

Modeliranje refleksijskih seizmičnih podatkov za podzemno skladiščenje plina v strukturah Pečarovci in Dankovci – Murska depresija

Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pečarovci and Dankovci structures – Mura Depression

Andrej Gosar

Geološki zavod Ljubljana

Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko

Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Antiformni strukturi Pečarovci in Dankovci v Murski depresiji sta bili izbrani kot najprimernejši v Sloveniji za gradnjo podzemnega skladišča plina v vodonosniku. Da bi dokazali velikost in zaprtost struktur, je bilo posnetih 17 refleksijskih seizmičnih profilov v skupni dolžini 157 km in izvrtane so bile tri vrtnine. S programom Sierra Mimic je bil izdelan strukturni model dveh interpretiranih horizontov (mezozojska podlaga terciarnih kamnin in meja badenij-sarmatij). Vrednotenje različnih hitrostnih podatkov (analiza hitrosti, akustična karotaža, meritve seizmičnih hitrosti v vrtninah in laboratorijsko na jedrih) je omogočilo natančno spremembo časa v globino ter ugotovitev bočnih sprememb hitrosti. Primerjava ročno in računalniško konstruiranih kart je pokazala dobro ujemanje, z nekoliko večjim odstopanjem le na SE strani strukture Pečarovci. Porožno plast predstavlja v tej strukturi 70 m debela plast dolomita v globini 1900 m, neprepustno krovnino pa več sto metrov debele plasti laporja. Struktura Dankovci v globini 1200 m, kjer predstavljajo ustrezne porozne kamnine tanke plasti konglomerata in peščenjaka, je bila zaradi prelomov ocenjena za manj primerno. Z 1D sintetičnimi seizmogrami je bila opravljena korelacija geoloških in seizmičnih podatkov v vrtninah, posebno na intervalih s tankimi plastmi. Metoda sledenja žarkov na 2D modelih (programski paket Sierra Quik) je bila uporabljena za ugotavljanje zveznosti nekaterih horizontov in za ugotavljanje obstoja prelomov, ki so pomemben dejavnik za skladiščenje plina.

Abstract

Two antiform structures in the Mura Depression were selected as the most promising in Slovenia for the construction of an underground gas storage facility in an aquifer. Seventeen reflection lines with a total length of 157 km were recorded, and three boreholes were drilled. Structural models corresponding to two different horizons (the pre-Tertiary basement and the Badenian-Sarmatian boundary) were constructed using the Sierra Mimic program. Evaluation of different velocity data (velocity analysis, sonic log, the down-hole method, and laboratory measurements on cores) was carried out in order to perform correct time-to-depth conversion and to establish lateral velocity variations. The porous rock

in Pečarovci structure is 70m thick layer of dolomite, occurring at a depth of 1900m, whereas layers of marl, several hundred meter thick, represent the impermeable cap-rock. Due to faults, the Dankovci structure, at a depth of 1200m, where the reservoir rocks consist of thin layers of conglomerate and sandstone, was proved to be less reliable. 1D synthetic seismograms were used to correlate the geological and seismic data at the borehole locations, especially at intervals with thin layers. The raytracing method on 2D models (the Sierra Quik package) was applied to confirm lateral continuity of some horizons and to improve the interpretation of faults which are the critical factor for gas storage.

Uvod

Zemeljski plin se je v svetu že uveljavil kot gorivo prihodnosti, ki naj bi z nadomeščanjem drugih fosilnih goriv zmanjšalo onesnaževanje okolja. Poleg tega ga odlikuje visoka kurilna vrednost in preprosta distribucija po plinovodnem omrežju; visoka je le začetna investicija. Tudi v Sloveniji se stalno povečuje delež zemeljskega plina v energetske bilanci, kar je bil tudi sklep posvetovanja Ekologija – energija – varčevanje, ki je bilo leta 1987 v Ljubljani (Novak, 1987). Namen uporabe zemeljskega plina se v zadnjih letih precej spreminja. V primerjavi z industrijsko porabo se povečuje delež za ogrevanje, zaradi česar so sezonska nihanja porabe vse večja.

V Sloveniji smo leta 1990 porabili 241 milijard MJ energije. Od tega smo s fosilnimi gorivi in lesom proizvedli 78% energije (28% s premogom, 33% s tekočimi gorivi, 13% s plinom in 4% z lesom in lesnimi odpadki). Iz drugih virov pa smo porabili še: iz hidroelektrarn 5%, iz JE Krško 11%, uvozili pa smo 6% električne energije (Boštjančič, 1992).

Domača proizvodnja zemeljskega plina je zanemarljiva. Slovenija uvaža skoraj celotno količino zemeljskega plina, ki ga potrebuje, iz Rusije. Zanesljivost preskrbe je od leta 1992 povečana z uvozom zemeljskega plina tudi iz Alžirije. Petrol-Zemeljski plin je v Sloveniji v letih od 1976 do 1980 zgradil plinovodno omrežje v skupni dolžini preko 900km, ki povezuje vse večje industrijske kraje. Plinovodno omrežje poteka mimo Maribora (odcep proti M. Soboti), Celja (odcep proti Ravnam), Ljubljane, Anhova in Jesenic (sl. 1). Nanj je bilo leta 1988 priključenih 89 industrijskih porabnikov in tri mestne plinarne – v Ljubljani, Mariboru in Celju. Transportna zmogljivost omrežja je 3,5 milijarde $m^3(n)$ * plina na leto. Od tega je v Sloveniji predvidena po letu 2000 poraba 2,2 milijarde $m^3(n)$, ostanek, to je 1,3 milijarde $m^3(n)$ pa naj bi transportirali v sosednjo Hrvaško (Lorger, 1988).

Dotok zemeljskega plina od dobavitelja je enakomeren, ne glede na porabo, ki pa niha tako letno kot tudi tedensko. Predvsem moramo uskladiščiti poletni višek plina, da s njim pokrijemo zimski primanjkljaj. Poleg letnega in dnevnega nihanja porabe pa so razlogi za skladiščenje plina še strateški in ekonomski.

Poraba zemeljskega plina v Sloveniji je bila leta 1988 okoli 1 milijardo $m^3(n)$, pri čemer je 90% plina porabila industrija, 10% pa je šlo za ogrevanje (Lorger, 1988). Pri takšni strukturi je letna enakomernost porabe do 80%. Razlika 20%, ki nastane med zimsko in poletno porabo plina, pomeni torej letno okoli 200 milijonov $m^3(n)$ plina. Ker pa je v prihodnjih letih predvideno priključevanje novih, zahtevnejših potrošnikov, to je gospodinjstev in komunalne potrošnje, se bo ta razlika še povečala, ker je njihova poraba bolj podvržena letnim nihanjem kot poraba v industriji. Zato je bil pri iskanju ustreznih struktur postavljen zahtevek, da je omogočena delovna prostornina skladišča večja od 200 milijonov $m^3(n)$.

* (n) normalne razmere: $p=1$ bar, $T=0^{\circ}C$.



Sl. 1. Plinovodno omrežje v Sloveniji in raziskane lokacije za podzemno skladiščenje plina (dopolnjeno po Lorgerju, 1988)

Fig. 1. The network of gas pipelines in Slovenia, and the investigated locations for underground gas storage (after Lorger, 1988)

1 Vipavska dolina; 2 Ljubljansko polje; 3 Litija (Janče); 4 Vodice; 5 Šmarjeta-Lahomno; 6 Rudniška antiklinala (Šentjur pri Celju); 7 Haloze; 8 Gabrnik pri Ptuj; 9 Cmurek; 10 Šomat (Slovenske gorice); 11 Pečarovci; 12 Dankovci; 13 Krško polje

Skladiščenje tako velikih količin plina je iz ekonomskega in varnostnega vidika smotno le podzemno. Slovenija ima trenutno zakupljene skladiščne zmogljivosti v Avstriji in na Hrvaškem. Že več kot deset let pa potekajo raziskave za gradnjo domačega skladišča.

Zemeljski plin lahko skladiščimo podzemno na štiri načine:

- v solnih kavernah,
- v opuščenih rudnikih,
- v poroznih plasteh, ki so lahko vodonosniki ali pa opuščena naftna ali plinska polja,
- v skalnih kavernah.

Sol se pojavlja na nekaterih območjih v obliki debelih plasti ali v obliki solnih čokov. Zaradi njene popolne neprepustnosti predstavlja skoraj idealen medij za skladiščenje plina. Podzemni prostor, v globinah do 2000m, dobijo z raztapljanjem soli z vrtnami v solni masi. Raztopljen prostor je zaradi stabilnostnih zahtev zvonaste oblike. Skladiščna prostornina solnih kavern znaša od 100000 do 500000m³(n). Skladiščenje v solnih kavernah je dražje od skladiščenja v vodonosnikih (Dussaud, 1989), zato je primerno le za območja, kjer ni ustreznih vodonosnih struktur ali kjer obstajajo posebne zahteve

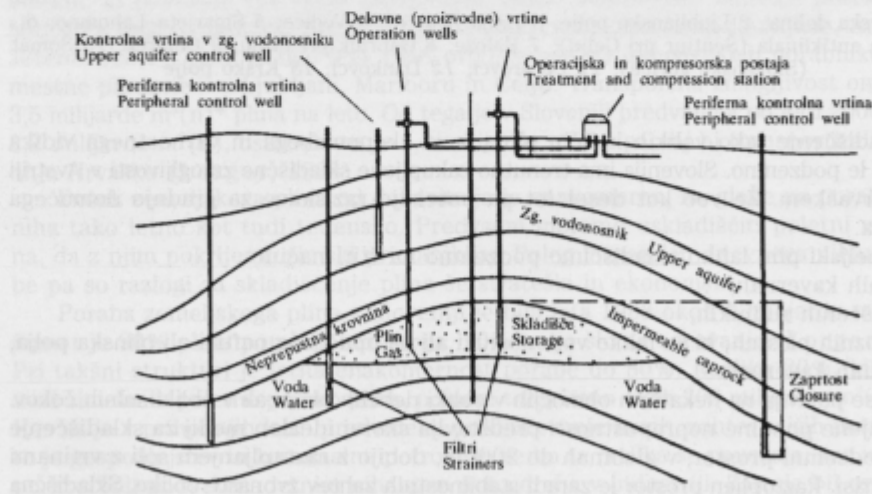
po pretoku ob konicah, ki je pri tovrstnih skladiščih višji. Dodatna prednost je tudi v možnosti naknadnega povečanja prostornine, če se povečajo potrebe (KBB, 1984).

V opuščenih rudnikih soli je mogoče skladiščiti zemeljski plin pod podobnimi pogoji kot v solnih kavernah, ki so nastale z raztapljanjem. Skladiščenje je mogoče tudi v opuščenih rudnikih premoga, ker lahko premog pri zvišanem tlaku sprejme večje količine zemeljskega plina in ga zopet odda pri zmanjšanem tlaku.

Najbolj razširjeno v svetu je skladiščenje v poroznih kamninah, ki ležijo v globlinah od 500 do 2500 m (Gaussens, 1986). Zagotovljena mora biti dovolj velika poroznost in prepustnost skladiščne plasti in neprepustnost njene krovline. Celotna struktura mora imeti antiformalno obliko, saj tako preprečimo uhajanje plina na strani. Primerne kamnine so peščenjak, dolomit in porozni ali razpokani apnenec. Pred skladiščenjem so pore kamnine zapolnjene z vodo. Plin, ki ga skladiščijo, injektirajo pod ustreznim pritiskom v kamnino, kjer le-ta izrine vodo iz por in na ta način ustvarijo umetno plinsko polje (sl. 2).

Izčrpana naftna in plinska polja so poseben primer tovrstnih skladišč. Ker so velikost strukture, lastnosti skladiščne kamnine in tlačne razmere v njej znane iz obdobja izkoriščanja polja, pri gradnji skladišča v takem polju ne potrebujemo mnogo dodatnih raziskav. Prav tako je neprepustnost njihovih krovnih plasti že dokazana. Delovne prostornine pornih skladišč plina znašajo od 50 do 500 milijonov $m^3(n)$. V ZDA uporabljajo predvsem izčrpana plinska ali naftna polja, medtem ko v Evropi prevladujejo vodonosniki. Leta 1980 je bilo v Evropi 33 takih skladišč (Lorger, 1988). V Franciji je bilo leta 1988 od 13 podzemnih skladišč kar 11 skladišč v vodonosnikih (Dussaud, 1989).

Najmanj je razširjeno skladiščenje plina v umetno izdelanih podzemnih prostorih v kompaktni kamnini, ki se pogosteje uporablja za skladiščenje tekočih produktov. Stene so lahko prevlečene z neprepustno kovinsko ali plastično oblogo ali pa opravlja to funkcijo vodna zavesa. V tem primeru preprečuje uhajanje plina visok gradient vodnega toka



Sl. 2. Skladiščenje plina v vodonosniku (po Gaussensu, 1986)

Fig. 2. The storage of gas in an aquifer (after Gaussens, 1986)

v smeri podzemnega prostora (Winqvist & Melgren, 1988). Skladiščenje v skalnih kavernah pride v poštev na območjih, kjer ni ustreznih sedimentnih kamnin za gradnjo pornega skladišča.

Glede na geološko zgradbo Slovenije pride v poštev le skladiščenje v poroznih plasteh. Že več kot deset let potekajo pri nas raziskave za takšno skladišče, da bi v globini od 500 do 2000 m odkrili dovolj veliko antiformalno strukturo sestavljeno iz porozne, skladiščne plasti in neprepustne krovne, ki naj bi preprečevala uhajanje plina. Pri iskanju lokacij je morala biti poleg geoloških kriterijev izpolnjena tudi zahteva glede bližine plinovodnega omrežja in kot sekundarna bližina velikih porabnikov (večja mesta). Opuščena ležišča zemeljskega plina in nafte v Petišovcih bi pogojno lahko bila primerna za skladiščenje plina, vendar imajo več slabosti, kot so velika globina skladiščnih plasti, ki bi zahtevala visoke pritiske, slaba prepustnost in sorazmerno majhne prostornine do 100 milijonov m³(n). Opravljena študija ni potrdila smotrnosti gradnje skladišča v petišovskem polju.

V Sloveniji je bilo na podlagi geoloških podatkov izbranih 13 lokacij (Sadnikar, 1993) za izvedbo druge faze raziskav, ki obsega geofizikalne meritve (sl. 1). Nekatere od njih so bile preverjene tudi z vrtinami. Po teh raziskavah sta bili kot najbolj perspektivni ocenjeni strukturi Pečarovci in Dankovci v Murski depresiji.

Na podlagi obstoječih vrtin in geofizikalnih raziskav za nafto, plin in termomineralne vode je bilo na območju Murske depresije ovrednotenih enajst struktur, od katerih so bile štiri predložene za nadaljnjo fazo raziskav (Skaberne et al., 1987). To so strukture Gabrnik vzhod, Berkovci, Pečarovci in Dankovci. Strukturi Rakičan in Noršici sta bili raziskani za nafto in plin ter opuščeni. Drugih pet struktur: Vadarci, Bunčani, Cven-Ljutomer, Savci, Markovci pa je bilo opuščenih zaradi neustreznih tektonskih razmer s številnimi prelomi preko struktur. Perspektivne kolektorske plasti so pri nekaterih strukturah v terciarnih sedimentih, pri drugih pa v predterciarni podlagi.

Pri raziskavah lokacij za podzemno skladiščenje plina imajo pomembno vlogo geofizikalne metode. V fazi iskanja antiformalne strukture so to predvsem gravimetrične in geoelektrične metode ter – v manjši meri – dražja refleksijska seizmika. Ko pa želimo neko strukturo podrobno raziskati in izračunati prostornino skladiščne plasti, pa dá le primerno gosta mreža seizmičnih profilov dovolj informacij o obliki in velikosti strukture ter o prelomih na njenem območju. Raziskovalno vrtanje in refleksijska seizmika se pri tovrstnih raziskavah dopolnjujeta. Podatki iz vrtin omogočajo boljšo interpretacijo seizmičnih profilov in spremembo časa v globino, seizmični profili pa ekstrapolacijo podatkov iz vrtin na širše območje.

Pri strukturah Pečarovci in Dankovci sem z uporabo programa za modeliranje površin želel zmanjšati subjektivni dejavnik pri konstrukciji strukturnih kart. Računalniški model je omogočal tudi natančnejšo spremembo časa v globino z upoštevanjem bočnih sprememb hitrosti. Ker so bile predhodno izdelane karte z ročnim konstruiranjem izohron, je bila mogoča neposredna primerjava obeh načinov obravnavanja seizmičnih podatkov. Na podlagi obeh modelov smo ocenili prostornino skladišča v izbrani strukturi Pečarovci.

Za preverjanje interpretacije seizmičnih podatkov in njihovo korelacijo z rezultati vrtanja pri tovrstnih raziskavah uspešno uporabljamo seizmično modeliranje. Za model, narejen na podlagi interpretacije seizmičnih profilov, izdelamo sintetične seizmograme, ki jih primerjamo z originalnimi. Postopek je interaktiven, vhodni model popravljamo tako dolgo, da dobimo dovolj dobro ujemanje.

Z enodimenzionalnimi sintetičnimi seizmogrami sem izvedel korelacijo med geološkimi in karotažnimi podatki iz vrtin ter seizmičnimi profili, kar je bilo posebno

pomembno na intervalih s tankimi plastmi. Z dvodimenzionalnim modeliranjem seizmičnih profilov po metodi sledenja žarkov pa sem želel ugotoviti zveznost nekaterih horizontov in preveriti obstoj prelomov, ki so pomemben dejavnik za skladiščenje plina.

Geološka zgradba

Murska depresija

Območje struktur Pečarovci in Dankovci pripada Murski depresiji, ki je del Panonskega bazena. Panonski bazen pa je mediteranski »back-arc« tip ekstenzijskega bazena, ki je nastal za lokom Karpatov ob koliziji evropske in fragmentirane afriške plošče med kredo in miocenom (Royden et al., 1983). Po nastanku konjugiranega sistema velikih zmičnih prelomov (v smeri NE so levozmični, v smeri NW pa desnozmični) je bil osrednji del izrjnen proti vzhodu. Raztezanje v smeri E–W, ki je bilo najmočnejše v srednjem in zgornjem miocenu, se je kompenziralo v subdukcijski coni na območju vzhodnih Karpatov. Rezultat takšnih tektonskih razmer je sočasno nastajanje kompresijskih in nateznih struktur v Panonskem bazenu. Pri tem se je formiralo več globokih depresij, ki so pogostnejše v obrobem predelu. V neogenu so bile v Panonskem bazenu in še posebno v globokih obodnih depresijah ustvarjene možnosti za nastajanje in akumulacijo nafte in plina (Grandić & Ogorelec, 1986).

Območje Murske depresije, ki leži v Sloveniji, pokrivajo naslednji listi osnovne geološke karte: Goričko, Čakovec, Maribor in Leibnitz, manjša področja pa še listi Rogatec, Varaždin, Nagykanisza in Slovenj Gradec. Kartiranje lista Goričko je bilo končano leta 1963, karta in tolmač pa sta izšla leta 1970 (Pleničar, 1970a, 1970b), list Čakovec pa še ni izšel. Novejši podatki o geološki zgradbi Murske depresije so zbrani v tolmaču za lista Maribor in Leibnitz (Žnidarčič & Mioč, 1989). Podatke o geološki zgradbi Murske depresije sem povzel delno po tem viru, delno pa po poročilu Plan in program raziskav ležišč nafte in plina v SR Sloveniji za obdobje 1986–1990 (Grandić & Ogorelec, 1986).

Murska depresija leži na SW obrobju Panonskega bazena, sega pa v Slovenijo, Avstrijo, Madžarsko in Hrvaško. Na SW in S jo omejujejo Pohorje, Boč, Donačka gora in Ravna gora (podaljšek Karavank) ter Ivanščica in Kalnik (podaljšek Posavskih gub), N in NE mejo pa določajo izdanki paleozojskih kamnin pri Gleichenbergu v Avstriji in Kőzagu na Madžarskem. Murska depresija je ločena od Dravske z masivom Inke. Na območju Slovenije obsega površino približno 2640 km². Geomorfološko se deli na hribovit del (Goričko, Lendavske gorice, Slovenske gorice, Haloze) z nadmorsko višino do 400 m in na ravninski del (Murska in Dravska ravnina) z nadmorsko višino okoli 200 m.

Murska depresija ne predstavlja enotnega prostora, ampak je s pragovi, potekajočimi v smeri NEE–SWW, razdeljena v manjše kadunje (Žnidarčič & Mioč, 1989). Na območju Slovenije so znotraj Murske depresije izdvojene naslednje tektonske enote (sl. 3):

- Radgonska depresija,
- Murskosoboški masiv,
- Ptujsko-Ljutomerska sinforma,
- Ormoško-Selniška antiforma.

Slednja prehaja proti jugu v Čakovsko kadunjo.

Podlaga terciarja leži najgloblje v Ptujsko-Ljutomerski sinformi in doseže zahodno od Lendave globino več kot 5500 m.

Geološko zgradbo Panonskega bazena in tudi Murske depresije delimo v tri stratigrafske celote in sicer (Grandić & Ogorelec, 1986):

- podterciarna ali predneogenska podlaga,
- neogenski sedimenti (pretežno miocen in pliocen),
- kvartarni sedimenti.

Predneogenska podlaga. V globokih vrtinah na tem območju so navrtali predvsem metamorfne kamnine, ki izdajajo na zahodnem in južnem obrobju Murske depresije ter na Rdečem bregu (Grandić & Ogorelec, 1986). To so kremenovo sericitni skrilavci, filiti in filitni skrilavci, amfiboliti in amfibolitni skrilavci, pirokseniti in gnajs paleozojske starosti. Nad njimi leže ponekod do nekaj sto metrov debele plasti mezozojskih karbonatov.

