

Kameninska podlaga Planinskega polja

Danilo Ravnik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor je na novo interpretiral geoelektrične sonde, izmerjene na širšem območju vzdolž idrijskega preloma v letih 1962—68. Sestavil je geoelektrični model, ki obsega štiri upornostne cone. V osrednji visoko-upornostni coni, ki se razteza neposredno ob idrijskem prelomu, leži osem depresij, zakraselih v celoti ali delno. Eno izmed njih predstavlja Planinsko polje. Globine do njegove kameninske podlage kaže karta navideznih specifičnih upornosti. Globine, dobljene z geoelektriko, se ponekod razlikujejo od globlin, ki so jih pokazale vrtine. Neskladnost povzroča zakraseli relief mezozojske kameninske podlage pod kvartarnimi naplavinami.

Uvod

Planinsko polje je bilo geoelektrično kartirano v letih 1955 in 1956. Namen raziskav je bil, določiti globino in oblikovitost njegove kameninske podlage v zvezi s projektom vodne akumulacije. Geofizikalne raziskave naj bi dopolnile geološke, hidrogeološke, speleološke in vrtalne podatke, zbrane v obdobju 1949—1952 (M. Breznik, 1961).

Skoraj v 400 terenskih dnevih je bilo na 10 km² veliki površini Planinskega polja izmerjenih 420 plitvih geoelektričnih sond ter kartirano 348 km profilov navidezne specifične upornosti. Skupno je bilo na Planinskem polju 44 000 meritev navidezne specifične upornosti na okoli 36 000 stališčih. V letih 1962 do 1968 pa je bilo na ozemlju med Ljubljanskim barjem in Postojnskim poljem ter med Idrijo in Prezidom izmerjenih na površini prek 2000 km² še 34 globokih geoelektričnih sond.

Poskusno je bila pri Lazah uporabljena tudi metoda kartiranja lastnega potenciala in metoda Turam, leta 1965 pa še inducirana polarizacija.

Geološke in hidrološke razmere

Planinsko polje se razprostira ob idrijskem prelomu v smeri NW—SE (tabla 1). Predstavlja 100 do 200 m globoko depresijo v močno razčlenjenem ozemlju z višinami od 500 do 1000 m. Leži v zgornjetriadnem dolomitu in spodnjekred-

nem apnencu z dolomitnimi vložki, le skrajni jugovzhodni del polja ter delno Babin dol so v spodnjekjurskem dolomitu, oziroma v spodnjekrednem apnencu. Po obrobju in prek polja poteka skoraj paralelno več prelomov, ki zunaj tega področja bolj ali manj konvergirajo ali se celo združujejo. Najpomembnejši je idrijski prelom, ki poteka v smeri NW—SE prek sredine polja.

Izrazite kraške oblike kot so ponori, vrtače, koliševke, jame, brezna se pojavljajo v apnencu, vendar je tudi dolomit zakrasel. Značilne so suhe doline, ki prav tako leže v dinarski smeri. Od številnih suhih dolin širšega ozemlja sta s poljem v neposredni zvezi dolini, ki potekata prek Grčarevca in Babinega dola proti severozahodu. Predstavljata ostanke nekdanjih površinskih vodnih poti reke Ljubljance in njenih pritokov.

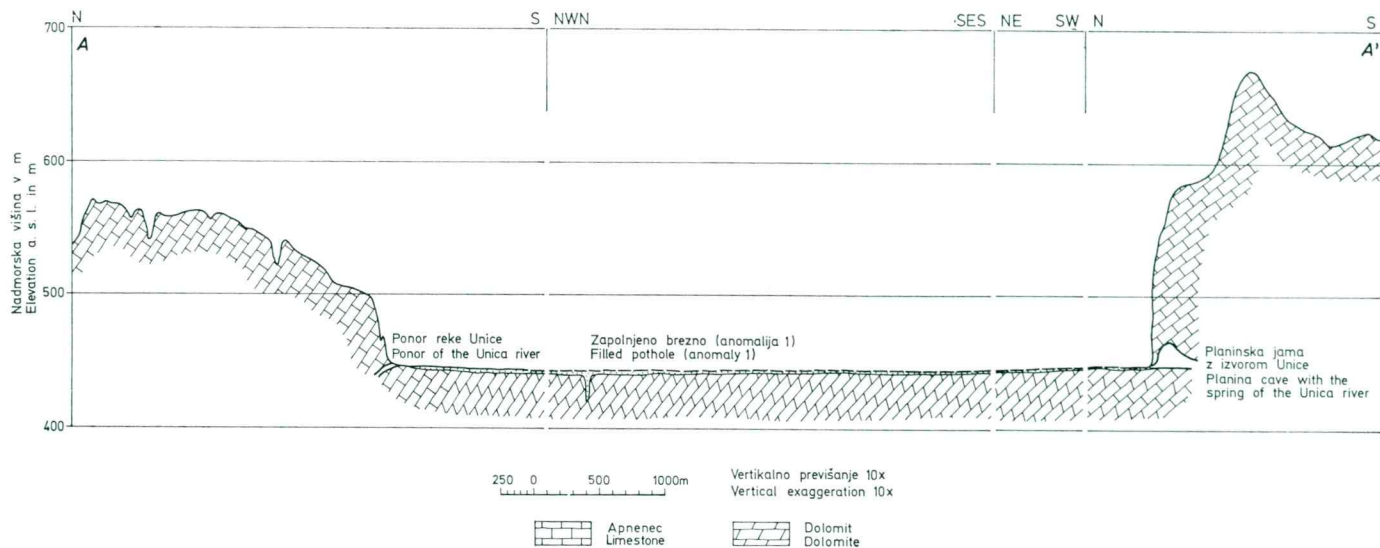
Tabla 1 kaže, da je vzdolž idrijskega preloma nanizanih osem depresij, ki so v celoti ali delno zakrasele in se po velikosti zmanjšujejo proti obema koncema profila med Idrijo in Prezidom. To pomeni, da je imel poleg korozije idrijski prelom važno vlogo pri nastanku kraških polj. Premiki ob njem in ob prečnih prelomih od srednjega pliocena dalje so oblikovali geološko zgradbo in morfološko sliko celotnega ozemlja. Po domnevi geologov se je začelo intenzivnejše zakrasevanje konec pliocena. Takrat je namreč prišlo do večjega dviganja in ugrezanja ob prelomih, ki je pogojevalo grudasto zgradbo vsega ozemlja. Vzdolžni višinski profil A—A' (tabla 1) prek omenjenih polj ob idrijskem prelomu kaže na tako strukturo. Planinsko polje leži na najnižjem nivoju tega profila (sl. 1). Prečni profil B—B' pa kaže njegov položaj med 150 m niže leželim Ljubljanskim barjem in okoli 100 m višjim Postojnskim poljem.

Pri nastanku kraških polj sta imeli pomembno vlogo voda in tektonsko porušena kamenina, bolj izpostavljena mehanski in kemični koroziji ter eroziji. Pri naraščajočem vplivu teh procesov se je na območju karbonatnih kamenin prvotna površinska hidrografska mreža prestavila večidel v podzemeljski svet. Planinsko polje je zato lahko ostanek površinske vodne poti, ki je ugreznjen zaradi korozijskega delovanja vode in tektonske predisponiranosti. Zaradi klimatskih razmer in raznih procesov zakrasevanja, ki so regulirali pritok in odtok podzemeljskih voda na polju, je prišlo do trajnejše ojezeritve in s tem v zvezi do prekrivanja kameninskega površja z glinastimi in peščenimi sedimenti. Zato je postalo nadaljnje zakrasevanje počasnejše, vendar se ni ustavilo, kar kažejo še danes površinska ugrezanja na polju.

Glavni dotok vode na polju je na njegovem južnem robu, kjer priteče Unica iz Planinske jame. Njen površinski tok je dolg 18 km. Voda odteka v podzemlje skozi 150 požiralnikov, ki zmorejo odvesti okoli 110 m³/s. Izoblikovali so se v glavnem na severozahodnem in severnem robu polja. Dotok vode prek leta niha med 1,4 in 130 m³/s. Začasno ojezeritev polja pa povzroči že dotok nad 60 m³/s. Navadno je poplavljen Planinsko polje poldrugi mesec na leto. Največje poplave so dosegle celo koto 453 m, torej okoli 7 m nad površjem polja (F. Jenko, 1959).

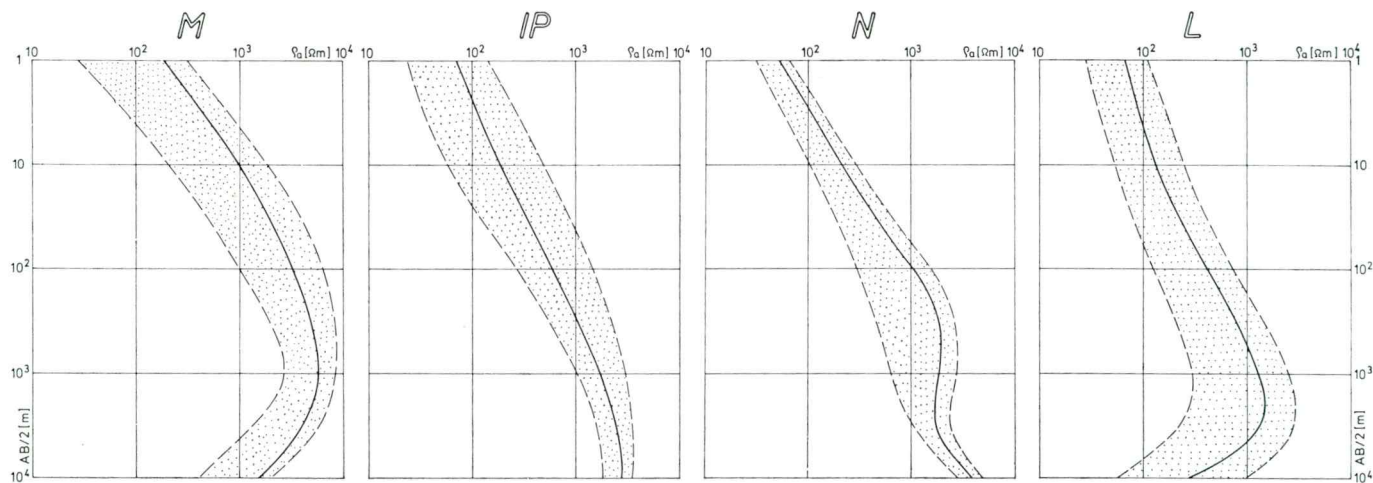
Geoelektrična sestava ozemlja ob idrijskem prelomu

