackes and graywackes.

Only epi-basis and pseudo-basis have been percieved in the clastites of Žirovski Vrh which means a relativeli great degree of changes these rocks suffered by the dia-genetic and epi-genetic processes.

Carbonate concretions appear as a result of considerable inflow of carbonate material primarily in the finest-grained strate. The concretions are mainly built of sandy carbonate material, and many are more often present in red siltstones than in grey ones. Very interesting is the orientation of the carbonate concretions by the cleavage (Fig. 23), which is probably a consequence of an afterwards re-distribution of the carbonate material of the concretions or a consequence of the growing of the concretions in the conditions of a stress in a later plase of the re-distribution of the carbonate material.

Quartz-calcite veins are regularly present in Val Gardena sediments as a results of the afterwards re-distribution of the silicium and carbonatic material during particular tectonic phases.

Isotopic studies (T. Dolenec and J. Pezdič, 1979a) proved carbonates of the quartz-calcite veins were a produce of warm exogeneous solutions. The relation of the heavy isotopes of carbon and oxygen indicates that calcites of the deposits of Žirovski Vrh are between the tipical hydro-thermal calcites of the ore deposit of coloured metals and tipical exogeneous recent carbonate formations (Fig. 25). The presence of the heavy isotope of carbon indicates the organic origin of part of carbon (30 to 60%) in the carbonate of the ore deposit of Žirovski Vrh.

Uranium mineralization of the ore deposit of Žirovski Vrh

Uranium mineralization of the ore deposit of Žirovski Vrh is specific as it macroscopically does not differ from sterile grey clastic sediments. This is due to very small quantities of useful and other metalic minerals in the ore. Useful minerals of uranium are relatively difficult to observe even by the microscope because of the very small size (often sub-microscopic) of the grains and because these are very rare (Fig. 26). This is the main characteristic of the mineralization, and because of its genetic character it is assumed that this is also the basic metalogenetic characteristic of the ore deposit of Žirovski Vrh.

The second characteristic of the mineralization ih the absence of any border elements between ore-bearing and sterile grey sediments. We assume that here are continuous transitions of the concentrations of the ore minerals from minimal to maximal values, this interval being exceptionally great for the ore deposit of Žirovski Vrh.

The gradients of the changes of uranium concentration in the mineralization are also very different. These changes are defined as contrasts of mineralization. The contrast of mineralization is very high, the transition from sterile mass to ore is contrastic, but not sharp.

Uranium mineralization of this ore deposit is to be find exclusively in grey clastic sediments of the grey subformation of the Val Gardena strata, and mainly in psammite granulations. Psephite granulations are relatively rearely ore-bearing, which is without any doubt a consequence of the conditions of creations of the uranium minerals. There was greater porosity in psephites and thus the speed of flow of ore-bearing solutions was too big, and there was not time enough for chemical reactions leading to sedimentation of the uranium off the solution to take place. On the other hand, porosity of alevrolithic granulations was too small to allow greater quantities of these solutions to flow throught, and thus the afflux of uranium was small.

One of the basic characteristics of ore mineralisation in grey clastites is constant presence of carbonized remnants of plant material in them. There is, as a rule, no uranium mineralization in antracite proper, though it is ore-bearing sometimes (Fig. 27 and Fig. 46). It was found out, by microscopic observation, that uranium minerals usually were not in contact with carbonised material, but that it is inevitably present in the sediments as a reducing factor of the environment favourable to development and preservation of all ore minerals.

There is a diference between mineralized and non-mineralized sequences of the sedimentation. Only grey sequences are mineralized, the green ones are never. Uranium mineralization is to be found, as a rule, near erosion contacts, most often at the very beginning of the sequence of the sedimentation (Fig. 33 and 34) in coarsegrained sandstones, sometimes conglomeratic. Cases of mineralization of the central part of the sequences are more rare, but mineralization can be found also in the final part of the sequences in fine-grained psammites, below siltstones. It is obvious that places of increased porosity or places near to screan impervious intercalations were favourable to the process of mineralization.