Neogenski sedimenti. V Murski depresiji so od terciarnih kamnin zastopane miocenske gline, peski, laporji, peščenjaki in konglomerati v medsebojnem menjavanju ter pliocenski glineni sedimenti. Neogenski sedimenti so na površini na Goričkem, Slovenskih goricah in Halozah. Na območju Haloz pri Žetalah so tudi peski, peščenjaki in peščena glina oligomiocenske starosti.

Kronostratigrafska razdelitev miocena in pliocena v Panonskem bazenu (Centralna Paratetida) se je v preteklih letih pogosto spreminjala in dopolnjevala. Novejše razdelitve najdemo v delih Steiningerja s sodelavci (1988) ter Grandića in Ogorelca (1986). Madžarski avtorji večinoma uporabljajo nekoliko modificirano kronostratigrafsko razdelitev (Horvath & Pogacsas, 1988).

Korelacijo litostratigrafskih in kronostratigrafskih enot v Murski depresiji sta podala Žnidarčič in Mioč (1989). Na podlagi podatkov iz številnih vrtin so neogenski sedimenti Murske depresije razvrščeni v murskosoboško, lendavsko in mursko formacijo.

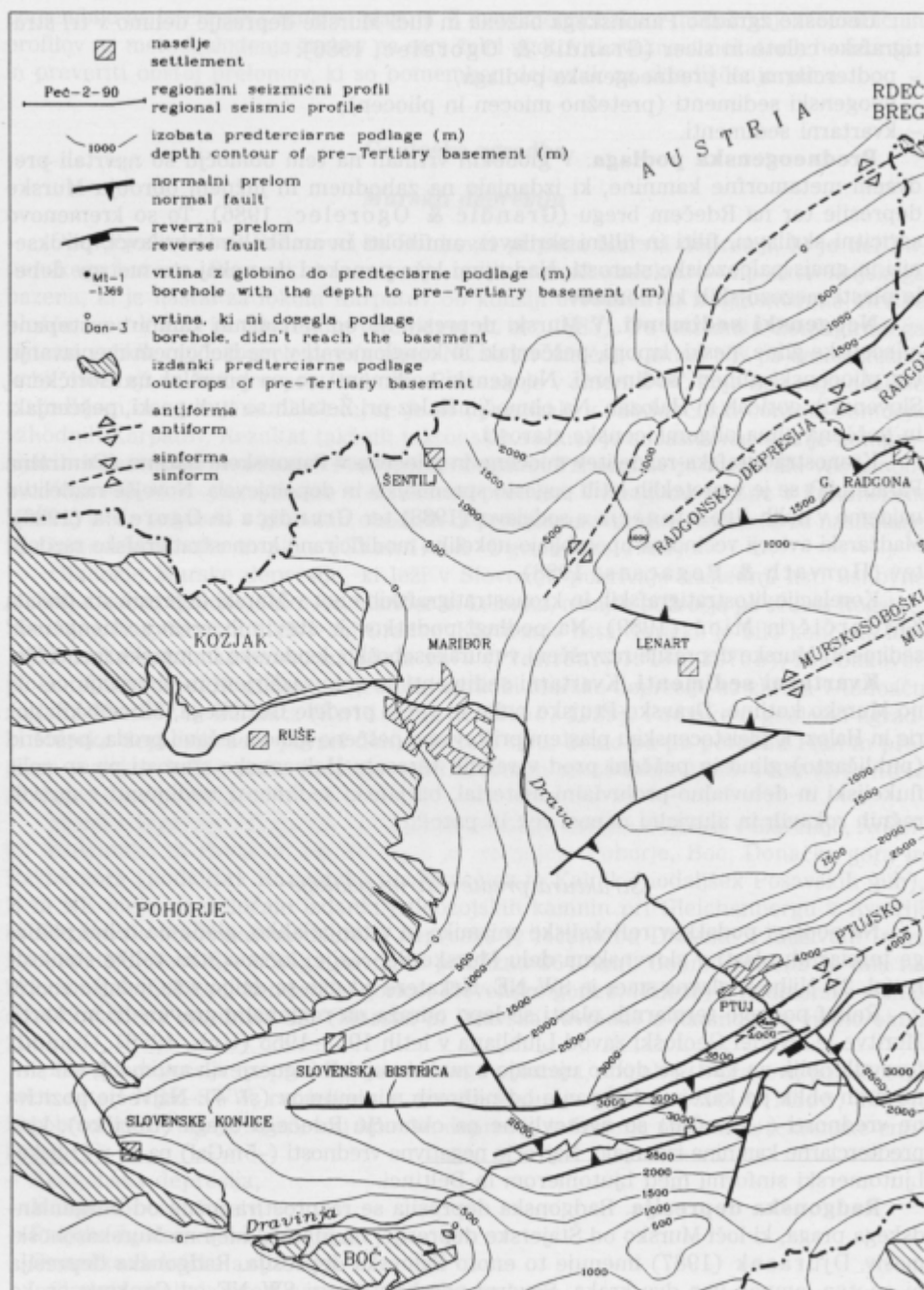
Kvartarni sedimenti. Kvartarni sedimenti so zelo razširjeni in pokrivajo celotno Mursko kotlino, Dravsko-Ptujsko polje in večje predele Goriškega, Slovenskih goric in Haloz. K pleistocenskim plastem prištevamo peščeno glino z lečami proda, peščeno (puhličasto) glino in peščeni prod v rečnih terasah. Holocenske starosti pa so soli-flukcijski in deluvialno-proluvialni material, barjanski sedimenti, sedimenti v mrtvih rečnih rokavih in aluvialni nanosi rek in potokov.

Struktura predterciarne podlage

Na podlagi podatkov refleksijske seizmike in vrtanja lahko, glede na relief podlage terciarnih plasti v slovenskem delu Murske depresije, ločimo štiri velike strukture (sl. 3). Njihova glavna smer je SW–NE. Nekatere od njih se delijo v še manjše enote.

Relief podlage terciarnih plasti se lepo odraža na regionalni gravimetrični karti. Meritve je izvedel Geološki zavod Ljubljana v letih 1952–1955 (Urš, 1956). Osi anti-formnih oblik na karti se dobro ujemajo z maksimumi Bouguerjevih anomalij, osi sin-formnih oblik pa kažejo odstopanje od njihovih minimumov (sl. 4). Največje pozitivne vrednosti (+46 mGal) so ugotovljene na območju Rdečega brega (Goričko), kjer predterciarne kamnine izdajajo. Največje negativne vrednosti (–5 mGal) pa so v Ptujsko-Ljutomerski sinformi med Ljutomerom in Beltinci.

Radgonska depresija. Radgonska depresija se razprostira južno od burgenlandskega praga, ki loči Mursko od Štajerske depresije, na jugu pa meji na Murskosoboški masiv. Djurasek (1987) imenuje to enoto Šalovska depresija. Radgonska depresija ni enotna, ampak ima dva kraka. Severni poteka v smeri SW–NE od Cankove preko Mačkovcev proti Dolencem na madžarski meji. Podlaga terciarja tone v smeri od SW proti NE in leži v globini od 1700 m pri Cankovi do 4500 m pri Dolencih. Po doslej



Sl. 3. Strukturna karta podlage terciarja v Murski depresiji (dopolnjeno po Djurasku, 1988 ter Grandiću & Ogorelcu, 1986). Označeno je območje, zajeto pri modeliranju seizmičnih podatkov (8 x 8 km) in situacija treh regionalnih seizmičnih profilov

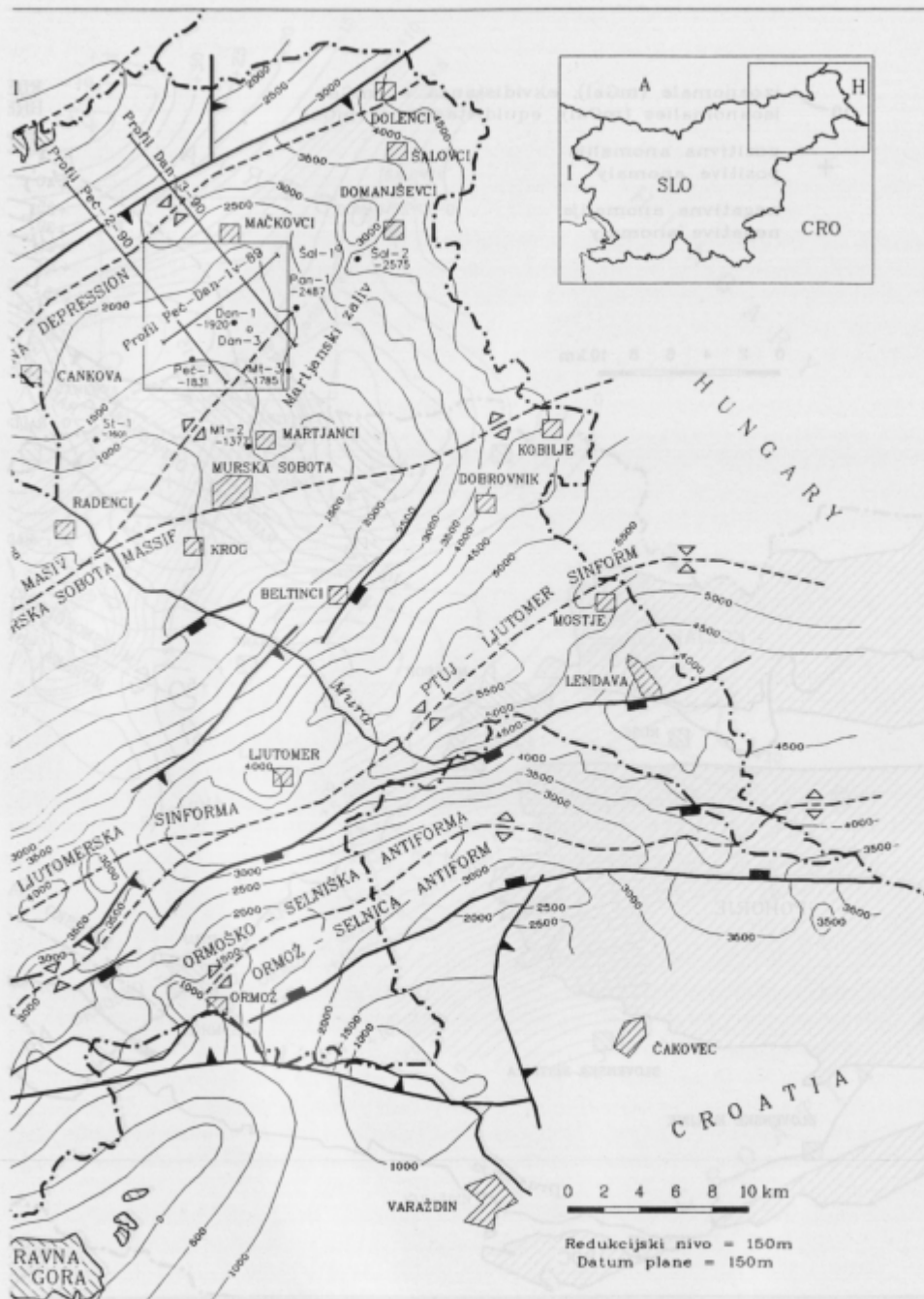
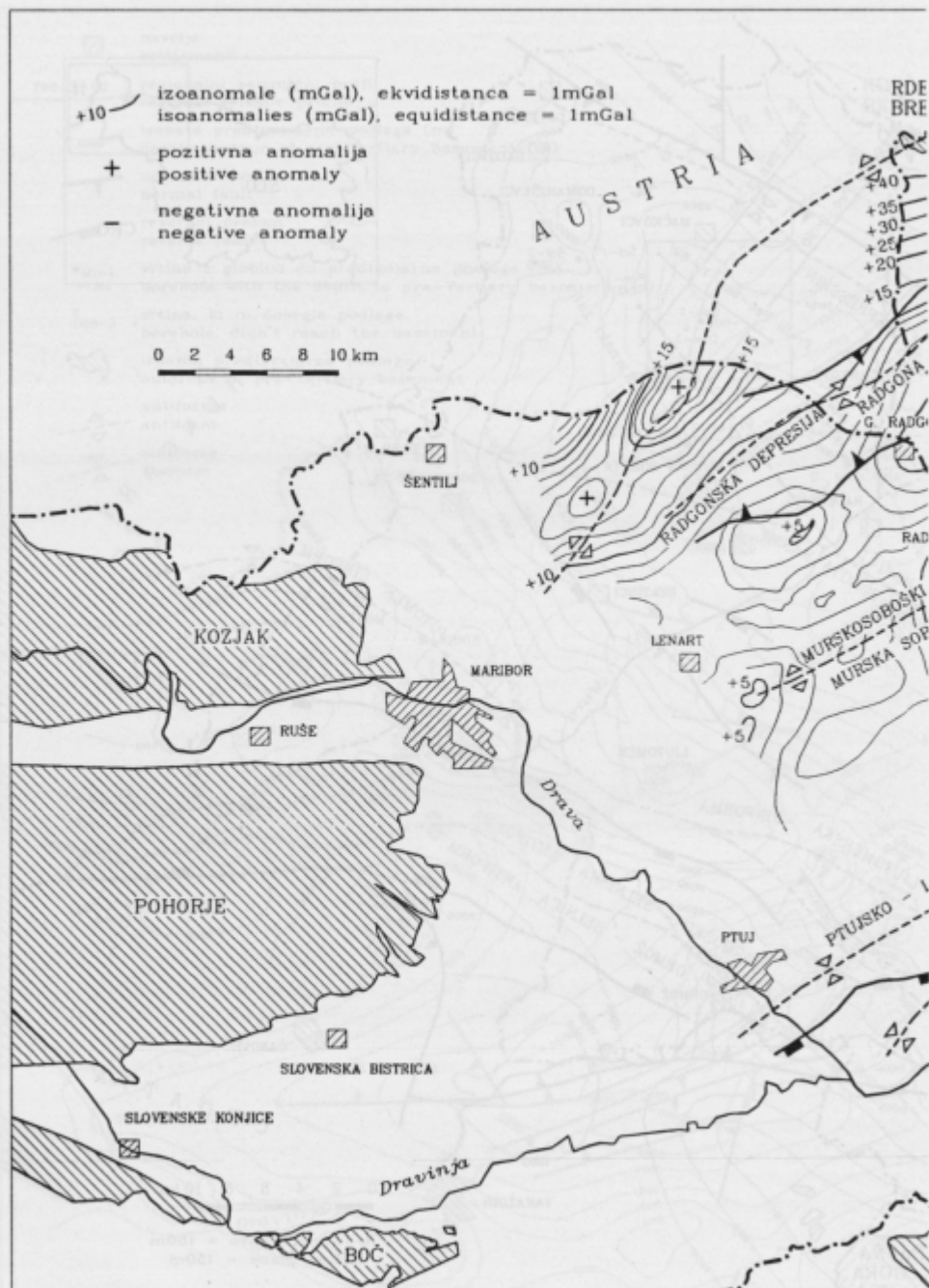


Fig. 3. Structural map of the pre-Tertiary basement in the Mura Depression (modified after Djurasek, 1988 and Grandić & Ogorelec, 1986). The area included in the modelling of the seismic data is shown (8 × 8 km), and the position of three regional profiles



Sl. 4. Karta Bouguerjevih anomalij v Murski depresiji (po Urhu, 1956). Označeno je območje
 detajlnih gravimetričnih raziskav (pravokotnik) in območje, zajeto pri modeliranju
 seizmičnih podatkov (kvadrat)

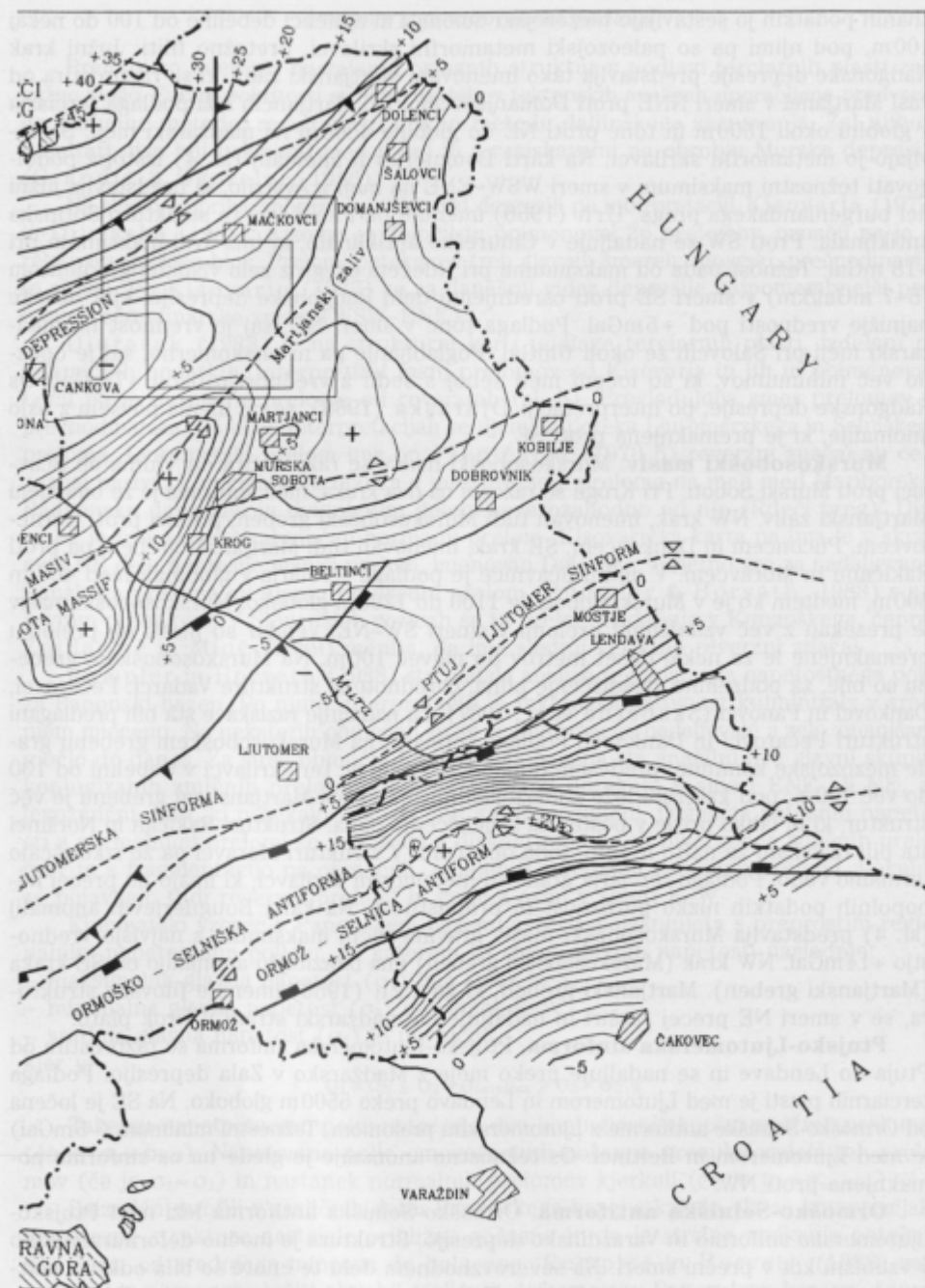


Fig. 4. Map of Bouguer anomalies in the Mura Depression (after Urh, 1956). The location of detailed gravity investigations is shown (area enclosed by a rectangle), and area included in modelling of the seismic data (area enclosed by a square)

znanih podatkih jo sestavljajo mezozojski dolomiti in apnenci debeline od 100 do nekaj 100m, pod njimi pa so paleozojski metamorfni skrilavci, pretežno filiti. Južni krak Radgonske depresije predstavlja tako imenovani Martjanski zaliv, ki se razprostira od vasi Martjanci v smeri NNE proti Domanjševcem. Pri Martjancih leži podlaga terciarja v globini okoli 1500m in tone proti NE do globine 4000m na madžarski meji. Sestavljajo jo metamorfni skrilavci. Na karti Bouguerjevih anomalij (sl. 4) izstopa podolgovati težnostni maksimum v smeri WSW-ENE na meji z Avstrijo, ki predstavlja južni del burgenlandskega praga. Urh (1956) imenuje po Pleničarju to strukturo Sotinska antiklinala. Proti SW se nadaljuje v Cmureško antiklinalo, ki ima svoj maksimum pri +18 mGal. Težnost pada od maksimuma pri Rdečem bregu z zelo visokim gradientom (5-7 mGal/km) v smeri SE proti osrednjemu delu Radgonske depresije, kjer doseže najnižje vrednosti pod +5mGal. Podlaga tone v smeri NE, saj je vrednost na madžarski meji pri Šalovcih že okoli 0mGal. Poglobljanje pa ni enakomerno, saj je opazno več minimumov, ki so ločeni med seboj s sedli z vrednostjo okoli +7mGal. Os Radgonske depresije, po interpretaciji Djuraska (1988), se ne ujema povsem z osjo anomalije, ki je premaknjena proti SE.