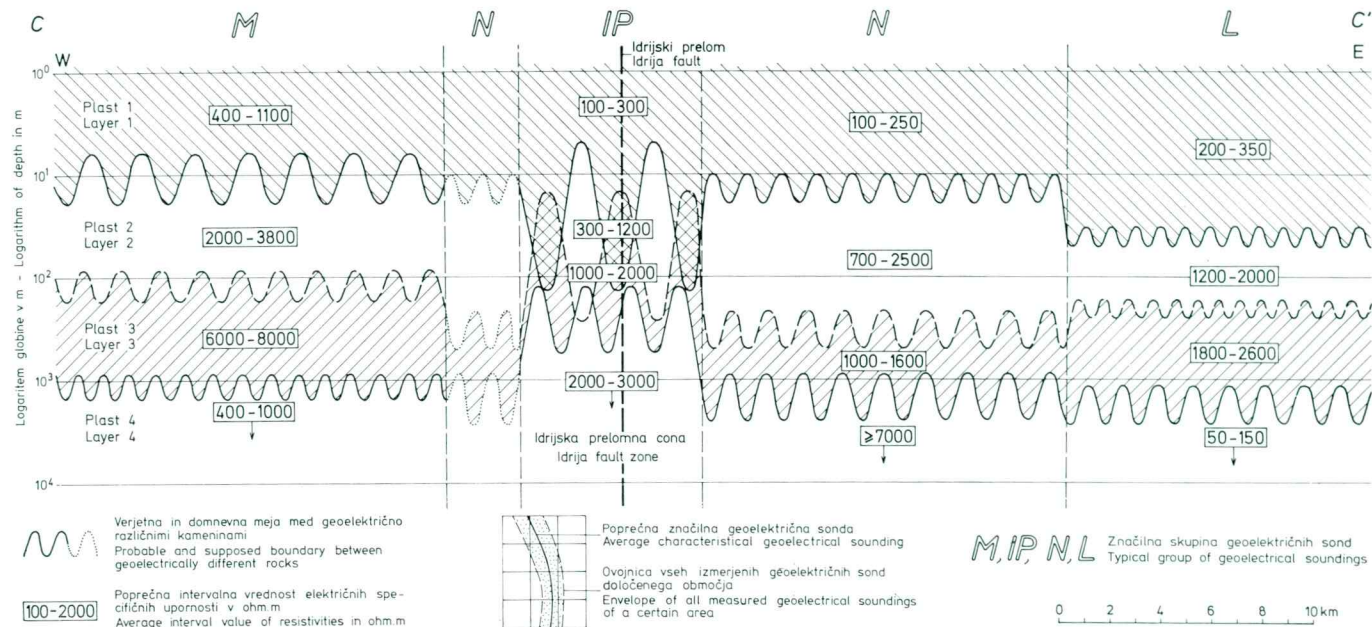
Na območju med Ljubljanskim barjem in Postojnskim poljem ter med Idrijo in Prezidom je bilo za študijo regionalnih geoelektričnih razmer upoštevanih 34 globokih geoelektričnih sond. Te sonde so bile izmerjene v letih



Sl. 1. Profil Planinskega polja A-A'. Lokacijo glej na tabli 2

Fig. 1. Section A-A' through the Planina polje. For location see plate 2





Sl. 2. Poenostavljeni geoelektrični profil C-C'. Lokacijo glej na tabli 1

Fig. 2. Simplified geoelectrical section C-C'. For location see plate 1

1962 do 1968 na 33 stališčih s Schlumbergerjevo elektroodno razvrstitvijo in razdaljami 4 do 24 km tokovnega dipola. Sonde so neenakomerno razporejene po raziskanem ozemlju in je na njihovo lokacijo močno vplivala prehodnost terena. Sondiranje navidezne specifične upornosti (NSU) je dalo pri navedenih razdaljah med tokovnimi elektrodami informacije približno do globine 3 km. Detajlnejša interpretacija bi bila prezgodnja. Zanje bi bilo potrebnih več meritev in tudi direktnih podatkov. Možna pa je približna omejitev območij, kjer so bile izmerjene podobne geoelektrične sonde. Po njihovi interpretaciji je bil sestavljen poenostavljeni geoelektrični model.

Glavna značilnost vseh krivulj globokega sondiranja je postopno naraščanje vrednosti NSU s povečevanjem tokovnega dipola AB. Z redkimi izjemami velja to do razdalje AB okoli 4 km. Pri večjih AB pa je opaziti naraščanje, upadanje ali pa stalnost vrednosti NSU. Glede na te značilnosti NSU ter na njihove ocenjene absolutne vrednosti smo razdelili vse eksperimentalne krivulje na štiri skupine. Vsako od njih predstavlja poprečna značilna geoelektrična sonda ter ovojnici, ki omejujeta vse terenske krivulje iste skupine (sl. 2). Bistvo razlik v poenostavljeni obliki kaže sl. 3, kjer smo krivulje reducirali na štiriplastne sisteme kot prvi približek k razmeram v naravi. Področjem, označenim z *IP* in *N*, ustrezata naraščajoča tipa krivulj AA, področjem *M* in *L* pa krivulje sprva naraščajočega in potem padajočega tipa AK. Podobni tipi krivulj območij *M* in *L* se med seboj razlikujejo po absolutnih vrednostih upornosti.

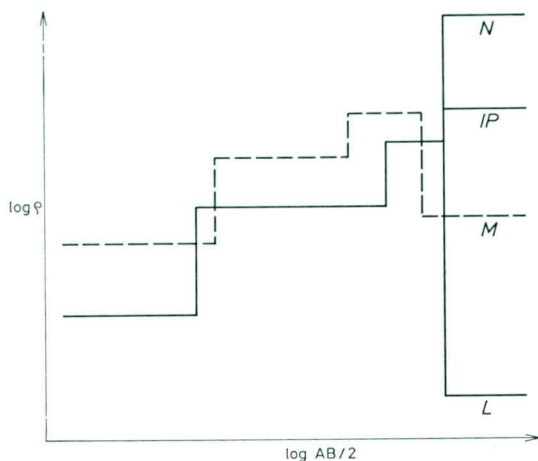
Osnovni pogoji za interpretacijo krivulj temeljijo na horizontalni plastovitosti kamenin in njihovi električni homogenosti. Splošna litološka in geološka zgradba kamenin in modelna zgradba dopuščata take poenostavitve. V resnici je prva interpretacija posameznih geoelektričnih sond pokazala večkrat mnogo bolj komplicirano zgradbo, kjer število električno različnih plasti znaša 6 pa tudi več. Interpretacijo smo izvedli po metodi pomožnih točk in po primerjavi s teoretičnimi krivuljami. Te rezultate pa smo izboljšali iterativno s krivuljami, izračunanimi na računalniku.

Rezultat interpretacije vseh sond po značilnih skupinah kaže poenostavljeni geoelektrični profil C—C' prek Planinskega polja v smeri W—E. Debeline posameznih geoelektričnih skladov smo predstavili z valovitimi črtami, katerih amplituda ustreza intervalu možnih debelin. Uporabili smo logaritmčno merilo globin, ker se na ta način bolj približamo možnostim geoelektrične prospekcije. Specifične upornosti so prikazane kot intervalne vrednosti.

Točnost geografske razmejitve posameznih skupin sond ustreza gostoti geoelektričnih sond na terenu. Skupina *IP* je edina, ki je sorazmerno ostro omejena na ožje področje idrijskega preloma med Kalcami in Cerkniškim poljem; ostale skupine pa so določene manj jasno.

V središču profila C—C' leži številčno največja skupina sond *IP*. Električne upornosti so skoraj v vsem profilu precej visoke. Tudi v večjih globinah se bistveno ne razlikujejo kljub dvajset kilometrskim razdaljam med tokovnimi elektrodami. Tem krivuljam podobne so sonde z območja *N* na obeh straneh idrijskega preloma. Podatki izvirajo sicer samo z njegove severovzhodne polovice, medtem ko smo jih za drugo polovico privzeli. Pri majhnih razdaljah AB so te krivulje podobne skupini sond *IP*, pri večjih pa začno upornosti najglobljih plasti močno naraščati.

Območje *M* na zahodni strani idrijskega preloma se razlikuje od območja *IP* in *N* po dvakrat do trikrat višjih upornostih v podlagi. Krivulje z območja *L* so pri majhnih *AB* sicer precej podobne sosednjim z območja *N*, jasno vidne pa so zelo prevodne plasti v podlagi.



Sl. 3. Skica značilnih geoelektričnih sond

Fig. 3. Scheme showing the typical groups of geoelectrical soundings

Litološki ekvivalent geoelektričnih plasti po modelu na sl. 2 je naslednji:

- zelo nizkim upornostim v velikih globinah ustrezajo glinasti klastiti, npr. podlaga na območju *L*
- srednje nizkim upornostim v velikih globinah ustrezajo klastične ali glinasto-karbonatne kamenine, npr. podlaga na območju *M*
- vsem drugim vrednostim upornosti ustrezajo karbonatne kamenine, ki so različno preperete, vlažne ali kavernožne, torej tudi različno zakrasele.

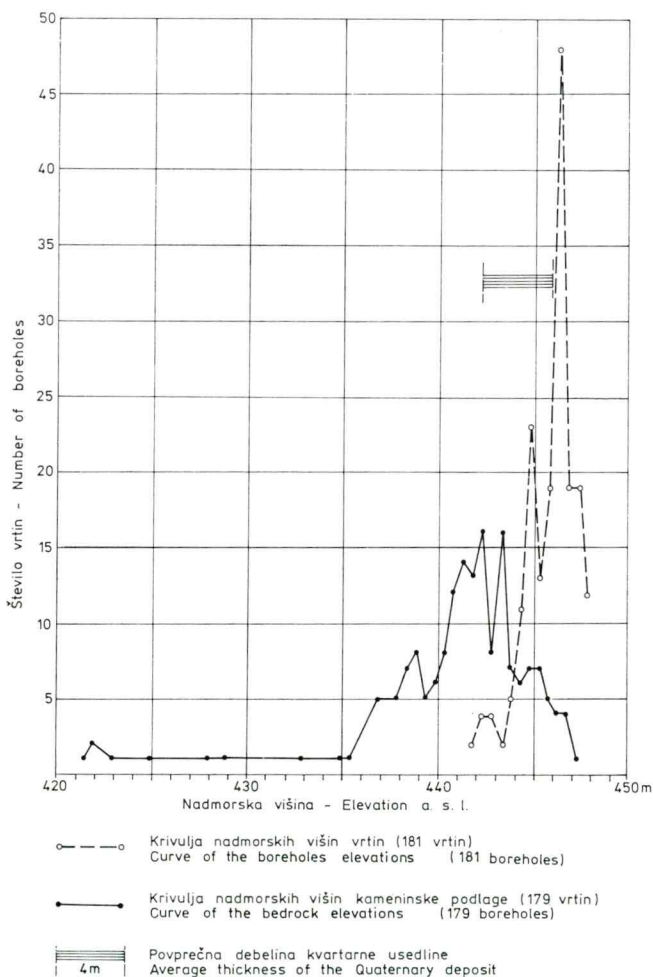
Prvi dve skupini kamenin predstavljata za cirkulacijo podzemeljske vode zaporni ali težko prepustni material. S hidrogeološkega stališča je zlasti pomembna tretja — karbonatna — skupina, ki sestavlja večji del ozemlja. Na modelu obsega zelo veliko območje upornosti od zelo nizkih do zelo visokih vrednosti, ki smo jih razdelili po interpretaciji na štiri intervale. Detajlna interpretacija nam jih dá v mnogih primerih celo več. Vprašanje je, kakšna je prava litološka in vlažnostna sestava karbonatnih kamenin. Dokler jih ne poznamo, nam predstavljajo le fiktivne geoelektrične plasti — rezultat interpretacijske koncepcije. Opisani geoelektrični model je sicer poenostavljen, vendar je uporaben za planiranje prihodnjih raziskav. Bolj jasno sliko bi dobili z gostejšo raziskovalno mrežo.