The amount of ore in the mineralization is very small but it alone determines grey clastic sediments as ore-bearing or sterile. The association of ore minerals is the following: pitchblende, coffinite, pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, chalcocite, bornite, arsenopyrite, pyrrhotite, marcasite, covellite, stibnite, molybdenite, and rarely also soddyite, ranquilite, weeksite and cobaltite.

Pitchblende is at any rate the most important useful mineral in the ore deposit; it was considered not long ago as the only useful mineral at all. It is developed in the form of fine-grained aggregates in the cement mass of the grey sediments. (Fig. 26 and Fig. 35). The size of the particles is often below 10 μm, and in richer ore their size increases for a few hundreds μm. It is possible that main mass of pitchblende is of submicroscopic size. Microscopically visible pitchblende builts grained aggregates dispersed in the cement mass or distributed in series, sometimes in the form of aureols around detritus grains (Fig. 36 and Fig. 37). It is to be found also in microfissures cutting detritus grains or ambodied in autigeneous borders of quartz and feldspars.

It is difficult to define the paragenetic place of pitchblende (D. Radusinović, 1967), it probably has several generations. Pitchblende was found in association with chalcopyrites, pyrites (Fig. 39), galena and sphalerites (Fig. 35). In cases of its association with sulphides, pitchblende is often the youngest.

Coffinite is a relatively rare uranium mineral, it is only found in the parts of the ore deposit below the level of underground waters. It is particularly represented in the rich core of the ore bodies. It is considered not to be very old as there is usually no lead with it, which is a characteristic of the constemporary developed uranium minerals. Coffinite is usually found in the form of small regular tetrahedron crystals in the cement mass of the grey sediments, often placed at the borders of more or less regular filds of pitchblende.

Kurat's (1977) researches to transitional minerals of soddyite--coffinite system, where the oxidised form would correspond to the soddyite type, and the reduced form to the coffinite type. Insufficient presence of lead indicates ats small age; it is probable that soddyite developed first in the zone of secondary enrichment which passed, by the process of reduction and dehydration, into coffinite.

Pyrite is the most frequent sulphide mineral in the ore deposit, while galena, sphalerite, and arsenopyrite are considerably less frequent. Other sulphides are present in very small quantities.

Oxidation of the ore minerals takes place in the surface conditions by which process silicates and phosphates of uranyle, rarely sulphates and arsenates of uranyle and other metals develop. The oxidised parts of the ore bodies are macroscopically clearly destinguished by their intense yellow-orange and green colour. X-ray researches discovered several minerals: dumontite, torbernite, metatorbernite, autunite, a series of phosphuranylite-renardite, gummite, tyuöamunite, francevillite, uranopillite, saleeite, renardite, zippeite and johannite.

Based on the macroscopic aspect, uranium mineralization is divided into two structure types: massif ore and strap ore. The greatest part of the mineralization belongs to the mass type. Ore minerals are distributed

unevenly in the form of impregnation of the cement mass of grey sandstones and conglomerates. Auto-radio-graphic research proved that ore minerals in massif mineralization are grouped in "nests" of the average size of 20 dm^2 situated in almost sterile rocks. The migration of uranium along the cheavage fissures are within the limits of the sample (Fig. 46). Strap type mineralization differs clearly from the other one and it is to be found in laminated sandstones of various granulation (Fig. 45). Uranium concentration in various laminates is of various intensity; darker laminates are usually more fine-grained but of not essentially greater uranium concentrations in relation to lighter laminates.

The distribution of uranium in the mineralization is essentially of zonal character which can be seen on the basis of radiometric test in the point. This zonal distribution is exclusively a function of the disposal of the uranium minerals and has no connection with the epigenetic zonal changes of the surrounding rocks or with the concentration of the attending elements (not present in the ore deposit of Žirovski Vrh).

The distribution of uranium minerals in the space is very uneven- which provokes a very complicate structure of the contour lines of equal concentrations. The contours of the ore bodies are defined exclusively by testing and it is represented by an contour line of 0,03% of uranium contents (Fig. 30). Great heterogeneity of the lithologic composition and structural-texture characteristics of the surrounding rocks infuenced essentially the changing of the factors that had checked the uranium sedimentation off the solution. As a result, the shape of the ore bodies varies a lot, being even dish-like (Fig. 47).