Murskosoboški masiv. Murskosoboški masiv se razprostira od Vidma ob Ščavnici proti Murski Soboti. Pri Krogu se razcepi na dva kraka, med katerima je že omenjeni Martjanski zaliv. NW krak, imenovan tudi Murskosoboški greben, poteka proti Černevcem, Puconcem in Dankovcem, SE krak, imenovan tudi Martjanski greben, pa proti Rakičanu in Moravcem. V dolini Ščavnice je podlaga terciarja v globinah med 400 in 500m, medtem ko je v Murski Soboti že 1100 do 1200m globoko. Murskosoboški masiv je presekan z več vzdolžnimi prelomi v smeri SW-NE, vendar so plasti ob prelomu premaknjene le za nekaj deset metrov do največ 100m. Na Murskosoboškem grebenu so bile, za podzemno skladiščenje plina, ovrednotene strukture Vadarci, Pečarovci, Dankovci in Panovci (Skaberne et al., 1987). Za nadaljnje raziskave sta bili predlagani strukturi Pečarovci in Dankovci. Podlago terciarja na Murskosoboškem grebenu grade mezozojske kamnine, predvsem dolomit in apnenec ter skrilavci v debelini od 100 do več 100m, pod katerimi leže paleozojski filiti. Tudi na Martjanskem grebenu je več struktur, ki bi lahko prišle v poštev za skladiščenje plina. Strukturi Rakičan in Noršinci sta bili raziskani za nafto in plin, toda opuščeni. V strukturi Moravci pa že izkoriščajo termalno vodo. Podlago terciarja grade tu metamorfni skrilavci, ki imajo po precej nepopolnih podatkih nizko poroznost in prepustnost. Na karti Bouguerjevih anomalij (sl. 4) predstavlja Murskosoboški masiv gravimetrični maksimum z najvišjo vrednostjo +14mGal. NW krak (Murskosoboški greben) ima izrazitejšo anomalijo od SE kraka (Martjanski greben). Martjanski greben, ki ga Urh (1956) imenuje filovska struktura, se v smeri NE precej razširi in nadaljuje na madžarski strani v širok plato.

Ptujsko-Ljutomerska sinforma. Ptujsko-Ljutomerska sinforma se razprostira od Ptuja do Lendave in se nadaljuje preko meje z Madžarsko v Zala depresijo. Podlaga terciarnih plasti je med Ljutomerom in Lendavo preko 5500m globoko. Na SE je ločena od Ormoško-Selniške antiforme z Ljutomerskim prelomom. Težnostni minimum (-5mGal) je med Ljutomerom in Beltinci. Os težnostne anomalije je glede na os sinforme pomaknjena proti NW.

Ormoško-Selniška antiforma. Ormoško-Selniška antiforma leži med Ptujsko-Ljutomersko sinformo in Varaždinsko depresijo. Struktura je močno deformirana tako v vzdolžni kot v prečni smeri. Na severovzhodnem delu te enote so bila odkrita nafta in plinska polja Petišovci in Dolina. Težnostni maksimum v Ormoško-Selniški antiformi doseže vrednost +20mGal. Gravimetrični podatki kažejo, da je severno krilo antiforme bolj strmo od južnega.

Prelomi v predterciarni podlagi

Prelomi so imeli pri nastajanju opisanih struktur v podlagi terciarnih plasti zelo važno vlogo. Zaradi pokritosti struktur so bile v tektonskih analizah uporabljene predvsem geofizikalne metode, rezultati vrtnanja in metode daljinskega zaznavanja. Žal njihovi rezultati niso bili usklajeni med seboj in z raziskavami na obrobju Murske depresije (Grandić & Ogorelec, 1986).

Na sliki 5 so prikazani prelomi v Murski depresiji po interpretaciji Kisovarja (1977) in Djuraska (1988). Kisovar je določil in poimenoval 26 prelomov, označil pa je le relativno spušen blok. Prelomi potekajo v treh glavnih smereh: dinarski, prečnodinarski in alpski. Po Kisovarju (1977) so za današnji videz depresije najpomembnejši prelomi prečnodinarske smeri (WSW–ENE).

Djurasek (1988) je na strukturni karti podlage terciarnih plasti, izdelani po seizmičnih podatkih, interpretiral manj prelomov od Kisovarja in jih ni poimenoval. Ločil pa je normalne prelome od reverznih (sl. 5). Prevladujoča smer prelomov je prečnodinarska. Po obeh interpretacijah se ujemata poteka Ljutomerskega in Selniškega preloma. Ljutomerski prelom ima po Pleničarju (1970 b) reverzni značaj ali celo značaj nariva. Pomembna je razlika v interpretaciji preloma na meji med Mariborsko-Radgonsko depresijo in dvignjenim delom severozahodno od nje (Rdeči breg). Djurasek je tu interpretiral močan normalni prelom. Kisovarjeva karta pa ima le v skrajnem NE delu depresije manjši prelom, imenovan Dolenški. Verjetno gre za nadaljevanje Rabskega preloma ali njemu vzporedni prelom (Rumpler & Horvath, 1988) s poševnim premikom. V Slovenskih goricah se ta prelom nadaljuje v Kungoškega, čeprav Žnidarčič in Mioč (1989) menita, da ima slednji verjetno reverzni značaj.

Rumpler in Horvath (1988) sta podala analizo regionalnega napetostnega polja za Panonski bazen. Po njuni interpretaciji je tektonska aktivnost kulminirala v srednjem miocenu. Na nekaterih območjih so se te deformacije nadaljevale z zelo zmanjšano močjo do danes. Za širše območje Panonskega bazena sta značilni dve glavni skupini konjugiranih zmičnih prelomov. Vsi prelomi, ki potekajo v smeri ENE ali NE, so levozmični, tisti, ki potekajo v smeri NW, so desnozmični. Območja nateznih napetosti z normalnimi prelomi so povezana z diskontinuiteto ali divergenco zmičnih prelomov in s fragmentacijo na območjih, omejenih z velikimi zmičnimi prelomi. Lokalno se pojavljajo tudi reverzni prelomi in gube z osmi v smeri E–W.

Kinematski vzorec v Panonskem bazenu avtorja pojasnjujeta s preprostim regionalnim napetostnim poljem, po katerem so smeri glavnih napetosti naslednje:

- maksimalna glavna napetost (σ_1) ima smer N–S,
 - minimalna glavna napetost (σ_3) ima smer E–W,
 - srednja glavna napetost (σ_2) je navpična,
- kjer je

$$\sigma_1 = \sigma_{N-S} \quad \sigma_2 = \sigma_{\text{navpična}} > \sigma_3 = \sigma_{E-W}$$

Takemu napetostnemu polju ustrežata dve konjugirani skupini zmičnih prelomov (če je $\sigma_1 = \sigma_{N-S}$). Napetostno polje omogoča tudi poševne premike vzdolž teh prelomov (če je $\sigma_1 \approx \sigma_2$) in nastanek normalnih prelomov kjerkoli (če je $\sigma_1 = \sigma_{\text{navpična}}$).

Seizmični profili v različnih delih Panonskega bazena kažejo, da so kompresijske in natezne strukture nastajale približno sočasno in da je strižno zmikanje potekalo dlje časa, od srednjega miocena do holocena. Rumpler in Horvath (1988) zato menita, da ni mogoče ločiti obdobja različnih deformacij v Panonskem bazenu, čeprav se je napetostno polje s časom lahko spreminjalo, vendar so bile prostorske spremembe pomembnejše.

Strukturi Pečarovci in Dankovci

Območje, veliko 8 × 8 km, ki je bilo vključeno v modeliranje seizmičnih podatkov za podzemno skladiščenje plina, je na tematskih kartah Murske depresije označeno s kvadratom (sl. 3, 4 in 5). Leži na Murskosoboškem grebenu, ki je del Murskosoboškega masiva, s svojim NW delom pa sega v SE pobočje Radgonske depresije. Geografsko pripada večina območja Goričkemu, južni del pa Murski kotlini. Površinske plasti na Goričkem so zgrajene iz pliocenskih kamnin, predvsem peskov, prod, glin in lapornatih glin, v Murski kotlini in dolinah Mačkovskega in Bodonskega potoka pa iz kvartarnih naplavin.

Globinska geološka zgradba je znana iz štirih vrtin. Tri od njih (Peč-1, Dan-1 in Mt-3) so dosegle predterciarno podlago, vrtina Dan-3 pa se konča znotraj terciarnih plasti. Podlaga tone od globine okoli 1400 m na južnem delu do 2500 m na severnem delu. V območju Murskosoboškega masiva in Radgonske depresije je zgrajena večinoma iz metamorfnih kamnin, in sicer kremenovo-sericitnih ter filitnih skrilavcev, grafitnih skrilavcev in gnajsa. V štirih vrtinah (St-1, Dan-1, Peč-1 in Pan-1) ležijo nad metamorfnimi kamninami apnenci in dolomiti, ki nastopajo sami ali pa se menjavajo s tufi in muljevci (Skaberne, 1992). Karbonatne kamnine, predvsem dolomit, so ponekod močno razpokane, tako da imajo brečast videz in prehajajo v tektonsko brečo. V smeri proti SE se karbonatni paket izklinja, medtem ko v smeri NW njegovo nadaljevanje ni znano. Po navedbah Pandžića (cf. Grandić & Ogorelec, 1986) so karbonatne kamnine v vrtinah St-1 in Dan-1 zgornjekredne, senonske starosti. Enako stare so tudi kamnine v vrtini Peč-1 (Skaberne, 1992).

Terciar je zastopan s klastičnimi laporastimi in peščenimi sedimenti badenijske, sarmatijske, panonijske in pontijske starosti. Največjo debelino imajo badenijske in sarmatijske plasti. Petrofizikalne analize kamnin iz globokih vrtin (Dan-1, St-1, Pan-1, Mt-3) so pokazale, da so kolektorske kamnine (peščenjaki in konglomerati) tu in tam zelo dobro razvite. Krovne plasti z dobrimi tesnilnimi lastnostmi predstavljajo laporji in meljasti laporji badenija, sarmatija in spodnjega panonija, medtem ko plasti zgornjega panonija in pontija slabše tesnijo (Kranjc et al., 1990).

Karbonatno kolektorsko plast v predterciarni podlagi prekrivajo v območju vrtine Dan-1 drobnnozrnate klastične kamnine, odložene v mirnem okolju, ki izklinjajo proti SW. Na njih leže kremenove breče ali konglomerati, debeli okoli 50 m, ki v območju vrtine Peč-1 nalegajo neposredno na podlago. Te debelozrnate kamnine predstavljajo verjetno sedimente vršajev vodnih tokov s prevladujočim talnim načinom transporta materiala (Skaberne, 1992) in ne predstavljajo tesnilnih plasti za kolektor pod njimi. Nad njimi leže kamnine, ki so se sedimentirale v relativno mirnem okolju. Gre za menjavanje meljastega laporja in tankih plasti drobnnozrnatega peščenjaka. Plasti imajo dobre tesnilne lastnosti in zaradi svoje debeline (več 100 m do meje med badenijem in sarmatijem) predstavljajo dobro tesnenje karbonatnega kolektorja.

Skaberne (1992) je interpretiral mejo med badenijem in sarmatijem (horizont KB) kot kotno erozijsko diskordanco, vendar meni, da nedvoumna opredelitev na sedanji stopnji raziskav še ni mogoča. Kotni erozijski diskordanci je sledila transgresija, v kateri so se odložili peščeni, ponekod prodnati in deloma muljasti sedimenti. Na njih leže sedimenti prehodnih okolij, v katerih se menjavajo energetska nizka (drobnnozrnati sedimenti) in energetska visoka okolja (peščenjaki).

Na obravnavanem območju ni večjih regionalnih prelomov. Na strukturnih kartah horizontov Pt (podlaga terciarja) in KB je sicer interpretiranih več prelomov, ob katerih pa je prišlo le do manjših premikov in so lokalnega značaja. Sicer pa so tektonske razmere na širšem območju Murske depresije še dokaj slabo pojasnjene.

Tabela 1. Podatki o seizmičnih profilih na območju struktur Pečarovci in Dankovci

Table 1. The seismic profiles recorded at the Pečarovci and Dankovci structures

Ime profila Name of the profile	Smer profila Direction of the profile	Dolžina profila Length (m)	Dolžina na območju Length in area 8 x 8 km (m)	Seizmični vir Seismic source	Razdalja med geofoni Dist. between geophones (m)	Prekrivanje Coverage	Razvrstitev Layout	Obdelava Processing
Peč-Dan-1v-89	SW-NE	7920	7920	Vibroseis	30	24	Split	INA
Dan-1v-89	NW-SE	6000	6000	Vibroseis	30	24	Split	INA
Peč-1v-89	N-S	5820	5820	Vibroseis	30	24	Split	INA
Dan-1-87	SW-NE	6800	6800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-1-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-2-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-3-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-Dan-1-90	SW-NE	7560	2800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-Dan-2-90	SW-NE	12280	6800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-Dan-3-90	SW-NE	10080	7600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-2-90	NE-SW	6040	3600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-3-90	NE-SW	16360	5600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-4-90	NE-SW	8040	6800	Primacord	40	30	End	WG
Dan-5-90	NE-SW	15760	7200	Primacord	40	30	End	WG
Peč-2-90	NE-SW	16880	4400	Primacord	40	30	End	WG
Peč-3-90	NE-SW	6000	4800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-4-90	NE-SW	16880	3200	Primacord	40	30	End	WG

Σ 156 820 m 93 740 m

nabojem (Geoflex in Primacord), seizmografom Texas Instruments DFS IV in nedeljeno razvrstitvijo geofonov (end offset). Trije profili so bili posneti z vibratorskim virom valovanja (Vibroseis), deljeno (split) razvrstitvijo geofonov in seizmografom Texas Instruments DFS V. Prekrivanje podatkov je bilo 24- ali 30-kratno. Pri meritvah so bile uporabljene linijske geofonske figure s 24 geofoni tipa SM-4/UB (Sensor), z lastno frekvenco 10Hz.

Na območju struktur Pečarovci in Dankovci so bile do sedaj izvrtane tri globoke vrtnine: Dan-1, Dan-3 in Peč-1. Osnovni podatki o vrtninah so zbrani v tabeli 2. V vrtninah Dan-3 (Božović et al., 1991) in Peč-1 (Božović & Matoz, 1991) so bile izvedene kompletne karotažne meritve, vključno z akustično karotažo, medtem ko so bile v vrtnini Dan-1 opravljene le elektrokarotažne meritve (lastni potencial in normalna upornostna karotaža). V vrtninah Dan-3 in Peč-1 so izvedli tudi meritve seizmičnih hitrosti v vrtnini in jedrovali več odsekov.

Tabela 2. Podatki o vrtinah na območju Pečarovci-Dankovci

Table 2. Boreholes drilled in the area of Pečarovci-Dankovci

Vrtina Borehole	Leto izdelave Year of drilling	Namen vrtanja Scope of drilling	Nadmorska višina Above sea level	Končna globina Final depth	Globina do Pt Depth to Pt		Globina do KB Depth to KB	
					Od ustja From surf.	Od DP From DP	Od ustja From surf.	Od DP From DP
Dan-1	1979	naftna	255 m	2350 m	2021 m	1916 m	*1300 m	*1195 m
Dan-3	1990	skladiščenje plina	233,8 m	1400 m	—	—	1324 m	1166 m
Peč-1	1991	skladiščenje plina	308,2 m	2001,4 m	1915 m	1831 m	1245 m	1161 m

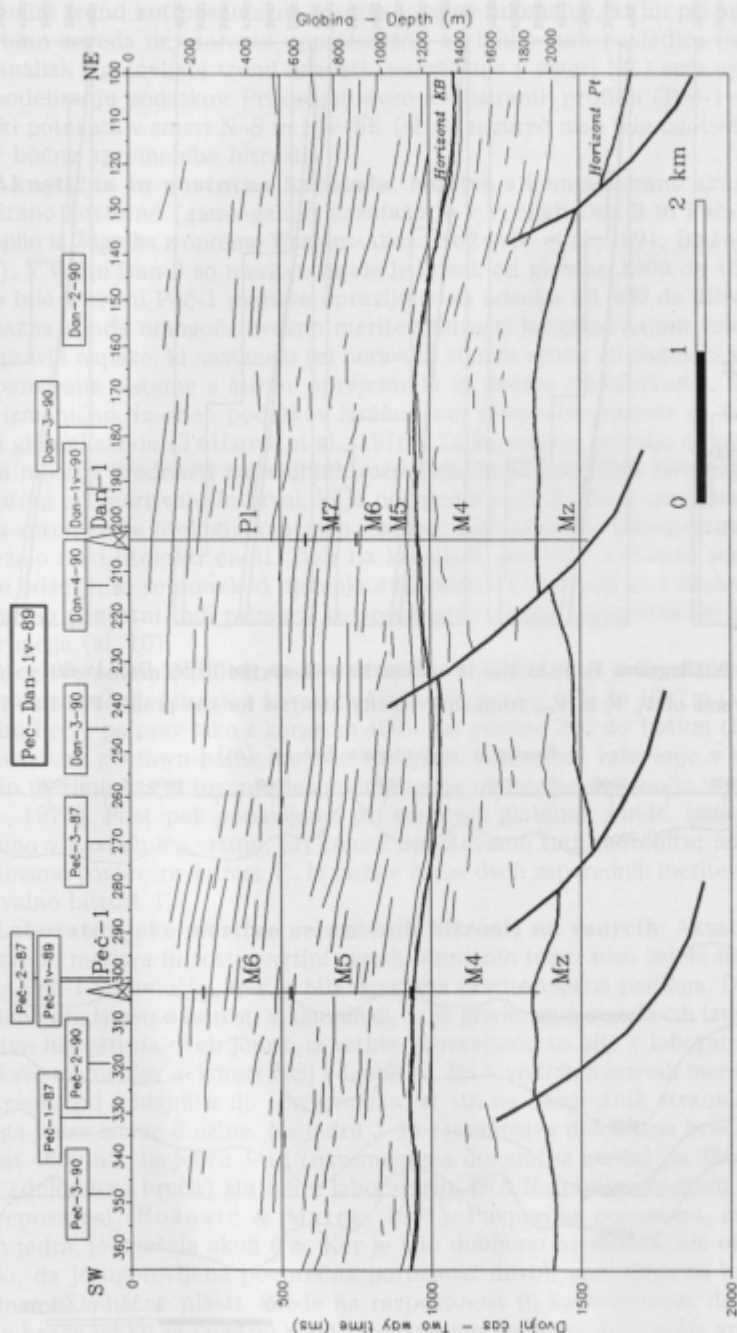
Seizmične hitrosti in gostota

Na obravnavanem območju smo razpolagali s štirimi vrstami podatkov o seizmičnih hitrostih. To so:

1. analiza hitrosti iz refleksijskih seizmičnih profilov,
2. akustična karotaža (sonic log) v vrtinah Dan-3 in Peč-1,
3. meritve seizmičnih hitrosti v vrtinah Dan-3 in Peč-1,
4. laboratorijske meritve seizmičnih hitrosti na dveh jedrih iz najglobjega dela vrtine Peč-1.

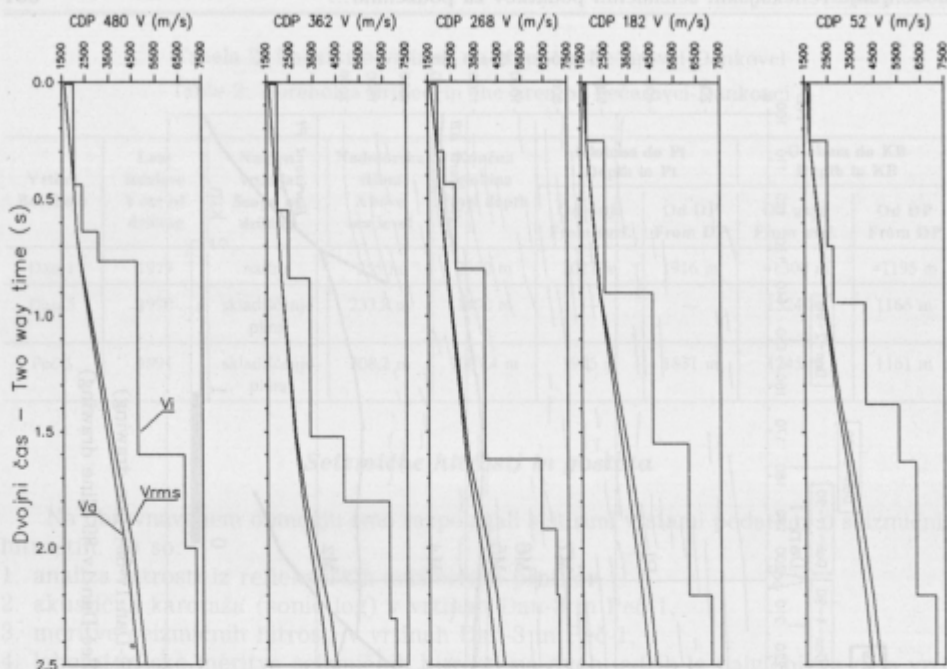
Cilj kompilacije različnih vrst podatkov je bila hitrostna funkcija, ki bi bila uporabljena za spremembo časa v globino ter pri seizmičnem modeliranju. Želeli smo tudi ugotoviti, kako se bočno spreminjajo hitrosti, kajti le ob majhnih spremembah je mogoče za celotno območje uporabiti enotno hitrostno funkcijo. Podatke o gostoti kamnin smo dobili iz kompenzirane gostotne karotaže.