Po geoloških podatkih prevladujejo na vsem obravnavanem ozemlju dolomitni in apneni skladi, debeli več kilometrov. Izdanki klastičnih in glinastih kamenin se pojavljajo le na zahodnem in severnem obrobju.

Direktne raziskave dna Planinskega polja

Da bi raziskali sestavo in debelino kvartarnih sedimentov ter kameninsko podlago, so na Planinskem polju leta 1950 pričeli vrtati. Ker je vrtina S-5 dosegla kameninsko podlago šele v globini 24,4 m, medtem ko so druge vrtnine naletele nanjo že pri 4 do 5 m, je bilo to opozorilo, da dno polja le ni tako ravno, kot so domnevali.

V letih 1950 in 1951 so izvrtali 162 ročnih in strojnih vrtin, v letih 1955 in 1956 pa še 20 vrtin. Ker so geofiziki sami izvrtali v letu 1955 še nadaljnjih 84 ročnih vrtin, smo konec leta 1956 imeli na voljo podatke 266 vrtin. Vendar smo lahko za korelacijo geoelektričnih meritev uporabili le 181 vrtin. Za ostale pa



Sl. 4. Pogostnostni diagram nadmorskih višin vrtin in karbonatne podlage v njih

Fig. 4. Frequency diagram of boreholes and their related carbonate bedrock elevations

je bila lokacija že tedaj neznana ali negotova. Samo po zanesljivejših podatkih je bil konstruiran pogostnostni diagram nadmorskih višin ustja vrtin in karbonatne podlage v njih (sl. 4). Iz tega diagrama se dobro vidi, da je površje polja precej izravnano (razlike ± 2 m). Bolj valovita pa je njegova kameninska podlaga (razlike ± 5 m), vendar po podatkih geoelektrike še vedno bolj ravna kot današnje kraško površje okoli polja.

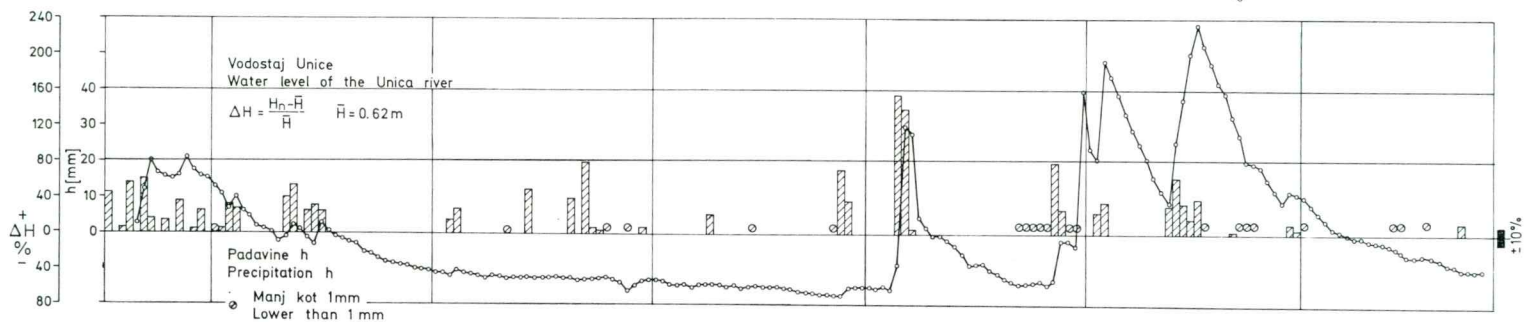
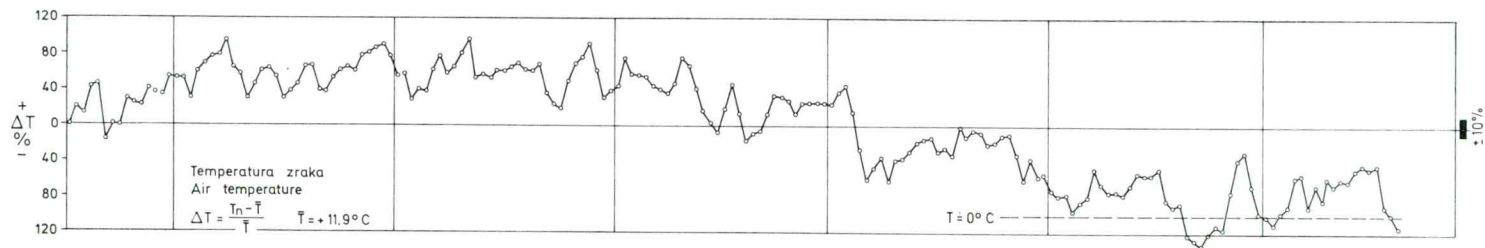
Za preiskavo kameninskega dna polja je bilo na njem ali tik na obrobju izvrtanih 18 vrtin, ki so segale največ 55 m globoko v karbonatno podlago. Črpalni poskusi s temi vrtinami so pokazali, da je kamenina malo prepustna ali sploh neprepustna. Našli pa so tudi zelo prepustne odseke. Razpoke ali kaverne so navadno zapolnjene z glino ali preperino, nekatere pa so tudi delno odprte. Velikost kavern v dnu polja po podatkih vrtanja ne preseže 3 m. Obratno pa so bili na pobočjih polja najdeni tudi večji jamski prostori (celo do 25 m v smeri vrtine), vendar pa te kaverne leže više od dna polja. Hidrogeološka študija je pokazala, da pretakanja vode v dnu polja ni in da predstavlja Planinsko polje lokalno erozijsko bazo (M. Breznik, 1961).

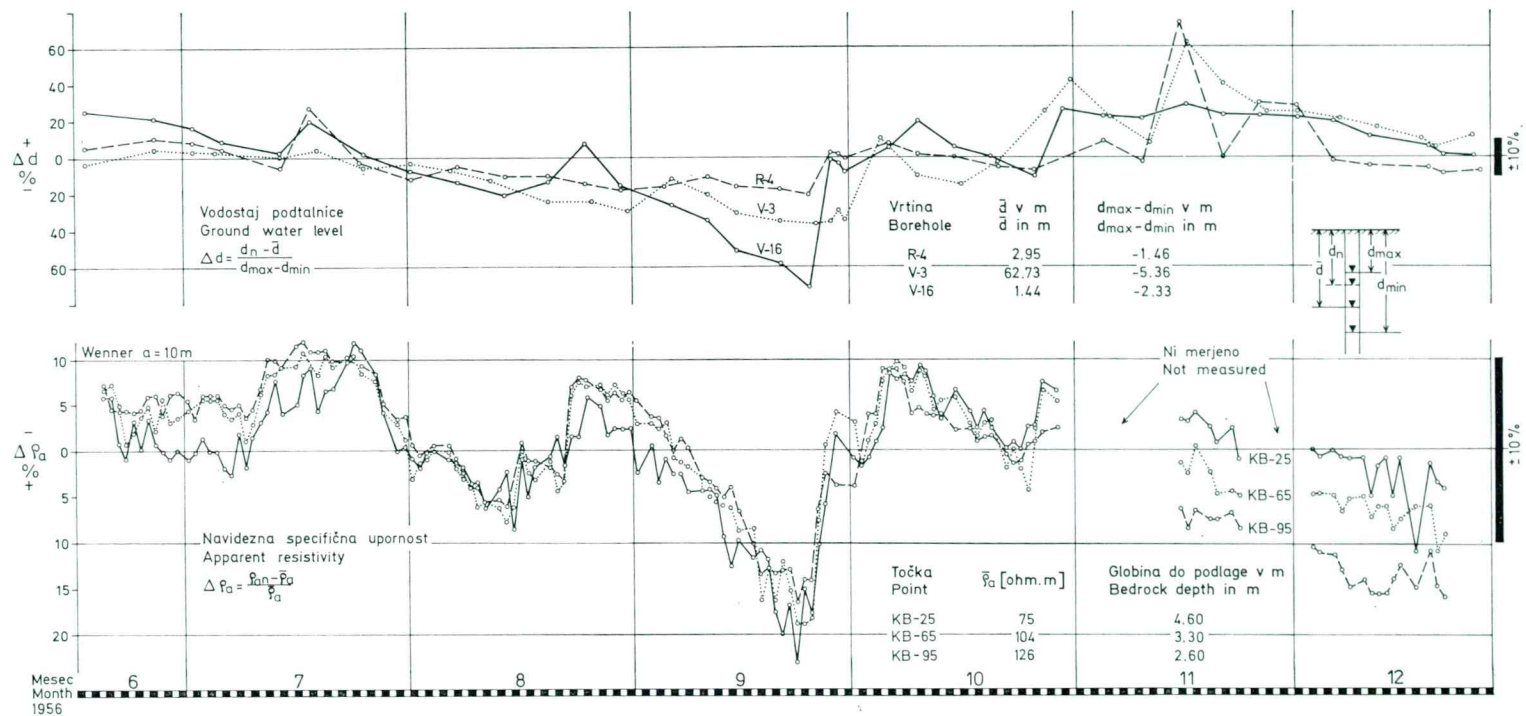
Metoda geoelektrične raziskave

Po breznu na vrtini S-5 sklepamo, da se lahko kjerkoli v dnu Planinskega polja nahajajo še take ali podobne kraške oblike, ki utegnejo pri spremenjenih pogojih (npr. akumulacija vode na polju) postati aktivne. Anomalno velika debelina kvartarnega nanosa je torej že znak nekdanjega ponora, vrtače ali druge kraške korozijske oblike. Sorazmerno majhne debeline glinastega pokrova in velik kontrast v električni upornosti dolomitnega oziroma apnenega dna in glinastih sedimentov so bili ugodni za raziskavo po metodi NSU. Poskusne meritve na vrtini S-5 in v njeni bližini so to tudi dokazale. Celotna raziskana površina je znašala 10 km². Povsod pa je obstojala enaka verjetnost kraških pojavov v dnu.