The distribution of uranium in one ore body is shown by a dual histogram (Fig. 48). where log-normal tendency of the form of curves of density can be observed, which are, as a matter of fact, multi-modal. This is a consequence of the existence of multiple partial populations of uranium minerals. It is interesting to notice that extremely rich ore does not provoke particular assymetry, which means that it belongs to the basic population of uranium in the ore body.

Uranium mineralization has a fixed position in the lithostratigraphic column of the Val Gardena strata of Žirovski Vrh (Fig. 34). It is characteristic that uranium mineralization occures in each of the grey members of the rythms of the grey subformation. Economically important accumulations of uranium are to be found, however, mainly in grey members of the 2-nd and 3-rd rythm of sedimentation. Ore bodies are to be found in ore-bearing levels ranged along the stratigraphic vertical. Complicated structure of the ore deposit S-shaped (secondary folds) leads to repeated ore-bearing levels in the research horizons, so that many think that only one, i.e. the first, ore-bearing package is important for the ore deposit.

Lateral development of the uranium mineralization is equally limited; the first ore-bearing package was investigated by mining works along about 2 km, while economically interesting uranium accumulations are followed along their strike up to 800 meters.

Ore bodies are most often lenks-like, with elongations in one direction (Fig. 31), most often in the direction of the strike of the strata or

diagonally to it. The width of ore lenses is considerably smaller, and their thickness is the smallest what ore bodies gives a flat form.

The distribution of uranium mineralization in the space is determined by geochemical, lithologic and structural factors (mineralization control).

Geochemical control of uranium mineralization is the reducing environment in grey clastic sediments of Žirovski Vrh as a consequence of the presence of carbonized remnants of plant material.

Lithologic control basically consists of alternations of particular granulometrical fractions of clastites (conglomerates, sandstones, alevroliths), which directed the moving of ore-bearing solutions. Erosion contacts (Fig. 32 and Fig. 33), alevrolithic screan intercalations and stratification (alternation of strata of various granulations) are most often observed there, which essentially influenced local distribution of uranium minerals in the rocks.

Structure control of mineralization is characteristic for secondary scattered uranium mineralization in the oxidation zone of the ore deposit (migration of uranium along the cleavage and fissures). Most often this structure control takes place in the frame of lithologic control, the continuity of ore bodies being not interrupted during oxidation of ore minerals.

The Žirovski Vrh ore deposit is similar to other exogene stratiform sandstones type deposits. It is rather similar to ore deposits of the same metallogenic province (Škofja Loka — V. O m a l j e v, 1971a; Italy — M. M i t t e r m p e r g h e r, 1974), then to ore deposits in adyacent metallogenic provinces (Mecsek in Hungary — A. B a r a b á š, et J. K i s s, 1958; Banat in Rumania — I. K o r n i č u k i T. B u r t i k, 1974; Dojkonci in Eeast Serbia). Basically this ore deposit has also some similarity with the well known uranium ore deposits in the Colorado Plateau.

Geochemical characteristics of the ore association of elements

There is certain differernce in chemical composition of mineralized clastic formations if compared to sterile ones. Mineralization contains an increased amount of FeO, CaO and CO_2 on the account of lowered SiO_2 and Al_2O_3 and minimal MgO, Na_2O and K_2O. This is a consequence of the increased amount of cement mass. An evaluation of quantitative and atomic share of the 44 elements present in the ore deposit in measurable quantities is given in Table 3.

Ore association of elements in broader sense embraces all those chemical elements that had taken part in the development of autigeneous minerals. These are O, Si, Ca, Fe, K, Na, Mg, C, S, H, P, Mn and Ba. The elements of the ore paragenesis are most closely bound or could be bound to enable the sedimentation of uranium to tako place, and these are Pb, Zn, Cu, V, As, Cr, Co, Ni, Sb, Ge, Mo and Ag. Elements taking part in the accumulation of uranium in primary sources can be added as well: Y, Ce, other lantanides, Th and Zr.

According to phone, uranium takes 30-th place in the ore deposit of Žirovski Vrh and 32-nd place according to atomic presence. In the ore it figuers before all metals of mineral association (Table 3), but by the number of atoms it comes after Zn and matches with Cu. The fact, however, that average concentration of syngenetic uranium captured in petrogeneous minerals is considerable, its makes position worse, This has no meaning for ore bodies.