Analiza hitrosti iz seizmičnih podatkov. Refleksijska seizmična metoda skupne sredinske točke (CMP-common midpoint) omogoča pridobitev hitrostnih podatkov z metodami analize hitrosti (Yilmaz, 1987). Ti podatki se uporabijo pri NMO (normal moveout) korekciji, migraciji in spremembi časa v globino. Hitrost, dobljena s tako analizo, je »stacking« hitrost V_s . Da lahko primerjamo hitrosti iz hitrostne analize s hitrostmi, dobljenimi z meritvami v vrtini, moramo preračunati V_s v povprečno hitrost V_a . V seizmiki privzemamo, da je V_s enaka hitrosti srednjih kvadratnih vrednosti V_{rms} (root mean square), iz katere izračunamo intervalne hitrosti V_i po Dixovi enačbi (Dix, 1955), iz njih pa povprečno hitrost V_a . Analiza hitrosti iz seizmičnih podatkov je predstavljena na primeru seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89, ki poteka v smeri SW-NE preko struktur Pečarovci in Dankovci (sl. 7). Ker je iz številčnih vrednosti ali diagramov (sl. 8) intervalnih (V_i) in povprečnih hitrosti (V_a) ter hitrosti srednjih kvadratnih vrednosti (V_{rms}) težko ugotavljati morebitne bočne spremembe, sem grafično obdelal rezultate hitrostnih analiz, pri čemer sem izdelal diagram izolinij enakih intervalnih hitrosti z ekvidistanco 1000 m/s (sl. 9). Osnova za izris izolinij so točke z vrednostjo intervalne hitrosti V_i , postavljene v sredino posameznega intervala. Ker intervali niso enako široki, je to precejšen približek, ki lahko služi le za orientacijsko ugotovitev trenda bočnega spreminjanja hitrosti. Izolinije ne kažejo večjih bočnih sprememb hitrosti do približno 1,0 s dvojnega časa (izolinija 3000 m/s). Globlje, tja do 1,4 s dvojnega časa, kar ustreza globini do predterciarne podlage pa je opazna tendenca naraščanja hitrosti v smeri proti NE (izolinija 4000 m/s). Pri tem je pomembnejši



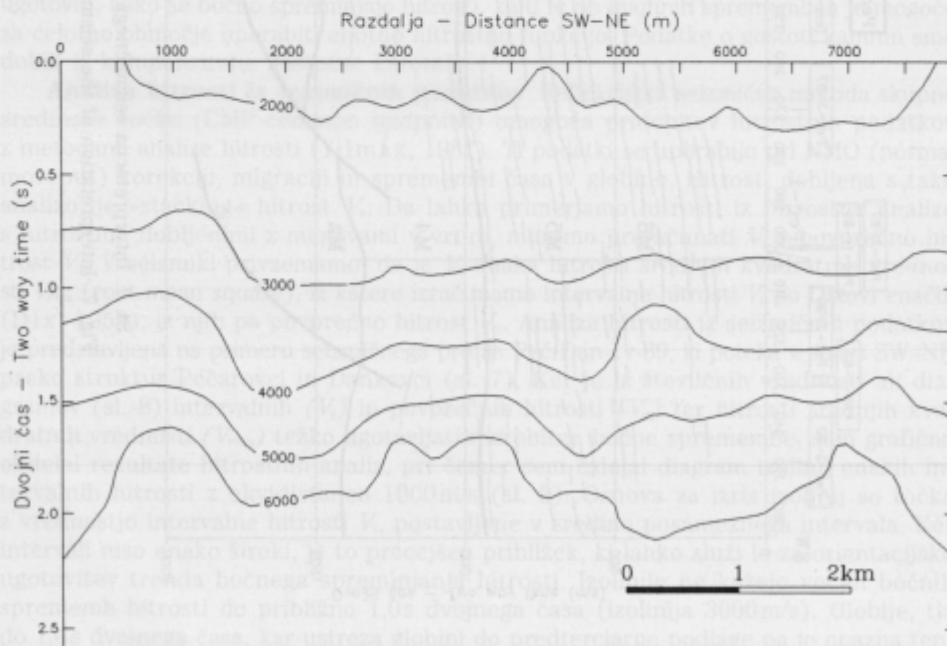
Sl. 7. Interpretacija seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 (line drawing)

Fig. 7. Interpretation of the seismic profile Peč-Dan-1v-89 (line drawing)



Sl. 8. Diagrami V_i , V_g in V_{rms} iz analize hitrosti za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 8. Diagrams of V_i , V_g in V_{rms} from the velocity analysis for the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 9. Izolinije enakih intervalnih hitrosti (v m/s) za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 9. Isolines of equal interval velocity (in m/s) for the profile Peč-Dan-1v-89

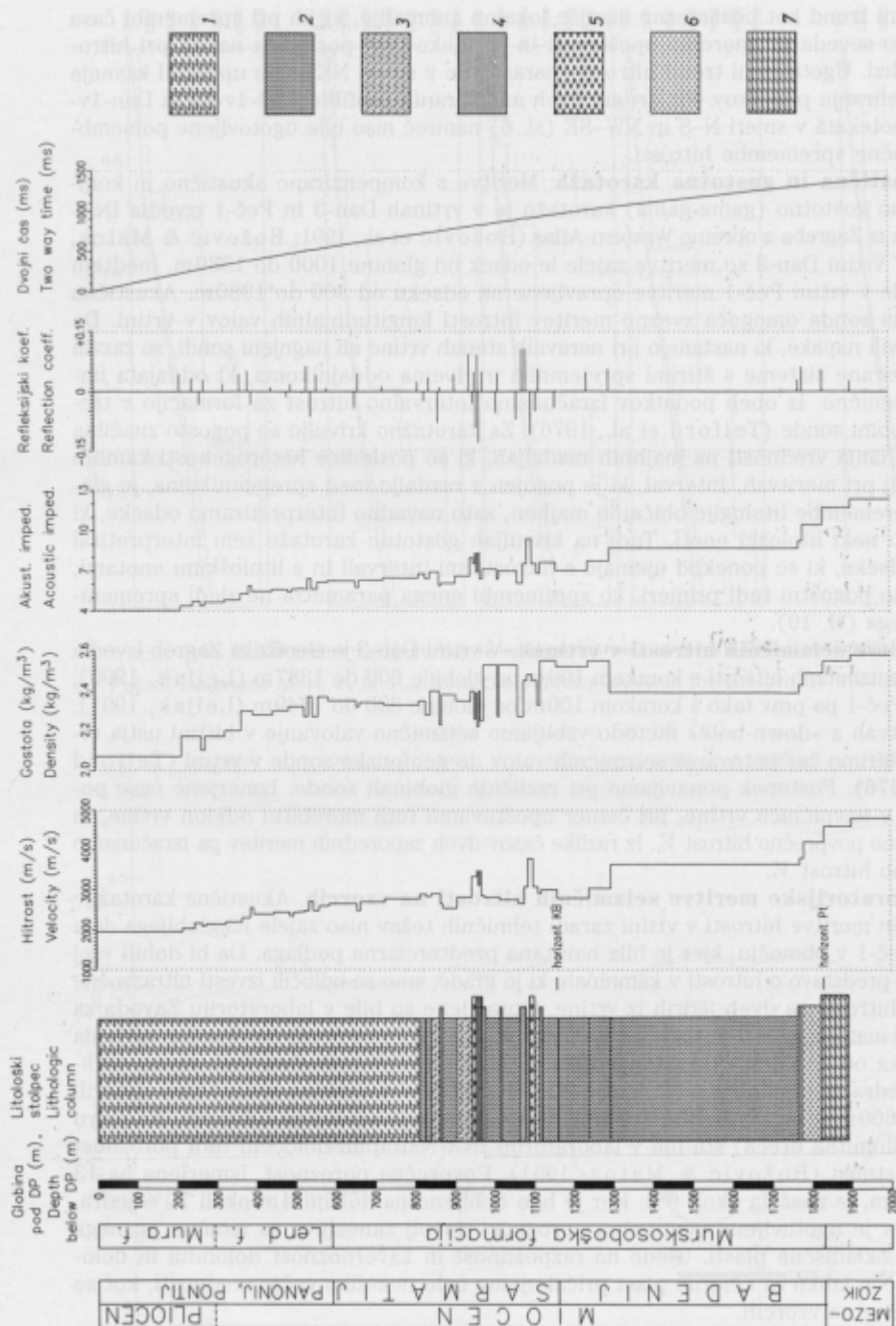
regionalni trend kot posamezne manjše lokalne anomalije, ki jih pri spremembi časa v globino seveda ne moremo upoštevati in so lahko tudi posledica napak pri hitrostni analizi. Ugotovljeni trend hitrosti (naraščanje v smeri NE) sem uporabil kasneje pri modeliranju podatkov. Pri drugih dveh analiziranih profilih (Peč-1v-89 in Dan-1v-89), ki potekata v smeri N-S in NW-SE (sl. 6) namreč niso bile ugotovljene pomembnejše bočne spremembe hitrosti.

Akustična in gostotna karotaža. Meritve s kompenzirano akustično in kompenzirano gostotno (gama-gama) karotažo je v vrtinah Dan-3 in Peč-1 izvedla INA-Naftaplin iz Zagreba z opremo Western-Atlas (Božović et al., 1991; Božović & Matoz, 1991). V vrtini Dan-3 so meritve zajele le odsek od globine 1000 do 1380m, medtem ko so bile v vrtini Peč-1 meritve opravljene na odseku od 300 do 1380m. Akustična karotažna sonda omogoča zvezno meritev hitrosti longitudinalnih valov v vrtini. Da bi odpravili napake, ki nastanejo pri neravnih stenah vrtine ali nagnjeni sondi, so razvili kompenzirane sisteme s štirimi sprejemniki in dvema oddajnikoma, ki oddajata impulz izmenično. Iz obeh podatkov izračunamo intervalno hitrost za formacijo v trenutni globini sonde (Telford et al., 1976). Za karotažno krivuljo so pogosto značilna velika nihanja vrednosti na majhnih razdaljah, ki so posledice heterogenosti kamnin in motenj pri meritvah. Interval, ki je pogojen z razdaljo med sprejemnikoma, je glede na spremembe litologije običajno majhen, zato navadno interpretiramo odseke, ki ustrezajo neki litološki enoti. Tudi na krivuljah gostotne karotaže sem interpretiral daljše odseke, ki se ponekod ujemajo s hitrostnimi intervali in z litološkimi enotami, vendar so pogostni tudi primeri, ko spremembi enega parametra ne sledi sprememba drugega (sl. 10).

Meritve seizmičnih hitrosti v vrtinah. V vrtini Dan-3 je Geofizika Zagreb izvedla meritve seizmičnih hitrosti s korakom 100m od globine 600 do 1387m (Leljak, 1990), v vrtini Peč-1 pa prav tako s korakom 100m od globine 300 do 1649m (Leljak, 1991). Pri meritvah z »down-hole« metodo vzbujamo seizmično valovanje v bližini ustja vrtine in merimo čas potovanja seizmičnih valov do geofonske sonde v vrtini (Telford et al., 1976). Postopek ponavljamo pri različnih globinah sonde. Izmerjene čase popravimo v navpično vrtine, pri čemer upoštevamo tudi morebitni odklon vrtine, in izračunamo povprečno hitrost V_0 . Iz razlike časov dveh zaporednih meritev pa izračunamo intervalno hitrost V_i .

Laboratorijske meritve seizmičnih hitrosti na vzorcih. Akustične karotažne meritve in meritve hitrosti v vrtini zaradi tehničnih težav niso zajele najglobljega dela vrtine Peč-1 v območju, kjer je bila navrtana predterciarna podlaga. Da bi dobili vsaj približno predstav o hitrosti v kamninah, ki jo grade, smo se odločili izvesti ultrazvočne meritve hitrosti na dveh jedrih iz vrtine. Opravljene so bile v laboratoriju Zavoda za raziskavo materialov in konstrukcij v Ljubljani. Pri tovrstnih meritvah merimo čas prehoda ultrazvoka od oddajnika do sprejemnika, ki sta na nasprotnih straneh ravno odrezanega jedra znane dolžine. Na jedru J-11 (temnosiva dolomitna breča) smo izmerili hitrost 4600m/s, na jedru J-12 (okremenjena dolomitna breča) pa 3850m/s. Na jedru J-11 (dolomitna breča) sta bili v laboratoriju INA-Naftaplin določeni tudi poroznost in prepustnost (Božović & Matoz, 1991). Povprečna poroznost, izmerjena na 13 kosih jedra, je znašala okoli 6%. Ker je bilo dobljeno na dolžini 4m okoli 70% jedra, sodijo, da je ugotovljena povprečna poroznost dovolj zanesljiva za izračun pornega volumna skladiščne plasti. Glede na razpokanost in kavernoost dolomita in dolomitne breče lahko za celotno plast pričakujemo celo nekoliko večje vrednosti, kot so ugotovljene na vzorcih.

Na podlagi različnih hitrostnih podatkov sem izdelal enotno hitrostno funkcijo



Sl. 10. Litološki stolpec in diagrami V , ρ , Z , R in dvojni čas za vrtno Peč-1
 1 peščena glina; 2 lapor; 3 peščen lapor; 4 peščenjak; 5 konglomerat; 6 breča; 7 dolomit
 Fig. 10. Lithologic column and V , ρ , Z , R and two way time diagrams for the borehole Peč-1
 1 sandy clay; 2 marl; 3 sandy marl; 4 sandstone; 5 conglomerate; 6 breccia; 7 dolomite

za vrtino Peč-1. Na podlagi akustične in gostotne karotaže ter litološkega stolpca vrtine sem ločil 49 plasti z različnimi fizikalnimi lastnostmi (sl. 10). Osnova za hitrostno funkcijo so bili rezultati akustične karotaže, ki so bili popravljeni z »down-hole« meritvami in navezani na redukcijski nivo. V najglobljem delu vrtine, kjer ni bilo na voljo drugih podatkov, so bili uporabljeni rezultati laboratorijskih meritev na vzorcih in rezultati analiz hitrosti iz seizmičnih podatkov. Hitrostna funkcija, ki je bila uporabljena za spremembo časa v globino, je bila tabelirana v hitrostni zakon, ki povezuje dvojni čas in globino, s korakom 5ms dvojnega časa, prikazana pa je tudi v obliki diagrama (sl. 10).

Strukturno modeliranje

Na refleksijskih profilih, posnetih na območju struktur Pečarovci in Dankovci (sl. 6), sta bila interpretirana dva pomembnejša horizonta. Horizont KB (krovnina bade-nija) predstavlja mejo med badenijem in sarmatijem. Skaberne (1992) jo je interpretiral kot kotno erozijsko diskordanco; nad katero se prične progradirajoče sedimentacijsko zaporedje. Zanj je značilno menjavanje plasti laporja in peščenjaka s tankimi plastmi konglomerata. Horizont Pt (podlaga terciarja) predstavlja mejo med neogen-skimi sedimenti in predterciarno podlago, ki jo na tem območju grade karbonatne kamnine (dolomit).

Že pri prvih ocenah struktur v Murski depresiji (Skaberne et al., 1987) je bilo ocenjeno, da bi bilo mogoče skladiščiti plin v dolomitnem vodonosniku pod horizontom Pt ali pa v poroznih plasteh konglomeratov in peščenjakov, ki leže nad horizontom KB. Takrat so izdelali strukturno-tektonske karte izohron teh dveh horizontov za večji del Murske depresije (Djurasek, 1987). Kasneje so bile, na osnovi novih seizmičnih profilov, te karte na posameznih lokacijah dopolnjene. Na območju struktur Pečarovci in Dankovci je bilo posnetih še 17 novih profilov, kar je omogočilo izdelavo popolno-ma novih, natančnejših strukturnih kart (Djurasek & Bezuh, 1991). Ti profili (tab. 1, sl. 6) v skupni dolžini 157km (94km na območju velikosti 8×8 km) so bili osno-va za računalniško modeliranje. Ker je le šest profilov imelo vrisano interpretacijo, sem pred izdelavo začetnega modela večino profilov ponovno interpretiral. Po 2D seizmičnem modeliranju pa je bila interpretacija nekaterih profilov še popravljena. Računalniški strukturni model horizontov KB in Pt je služil za:

- primerjavo ročno konstruiranih strukturnih kart izohron (Djurasek & Bezuh, 1991) s kartami, izdelanimi s programom za geološko modeliranje,
- spremembo časovnih strukturnih kart v globinske z uporabo bočno spremenljive hitrosti,
- vhodni podatek pri 3D seizmičnem modeliranju.

Strukturne karte časovnih (seizmičnih) in globinskih (geoloških) horizontov sem izdelal s programom Mimic iz programskega paketa Sierra za geološko in seizmično modeliranje (Sierra, 1990a) na delovni postaji Digital VAX station 3100 SPX M38 z operacijskim sistemom VMS 5.3-1 in DEC Windows.

Mimic je program za izdelavo geoloških modelov iz seizmičnih podatkov v dveh ali treh dimenzijah. Omogoča spremembo časovnega modela v globinskega tako pri plasteh konstantne hitrosti kakor pri spremenljivi hitrosti v vertikalni ali horizontalni smeri. Grafični rezultat so karte izolinij (izohron ali izobat), perspektivni pogledi na 3D modele in profili. Globinski model iz programa Mimic predstavlja vhodni po-datek za seizmično modeliranje z metodo sledenja žarkov s paketom Quick.

S programom Mimic lahko zgradimo tridimenzionalno površino z interpolacijo neenakomerno vzorčevanih točk v pravilno mrežo ali s sestavljanjem preprostih geometričnih oblik. V programu Mimic sta na voljo dva interpolacijska algoritma, in sicer:

1. Akima algoritem, ki deluje le na neprekinjenih površinah (brez prelomov),
2. Sierra algoritem, ki deluje tako na neprekinjenih kot na površinah, prekinjenimi s prelomi.

Horizonta KB in Pt sekajo številni prelomi, zato sem pri modeliranju uporabil Sierra algoritem, ki je tudi sicer primernejši za kompleksnejše geološke površine. S tem algoritmom dobimo tudi boljše rezultate, če je vzorčevanje horizonta izrazito neenakomerno, kot je pri seizmičnih profilih, ko imamo podatke le vzdolž ravnih linij. Sierra algoritem izračuna, iz neenakomerno razporejenih podatkov, vrednosti v vozliščnih pravokotne mreže po inverzni interpolacijski metodi. Algoritem izrazi vhodno z vrednost kot linearno kombinacijo z vrednosti sosednjih vozlišč mreže. To je izvedeno z linearno enačbo, ki poveže vhodno z vrednost s 36-imi bližnjimi vozlišči mreže z neznano z vrednostjo. Kadar je znotraj skupine 36-tih točk prelom, točk na drugi strani preloma ne upoštevamo. Vrednosti vozlišč mreže z izračunamo z inverzijo sistema linearnih enačb, ki se oblikuje iz vseh vhodnih digitaliziranih točk. Sierra algoritem izdela najprej zelo približno karto, ki jo potem izboljšuje z vedno natančnejšimi mrežami, dokler ne doseže želenega učinka. Na vsakem nivoju izvede algoritem več iteracij, ki konvergirajo k ustreznemu ujemanju. Relativno glajenje se uporabi na vsakem nivoju za kontrolo stopnje, do katere so vhodne točke uporabljene v izračunu.

Za dosego optimalnega rezultata morajo biti podatki pravilno digitalizirani, kar pomeni, da:

- a) je na območju sprememb strmine digitaliziranih veliko točk,
- b) so strma pobočja digitalizirana vzdolž vpada,
- c) segajo končne točke prelomov preko meja karte,
- d) znotraj normalnih prelomov ni točk kartiranega horizonta.

Pri digitalizaciji horizontov KB in Pt sem lahko upošteval priporočili a) in d), le delno pa priporočili b) in c). Smer digitalizacije je bila omejena s smerjo profilov, prelomi pa so večinoma omejenega obsega in jih ni bilo mogoče ekstrapolirati preko meja karte. Digitalizacija je bila izvedena s programom AutoCAD. Gostota točk je bila v mejah od 15 do 25 točk/km.

Vhodni podatek v program za modeliranje površin je datoteka s 3D koordinatami točk (x , y in z) interpretiranega horizonta, pri čemer predstavlja koordinata z dvojni čas potovanja seizmičnih valov. 2D koordinate vozlišč črtovja, s katerim je na risbi predstavljen seizmični horizont, so bile izločene iz datoteke programa AutoCAD v formatu ASCII. Prva koordinata predstavlja oddaljenost od začetka profila, druga pa dvojni čas. Dvodimenzionalne koordinate sem spremenil v 3D koordinate s pomočjo kratkega programa.

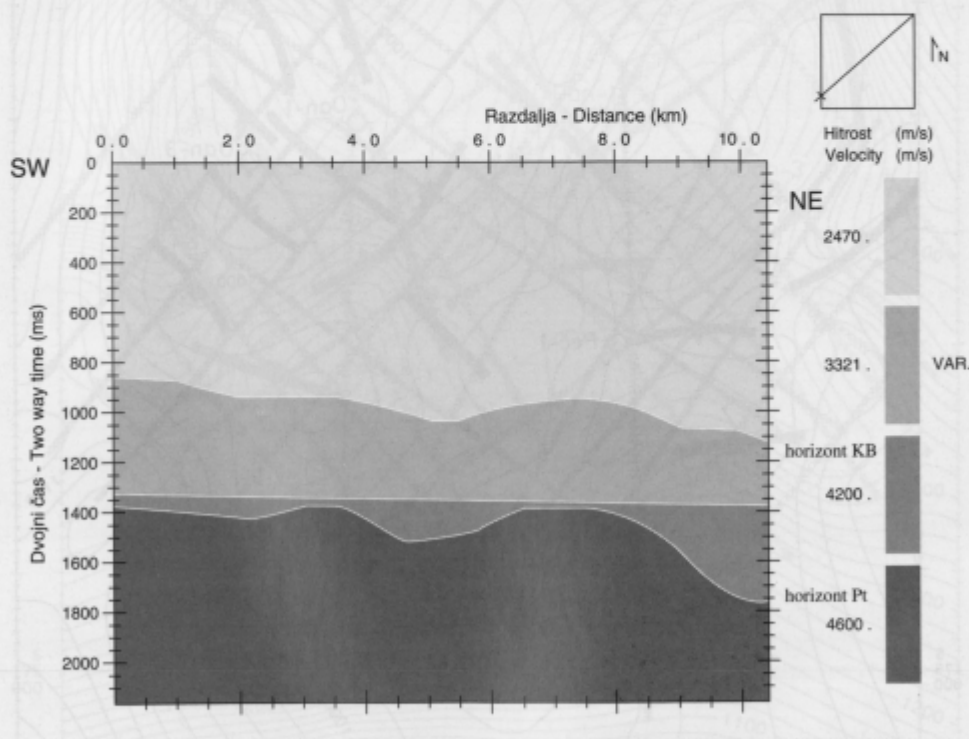
Izdelava modela v programu Mimic poteka po naslednjih stopnjah:

1. izračun posameznih časovnih horizontov modela z algoritmom za izdelavo mreže,
2. izdelava hitrostnih plasti, kjer hitrosti med horizonti niso konstantne,
3. združitev vseh horizontov in hitrostnih plasti v časovni model,
4. sprememba časovnega modela v globinski model,
5. izdelava profilov preko modela.