Fizikalna rešitev problema navadno ni toliko v iskanju samo večjih kraških oblik na površju ali v globini, temveč tudi v določitvi finih obrobnih sprememb, ki povečajo poroznost in prepustnost kamenine v primerjavi z neposredno okolico. Na ta način postane kamenina ali bolj vlažna, če so razpoke zapolnjene z glino, ali bolj suha, če so prazne. Geološka anomalija, ki je zaradi njene majhne relativne velikosti niti teoretično ne moremo določiti z geoelektriko, postane tako določljiva zaradi spremenjene okolice (A. A. Ogil'vi, 1957).

Za določitev globine do visokoupornostne podlage je geoelektrično sondiranje po metodi NSU najbolj primerno, vendar pa zaradi potrebne detekcije tudi manjših kraških oblik ni več ekonomsko. Treba bi bilo namreč napraviti veliko število plitvih sond. Zato je sondiranje zamenjalo hitrejšo kartiranje NSU s konstantnim razmikom $a = 10$ m Wennerjeve elektrodne razvrstitve vzdolž profilov, ki so potekali približno v smeri 25° in v medsebojni razdalji 30 do 60 m. V celoti je bilo izmerjenih 348 km profilov s skupno 34 800 meritvami NSU. Na vsak km² pride torej okoli 3480 stališč NSU. Kartiranje je bilo kontrolirano s 420 geoelektričnimi sondami po Wennerju in Schlumbergerju. Stalna smer merilne dispozicije v azimutu 25° ter trikrat do petkrat večja gostota stališč v tej smeri kot pravokotno nanjo je nekoliko deformirala potek izo-





Sl. 5. Vpliv vlage in temperature na navidezno specifično upornost
Fig. 5. Dependence of apparent resistivity on humidity and temperature

rezist. Vendar smatramo, da so bile kljub temu določene vse pomembnejše anomalije v reliefu kameninske podlage.

Merili smo v različnih letnih časih pri različni vlažnosti in temperaturi, ki pri majhnih globinah do podlage lahko znatno spremenita vrednosti NSU. S tem pa bi bila onemogočena uspešna primerjava meritev. Zato smo med terenskimi raziskavami merili NSU še na posebno izbranih baznih profilih. Istočasno smo upoštevali tudi padavine, temperaturo zraka, vodostaj reke Unice in vodostaje v nekaterih tipičnih vrtinah. Tako je bilo možno določiti velikost sprememb NSU v odvisnosti od vremenskih razmer in korigirati rezultate kartiranja ter jih vsaj do neke mere reducirati na isti nivo (sl. 5).

Zaradi električno precej homogenih kvartarnih sedimentov je na vsem polju veljal dokaj točno dvoplastni ali triplastni horizontalni sistem s približno enakimi specifičnimi upornostmi. Ta pogoj dopušča konstrukcijo diagrama odvisnosti NSU od globine kameninske podlage (Rijkswaterstaat, 1969) pri konstantnem elektrodnem razmiku $a = 10$ m Wennerjeve razvrstitve. Za razne upornosti, ki se najčešče pojavljajo na polju, smo konstruirali 4 krivulje (sl. 6). Za isto odvisnost pa smo imeli na voljo tudi geoelektrične podatke 157 vrtin, ki so segle v podlago polja (sl. 6). Skladnost teoretičnih krivulj z eksperimentalnimi podatki pa nam podaja merilo zanesljivosti pri njihovi praktični uporabi. Tako je bilo grafično možno prirediti vsaki kartirani vrednosti upornosti tudi ustrezno debelino glinastega pokrova. Globine, določene s sondiranjem, so seveda točnejše. Ker pa gre tu le za omejitve vseh tistih površin, kjer je verjetnost kraških pojavov večja, zadošča tudi taka približna ocena.

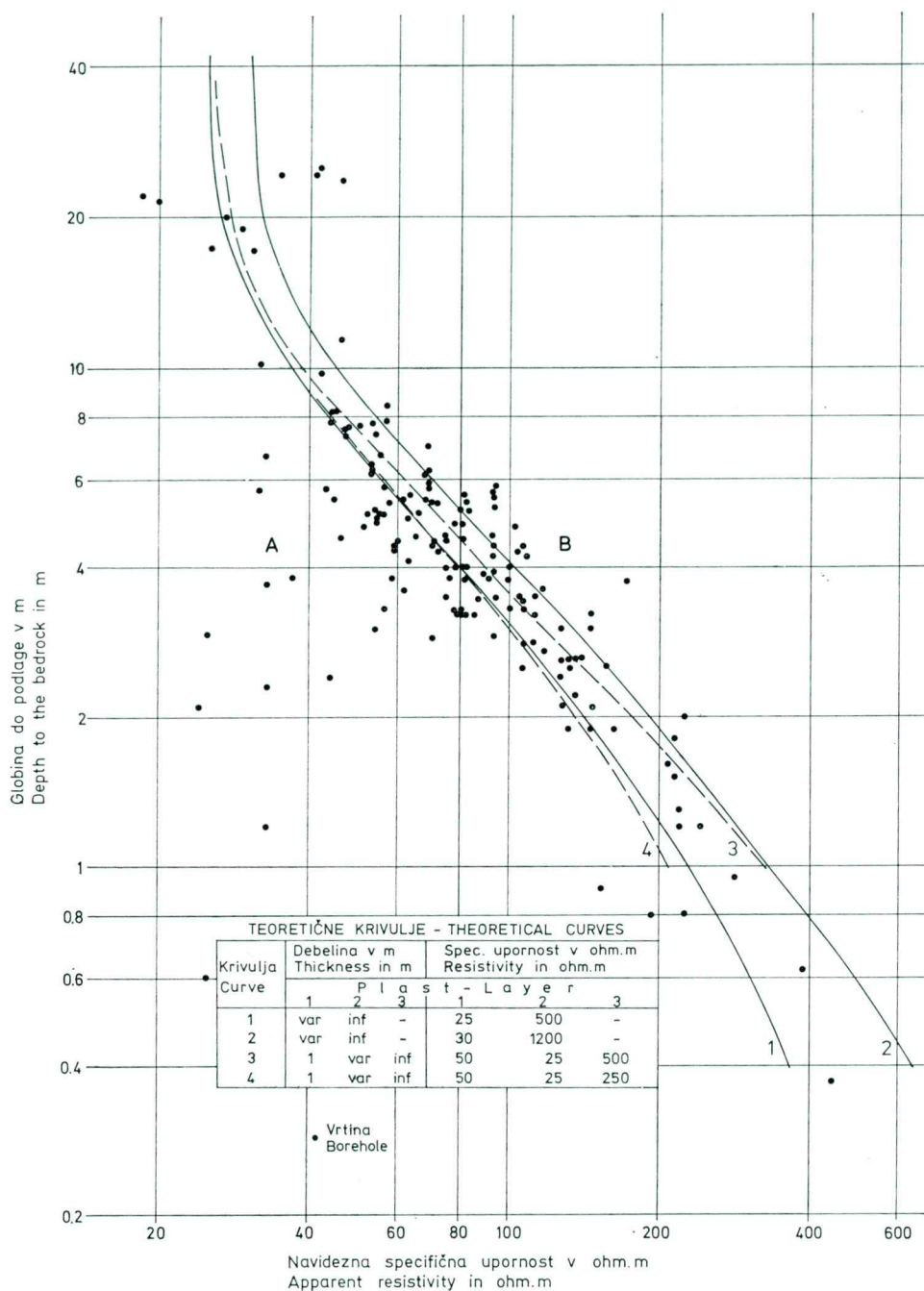
Meritve smo izvedli s kvocientnimi merilniki z ojačanjem in z vibratorjem, ki je spreminjal enosmerno napetost dvovoltnega akumulatorja v izmenično s frekvenco 10 do 15 Hz. Na ta način smo eliminirali vpliv elektrodnih potencialov in motnje zaradi bližine električne železnice, oddaljene le nekaj sto metrov od Planinskega polja. Največji uporabljeni tokovi so znašali 75 mA, napetosti pa 60 mV. Z normalnimi upori smo vse instrumente periodično kontrolirali, tako da instrumentalna napaka ni presegla 3 %.

Samo poskusno je bilo izmerjenih tudi nekaj profilov lastnega potenciala. Vendar so bile motnje zaradi električne železnice tako močne in tako pogoste, da smo nad znanim podzemeljskim vodnim tokom pri Lazah samo enkrat lahko izmerili en sam profil. Na istem kraju je bila preizkušena metoda Turam in še metoda inducirane polarizacije (F. Šumi, 1965).

Namen vseh omenjenih metod razen metode upornostnega kartiranja je bil, najti morebitne kraške podzemeljske prostore in razpoke v karbonatni podlagi polja. Ker pa so sicer zadovoljive meritve ostale le na stopnji informativnih poskusov, se bomo v naslednjem pri določitvi reliefa kameninske podlage Planinskega polja omejili na metodo kartiranja NSU.

Vpliv klime na meritve

Znana je odvisnost specifične električne upornosti od temperature in vlage (V. N. Dahnov, 1953), ki jo je za praktično uporabo težko oceniti. Zato je najbolje eksperimentalno določiti te vplive skupno. V ta namen smo izbrali na vedno dostopnem delu polja bazni profil dolžine 200 m, kjer smo vsak dan



Sl. 6. Odvisnost navidezne specifične upornosti od globine podlage pri Wennerjevem razporedu $a = 10$ m

Fig. 6. Diagram showing apparent resistivity as a function of the bedrock depth for the Wenner array $a = 10$ m

ob istem času izmerili NSU z enakim elektrodnim razmikom kot na terenu. Poleg tega smo na treh delih polja izbrali še pomožne baze, kjer smo opazovali potek NSU le takrat, ko smo tam merili.

Za primerjavo s klimatskimi faktorji smo uporabili podatke o temperaturi zraka, o vodostajih reke Unice in podtalnice v treh vrtnah (R-4, V-3 in V-16) ter o padavinah. Temperaturo zraka smo uporabili zato, ker talne temperature nismo merili. Zračna temperatura sledi namreč vsem spremembam talne temperature (L. D. B a v e r, 1948). Temperaturo zraka in padavine so merili na meteorološki postaji v Planini, vodostaje Unice pri Graščini in vodostaje v vrtnah pa je meril Geološki zavod. Te veličine so prikazane na sl. 5. Razen padavin, ki so podane v milimetrih, so vse druge veličine izražene v odstotkih šestmesečnih poprečij. Pri vrednostih NSU smo prikazali njihov časovni potek na treh točkah baznega profila, ki so med seboj oddaljene 40, oziroma 30 m. Na teh točkah je bila določena tudi kameninska podlaga z vrtnjem.

Iz časovnega poteka krivulj vrednosti NSU ter njihovih primerjav z ostalimi veličinami vidimo, da

- so vrednosti NSU višje pri nizkih padavinah in vodostajih ter pri temperaturah okoli 0°C

- so vrednosti NSU nižje, ko je veliko padavin in ko so vodostaji visoki, temperature pa blizu poprečka

- dnevne oscilacije NSU povzročajo tudi razne objektivne in subjektivne napake. Njihova amplituda znaša največ 3 % šestmesečnega poprečka

- je odstopanje NSU od poprečka v zimskih mesecih in pri naraščajoči globini do podlage vse manjše.