The distribution of uranium in the ore deposit is generally left asymmetrical, obeing the law of logarithm. It is specific in grey clastic formations of the ore deposit, partial population of syngenetic uranium being distributed approximatively log-normally and partial population of diagenetic uranium provoking asymmetry in the form of a logarithmic tail to the right of the histogram (Fig. 54). The distribution of uranium in one encontoured place with ore bodies searched in detail shows an extraordinarily long logarithmic tail (Fig. 56) with all economically interesting uranium accumulations present. The structure of uranium concentration of that place is shown in Fig. 57.

Uranium mineralization embraces a negligible part of the whole space of the ore deposit, but by the amount of accumulated uranium it represents its important part. Mean concentrations of uranium by the zones of Fig. 5 are given in Table 4. Syngenetic uranium in petrogeneous minerals is immobile (2,5 ppm), 1,5 ppm of it is to be found in matrix, which gives a total amount of 4 ppm of syngenetic uranium. Maximal concentration of diagenetic (ore) uranium is to be found in ore bearing packages (cca 100 ppm). Mean concentration lowers from the central part of the ore deposit by 34 ppm to 1,8 ppm of diagenetic uranium. Mean concentration of uranium in the rocks of the ore deposit is only 10,2 ppm within the contour of 3 km^2. Of these quantity 40% is syngenetic (immobile) uranium, 20% diagenetic scattered (anomalous) and only 40% of mobile (potentially ore) uranium, mainly accumulated in ore bodies and lenses.

Carbon is one of the main elements of the ore deposit: it is in the 7-th place according to phone and on the 5-th place according to atomic presence. Judging by isotopic structure at least ⅓ of carbonatic carbon is of organic origin and this is prevailant in the ore deposit. Carbonatic carbon enables uranyle to migrate intensly in the form of carbonate complex, and this enables the afflux of considerable quantities of uranium in sediments of Žirovski Vrh. Organic carbon made possible the bacteria *Desulfovibrio* to live and their activity gives necessary H_2S for the development of fabourable envirenment for reduction which enabled the process of sedimentation of uranium.

Sulphur comes immediately after the main elements in the ore deposit, on the 10-th or 11-th place. It is important for creating favourable environment for reduction and for taking part in mineral paragenesis in the form of sulphides. Isotopic structure indicates its biologic origin.

Phosphorus takes the 13-th place in the rocks of the ore deposit. No other mineral but apatite has been identified. Its participation is important in the oxydizing zone of the ore deposit in secondary uranium minerals, these being most often phosphates.

The model of formation of the ore deposit of Žirovski vrh

The amount of useful minerals in the ore deposit is negligible, so the processes of their formation represented only episodes within geological processes of formation of the sedimentary complex of Val Gardena strata. The formation of petrogeneous complex with uranium mineralization in it consisted of several phases, and generally embraces:

surface decomposition of rocks within the area of the source of material,
the mechanism of tranportation of material and elements,
the mechanism of sedimentation and absorption of the elements,
the mutation of sediments through geologic periods,
the processes of concentration of the elements, uranium in the first place,
contemporary processes of decomposition of the ore deposit.

Petrographic composition of the clastic formations indicates that magmatic (plutonic and volcanic), metamorphic and sedimental rocks were eroded in the original area. The lenght of transportation of material was different, mainly, short, but there was an afflux of material also from greater distances.

During the Permian-Carbonifereus period the area of the ore deposit lay under shallow sea where sedimentation of clay and sand took place. The neighbouring contitent was folded by orogenous movements of the Saalian phase, then a vertical uplifting took place cousing the regression of the sea and formation of dry land.

The abundance of atmospheric precipitations formed a relatively large river system modelling the relief by carving river beds and by formation alluvial plains.

The first dynamic phase only coused the deepening of river beds together with repeated destruction of instrative alluvium (Fig. 58), so that the oldest river sediments can nowhere be identified with certitude.

The beginning of fluvial sedimentation is placed in the second dynamic phase, formation constrative alluvium exclusively in river beds (Fig. 58).