Pri interpolaciji sem izbral gostoto mreže 100×100 z velikostjo celice 80×80 m. Pri izrisu izolinij sem uporabil glajenje, da bi delno odpravil nepravilnosti, ki so posledice neenakomerno vzorčevanega horizonta in razlik na presečiščih profilov. Za določitev ustreznega nivoja glajenja je bilo potrebno večje število testov.

Časovni model je sestavljen iz dveh glavnih horizontov (KB in Pt) in pomožnega horizonta med njima (sl. 11). Nad horizontom KB je plast s konstantno hitrostjo 2470 m/s. Pri kompilaciji hitrostnih podatkov sem ugotovil, da je potrebno za pravilno spremembo časa v globino med horizontoma KB in Pt uporabiti plast z bočno spremembo hitrosti in vertikalnim hitrostnim gradientom. Hitrosti v globljem delu sedimentacijskega bazena so namreč zaradi večje kompaktnosti kamnin višje. Sprememba hitrosti v dveh smereh v isti plasti pa ni podprta v programu Mimic, zato sem vertikalni gradient nadomestil s pomožno plastjo. Pod horizontom KB je zato najprej plast z bočno spremembo hitrosti, pod njo pa je pomožna plast s hitrostjo, ki ustreza krovnini predterciarne podlage (4200 m/s). V polprostoru pod horizontom Pt je hitrost 4600 m/s.

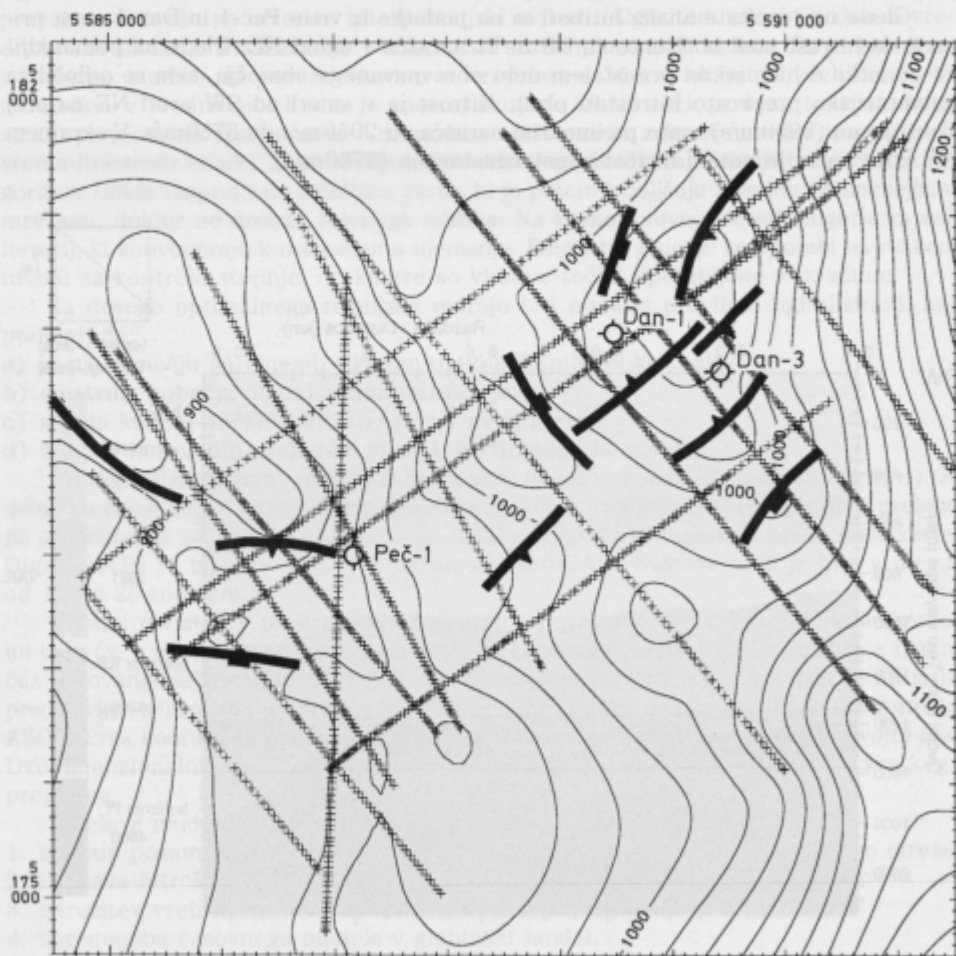
Glede na rezultate analiz hitrosti in na podatke iz vrtin Peč-1 in Dan-1, sem prizvel, da hitrost med horizontoma KB in Pt narašča v smeri NE. Glede na pomankljive podatke o hitrosti na preostalem delu obravnavanega območja, sem se odločil za geometrijsko preprosto hitrostno plast. Hitrost je v smeri od SW proti NE najprej konstantna (2950 m/s), nato pa linearno narašča od 2950 m/s do 3750 m/s. V skrajnem NE kotu karte je potem hitrost zopet konstantna (3750 m/s).



Sl. 11. Časovni profil preko 3D strukturnega modela
Fig. 11. Time profile across the 3D structural model

Časovne in globinske strukturne karte

Na strukturni karti izohron horizonta KB (sl. 12) je na območju Dankovcev vidna antiformalna struktura, ki jo zapirata izohroni 980ms ali 990ms. Definirana je z devetimi seizmičnimi profili. Vrh strukture je pri približno 950ms. Strukturno seka 5 prelomov, ob katerih sicer ni večjih premikov, vendar je zaradi njih vprašljiva povezanost kolektorskih plasti. Tesnost krovnih plasti dokazujejo ogljikovodiki v plasteh konglomerata in peščenjaka, ki so bili ugotovljeni v vrtni Dan-3 (Božović et al., 1991). Na območju Pečarovcev ni videti zaprte antiformalne strukture, ki bi bila dovolj velika za podzemno skladiščenje plina.

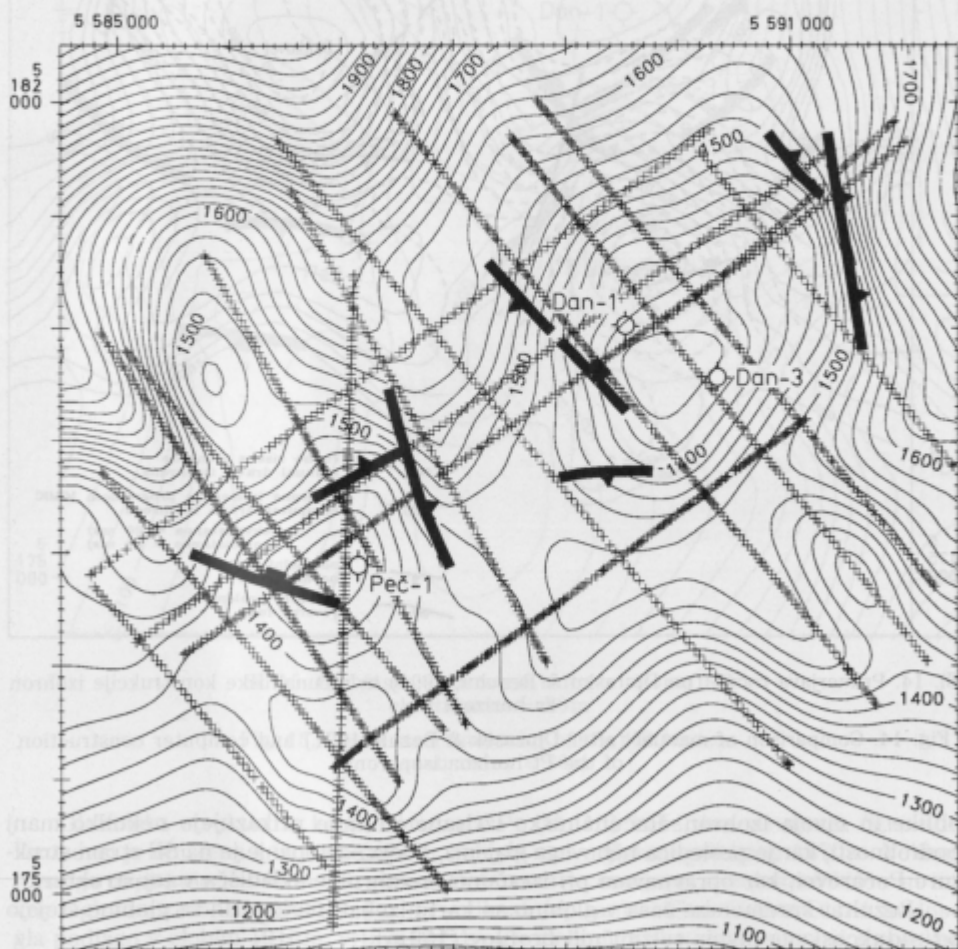


Sl. 12. Časovna strukturna karta horizonta KB
ekvidistanca = 20ms, x-digitalizirane točke

Fig. 12. Time structural map of the KB horizon
equidistance = 20ms, x-digitized points

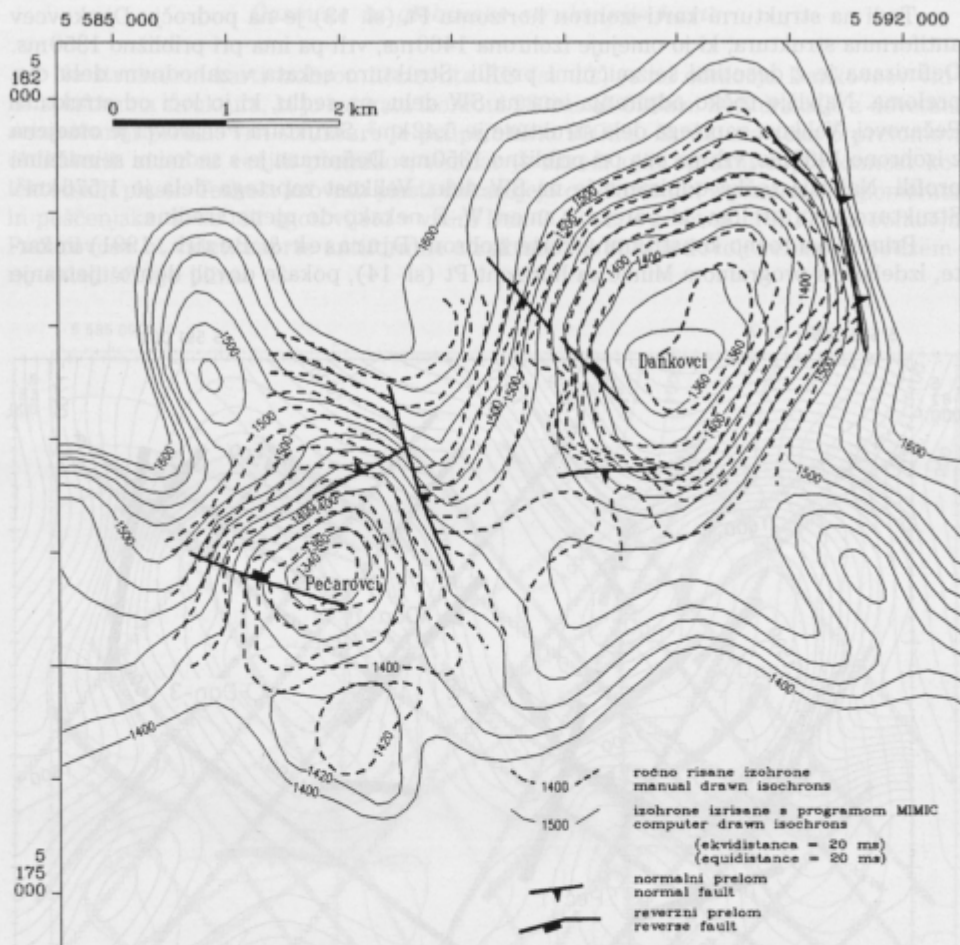
Tudi na strukturni karti izohron horizonta Pt (sl. 13) je na področju Dankovcev antiformalna struktura, ki jo omejuje izohrona 1460ms, vrh pa ima pri približno 1350ms. Definirana je z desetimi seizmičnimi profili. Strukturno sekata v zahodnem delu dva preloma. Najvišjo točko odpiranja ima na SW delu, na sedlu, ki jo loči od strukture Pečarovci. Velikost zaprtega dela strukture je 5,42km². Struktura Pečarovci je omejena z izohrono 1400ms, vrh pa ima pri približno 1350ms. Definirana je s sedmimi seizmičnimi profili. Najvišja točka odpiranja je na SW delu. Velikost zaprtega dela je 1,576km². Strukturno seka prelom, ki poteka v smeri W-E nekako do njene sredine.

Primerjava ročno konstruirane karte izohron (Djurasek & Bezuh, 1991) in karte, izdelane s programom Mimic za horizont Pt (sl. 14), pokaže dovolj dobro ujemanje



Sl. 13. Časovna strukturna karta horizonta Pt
ekvidistanca = 20ms, x-digitalizirane točke

Fig. 13. Time structural map of the Pt horizon
equidistance = 20ms, x-digitized points



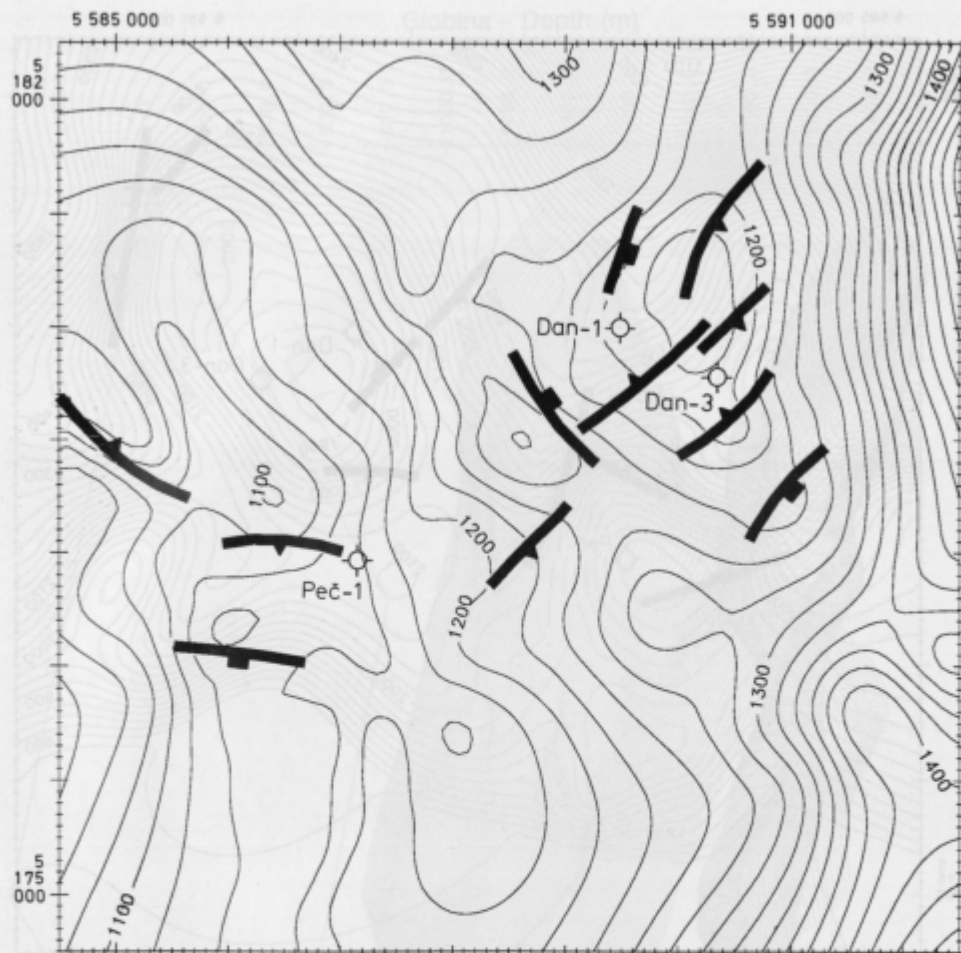
Sl. 14. Primerjava ročne (po Djurasku & Bezuhu, 1991) in računalniške konstrukcije izohron za horizont Pt

Fig. 14. Comparison of manual (after Djurasek & Bezuh, 1991) and computer construction of the Pt horizon isochrons

oblike in nivoja izohron. Računalniško izrisane izolinije prikazujejo nekoliko manj podrobnosti, kar je posledica njihovega glajenja. Večje odstopanje je na SE strani strukture Pečarovci, kar obravnavam pri izračunu prostornine skladišča v tej strukturi.

Rezultat spremembe časa v globino so karte izobat, na katerih se globine štejejo od redukcijskega nivoja seizmičnih profilov (150 m).

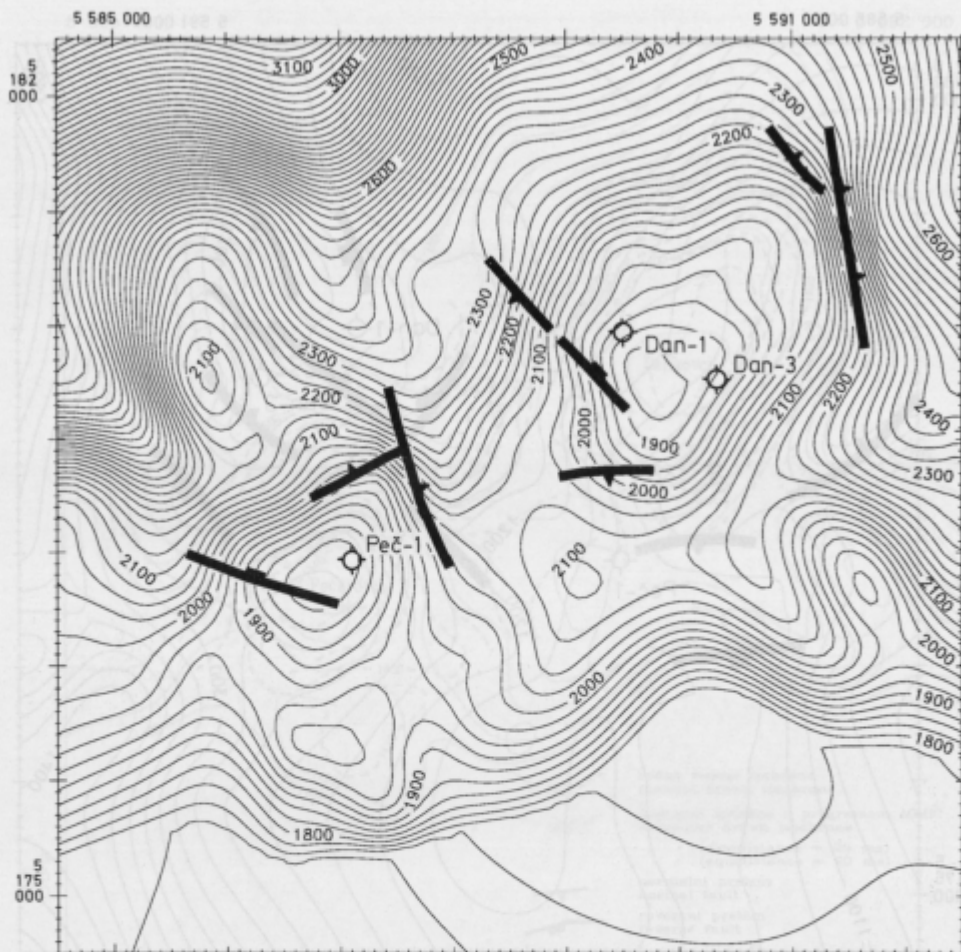
Na globinski strukturni karti horizonta KB (sl. 15) je struktura Dankovci omejena z izobatama 1200 m ali 1210 m. Vrh strukture je na globini okoli 1170 m. Na območju Pečarovcev na horizontu KB ni zaključene antiformalne strukture. V vrtini Dan-1 je bil navrtan horizont KB v globini 1195 m, v vrtini Dan-3 v globini 1166 m in v vrtini Peč-1 v globini 1161 m, kar se ujema s potekom izobat.



Sl. 15. Globinska strukturna karta horizonta KB
ekvidistanca = 20m

Fig. 15. Depth structural map of the KB horizon
equidistance = 20m

Globinska strukturna karta horizonta Pt (sl. 16) kaže dve strukturi. Struktura Dankovci je omejena z izobato 2050m, vrh pa ima v globini približno 1870m. Velikost njenega zapiranja je 180m. Struktura Pečarovci je omejena z izobato 1925m in ima vrh v globini približno 1800m, kar da velikost zapiranja 125m. Vrtina Dan-1 je dosegla podlago v globini 1916m, vrtina Peč-1 pa v globini 1831m, kar se ujema s potekom izolinij. Nepravilne izobate v južnem delu karte so posledice sekanja pomožnega horizonta s horizontom Pt. Perspektivni pogled na globinski model iz smeri SE pod kotom 30° (sl. 17) lepo pokaže obe strukturi v predterciarni podlagi, medtem ko struktura Dankovci na horizontu KB, zaradi manjše amplitude, ni tako izrazita.