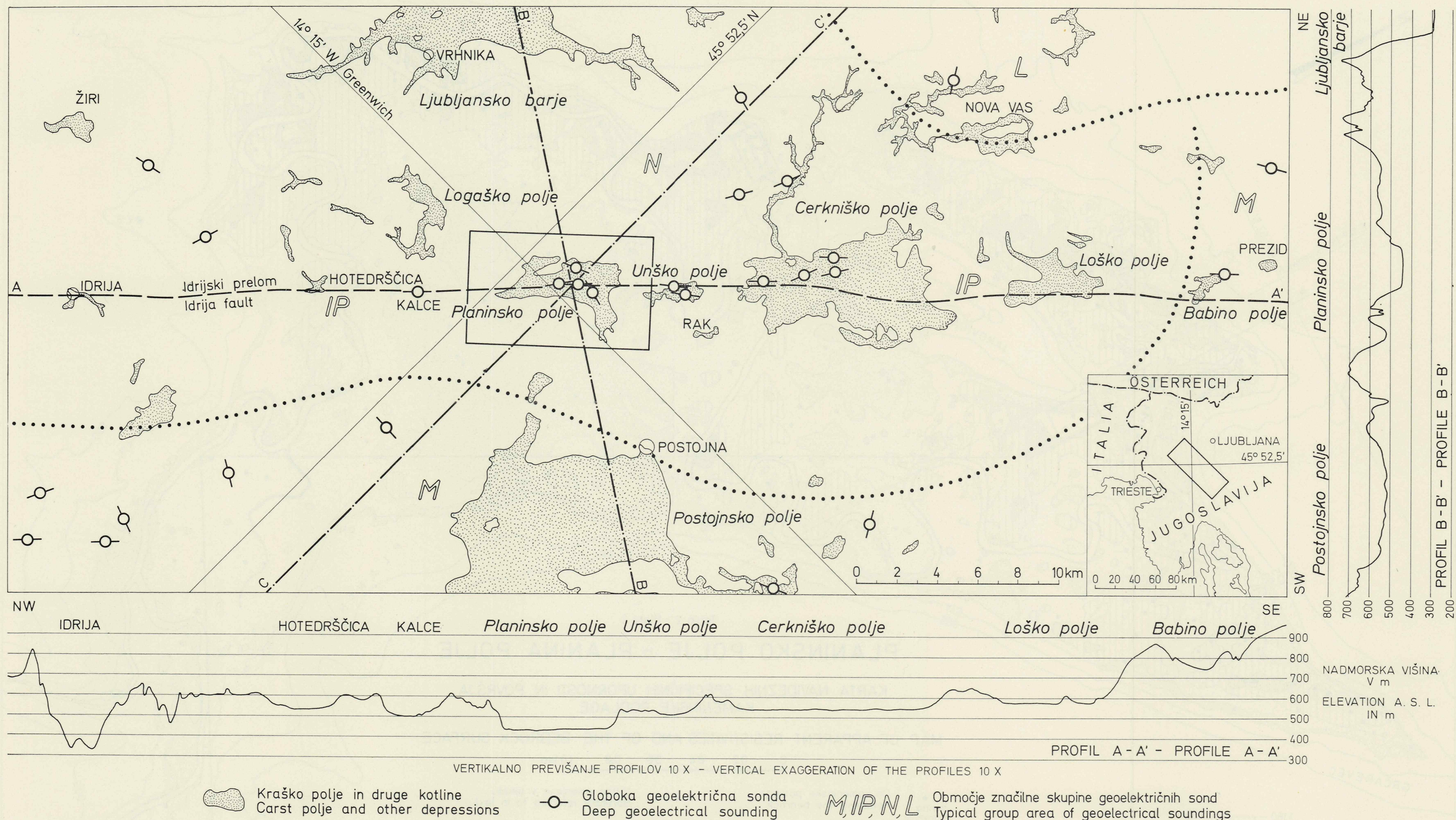
Iz tega sklepamo, da pri temperaturah nad 0°C vlažnost zemljine bistveno vpliva na vrednosti NSU, medtem ko je pri 0°C in manj pomembnejša temperatura.

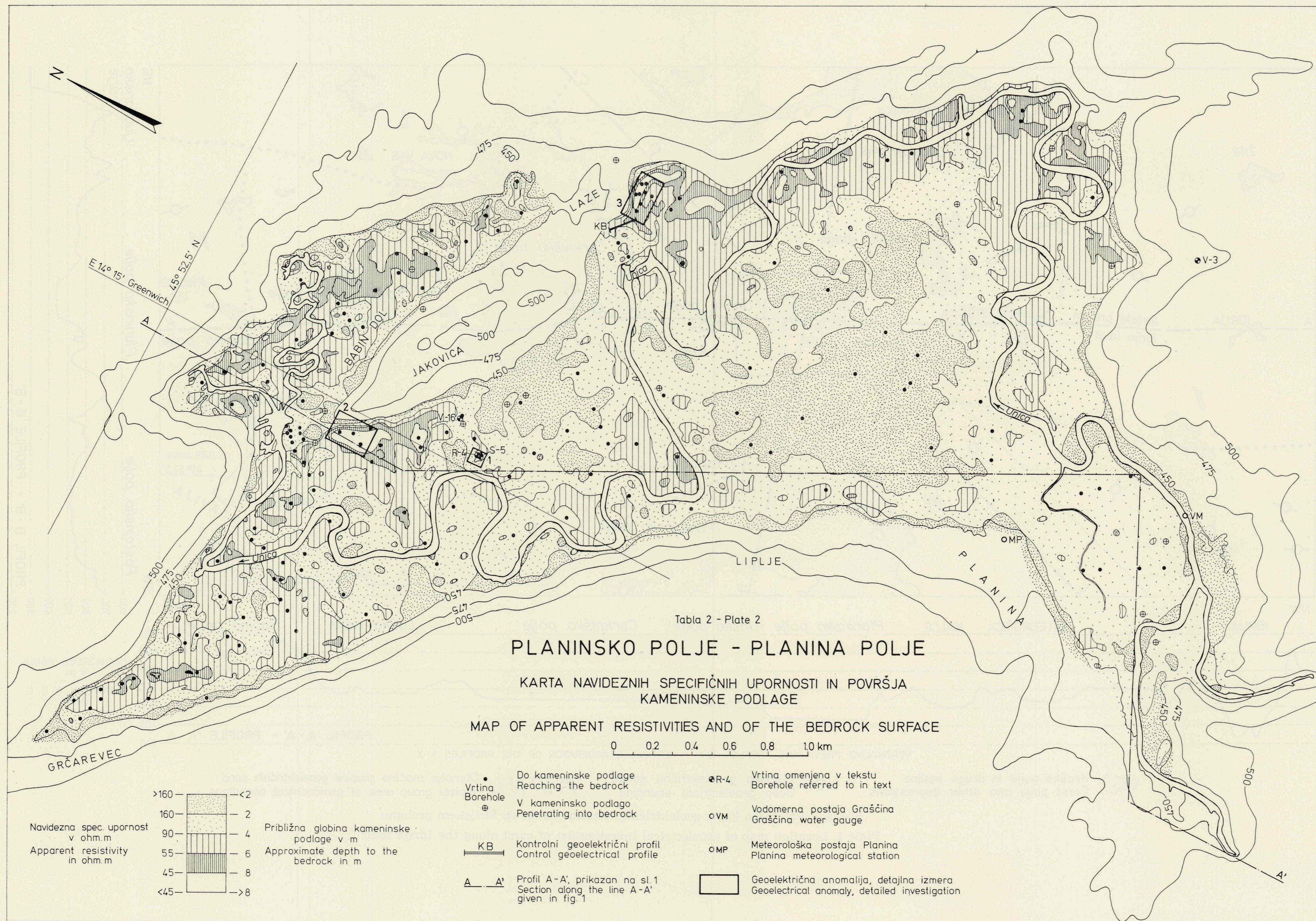
Iz vrednotenih opazovanj sledi, da je bila največja možna napaka NSU v intervalu od -10 do $+20$ % njihovega poprečka. Za določitev globine do podlage pomeni to napako od $+8$ do -30 %, kar kaže sredina diagrama na sl. 6. To pa so že velike napake in je zato treba terenske meritve ustrezno korigirati.

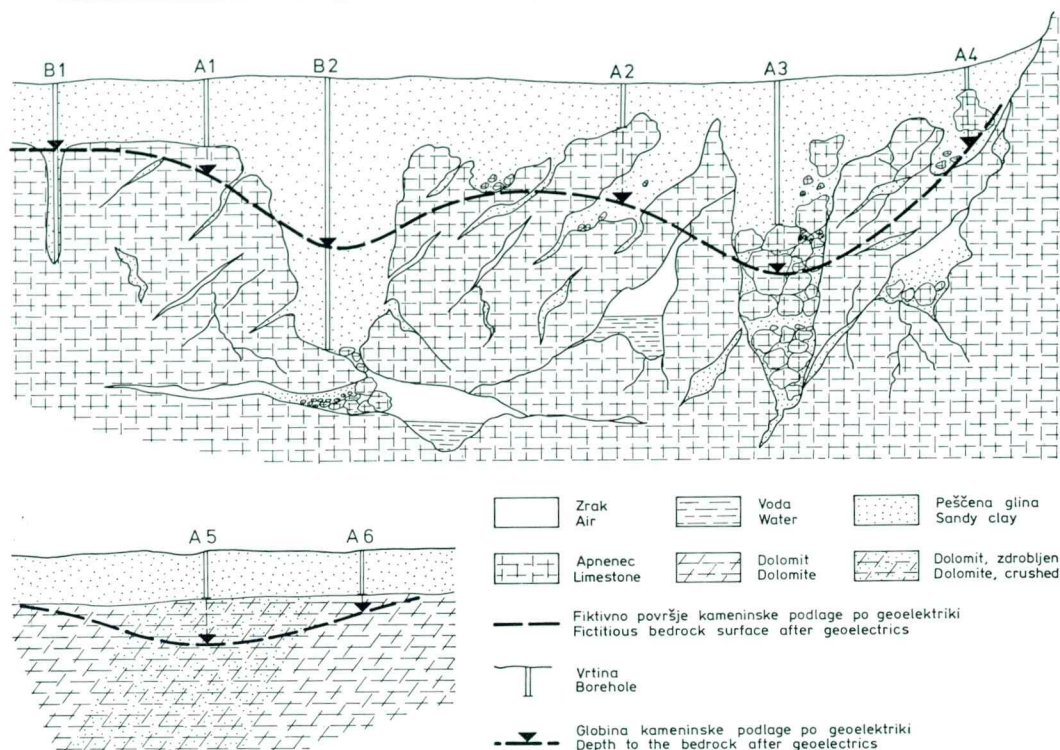
Interpretacija geoelektričnega kartiranja

Po ustreznih korekcijah meritev kartiranja NSU je bila konstruirana karta navideznih specifičnih upornosti (tabla 2). S pomočjo diagrama na sl. 6 je bila dopolnjena tako, da istočasno predstavlja karto izopah kvartarnega pokrova in na območjih ravnega površja polja tudi relief kameninske podlage.