The river system enters relatively soon in the third dynamic phase by formation perstrative alluvium; this phase is characterised by repeated aluvial cycles. The river bed is enlarged, a relatively large river valey is formed where the river begins to meander, growing large progressively. Parallelly to enlarging of the river valey sedimentation in the active river bed takes place as well. Fine-grained sediments of inundation phases gather over the large inundation plain (Fig. 58). Then starts the formation of river islands splitting the river flow in arms. Plant detritus accumulates in calmer parts of the arms.

When the river becomes large enough it meanders in such a degree that all parts of the river valley become from time to time river beds or inundated plains, with alternating coarse-grained and fine-grained sediments.

The sediments of the river beds are constantly below the level of underground water, with poor free oxygen. Gradually conditions become anaerobic with reduction environment where plant manterial is carbonized instead of being oxydized.

In inundated plains the formations are constantly above the level of underground water where intense oxydation takes place destroying all plant material. Intense oxydation of minerals takes place as well, giving these formations characteristic red coulor of ferroginous material.

Alternations of fluvial cycles are asymmetrical and generally uneven as expressed by the results of sedimentation. Therefore the term "rythmicallity'« has been adopted for certical alternation of lithological members of now grey and then red formations. Each following rythm is different from the previous one, the sediments of river beds are more and more fine-grained and from the rythm III on, psephites are absont altogether. The thickness of the grey members of rythms decreases progressively.

It is very probable that climate changed during this geologic period, that it became temporarily more arid. It is considered that climate had season character with rain and dry periods.

The river valey later grew larger, and its splitting in arms is more obvious. This degradation of the river is taking place from the rythm I on, it progresses through the rythm II and the river degrades completely in the rythm III passing into braided river. From the rythm V on, there is no central river bed any more, the river is split completely into relatively small arms, and the processes of oxydation prevail completely also in the sediments of these small arms. These sediments get red colour by oxydation later, and these are sediments of the red subformation.

Fluvial sedimentation is abruptly broken by sea transgression in Upper Permian, while sea regime of sedimentation continues also in Triassic.

After sedimentation is completed the processes of ripening of the sediments take place as well as the transformation of these uncemented river deposits into cemented clastic sedimental rocks. The final shaping of these formations is done by the processes of diagenesis, epigenesis and retrograde epigenesis.

D o l e n e c T. considers that immediately after deposition of the sediments, during the phase of early diagenesis (sindiagenesis), 40% of the volume belonged to porous space, intergranular space being once filled by clay matrix.

Sediments exposed to the action of free axygen a long time oxydize, and autotrophic bacteria have the leading role in it. In the sediments below the level of underground water conditions favourable for the life of heterotrophic micro-organisms are formed and these create H_2S, and in smaller amounts also free H and N. Hydrocarbons, primarily methane, are the produce of the carbonization of plant material. These reductive materials contaminate rock environments where reduction reactions take place. The binding mass becomes grey, and autigeneous minerals develop in it, of which ore minerals are the most important.

By deeper sinking diagenesis passes into epigenesis, which begins In the depth of 200 to 300 m. The oldest parts of grey subformation deve-

lop under these conditions towards the end of Middle Permian (Fig. 59), and from the beginning of Triassic the whole mass of Val Gardena formation passes into the phase of epigenesis. It is assumed that these sediments sank at most 5000 m deep to which correspond temperatures up to 170°C and pressure up to 145.000 kPa. Judging by the high degree of carbonization of plant material temperatures rose at most up to 200°C and pressures up to 150.000 kPa. Detritus grains were deformed under the pressure, the softer ones being transformed into pseudo-matrix and the harder ones getting dented contacts. Matrix re-crystallizes into orto-matrix and later, by recrystallization, passes into silicium-sericite and sericite-hematite-silicium epi-matrix.

These sediments were prevented from further changes in the direction of metamorphosis by new tectonic movements; they were lifted and overthrusted one over the other. Abruptiv lowered pressure and temperature resulted in retrograde epigenetic changes. Re-distribution of mobile components developed further under the influence of stress. The most important for this phase is the development of quartz-calcite veins, originated in fissures, often in fault zones.

The formation of uranium mineralization is bound to the processes that had caused the creation of these rocks, from the transportation of material to final formation of these rocks.