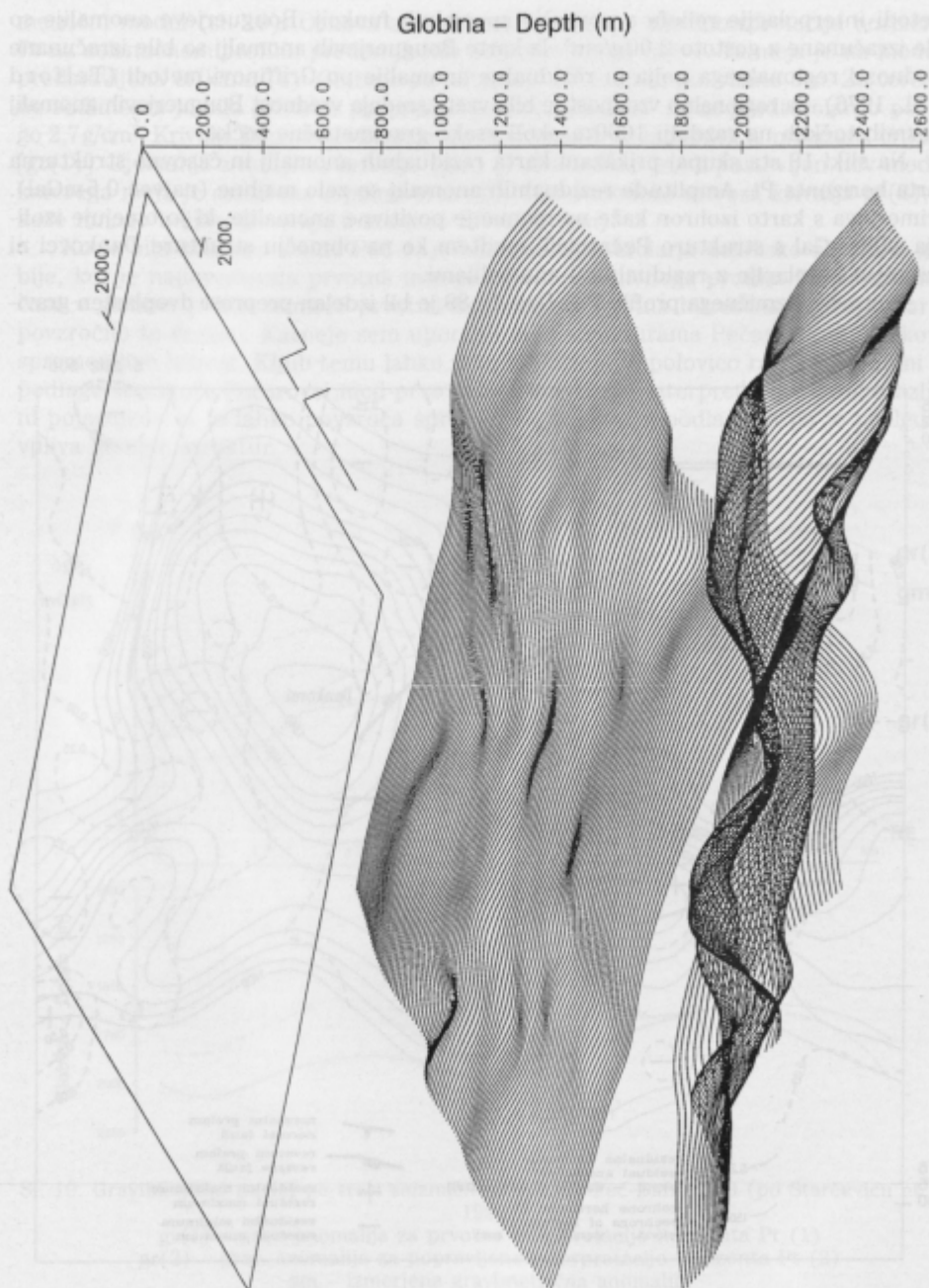
Sl. 16. Globinska strukturna karta horizonta Pt
ekvidistanca = 25m

Fig. 16. Depth structural map of the Pt horizon
equidistance = 25m

Gravimetrične raziskave

Poleg regionalnih gravimetričnih raziskav (sl. 4), ki so zajele večji del Murske depresije (Urh, 1956), je bilo področje Pečarovcev in Dankovcev gravimetrično podrobneje raziskano v okviru projekta podzemnega skladiščenja plina v letih od 1987 do 1989 (Starčević et al., 1990). Na površini 57 km² je bilo z gravimetrom Worden izmerjenih 872 točk, kar da poprečno gostoto 15,3 točke/km².

Podatke so obdelali na Geofizikalnem inštitutu v Beogradu z računalnikom VAX 11/750. Terenske korekcije so bile izračunane v polmeru 2 km okoli vsake točke po



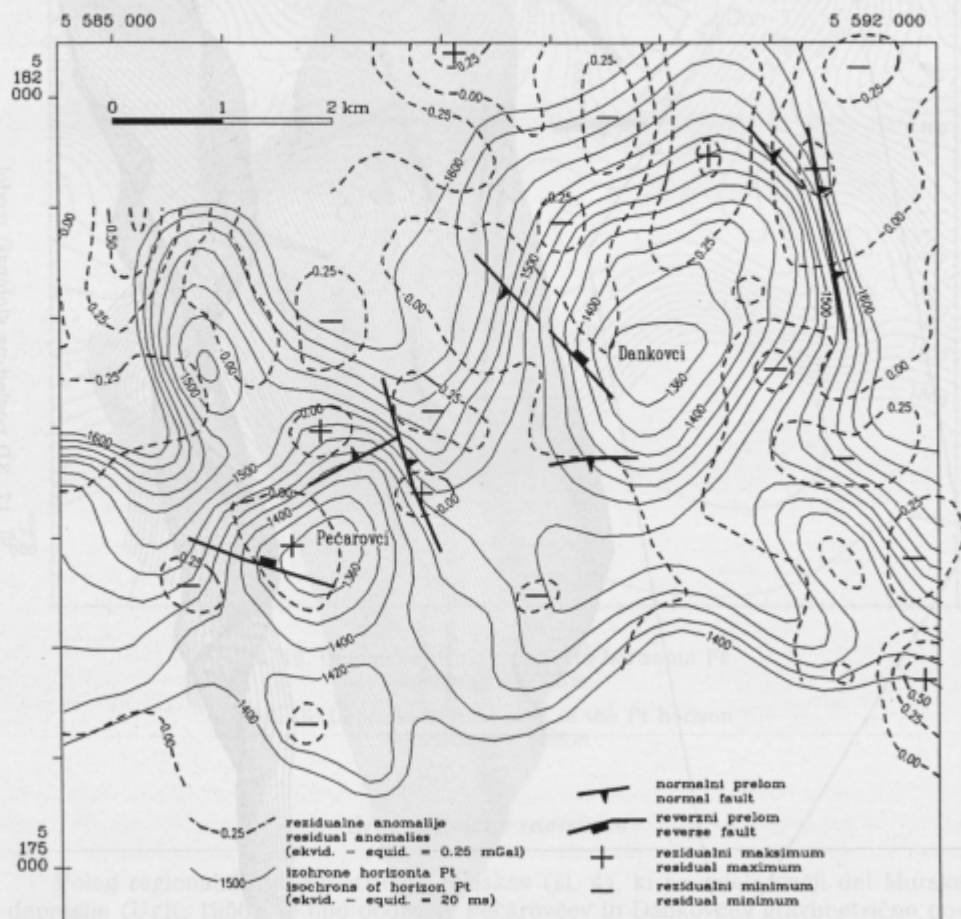
Sl. 17. 3D pogled na globinski model

Fig. 17. 3D view of the depth model

metodi interpolacije reliefa s pomočjo specialnih funkcij. Bouguerjeve anomalije so bile izračunane z gostoto $2,00 \text{ g/cm}^3$. Iz karte Bouguerjevih anomalij so bile izračunane vrednosti regionalnega polja in rezidualne anomalije po Griffinovi metodi (Telford et al., 1976). Za regionalno vrednost je bila vzeta srednja vrednost Bouguerjevih anomalij v osmih točkah na razdalji 1000 m okoli vsake gravimetrične točke.

Na sliki 18 sta skupaj prikazani karta rezidualnih anomalij in časovna strukturna karta horizonta Pt. Amplitude rezidualnih anomalij so zelo majhne (največ $0,5 \text{ mGal}$). Primerjava s karto izohron kaže na ujemanje pozitivne anomalije, ki jo omejuje izolinja $+0,0 \text{ mGal}$ s strukturo Pečarovci, medtem ko na območju strukture Dankovci ni očitnejše korelacije z rezidualnimi anomalijami.

Po trasi seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 je bil izdelan preprost dvoplasten gravi-

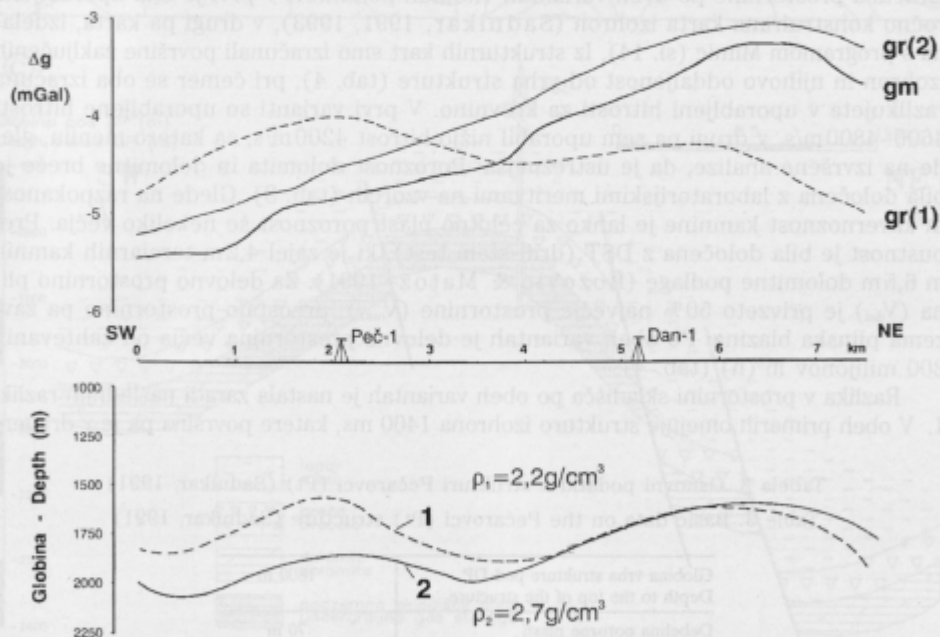


Sl. 18. Primerjava karte rezidualnih gravimetričnih anomalij (po Starčeviću et al., 1990) s časovno strukturno karto horizonta Pt

Fig. 18. Comparison of residual gravity map (after Starčević et al., 1990) with the time structural map of the Pt horizon

metrični model (sl. 19). Osnova za izdelavo modela je bila interpretacija horizonta Pt na seizmičnem profilu, preden je bila izdelana vrtina Peč-1. Ta meja je na modelu predstavljena črtkano (1). Globine so računanane od nadmorske višine 0m. Za terciarne sedimente je bila privzeta povprečna gostota $2,2\text{g/cm}^3$ in za predterciarno podlago $2,7\text{g/cm}^3$. Krivulja Bouguerjevih anomalij, izračunanih za ta model, je prikazana črtkano [gr(1)]. Ujemanje z merjeno krivuljo (gm) je slabo. Zato je bil postavljen nov model, katerega meja je označena s polno črto (2). Temu modelu ustreza krivulja gr(2), ki kaže mnogo boljše ujemanje z merjeno krivuljo (gm).

Ko je bila končana vrtina Peč-1, je bila podlaga terciarja dejansko navrtana globlje, kot je napovedovala prvotna interpretacija seizmičnega profila. Pri spremembi časa v globino je bila namreč prvotno uporabljena enotna hitrostna funkcija, kar je povzročilo to razliko. Kasneje sem uporabil med strukturama Pečarovci in Dankovci spremenljivo hitrost. Kljub temu lahko tako razložimo le polovico razlike v globini do podlage strukture Pečarovci med prvo (1) in drugo (2) interpretacijo. Druga razlika ni pojasnjena in jo lahko povzroča sprememba gostote v podlagi ali pa je posledica vpliva globljih struktur.



Sl. 19. Gravimetrični model po trasi seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 (po Starčević et al., 1990)

gr(1) – grav. anomalija za prvotno interpretacijo horizonta Pt (1)
 gr(2) – grav. anomalija za popravljeno interpretacijo horizonta Pt (2)
 gm – izmerjena gravimetrična anomalija

Fig. 19. Gravity model along the seismic profile Peč-Dan-1v-89 (after Starčević et al., 1990)

gr(1) – gravity anomaly for the first interpretation of the Pt horizon (1)
 gr(2) – gravity anomaly for corrected interpretation of the Pt horizon (2)
 gm – measured gravity anomaly

Ocena prostornine skladišča v strukturi Pečarovci

Na podlagi rezultatov seizmičnih raziskav in vrtenja sta bili izbrani dve antiformalni strukturi kot najbolj perspektivni za podzemno skladiščenje plina. Prva v podlagi terciarnih plasti (horizont Pt) na lokaciji Pečarovci in druga v poroznih plasteh nad horizontom KB na lokaciji Dankovci. Struktura v predterciarni podlagi pri Dankovcih je bila zaradi velikosti ocenjena za manj primerno.

Obe izbrani strukturi sta bili ocenjeni s programom Evasit za vrednotenje por-nih skladišč plina (Gaz de France, 1990). Rezultati izračuna s tem programom so: največja in delovna prostornina plina, potrebna moč kompresorjev, čas polnjenja skladišča in drugi tehnični parametri. Izračunana je tudi splošna verjetnost uspešnosti neke strukture iz številnih podatkov, ki jih vnesemo, kot so debelina skladiščnih plasti, poroznosti, prepustnosti, površina strukture, pogoji sedimentacije, podatki o prelomih. Ker so številni od teh parametrov ocenjeni subjektivno, so bistveni kriteriji za njihovo vrednotenje.

Po izdelavi računalniškega modela sem uporabil program Evasit za ponovno oce-no prostornine skladišča v strukturi Pečarovci (Pt) (sl. 20, tab. 3), zato podajam rezultate izračuna prostornine po dveh variantah vhodnih podatkov. V prvi je bila uporabljena ročno konstruirana karta izohron (Sadnikar, 1991, 1993), v drugi pa karta, izdelana s programom Mimic (sl. 14). Iz strukturnih kart smo izračunali površine zaključenih izohron in njihovo oddaljenost od vrha strukture (tab. 4), pri čemer se oba izračuna razlikujeta v uporabljeni hitrosti za krovnino. V prvi varianti so uporabljene hitrosti 4600–4800 m/s, v drugi pa sem uporabil nižjo hitrost 4200 m/s, za katero menim, glede na izvršene analize, da je ustrežnejša. Poroznost dolomita in dolomitne breče je bila določena z laboratorijskimi meritvami na vzorcih (tab. 3). Glede na razpokanost in kavernoost kamnine je lahko za celotno plast poroznost še nekoliko večja. Prepustnost je bila določena z DST (drill-stem test), ki je zajel 4,2 m terciarnih kamnin in 6,5 m dolomitne podlage (Božović & Matoz, 1991). Za delovno prostornino plina (V_{del}) je privzeto 50% največje prostornine (V_{max}), preostalo prostornino pa zavzema plinska blazina. Po obeh variantah je delovna prostornina večja od zahtevanih 200 milijonov $m^3(n)$ (tab. 4).

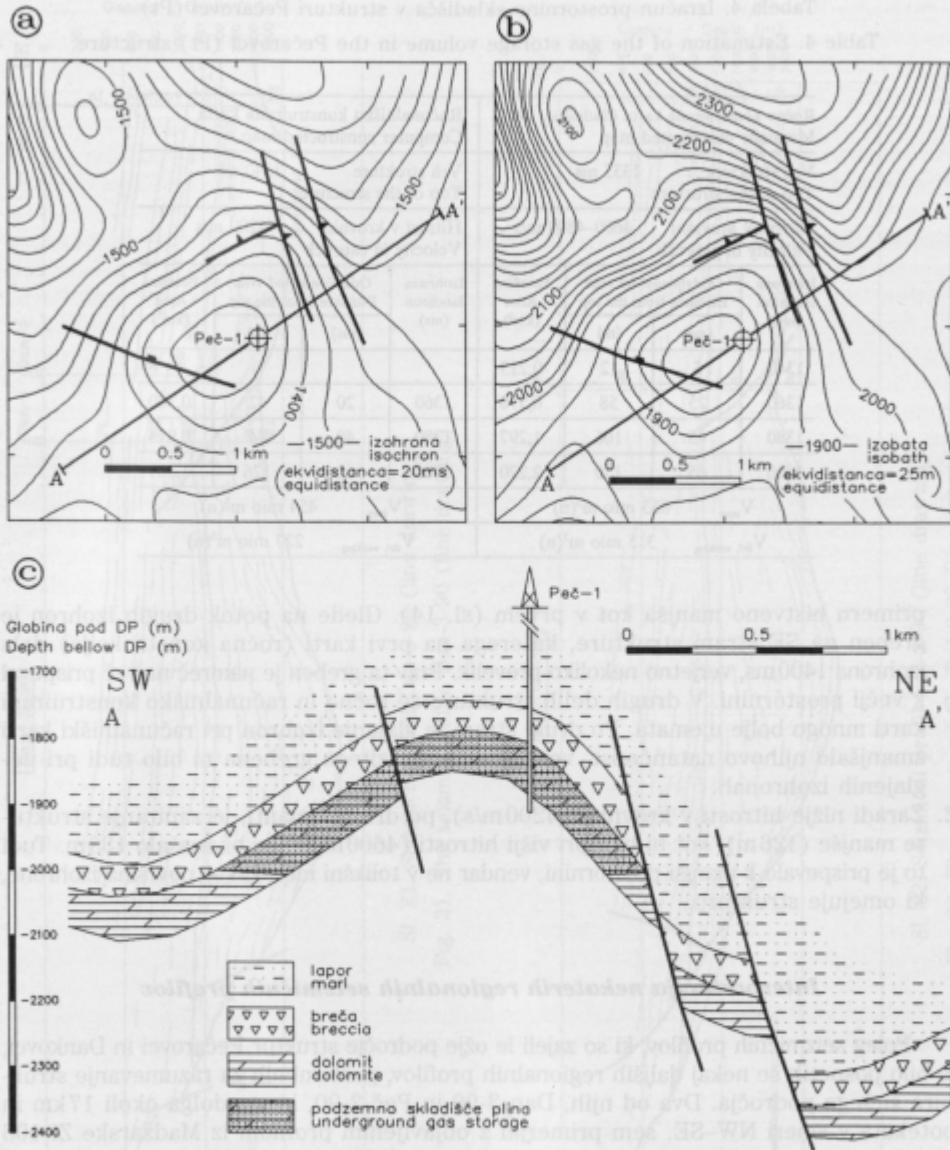
Razlika v prostornini skladišča po obeh variantah je nastala zaradi naslednjih razlik:

1. V obeh primerih omejuje strukturo izohrona 1400 ms, katere površina pa je v drugem

Tabela 3. Osnovni podatki o strukturi Pečarovci (Pt) (Sadnikar, 1991)

Table 3. Basic data on the Pečarovci (Pt) structure (Sadnikar, 1991)

Globina vrha strukture pod DP Depth to the top of the structure	1800 m
Debelina porozne plasti Thickness of porous layer	70 m
Poroznost porozne plasti Porosity of porous layer	6 %
Prepustnost porozne plasti Permeability of porous layer	130 mD
Temperatura v porozni plasti Temperature in porous layer	85°C
Viskoznost fluida v vodonosniku Viscosity of the fluid in aquifer	0,35 mPa.s



Sl. 20. Predvideno podzemno skladišče plina v strukturi Pečarovci (Pt)

- časovna strukturalna karta
- globinska strukturalna karta
- prognozi geološki profil A - A'

Fig. 20. Planned underground gas storage facility in the Pečarovci (Pt) structure

- time structural map
- depth structural map
- estimated geological profile A - A'

Tabela 4. Izračun prostornine skladišča v strukturi Pečarovci (Pt)
 Table 4. Estimation of the gas storage volume in the Pečarovci (Pt) structure

Ročno konstruirana karta (Sadnikar, 1991) Manually constructed map				Računalniško konstruirana karta Computer constructed map			
Vrh strukture Top of the structure		1335 ms		Vrh strukture Top of the structure		1340 ms	
Hitrost v krovnini Velocity in caprock		4600–4800 m/s		Hitrost v krovnini Velocity in caprock		4200 m/s	
Izohrona Isochron (ms)	Oddaljenost od vrha Distance from the top		Površina Area (km ²)	Izohrona Isochron (ms)	Oddaljenost od vrha Distance from the top		Površina Area (km ²)
	(ms)	(m)			(ms)	(m)	
1340	5	12	0,213				
1360	25	58	0,578	1360	20	42	0,380
1380	45	106	1,297	1380	40	84	0,914
1400	65	150	2,220	1400	60	126	1,587
V_{max}		633 mio m ³ (n)		V_{max}		454 mio m ³ (n)	
$V_{del, working}$		315 mio m ³ (n)		$V_{del, working}$		227 mio m ³ (n)	

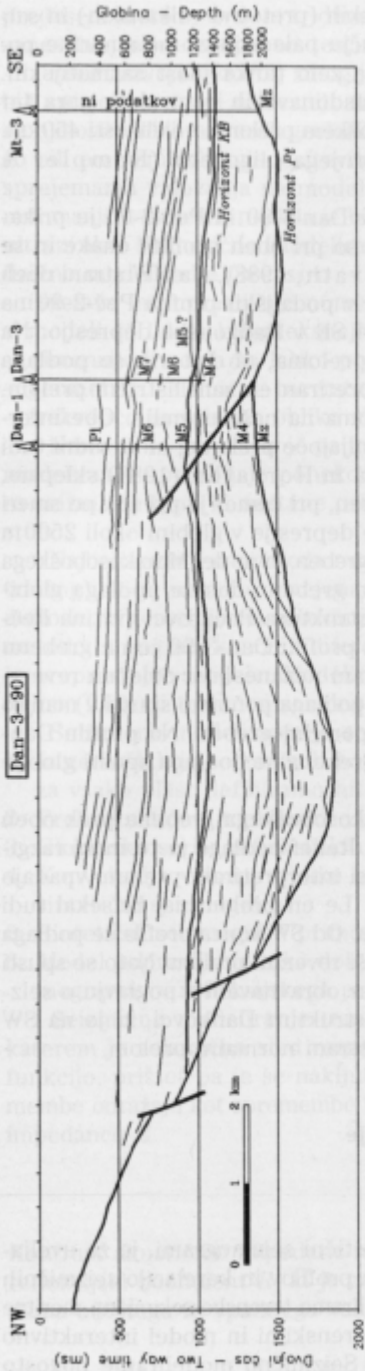
primeru bistveno manjša kot v prvem (sl. 14). Glede na potek drugih izohron je greben na SE strani strukture, katerega na prvi karti (ročna konstrukcija) dela izohrona 1400ms, verjetno nekoliko prevelik. Prav ta greben je namreč največ prispeval k večji prostornini. V drugih delih strukture se ročno in računalniško konstruirani karti mnogo bolje ujemata. Po drugi strani je glajenje izohron pri računalniški karti zmanjšalo njihovo natančnost, vendar tako izrazitega grebena ni bilo tudi pri neglajenih izohronah.