Primerjava teoretičnih krivulj in eksperimentalnih podatkov na diagramu sl. 6 nam kaže, da je največ terenskih podatkov v globinskem intervalu 2 do 10 m in v upornostnem območju 40 do 200 ohm. m. Nobena od teoretičnih krivulj ne ustreza popolnoma eksperimentalnim podatkom, še najbolj se ujemajo krivulje 1, 3 in 4. Nesoglasje podatkov glede na teoretične krivulje je izrazito večje v smeri nizkih vrednosti NSU, bistveno manjše pa je v nasprotni smeri. Vzrok nesoglasja je v poenostavljenem postopku interpretacije in lokalno zelo razčlenjenem reliefu podlage. Privzet je bil dvoplastni in triplastni horizontalni



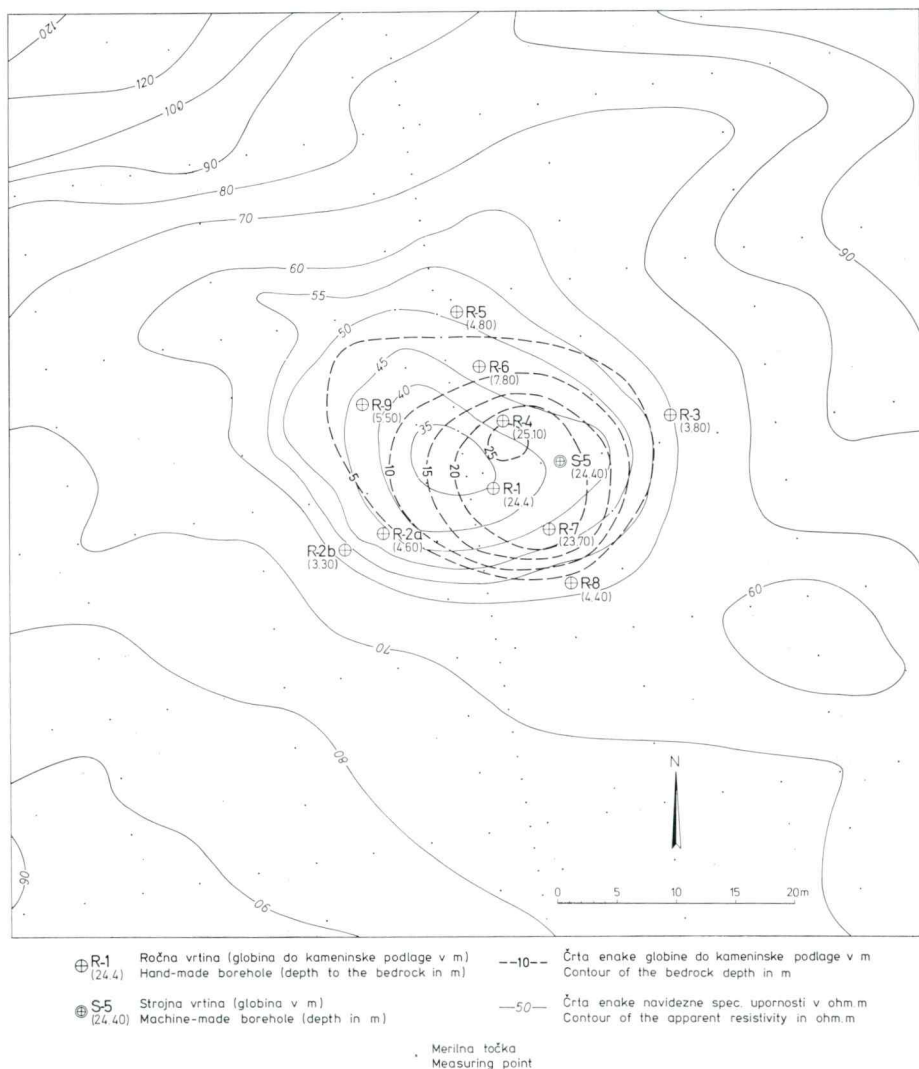




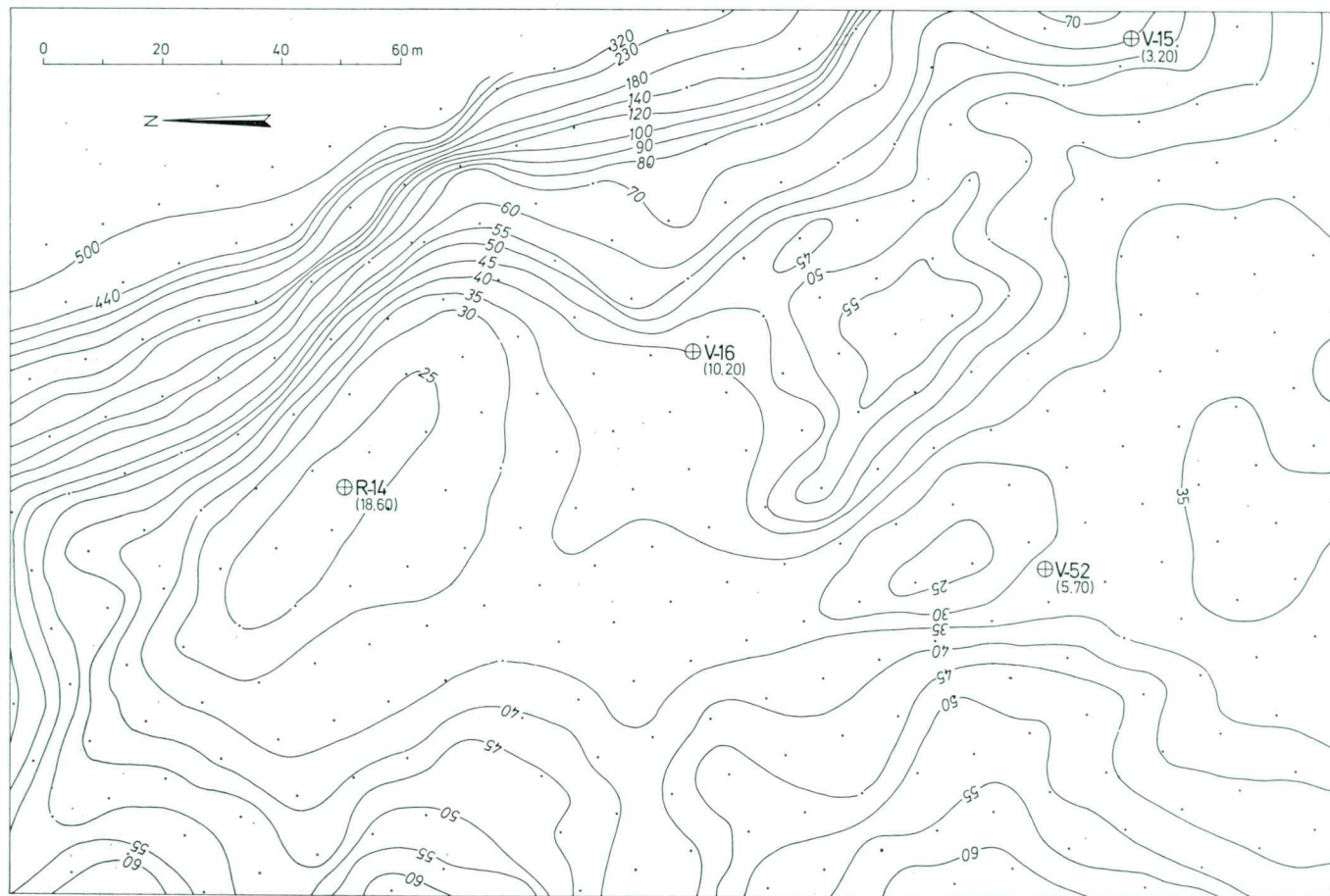
Sl. 7. Vzroki neskladnosti med globinami do kameninske podlage, določenimi geoelektrično in z vrtanjem

Fig. 7. Origin of disagreement between the bedrock depth obtained by geoelectrics and by drilling

sistem, čigar interpretacija je dala netočne rezultate povsod tam, kjer se je na majhnih površinah globina do podlage močno razlikovala od globin v najbližji okolici. Interpretirane globine se nanašajo v tem primeru na fiktivno mejo med nizkoupornostnim in viskoupornostnim sredstvom. Te so nad globljimi deli manjše od dejanskih, nad plitvejšimi pa večje (sl. 7). Na verjetne anomalije v globini do podlage opozarjajo dodatno tudi vsa nesoglasja med vrtanjem in geoelektriko. Nesoglasje v smeri manjših globin, kot jih dá interpretacijski diagram po sl. 6 kaže, da je vrtina preje zadela na kameninsko podlago, kot pove geoelektrika. Razlike lahko razložimo z izrazitim mikroreliefom zakrasele podlage ali s ponorom, breznom ali podobnimi oblikami, zatrpanimi z gruščem in odlomljenimi skalami. Na diagramu sl. 6 smo to področje označili s črko A. Veliko manjše je območje, kjer pričakujemo po interpretacijskem diagramu manjše globine do podlage, kot so pokazale vrtine; označeno je s črko B. Pretirano so na sl. 7 prikazani vsi primeri razlik med geoelektričnimi in vrtalnimi podatki na Planinskem polju. Nekateri od njih so bili potrjeni na terenu z izkopi na vrtinah, npr. B1, B2 in A2. Verjetno pa bi dobili podobno sliko tudi drugod na krasu.