The elements in true and coloidal solutions were transported by surface and underground waters. The length of transportation of uranium from the area of its origin is essentially the same as that of mineral detritus. It is certain that a quantity of uranium came from the area of its origin, and another quantity from other sources. Other sources of uranium are surrounding rocks, either older or proper Val Gardena rocks, and sometimes also younger than the ore-bearing horizons. A part of uranium in Val Gardena sediments became mobile during the period of their oxydation, and these sediments became the source of uranium.

There are no conditions for depositing of uranium from the solutions in active river beds. Only clay material of matrix binds small quantities of it. Accumulations of plant material develop in dead branches, geochemical barriers develop there, on which uranium is being deposited from solutions. Numerous geochemical barriers develop on the vast aluvial plains (hydrogen-sulphide, clay, absorption, evaporating) where the deposition of numerous elements takes place. Animal remnants are capable of depositing of uranium from anion form, while plant remnants are capable of depositing of uranium from kation form. Thus developed original, relatively poor, accumulations of uranium primarily in inundation plains.

The process of diagenetic riping begins by covering of the sediments by new deposits (Fig. 59), accompanied by chemical reactions of reduction in the sediments of river beds leading to deposition of uranium from the solutions.

After exydation of plant material is completed oxydation of other components, also of the original accumulations of uranium, prevails in aluvial sediments. Uranium oxydizes completely and passes into the solution, while only syngenetic concentrations of uranium remain in these formations in the level of clark of the earth crust (2,5 ppm) being now

present in red clastic sediments (red intercalations and red subformation). In this way enriched uranium solutions develop and move towards permeable environments (coarse-grained sediments of river beds). Minimum 3 ppm of uranium is being leached from red sediments. Uranium bearing solutions move under the influence of hydrodynamic gradient towards the surroundings of minimal resistance, i. e. towards coarse-grained sediments developed in river beds.

Sulphat-reductive bacteria of the genus *Desulfovibrio* live in anaerobic conditions creating reductive H_2S that passes into the solutions, creating on their turn vast reduction barriers in coarse-grained clastites. Uranium flows there in the form of a solution, it is reduced on the above mentioned barriers and is deposited in the form of its own minerals: pitchblende and coffinite.

We suppose that uranium was deposited in the first phase pitchblende and coffinite, of which ore bodies developed with relatively poor uranium concentrations (Fig. 59). Geochemical situation in these heterogeneous sediments is changeable, an afflux of oxygen or increased concentration of CO_2 happen from time to time, uranium can be mobilised anew by solving only just developed minerals. By changing of oxydation-reduction, potential conditions are created for oxydation-reduction processes of solving and depositing of uranium which is, in the form of re-cyclation oriented towards re-distribution of uranium in the places of the maximal intensity of reduction potential, where new and new generations of pitchblende and coffinite are created. Increased temperature and pressure are favourable to the processes of recyclation in the sense of increased concentrations of uranium in ore bodies.

Increased temperature provokes the process of "clearing" of coffinite from silicium, i. e. its transformation into pitchblende.

Afflux of uranium in ore-bearing solutions was finally interrupted not later than by sea transgression in the Upper Permian. The processes of recyclation, i. e. enrichment of ore bodies by uranium lasted all the time of existance of the conditions of repeated mobilisation of uranium by soluting in particular environments of changeable oxydation-reduction environment. Finally reduction potential prevails in grey subformation ending thus the processes of enrichment of ore bodies by recyclation. Steady reduction regime was created during the period of epigenetic processes which has been preserved up to our time. Ore bodies have been preserved, i. e. they have remained in that form as they had been formed in the stage of diagenesis of grey clastic sediments.

Oxydation of mineralization starts by coming of the ore deposit on the earth's surface, and by this contemporary re-distribution of uranium in it is being activated. Contents of uranium in surface and underground waters prove that there is no considerable leached of uranium from ore deposit in contemporary times. Therefore I presume that ore deposit is not caught by the processes of decomposition in the sense of desintegration, but that the processes of surface decomposition of the ore bodies intensified the processes of vertical re-destribution of uranium in the ore deposit.