- Zaradi nižje hitrosti v krovnini (4200m/s), po drugi varianti, je zapiranje strukture manjše (126m), kot bi bilo pri višji hitrosti (4600m/s), ko bi znašalo 138m. Tudi to je prispevalo k manjši prostornini, vendar ne v tolikšni meri kakor površina izohrone, ki omejuje strukturo.

Interpretacija nekaterih regionalnih seizmičnih profilov

Poleg seizmičnih profilov, ki so zajeli le ožje področje struktur Pečarovci in Dankovci, je bilo posnetih še nekaj daljših regionalnih profilov, pomembnih za razumevanje strukture širšega področja. Dva od njih, Dan-3-90 in Peč-2-90, ki sta dolga okoli 17km in potekata v smeri NW–SE, sem primerjal z objavljenim profilom iz Madžarske Zi-108 s podobno smerjo. Dodatno sem analiziral še profil Peč-Dan-1v-89, dolg 8km, ki poteka v smeri SW–NE. Lega profilov je prikazana na strukturni karti Murske depresije (sl. 3).

Seizmični profil Zi-108 poteka v smeri NW–SE pravokotno na Rabski prelom v neposredni bližini meje s Slovenijo. Na profilu leži vrtina Őri-2, ki je dosegla podlago (triasni dolomit) neogenskih sedimentov v globini okoli 3km (2 s dvojnega časa). V NW delu profila leži podlaga mnogo plitveje in je zgrajena iz nizkometamorforiziranih skrilavcev. Prelom na stiku obeh vrst kamnin je listričen s poševnim premikom. Normalno prelamljanje in ugrezanje triasnega kompleksa se je pričelo v srednjem miocenu



Sl. 21. Seizmični profil Dan-3-90 (line drawing)
Fig. 21. The seismic profile Dan-3-90 (line drawing)



Sl. 22. Seizmični profil Peč-2-90 (line drawing)
Fig. 22. The seismic profile Peč-2-90 (line drawing)

in je povzročilo odlaganje debele skladovnice badenijskih (pretežno vulkanskih) in sarmatijskih (pretežno lapornih) sedimentov. Na področju paleozojske metamorfne podlage ni sedimentov badenijske starosti, obstaja pa zelo tanka plast sarmatijskih. S korelacijo faciesov in favne med kamninami Transdonavskih centralnih gora ter Vzhodnih in Južnih Alp so ugotovili levi premik ob Rabskem prelomu v velikosti 450 km. Zmikanje je potekalo od srednjega eocena do zgornjega oligocena (Rumpler & Horvath, 1988).

Interpretacija (line drawing) seizmičnih profilov Dan-3-90 in Peč-2-90 je prikazana na slikah 21 in 22. Osnovne strukturne poteze so pri obeh profilih enake in se ujemajo s tistimi na profilu Zi-108 (Rumpler & Horvath, 1988). Na NW strani obeh profilov se podlaga dviguje proti površini in izdaja v podaljšku profila Peč-2-90 na Rdečem bregu. Od tu se horizont Pt spušča v smeri SE v Radgonsko depresijo. Na profilu Dan-3-90 sta interpretirana dva normalna preloma, ob katerih se podlaga stopničasto spušča. Na profilu Peč-2-90 pa je interpretiran en sam listrični prelom. V obeh primerih gre za nadaljevanje Rabškega preloma na naše ozemlje. Obe interpretaciji sta možni, ker gre ob več prelomih za spremljajoče prelome, ki so vidni tudi na profilu Zi-108. Glede na interpretacijo Rumplerja in Horvatha (1988) sklepam, da je premik ob prelomu tudi na našem ozemlju poševen, pri čemer je premik po smeri mnogo večji od premika po vpadu. Iz dna Radgonske depresije v globini okoli 2500 m se podlaga dokaj enakomerno dvigne v Murskosoboški greben, ki je del Murskosoboškega masiva. Na tem delu ni opaznih prelomov. Na samem grebenu doseže podlaga globino okoli 1800 m. Na profilu Peč-2-90 je na grebenu struktura Pečarovci (vrtina Peč-1), ki ima na SE strani manjši normalni prelom. Na profilu Dan-3-90 je na grebenu struktura Dankovci (vrtina Dan-3), ki ima na SE strani nezanesljivo določen reverzni prelom. Na SE strani Murskosoboškega grebena se podlaga ponovno spusti v manjšo depresijo, vendar se kmalu spet dvigne v manjši vzporedni greben. Na profilu Dan-3-90 je na tem mestu vrtina Mt-3. Šele onkraj tega grebena se podlaga spusti globlje v Martjanski zaliv, ki ni več zajet na profilih.

Profil Peč-Dan-1v-89 (sl. 7) poteka vzdolž Murskosoboškega grebena prek obeh obravnavanih struktur v bližini vrtin Peč-1 in Dan-1. Relief podlage je tu manj razgiban, prav tako ni močnejših regionalnih prelomov. Vsi interpretirani prelomi vpadajo v smeri NE, z globino pa se njihov vpad zmanjšuje. Le en prelom naj bi sekal tudi horizont KB. Dva preloma sta normalna in dva reverzna. Od SW konca profila se podlaga najprej dvigne v strukturo Pečarovci. Tu je viden manjši reverzni prelom. Nato se spusti v smeri NE ob enem ali dveh normalnih prelomih, kar obravnavam v poglavju o seizmičnem modeliranju. Enaka situacija se ponovi pri strukturi Dankovci, ki jo na SW strani prav tako omejuje reverzni prelom in na NE strani normalni prelom.

Seizmično modeliranje

Osnove

Seizmično modeliranje, katerega rezultat so sintetični seizmogrami, je že uveljavljena metoda za preverjanje interpretacije seizmičnih profilov in korelacijo seizmičnih in geoloških podatkov. Pri seizmičnem modeliranju simuliramo terenske seizmične meritve na modelih. Sintetične seizmogramе primerjamo s terenskimi in model interaktivno popravljamo tako dolgo, da se zadovoljivo ujemajo. Seizmično modeliranje pogosto uporabljamo tudi pri testiranju algoritmov za obdelavo podatkov. Tako preizkušamo

predvsem metode dvo- in tridimenzionalne migracije. Testiranje na modelih je namreč zanesljivejše in cenejše od testiranja v naravnih razmerah.

Pred razvojem dovolj zmogljivih računalnikov so uporabljali fizične modele, ki so bili zgrajeni iz snovi ustreznih akustičnih impedanc, tako da so refleksijski koeficienti na njihovih stikih ustrezali geološkim mejam (McDonald & Gardner, 1983). Ti modeli so bili omejeni tako glede števila plasti kot velikosti. Razporeditev točk vzbujanja in sprejemanja valovanja na modelu je posnemala razmere pri terenskih meritvah. Zaradi manjših dimenzij modela je bilo treba uporabljati ustrezno višje frekvence iz območja ultrazvoka. Numerično modeliranje z računalniki je danes že skoraj povsem izrinilo fizično modeliranje (Nelson, 1983). Njegove prednosti so:

- izdelava in popravljanje numeričnega modela z računalnikom je lažje in cenejše,
- modeli so lahko kompleksnejši glede števila plasti in strukture,
- dimenzije modela so lahko poljubne,
- geometrija seizmične razvrstitve ni omejena,
- frekvenco in valovno obliko vhodnega signala je mogoče bolje definirati.

Numerično modeliranje pa ima tudi nekatere pomankljivosti, zaradi katerih fizično modeliranje uporabljajo ponekod še danes. Slednje namreč pogosto bolje reproducira seizmični šum, ki nastane pri difrakciji, večkratnih odbojih in pri zelo tankih plasteh.

Najbolj razširjena metoda numeričnega modeliranja je metoda sledenja žarkov (ray-tracing), ki je najmanj omejena glede kompleksnosti modela. Poleg nje poznamo še metode, ki temeljijo na reševanju valovne enačbe, Kirchhoffovo metodo, Fourierjevo metodo in metodo končnih diferenc, ki so računsko zahtevnejše in navadno dopuščajo le preprostejše modele. Modeliranje je lahko enodimenzionalno (1D), dvodimenzionalno (2D) ali tridimenzionalno (3D).

Seizmično modeliranje je sestavljeno iz naslednjih faz:

1. Iz geoloških in seizmičnih podatkov postavimo začetni plastovit model, pri čemer za vsako plast definiramo hitrost in gostoto.
2. Prek akustične impedance izračunamo globinsko serijo refleksijskih koeficientov.
3. Globinsko serijo refleksijskih koeficientov spremenimo v časovno serijo.
4. Konvolucija valovne oblike signala s časovno serijo refleksijskih koeficientov da sintetični seizmogram.
5. Sintetični seizmogram primerjamo z refleksijskim profilom.
6. Model popravljamo tako dolgo, da dobimo zadovoljivo ujemanje sintetičnega seizmograma in refleksijskega profila.

Seizmično modeliranje temelji na konvolucijskem modelu (Sheriff, 1991) po katerem je seizmična sled rezultat konvolucije vhodne valovne oblike z refleksijsko funkcijo, pri čemer pa je še naključni šum. Pri seizmičnih raziskavah se litološke spremembe odražajo kot spremembe hitrosti V in gostote ρ . Njun produkt definira akustično impedanco Z .

$$Z = V \cdot \rho \quad (1)$$

Kontrast akustičnih impedanc na meji dveh plasti poda njeno reflektivnost. Izraža jo refleksijski koeficient R , ki je za normalni vpad definiran kot razmerje med amplitudama odbitega in vpadnega valovanja

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \quad (2)$$

Refleksijski koeficient je pozitiven pri prehodu iz plasti nižje v plast višje akustične impedance in negativen v nasprotnem primeru. Za dobre reflektorje znaša od 0,1 do 0,3, v izjemnih primerih je tudi višji. Z globino se refleksijski koeficienti normalno zmanjšujejo zaradi relativno manjših kontrastov akustičnih impedanc.

Plastovito geološko zgradbo lahko predstavimo kot linearni filter s parametri, ki jih določa serija refleksijskih koeficientov. Konvolucija je matematična operacija med dvema časovnimi funkcijama ali serijama, ki poda spremembo valovne oblike signala pri prehodu skozi linearni filter. Oznaka za konvolucijo je $*$. Za zvezne funkcije je definirana kot

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)g(t-\tau)d\tau \quad (3)$$

kjer sta

$f(t)$ in $g(t)$ – časovni funkciji,

τ – časovni zamik.

Za diskretne funkcije pa je izražena kot

$$f(t) * g(t) = \sum_k f_k g_{t-k} \quad (4)$$

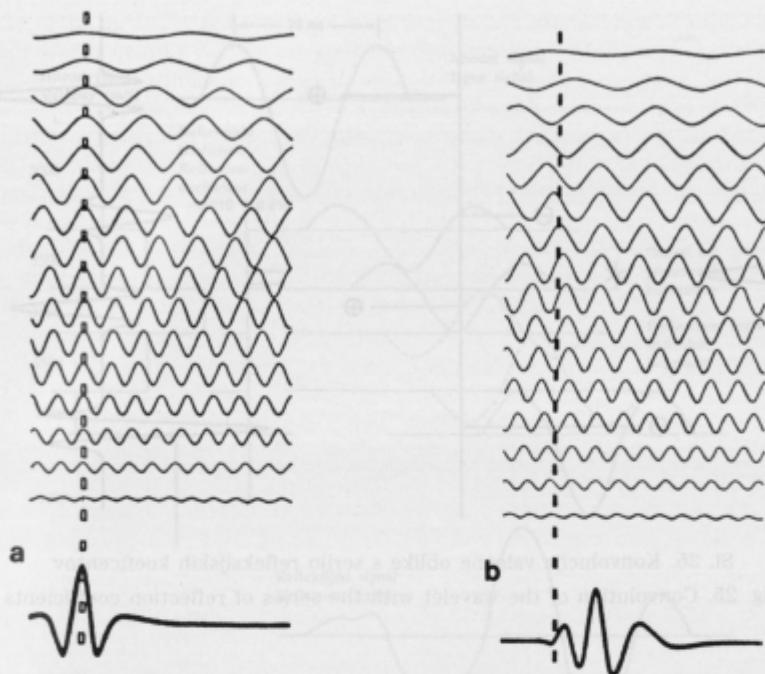
Za uspešno modeliranje moramo poznati valovno obliko in frekvenčni spekter vhodnega signala. Ta parametra se pri modeliranju ne spreminjata. Odvisna sta od načina generiranja valovanja, absorpcijskih in filtracijskih lastnosti podpovršja, še posebno v bližini točke vzbujanja valovanja ter uporabljenih filtrov pri snemanju in obdelavi podatkov. Ločimo dve osnovni obliki seizmičnega signala (Anstey, 1970) (sl. 23):

- Eksplzivni viri imajo valovno obliko minimalne faze (sl. 23b). Amplitudni in fazni spekter te valovne oblike sta na sliki 24. Valovna oblika minimalne faze je sin-teza neskončnega števila valovnih oblik, ki jih tak spekter definira. Največja amplituda signala je premaknjena glede na časovno izhodišče, kar moramo pri interpretaciji upoštevati. Zaradi velikih neelastičnih deformacij v bližini eksplozije je valovno obliko takega vira težko predvideti ali meriti in ostane pogosto delna neznanka.
- Vibratorski vir (Vibroiseis) ima po avtokorelaciji valovno obliko ničelne faze (sl. 23a). Amplitudni spekter je enak kakor pri valovni obliki minimalne faze (sl. 24), fazni kot pa je za vse frekvence enak 0° . Rezultat sinteze vseh valovnih oblik, ki ustrezajo takemu amplitudnemu in faznemu spektru, je valovna oblika, ki ima maksimalno amplitudo v časovnem izhodišču in je glede nanj tudi simetrična. Na seizmičnih profilih je interpretiran horizont točno na mestu največje amplitude in ni premaknjen kot pri eksplozivnih virih. Valovna oblika je zaradi načina generiranja valovanja znana, kar je pri modeliranju prednost.

Konvolucija vhodnega signala s serijo refleksijskih koeficientov pomeni, da se vsak refleksijski koeficient (R) nadomesti z njegovo valovno obliko, pri čemer je amplituda odvisna od velikosti R . Če je pozitiven, ima valovna oblika isto fazo, če je negativen, pa ima nasprotno fazo (sl. 25).

Pri seizmičnem modeliranju moramo upoštevati tudi zmanjšanje amplitud signala z globino zaradi sferične divergence in dušenja signala. To storimo tako, da z globino ustrezno zmanjšamo refleksijske koeficiente. Amplituda signala v razdaji x od vira valovanja je enaka

$$A_x = \frac{A_0}{x} e^{-\alpha x} \quad (5)$$

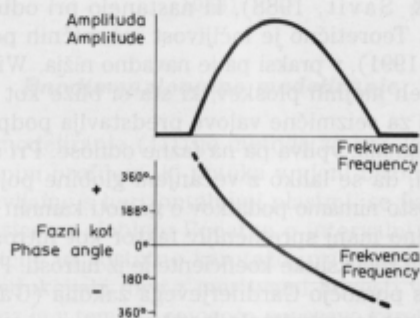


Sl. 23. Osnovni valovni obliki seizmičnega signala (Anstey, 1970)

a) ničelne faze, b) minimalne faze

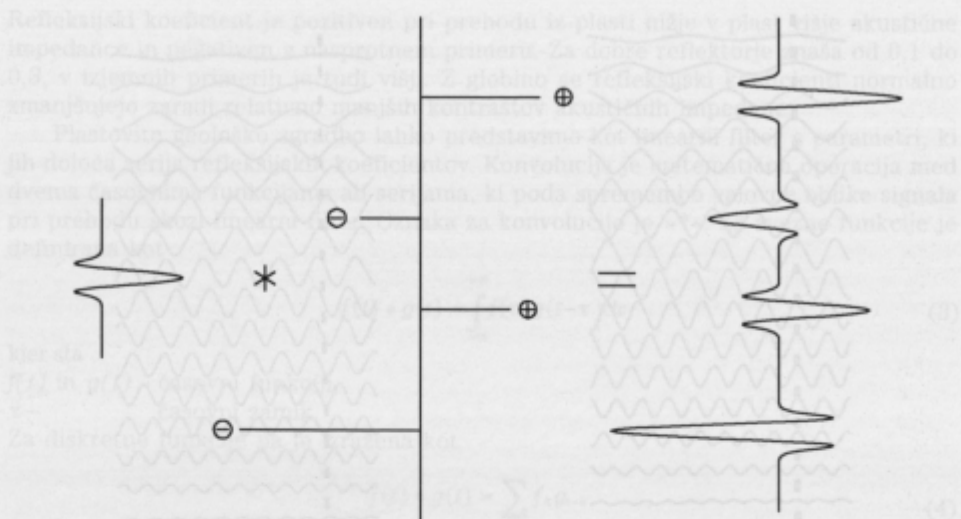
Fig. 23. Basic wavelets of the seismic signal (Anstey, 1970)

a) zero phase, b) minimum phase



Sl. 24. Amplitudni in fazni spekter za valovno obliko minimalne faze (Anstey, 1970)

Fig. 24. Amplitude and phase spectrum for the minimum phase wavelet (Anstey, 1970)



Sl. 25. Konvolucija valovne oblike s serijo refleksijskih koeficientov

Fig. 25. Convolution of the wavelet with the series of reflection coefficients

kjer je

A_x – amplituda v razdalji x od vira valovanja,

A_0 – amplituda pri viru valovanja,

x – razdalja,

α – absorpcijski koeficient ali faktor dušenja.

Če je valovna dolžina signala majhna v primerjavi z razdaljo med posameznimi refleksijskimi koeficienti, dobimo preprosto seizmično sled (sl. 25). Če pa so plasti tanke v primerjavi z valovno dolžino, je seizmična sled rezultat interference številnih valovanj (Dobrin & Savit, 1988), ki nastanejo pri odboju signala od različnih mejnih ploskev (sl. 26). Teoretično je ločljivost seizmičnih podatkov enaka $1/4$ valovne dolžine λ (Sheriff, 1991), v praksi pa je navadno nižja. Widess (1973) je pokazal, da ne moremo ločiti dveh mejnih ploskev, ki sta si bliže kot $3/8\lambda$.

Linearni filter, ki ga za seizmične valove predstavlja podpovršje, ne spremeni valovne oblike vhodnega signala, vpliva pa na fazne odnose. Pri seizmičnem modeliranju moramo zato upoštevati, da se lahko z večanjem globine pojavi fazni premik.

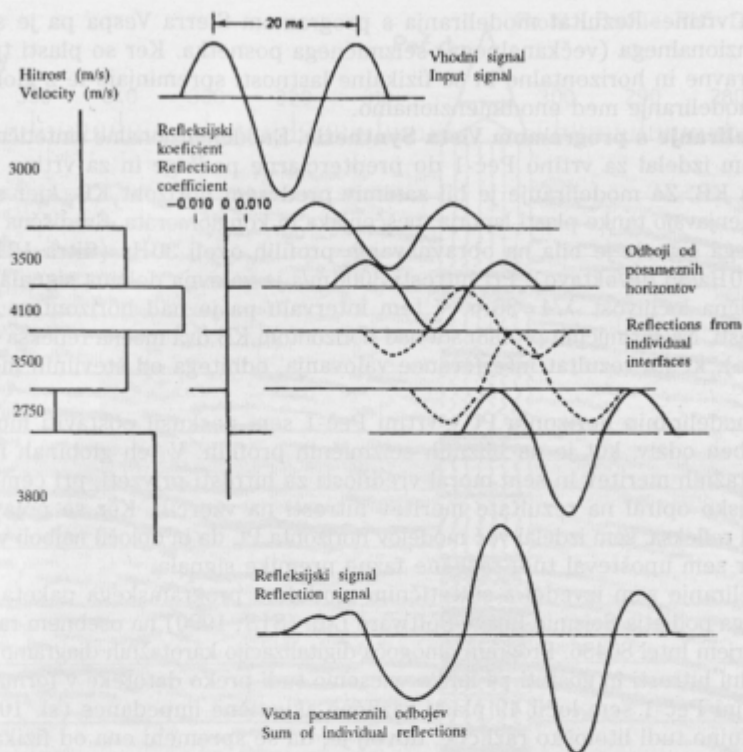
Pri modeliranju pogosto nimamo podatkov o gostoti kamnin ali pa so le-ti pomanjkljivi. Ker je gostota navadno manj spremenljiv faktor kot hitrost, jo lahko pogosto kar zanemarimo in izračunamo refleksijske koeficiente le iz hitrosti. Pri sedimentnih kamninah lahko ocenimo gostoto s pomočjo Gardnerjevega zakona (Gardner et al., 1974), ki povezuje gostoto in hitrost longitudinalnih valov:

$$\rho = 0,31 V^{1/4} \quad (6)$$

kjer je

V – hitrost longitudinalnih valov v m/s,

ρ – gostota v g/cm³.