Sl. 8. Geoelektrična anomalija 1 pri Wennerjevem razporedu $a = 10$ mFig. 8. Geoelectrical anomaly 1 for the Wenner array $a = 10$ m

Globlje dele v karbonatni podlagi polja, predvsem na njegovem vzhodnem obrobju, jasno kaže tabla 2. V manjši meri pa jih je opaziti še v skrajnem severozahodnem kotu Planinskega polja pod Grčarevcem, na desnem bregu Unice pod Liplem, in le v omejenem obsegu na jugovzhodnem delu. Največje globine se pojavljajo zelo blizu obrobia, kar velja tudi za severozahodno vznožje Jakovice. Istočasno je to tudi apneno obrobje, kjer je pogostnost brezen in jam na pobočju in ponorov na njegovem stiku s poljem znatno večja kot na



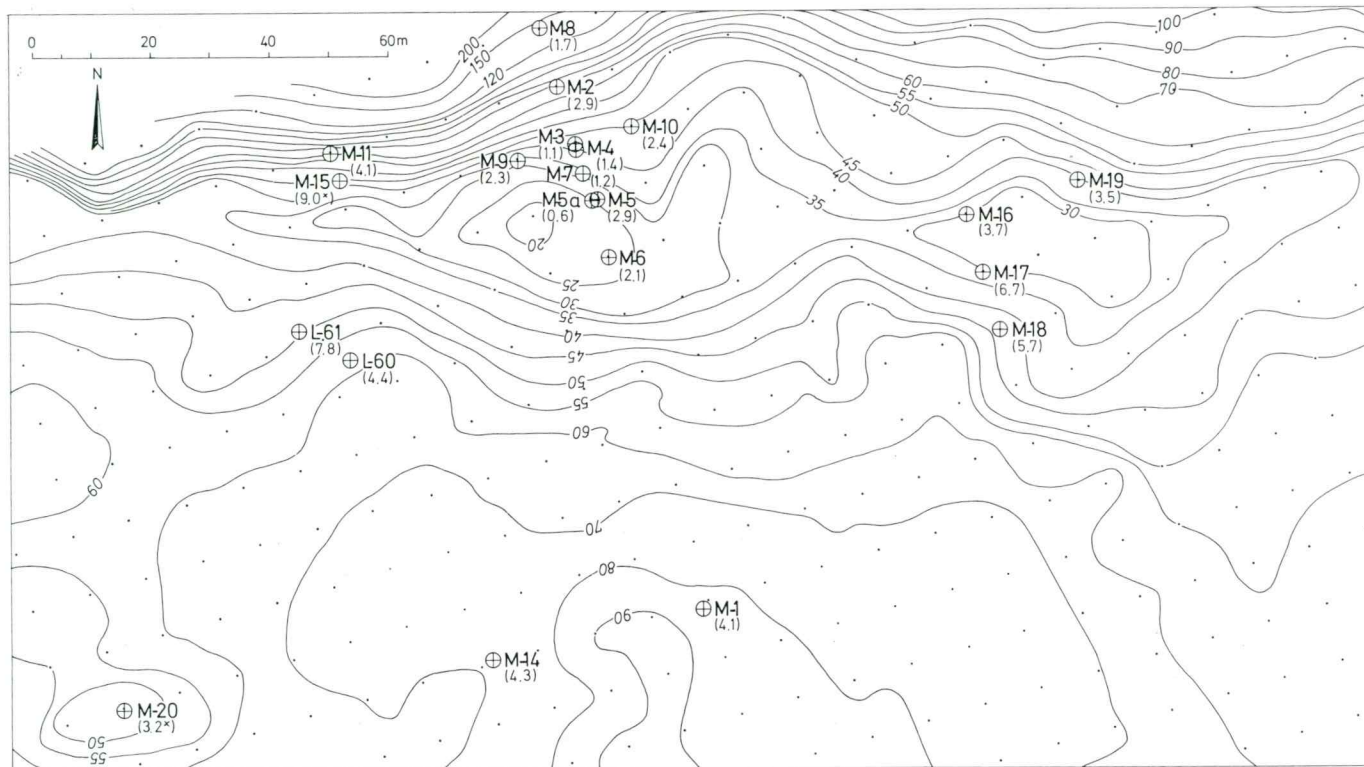
⊕ V-16 Ročna vrtina (globina do kameninske podlage v m)
(10.20) Hand-made borehole (depth to the bedrock in m)

—50— Črta enake navidezne spec. upornosti v ohm.m
Contour of the apparent resistivity in ohm.m

• Merilna točka
Measuring point

Sl. 9. Geoelektrična anomalija 2 pri Wennerjevem razporedu $a = 10$ m

Fig. 9. Geoelectrical anomaly 2 for the Wenner array $a = 10$ m



⊕ L-60
(4.4) Ročna vrtina (globina do kameninske podlage v m)
Hand-made borehole (depth to the bedrock in m)

⊕ M-20
(3.2*) Ročna vrtina (*kameninska podloga ni dosežena)
Hand-made borehole (not reaching the bedrock)

—50— Črta enake navidezne spec. upornosti v ohm.m
Contour of the apparent resistivity in ohm.m

• Merilna točka
Measuring point

Sl. 10. Geoelektrična anomalija 3 pri Wennerjevem razporedu $a = 10$ m

Fig. 10. Geoelectrical anomaly 3 for the Wenner array $a = 10$ m

dolomitnih področjih. Reka Unica teče skoraj povsod le ob robu globljih delov podlage, ki so bili preje zaglinjeni. Izogne pa se tudi tistim delom, kjer je kameninska podlaga blizu površja. To kaže, da je reka Unica spreminjala svoj tok, kot ga je narekovala predvsem korozijska dejavnost v dnu polja in sedimentacija glinastih usedlin na njem.

Za kontrolo indicirane globlje podlage smo detajlno izmerili štiri področja, od katerih smo prikazali tri najbolj tipična. Na več točkah so bile na teh anomalijah izvrtane še vrtnine do podlage.

Značilen je primer geoelektrične anomalije 1, izmerjene na vrtini S-5 (sl. 8). Tendenca zmanjševanja NSU je opazna že od izolinije z vrednostjo 70 ohm. m navzdol, zelo povečan gradient pa se ponekod opaža od 60 ohm. m dalje. To kaže na lijakasto izoblikovano podlago. Znotraj izolinije z vrednostjo 60 ohm. m je bilo izvrtanih poleg vrtine S-5 še deset vrtin, s katerimi je bilo omejeno brezno z nepravilnim okroglastim ustjem 5 m pod površjem, segalo pa je 25 m globoko. Geoelektrično določeno brezno je premaknjeno za približno 5 m od kraja, določenega z vrtanjem. Preden je bilo zapolnjeno z glinastimi usedlinami, je delovalo kot ponor ali estavela. Za estavelo govori pojav, da je med vrtanjem vrtine S-5 iz nje tekla voda. Geoelektrična indikacija tega brezna je okoli trikrat večja kot z vrtanjem dobljena oblika. Podolgovate izolinije v približnem azimutu 300° kažejo, da je to prednostna smer zakrasevanja in torej tudi verjetna smer kanalov in razpok. Interpretacija te anomalije samo na podlagi diagrama na sl. 6 dá polovico manjšo vrednost od prave globine. To nesoglasje lahko razložimo s primerom B2 (sl. 7). Z uporabo Cookovih in van Nostrandovih ter Cookovih in Grayevih diagramov kartiranja nad polkroglastimi vložki pa dobimo pravi rezultat (K. L. Cook & R. G. Van Nostrand, 1954; K. L. Cook & R. L. Gray, 1961).

Drugo anomalno področje se nahaja tik pod dolomitnim pobočjem Jakovice (sl. 9). Predstavlja konec nekakšnega jarka v podlagi in ima večje dimenzije kot anomalija 1. Vrednosti NSU so nižje, kar pa ne pomeni večje globine, temveč le boljši približek k večji horizontalni razprostranjenosti glinaste usedline v primerjavi s prejšnjo anomalijo. Na tem področju so bile izvrtane štiri kontrolne vrtnine; ena je bila globoka 18 m, medtem ko so bile druge plitvejšje. Značilna je primerjava globine vrtine V-52 z izmerjeno upornostjo na njej. Globina 5,7 m namreč nikakor ne ustreza vrednosti po interpretacijskem diagramu, ki bi morala biti dvakrat večja. To si pojasnimo z zelo razčlenjenim reliefom podlage, kot kažejo primeri A2, A3 ali A4 na sl. 7.

Geoelektrično močno razgibana anomalija 3 na sl. 10 leži pod apnenim obrobjem pri Lazah. Nesoglasij med geoelektrično interpretacijo in vrtinami je na tej anomaliji več. Nazoren primer sta vrtini M-5 in M-5 a, ki sta oddaljeni med seboj le 0,2 m. Njuni globini sta po podatkih vrtanja 0,6 oziroma 2,9 m, medtem ko daje geoelektrika indikacijo za okoli 20 m. Po vsej verjetnosti ustrezajo nesoglasja na tej anomaliji primerom A2, A3 ali A4.

Po opisanih primerih sklepamo, da so poleg horizontalno razsežnejših anomalij prav tako pomembne manjše anomalije s šibkim znižanjem NSU. Njihova majhna horizontalna razprostranjenost le malo spremeni na površju merjeno električno polje. Morfološko pa predstavljajo lahko po vertikali močno razvite navpične ali strmo vpadajoče oblike v zakraseli kameninski podlagi.

Sklep

Po vrednotenju 34 regionalnih globokih geoelektričnih sond širšega ozemlja ob idrijskem prelomu med Idrijo in Prezidom je bil sestavljen poenostavljeni geoelektrični model. V svojem osrednjem delu med Kalcami in Cerknjskim poljem kaže na več kot 3 km debelo skladovnico večidel karbonatnih kamenin. Na tem področju leži klasični kras Notranjske. Zahodno in jugozahodno od tod ležeče karbonatne kamenine imajo v globini 1 do 2 km za podlago bolj prevodne kamenine, verjetno klastite ali kamenine z znatno glinasto primesjo. Severovzhodno obrobje centralne karbonatne skladovnice pa leži v globini 1 do 2,5 km na zelo prevodnih klastičnih kameninah. Severno obrobje obravnavanega terena je geoelektrično še premalo raziskano.

Geoelektrično kartiranje Planinskega polja je dalo zaradi precejšnje gostote meritev navidezne specifične upornosti (okoli 36 000 stališč na površini 10 km²) dokaj dobro sliko reliefa kameninske podlage. Globlji deli ustrezajo kraškim korozijskim oblikam, zapolnjenim z glinastimi sedimenti, npr. ponorom, požiralnikom, breznom ali vrtačam.

Pod izohipso 450 m je od celotne površine Planinskega polja približno 7 % močnejše zakrasele podlage. Od te smo z detajlnim geoelektričnim kartiranjem (10 000 meritev na km²) izmerili in kontrolirali z vrtinami eno četrtno površine vseh geoelektričnih anomalij. Največja globina, najdena v karbonatni podlagi, znaša 25 m, medtem ko je poprečna debelina glinastih sedimentov okoli 4 m. Po podatkih vrtin na polju in na bližnjem obrobju se opažajo kraški pojavi do globin 55 m pod površjem polja, globlje ni segala nobena vrtina. Pojavi v teh globinah niso močno aktivni, vendar sedanja ugrezanja na polju pomenijo, da se proces zakrasevanja še nadaljuje.

Bedrock of the Planina Polje

Danilo Ravnik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Geoelectrical soundings carried out along the Idrija fault in the period 1962—68 are reinterpreted. A geoelectrical model comprising four resistivity zones is adopted. Eight depressions occur in the central high-resistivity zone, corresponding to the fracture zone. With the exception of the Idrija depression, they are completely carstified. One of them is the Planina polje. An apparent resistivity contour map of this polje was completed to show the depth and the configuration of the Mesozoic bedrock underlying the Quaternary deposits. The geoelectrically determined depths were controlled by numerous boreholes. The bedrock depths obtained by the two exploration methods are usually equal in the case of a flat land surface. They do, however, not agree in the area showing a strong relief of the bedrock.