The main part of uranium is deposited at once by oxydation of pitchblende in the form of insolluble uranium minerals (phosphates and syli-

cates of uranyle), while its smaller part passes into the solution in the form of sulphate uranyle. These uranium bearing solutions sink below the level of underground water where uranium is deposited anew in the reduction environment in the form of pitchblende and coffinite (Fig. 60). This contemporary re-distribution of uranium enriches ore bodies, as deposition of uranium takes place primarily in the cores of ore bodies with high uranium concentrations.

The process of formation of recent uranium minerals in the form of sulphates uranyle (uranopillite) has started on the walls of the corridor of the mine above the level of underground water proving the existance of vertical migrations of uranium bearing solutions in the ore deposit.

The uranium ore deposit of Žirovski Vrh belongs to exogeneous (infiltration) uranium ore deposits of the sandstone type — stratiform (Colorado) group. The development of ore bodies was finished during the phase of diagenesis (diagenetic type), but because of contemporary re--distribution of uranium in the sense of enrichement of the existing ore bodies with uranium it is considered as an ore deposit of poli-stadium type.

Sadržaj

Uvod 7

Regionalne karakteristike permskih terigenih sedimenata 10
Litološke karakteristike permskih klastita 18
Regionalni strukturni odnosi 19

Geološka građa rudišta Žirovski vrh 22
Geološki sastav terena 25
Argilošisti permokarbona 25
Terigeni sedimenti perma 28
Marinski sedimenti perma (žažarski slojevi) 29
Tvorevine trijasa 29
Strukturna građa terena 30

Procesi formiranja gredenskih slojeva rudišta 37
Izvor sedimentnog materijala 40
Transport materijala 41
Režim sedimentacije 41
Uloga i značaj organske materije 47
Mineralni sastav sedimenata Žirovskog vrha 52
Detritična zrna 53
Vezivo 55
Struktura sedimenata rudišta 55
Karbonatne konkrecije 55
Kvarcno-kalcitske žice 59

Uranovo orudnjenje rudišta Žirovski vrh 62
Mineralni sastav orudnjenja 71
Primarna zona rudišta 71
Oksidaciona zona rudišta 75
Struktura orudnjenja 77
Raspored korisne komponente u orudnjenju 82
Kontrasnost orudnjenja 84
Položaj uranovog orudnjenja u rudištu 85
Stvaranje i razmeštaj uranovog orudnjenja 90
Upoređenje Žirovskog vrha sa drugim ležištima 93

Geohemijske karakteristike rudne asocijacije elemenata 99
Elementi rudne asocijacije ležišta 100
Uran 102
Ugljenik 110
Sumpor 112
Fosfor 113
Gvožđe 113
Ostali metali 114
Savremena hidrogeohemijska situacija ležišta 115
Model stvaranja rudišta Žirovski vrh 116
Sedimentacija materijala 117
Formiranje gradenskih klastita rudišta 120
Dijageneza 121
Epigeneza 122
Retrogradna epigeneza 123
Metalogenija rudišta Žirovski vrh 123
Stene izvornog područja 124
Magmatske stene 124
Metamorfne stene 125
Sedimentne stene 125
Mobilizacija urana iz primarnih izvora 125
Transport urana 126
Obaranje urana 128
Stvaranje prvobitnih akumulacija urana 128
Preraspodela i akumulacija urana 129
Savremena preraspodela urana u rudištu 134
Genetski tip rudišta 136
Zaključak 138
Literatura 142
Summary:
Metallogenetic characteristics of the uranium ore deposit of Žirovski vrh 152
Regional characteristics of the Permian terrigeneous sediments 153
The geologic structure of the ore deposit of Žirovski vrh 155
Lithological characteristics of the Val Gardena strata of the ore deposit 158
Uranium mineralization of the ore deposit of Žirovski vrh 161
Geochemical characteristics of the ore association of elements 164
The model of formation of the ore deposit of Žirovski vrh 166

Izdavač (editor): Geoinstitut, Rovinjska 12, Beograd, Yugoslavia

Oprema knjige: Gradimir Milikić

Korektor: Lidija Horvat

Štampa: Srboštampa, Dobračina 6—8, Beograd

Tiraž: 500 primeraka

Štampano: Marta 1982. godine