Introduction

Planina polje was geoelectrically mapped during the years 1955/56. The results obtained were applied for a water accumulation feasibility study together with geological, hydrogeological, and speleological data, collected already before. The geophysical field measurements are reinterpreted in the present paper and presented together with regional geoelectrical features.

The field work carried out in the Planina polje comprises 420 shallow geoelectrical soundings, using the Wenner array with AB less than 250 m, and of 348 km of resistivity profiles. For the regional study 34 deep geoelectrical soundings with the Schlumberger array, ranging from $AB = 4$ —24 km were used.

Planina polje trends a NW—SE direction as one of the eight carst depressions, developed along the Idrija fault. Their sizes are diminishing and their elevations increasing towards both sides of an about 60 km long profile line between the localities Idrija and Prezid (plate 1). The Planina polje lying in the lowest level of this section is 6 km long and some 2 km wide. It represents an about 100 to 200 m deep depression in a morphologically rugged upland lying 500 to 1000 m above sea level (fig. 1). The polje is embedded in the Upper Triassic dolomite and Lower Cretaceous limestone intercalated with dolomite somewhere. Only the southeastern border and a part of Babin dol are compo-

sed of the Lower Jurassic dolomite and Lower Cretaceous limestone, respectively.

Geological mapping in the Idrija fault area has revealed a complex pattern of subparallel faults NW—SE, crossed by some faults NE—SW. Displacements along these fault planes formed geological structures and morphological features from the Middle Pliocene onwards. At the end of the Pliocene a block structure came into existence. At that time, an intensified carstification was put in. Due to a complex interaction of the geological and climatological events, the surficial hydrographical net was mostly displaced into underground. For that reason, the Planina polje could be considered as a remnant of a surface water course.

It is believed that due to climatic conditions and carstification processes the Planina polje was overflowed for a longer period and its Mesozoic rocks were covered by clayey and sandy deposits. Consequently, the carstification went on slower but was never left off.

The water discharge in the Planina polje varies during the year from 1.4 to 130 m³/s. Although, about 150 ponors (swallow holes) can drain 110 m³/s, a discharge of as low as 60 m³/s produces a periodic flooding with an approximate duration of one month and a half.

Geoelectrical model of the Idrija fault area

The interpretation of 34 deep geoelectrical soundings was made using the auxiliary point method and curve matching technique, but controlled and completed by the computer calculated type curves. The density of soundings being small, a simplified geoelectrical model was adopted. Experimental curves were classified into four typical groups *M*, *N*, *IP*, and *L*, regarding their forms and absolute resistivity values (fig. 2). They are represented schematically in figure 3 (see page 297).

Lithological equivalent of the resistivity model after fig. 2 is as follows:

- Rock unit showing very low resistivity, corresponding to mainly clastic rocks (e. g. the group *L*) or,
- Rock unit showing medium resistivity clastic and impure carbonate rocks (e. g. the group *M*), both presented as layer 4 in figure 2.
- All the other resistivity values correspond to carbonate rocks of varying weathering, humidity, and porosity, what is related to a different carstification degree.

The first two rock groups are considered to be low permeable or even impermeable for transmitting of ground water. The third group is very important from the hydrogeological point of view; it is also the common rock of the region. Its resistivities are large-ranged, therefore they were divided into four intervals. A detailed interpretation of the soundings recognized even more layers in some cases. But their true lithological and humidity compositions are questionable as their geoelectrical parameters could be only a result of the interpretational concept. Although this model is oversimplified, it could be useful in planning and interpretation of future experiments. A dense observational net of deep measurements will certainly clarify the now presented geoelectrical picture.

Investigation method and correction of field measurements

First drilling operations in the year 1950 gave some information about the thickness of the Quaternary overburden in the polje floor. But in one of the boreholes (S-5) the bedrock was picked at the depth of 24.4 m, whereas the average values were 4 or 5 m. This called attention to the fact that anywhere in the Planina polje floor similar features might appear. They are very important for the study of accumulation possibilities of the Planina polje. During the next five years altogether 266 boreholes were drilled but only 181 of them were used as control points for geophysics. Undulations in surficial and bedrock topography is shown in figure 4 as a frequency distribution of the corresponding elevations.

There were also 18 boreholes perforated 55 m deep into the polje bedrock (plate 2). They showed that a large part of the bedrock is impermeable and only some of the wells encountered permeable rocks. Several caverns were found, but they were usually filled with clay or weathered material. On the contrary, in the margins above the level of the polje larger caves appeared. One of them had as much as 25 m in drilling direction. A hydrogeological study suggested that there is no water flow within the bedrock of the polje, which represents a local erosion base.

The geophysical solution of the problem was not only a direct detection of the relatively small-sized carst forms but especially a delineation of occasionally rather extended fine marginal changes in structure and humidity of adjacent rock. Small depths of the expected geological anomalies and favourable electrical contrasts justify the use of the resistivity method. The resistivity profiling with the Wenner array of $a = 10$ m was accepted as the main investigation method. The measurements were performed along the profiles in the direction of 25° and with the interval of 10 m between successive measuring points. The distance between profiles was 30 to 60 m. There were about 36 000 resistivity stations available for the processing in the area of 10 km^2 .

Field operations were carried out in different climatical periods, therefore, it was obligatory to determine the influence of soil temperature and humidity on resistivity measurements. A resistivity control profile was daily observed and thereafter compared with areal temperature, precipitations, water level in the river, and with ground water level in some boreholes (R-4, V-3, and V-16). A relation between these factors can be readily seen from figure 5. The amplitude of daily oscillations of apparent resistivity is in the order of $\pm 3\%$ of the six-months average; this is due to objective and subjective errors. On the contrary, the long-period fluctuations of the resistivity were in the interval of -10 to $+20\%$, which is due to climatic factors. This corresponds to a possible average error of $+8$ to -30% in depth determination. Therefore, a corresponding correction of measuring data was carried out. At the air temperature above 0°C the soil humidity is more important for the resistivity changes, but at the temperatures equal or lower than 0°C , the temperature is more influential. At low temperatures, the thin Quaternary layers are far more subjected to resistivity changes than viceversa.

Interpretation of resistivity profiling

The evaluation of the resistivity mapping data provides an apparent resistivity contour map, indicating low resistant areas, which reflect occasionally an irregularly shaped bedrock relief. This map represents at the same time also an isopach map or even a bedrock relief map, where the surface is flat.

Basing on large number of experimental data two- and three-layered horizontal homogeneous systems were adopted. They are shown as apparent resistivity versus overburden thickness relationship in figure 6. In the same diagram entered also 157 pairs of corresponding data from boreholes. The majority of these data is located within the area of theoretical curves but some of them are far outside. The disagreement is distinctively higher in the area A than in the area B. The reason for this discordance obviously originates in theoretical assumptions for a uniform subsurface composition. Explanations for this are outlined schematically in figure 7, representing various karst features. Some of them were successfully confirmed by digging.

To verify in detail the applicability of the geoelectrical method with drilling control, three geoelectrical anomalies are discussed.

The anomaly 1 in figure 8 is a resistivity analogue of the 25 m deep pothole of small horizontal extension. Its resistivity anomaly is about three times larger than the shape, determined by drilling. The interpretation after the diagram in figure 6 gives only half of the true depth, while the use of master diagrams over hemispherical sinks shows a correct result. This is a striking example, where a small resistivity anomaly represents a vertically rather extended solution form with a small horizontal cross-section.

The anomaly 2 in figure 9 shows a larger depression in the bedrock. The interpretation is correct in the center of the anomaly (boreholes R-14 and V-16) and wrong on its flanks (borehole V-52), where the cases A2, A3, and A4 are plausible (fig. 7).

Geoelectrically rather irregular is the anomaly 3 (fig. 10) in the limestone bedrock. Discordance between the geoelectrically interpreted data and boreholes are distinct. An extreme example are the boreholes M-5 and M-5 a, which are only 0.2 m apart. Their drilling depths are 0.6 and 2.9 m, respectively, but geoelectrical interpretation indicates a depth of about 20 m. This disagreement can be related to the cases A2, A3 or A4 in figure 7.

The above presented field examples demonstrate clearly that a carefully corrected small-scale investigation allows an effective detection of shallow-layered karst features.

Conclusions

The evaluation of the 34 deep geoelectrical soundings along the Idrija fault suggests the following resistivity model: Four geoelectric zones could be recognized according to the types of the soundings. The first one corresponds to the fractured zone being 2–3 km wide. The second zone follows the first one on its opposing sides. The third and the fourth zones extend southwards and northeastwards, respectively. The section of the first and the second zones between Kalce and Cerknica polje is made up of a more than 3 km thick bed

sequence of predominantly carbonate rocks. There, the classic carst of Inner Carniola is developed. The carbonate rocks of the third zone are underlain by rather conductive rocks in the depths of 1 to 2 km, probably by clastic or impure carbonate sediments. This zone appears to make a turn at the south-eastern end of the section examined and trends towards the fourth zone, underlain by more conductive clayey rocks in the depth of 1 to 2.5 km.

Along the Idrija fault eight carst depressions occur. One of them is the Planina polje, lying on the lowest level nearly in the middle. There, an apparent resistivity contour map was completed to show the depth and the configuration of the bedrock, underlying the Quaternary deposits. The geoelectrically determined depths were controlled by numerous boreholes. It was found out that nearly 7 % of the Planina polje bedrock area is highly carstified. The greatest depth to the bedrock is 25 m, while the average depth amounts to 4 m.

Literatura

- Baver, L. D. 1948, Soil physics, New York-London.
- Breznik, M. 1961, Akumulacija na Cerkniškem in Planinskem polju. Geologija, 7 knjiga, str. 119—149, Ljubljana.
- Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija, 8 knjiga, str. 34—57, Ljubljana.
- Buser, S. s sodelavci, 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, M 1 : 100 000, Beograd.
- Buser, S. 1974, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Ribnica, M 1 : 100 000, Beograd.
- Cook, K. L. & Van Nostrand, R. G. 1954, Interpretation of resistivity data over filled sinks. Geophysics, vol. 19, str. 761—790, Tulsa.
- Cook, K. L. & Gray, R. L. 1961, Theoretical horizontal resistivity profiles over hemispherical sinks. Geophysics, vol. 26, str. 342—354, Tulsa.
- Dahnov, V. N. 1953, Električeskaja razvedka neftjanyh i gazovyh mestoroždenij. Gostoptehizdat, Moskva.
- Jenko, F. 1959, Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. DZS, Ljubljana.
- Ogil'vi, A. A. 1957, Geoelektričeskie metody izučeniya karsta. Moskva.
- Pleničar, M. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Postojna, M 1 : 100 000, Beograd.
- Rijkswaterstaat, The Netherlands, 1969, Standard graphs for resistivity prospecting, E. A. E. G., The Hague.
- Šumi, F. 1965, Prospecting for non-metallic minerals by induced polarization. Geophysical Prospecting, vol. 13, str. 603—616, The Hague.
- Van Nostrand, R. G. 1953, Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. Geophysics, vol. 18, str. 423—433, Tulsa.