Sl. 26. Vsota refleksov od petih horizontov z majhno medsebojno razdaljo glede na valovno dolžino seizmičnega signala (Dobrin & Savit, 1988)

Fig. 26. Composition of the reflections from a series of five interfaces with separation small in comparison to wavelength (Dobrin & Savit, 1988)

Enodimenzionalno modeliranje

Enodimenzionalno modeliranje (1D) je metoda za korelacijo geoloških podatkov iz neke vrtine s seizmičnim profilom, ki poteka v njeni bližini. Ker geološko zgradbo na mestu vrtine predstavljamo s horizontalnimi plastmi, se fizikalne lastnosti spreminjajo le v eni smeri, in sicer z globino. Podatke o intervalni hitrosti in gostoti v teh plasteh dobimo z akustično in gostotno karotazo, pri čemer so hitrosti iz akustične karotaze navezane na redukcijski nivo z meritvami hitrosti v vrtini.

Pomen 1D modeliranja je v tem, da omogoča povezavo karotaznih podatkov iz vrtine, za katere je značilna dobra vertikalna ločljivost, vendar majhen bočni doseg, s seizmičnimi podatki, ki imajo z valovno dolžino signala omejeno vertikalno ločljivost, omogočajo pa dobro horizontalno pokrivanje (Neidell, 1981).

1D seizmično modeliranje podatkov iz vrtin Peč-1 in Dan-3 sem opravil z dvema programoma. Rezultat modeliranja s programom Vista Synthetic so enodimenzionalni (enokanalni) sintetični seizmogrami, ki so neposredno primerljivi s seizmičnim profilom

na mestu vrtine. Rezultat modeliranja s programom Sierra Vespa pa je simulacija dvodimenzionalnega (večkanalnega) seizmičnega posnetka. Ker so plasti tudi v tem primeru ravne in horizontalne in se fizikalne lastnosti spreminjajo le z globino, sodi tudi to modeliranje med enodimenzionalno.

Modeliranje s programom Vista Synthetic. Enodimenzionalne sintetične seizmogrami sem izdelal za vrtino Peč-1 do predterciarne podlage in za vrtino Dan-3 do horizonta KB. Za modeliranje je bil zanimiv predvsem horizont KB, kjer se v obeh vrtinah menjavajo tanke plasti laporja, peščenjaka in konglomerata. Središčna frekvenca seizmičnega signala je bila na obravnavanih profilih okoli 30 Hz (filtra 10 Hz/18 dB/oktavo, 50 Hz/36 dB/oktavo). Pri hitrosti 3000 m/s je valovna dolžina signala $\lambda = 100$ m in teoretična ločljivost $\lambda/4 = 25$ m. V tem intervalu pa je nad horizontom KB večje število plasti. Na seizmičnih profilih sta nad horizontom KB dva močna refleksa (pozitivne amplitude), ki sta rezultat interference valovanja, odbitega od številnih mejnih ploskev.

Pri modeliranju horizonta Pt v vrtini Peč-1 sem poskusil postaviti model, ki bi dal podoben odziv, kot je na bližnjih seizmičnih profilih. V teh globinah namreč ni bilo karotažnih meritev in sem moral vrednosti za hitrosti privzeti, pri čemer sem se orientacijsko opiral na rezultate meritev hitrosti na vzorcih. Ker se pojavljata dva izrazitejša refleksa, sem izdelal več modelov horizonta Pt, da bi določil najbolj verjetnega, pri čemer sem upošteval tudi različne fazne premike signala.

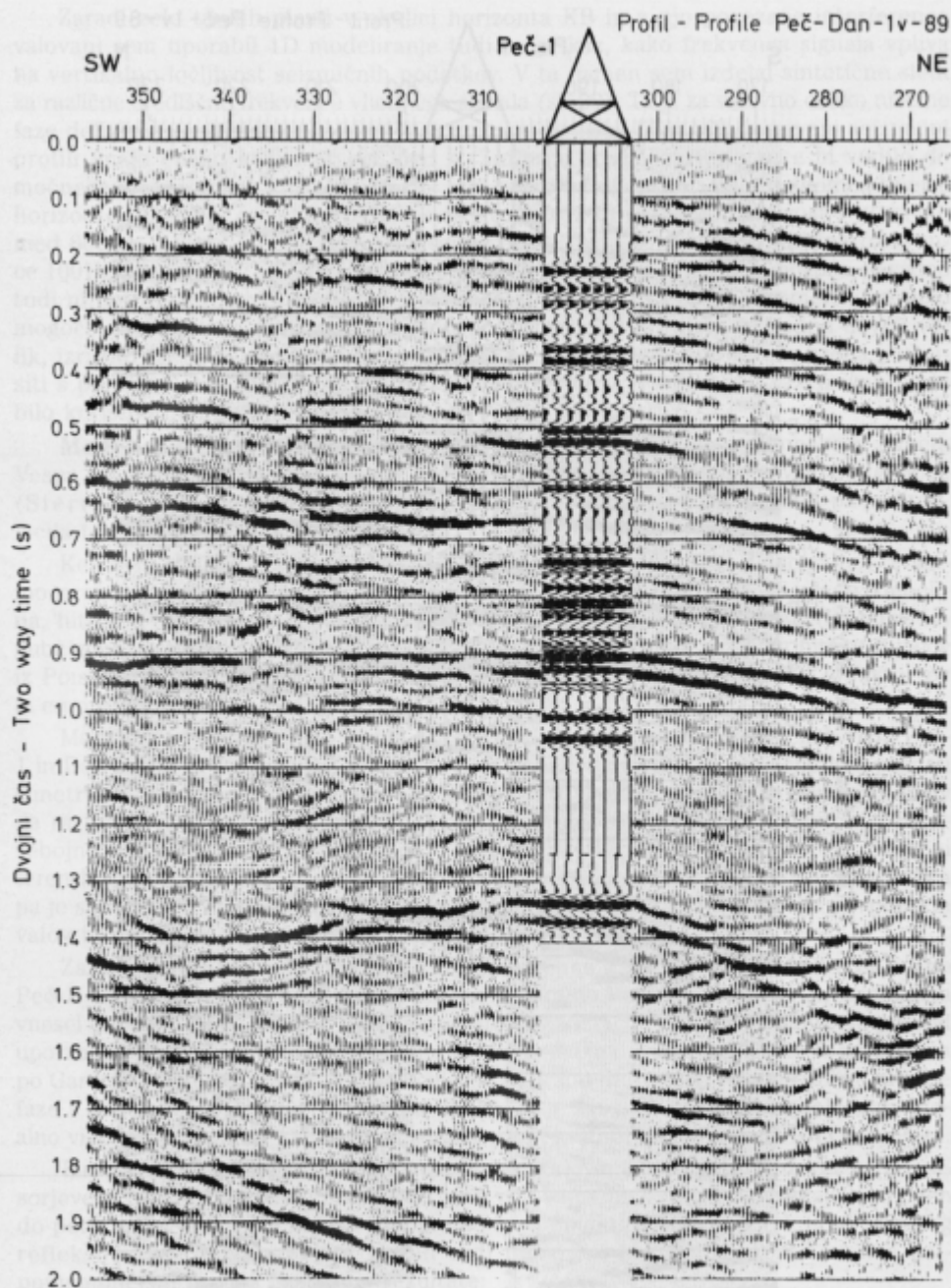
Modeliranje sem izvedel s sintetičnim modulom programskega paketa Vista 6.5 kanadskega podjetja Seismic Image Software Ltd. (SIS, 1990) na osebnem računalniku s procesorjem Intel 80486. Program omogoča digitalizacijo karotažnih diagramov, podatke o intervalni hitrosti in gostoti pa lahko vnesemo tudi preko datoteke v formatu ASCII.

V vrtini Peč-1 sem ločil 49 plasti različne akustične impedance (sl. 10). Te plasti niso nujno tudi litološko različne, dovolj je, da se spremeni ena od fizikalnih lastnosti, hitrost ali gostota. Horizontu KB ustreza negativen refleksijski koeficient v globini 1161 m, horizontu Pt pa meja med polimikritno brečo in dolomitom v globini 1831 m s pozitivnim refleksijskim koeficientom. Največje vrednosti refleksijskih koeficientov (do $\pm 0,14$) ustrezajo zgornjim in spodnjim mejam tankih plasti konglomeratov nad horizontom KB.

Pri konvoluciji časovne serije s seizmičnim signalom sem izbral valovno obliko ničelne faze, filtrirano z Ormsby filtrom 0/10–50/70 Hz, ki da sintetične seizmogrami, primerljive z vibratorskimi profili. Uporabil sem naslednje fazne premike: 0°, 45°, 90°, 135° in 180°. Pri primerjavi sintetičnih seizmogramov s seizmičnimi profili se je izkazalo, da je korelacija seizmograma brez faznega premika najboljša. Le pri horizontu Pt se je pokazalo, da lahko dá popolnoma drugačen model, pri ustreznem faznem premiku zelo podoben rezultat. Zaradi pomanjkljivih hitrostnih podatkov interpretacija tega horizonta ni povsem zanesljiva in bi bil mogoč tudi drugačen model. Sintetični seizmogram sem primerjal z dvema profiloma, ki potekata v bližini vrtine Peč-1 (sl. 27 in 28). Oddaljenost vrtine od profilov je manjša od 150 m.

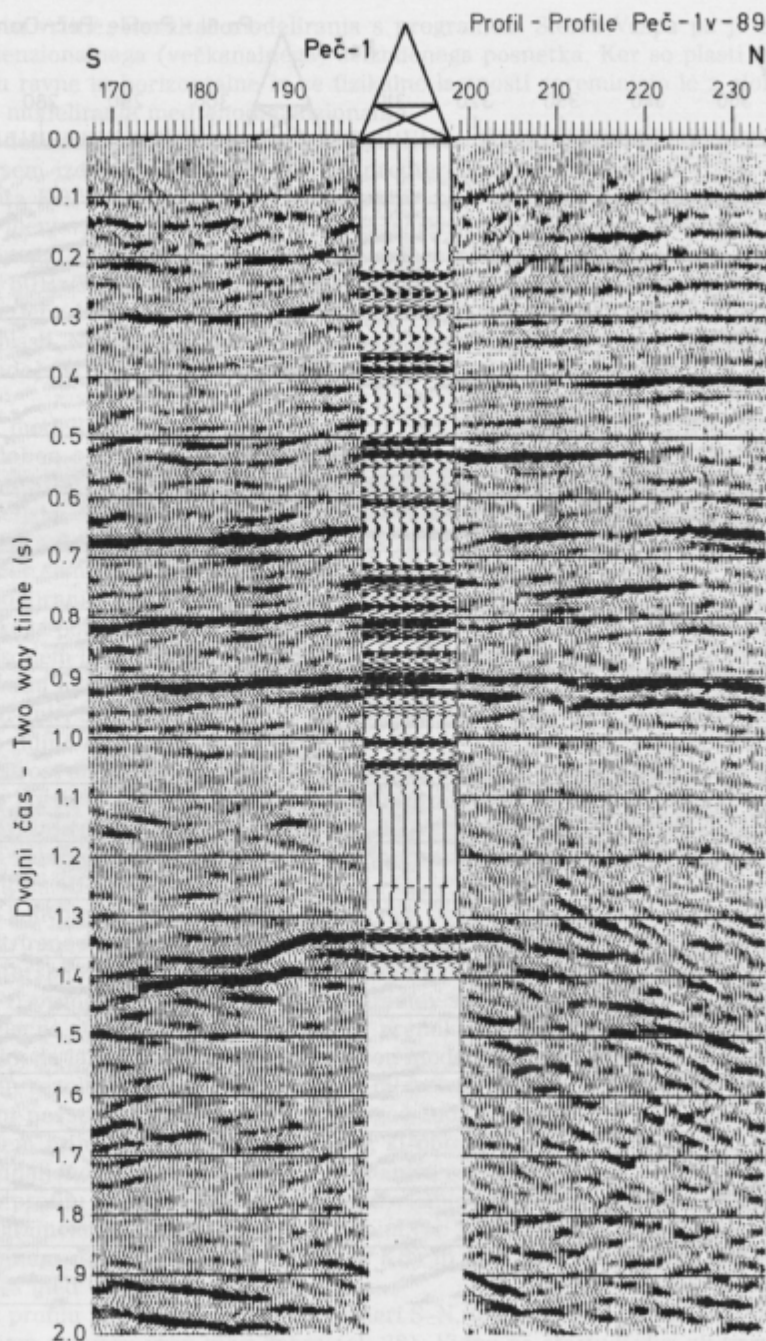
Na profilu Peč-Dan-1v-89, ki poteka v smeri SW–NE, je ujemanje s sintetičnim seizmogramom dobro po skoraj vsej globini (sl. 27), še posebno pri refleksu na 0,52 s, pri dvojnem refleksu na 0,9 s (horizont KB) in pri horizontu Pt na 1,33 s. Korelacija je slabša med 0,7 in 0,9 s dvojnega časa.

Na profilu Peč-1v-89, ki poteka v smeri S–N, je ujemanje pri istih horizontih kakor v gornjem primeru prav tako dobro (sl. 28). Vidna pa sta tudi dva ali trije dobri refleksi med 0,7 in 0,85 s dvojnega časa, ki na prejšnjem profilu niso izraženi. Zato sklepam, da je na obravnavanem območju močno izražena anizotropija seizmičnih hitrosti.



Sl. 27. Primerjava sintetičnega seizmograma za vrtino Peč-1 s profilom Peč-Dan-1v-89

Fig. 27. Comparison of a synthetic seismogram for borehole Peč-1 with the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 28. Primerjava sintetičnega seizmograma za vrtino Peč-1 s profilom Peč-1v-89

Fig. 28. Comparison of a synthetic seismogram for borehole Peč-1 with the profile Peč-1v-89

Zaradi zelo tankih plasti v okolici horizonta KB in z njo povezane interference valovanj sem uporabil 1D modeliranje tudi za prikaz, kako frekvenca signala vpliva na vertikalno ločljivost seizmičnih podatkov. V ta namen sem izdelal sintetične sledi za različne središčne frekvence vhodnega signala (sl. 29). Ta je za valovno obliko ničelne faze definirana s štirimi ogliščnimi frekvencami Ormsby filtra. Obravnavani seizmični profili imajo enako ločljivost kot sled 4. Znižanje središčne frekvence bi vodilo do močnega zmanjšanja ločljivosti, kjer bi bilo težko interpretirati celo najpomembnejše horizonte (sled 5). Zvišanje središčne frekvence pa bi povečalo ločljivost v globinah med 800 in 1100m, kjer so pogostne tanke plasti (sled 3). Signal središčne frekvence 100Hz (sled 2) je v teh globinah težko registrirati in ločljivost, ki jo omogoča, navadno tudi ni potrebna. Signal središčne frekvence 50Hz (sled 3) pa je s primerno opremo mogoče generirati in registrirati. Globinski doseg bi bil pri njem še vedno dovolj velik, izrazito pa bi se izboljšala ločljivost. Na že posnetih profilih bi bilo treba poskusiti s ponovno obdelavo dobiti signal višje frekvence. Pri nadaljnjih raziskavah pa bi bilo koristno uporabiti seizmične metode visoke ločljivosti.

Modeliranje s programom Sierra Vespa. Metodologija programskega paketa Vespa (Viscoelastic Seismic Profile Algorithm) temelji na reševanju valovne enačbe (Sierra, 1990c). Izračun je omejen na horizontalne, ravne plasti, rezultat pa je simulacija terenskega seizmičnega posnetka.

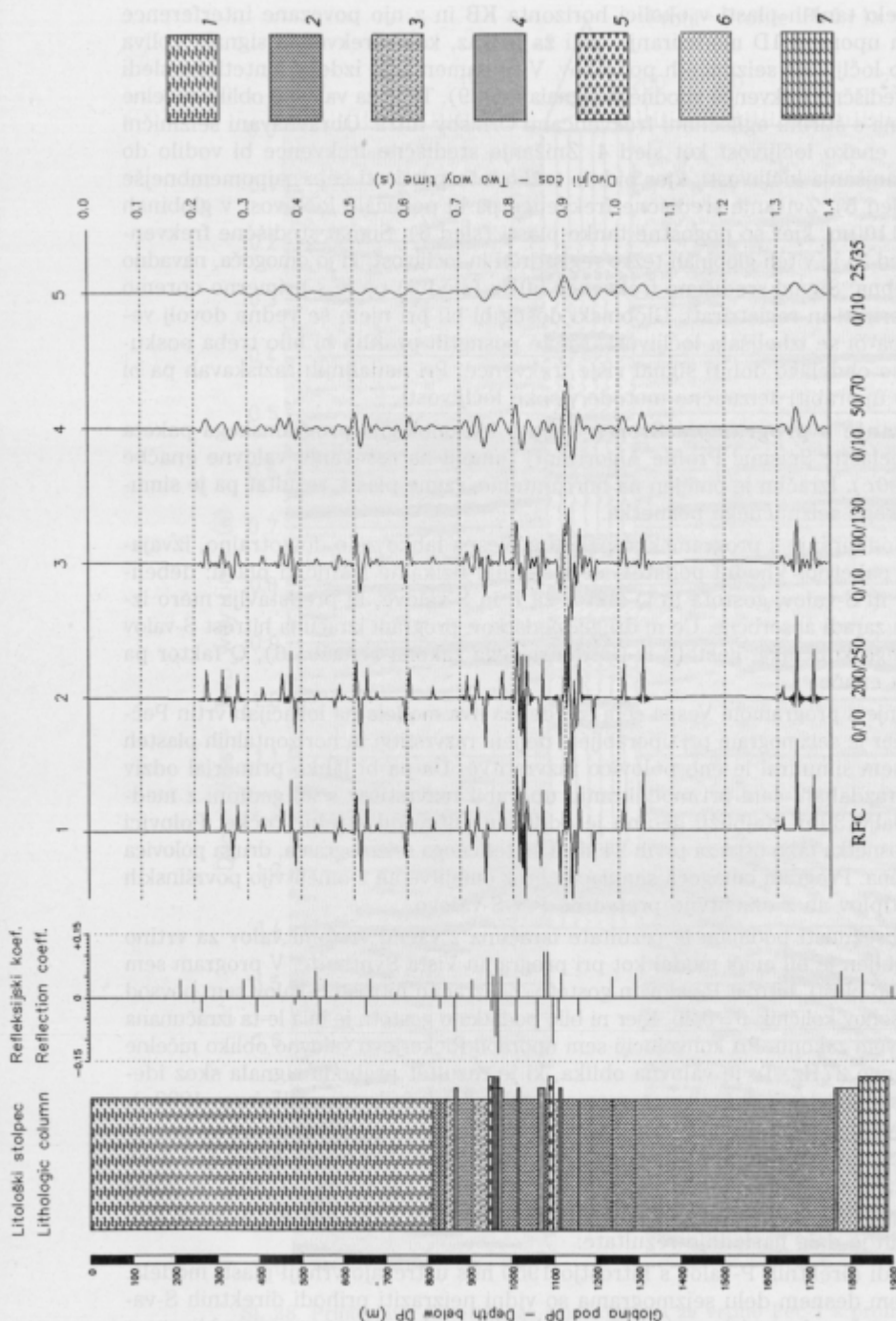
Ker je modeliranje s programskim paketom Vespa lahko zelo dolgotrajno, izvajamo program paketno. Vhodni podatek so naslednje fizikalne lastnosti plasti: debelina, hitrost P in S-valov, gostota in Q faktor za P in S-valove, ki predstavlja mero izgube energije zaradi absorpcije. Če ni drugih podatkov, program izračuna hitrost S-valov iz Poissonovega količnika, gostoto iz Gardnerjevega zakona (enačba 6), Q faktor pa iz empiričnih enačb.

Modeliranje s programom Vespa sem izvedel za dva modela na lokacijah vrtin Peč-1 in Dan-3. Ker je seizmogram pri uporabljeni deljeni razvrstitvi in horizontalnih plasteh simetričen, sem simuliral le eno polovico razvrstitve. Da pa bi lahko primerjal odziv na različnih razdaljah, sem pri modeliranju uporabil razvrstitev s 96 geofoni z medsebojno razdaljo 30m. Najbližji geofon je oddaljen 165m od strelne točke. Polovici terenskega posnetka tako ustreza prvih 24 sledi sintetičnega seizmograma, druga polovica pa je simetrična. Program omogoča simulacije brez omejitve ali z omejitvijo površinskih valov in multiplov ali z omejitvijo pretvorbe P v S-valove.

Zaradi obsežnosti podajam le rezultate izračuna z vsemi vrstami valov za vrtino Peč-1. Uporabljen je bil enak model kot pri programu Vista Synthetic. V program sem vnesel debelino plasti, hitrost P-valov in gostoto. Za izračun hitrosti S-valov sem povsod uporabil Poissonov količnik $\nu = 0,25$. Kjer ni bilo podatka o gostoti, je bila le-ta izračunana po Gardnerjevem zakonu. Pri konvoluciji sem uporabil Rickerjevo valovno obliko ničelne faze s frekvenco 27Hz. To je valovna oblika, ki je rezultat prehoda signala skozi idealno viskoelastično snov z dušenjem, sorazmernim kvadratu frekvence (Sierra, 1990c).

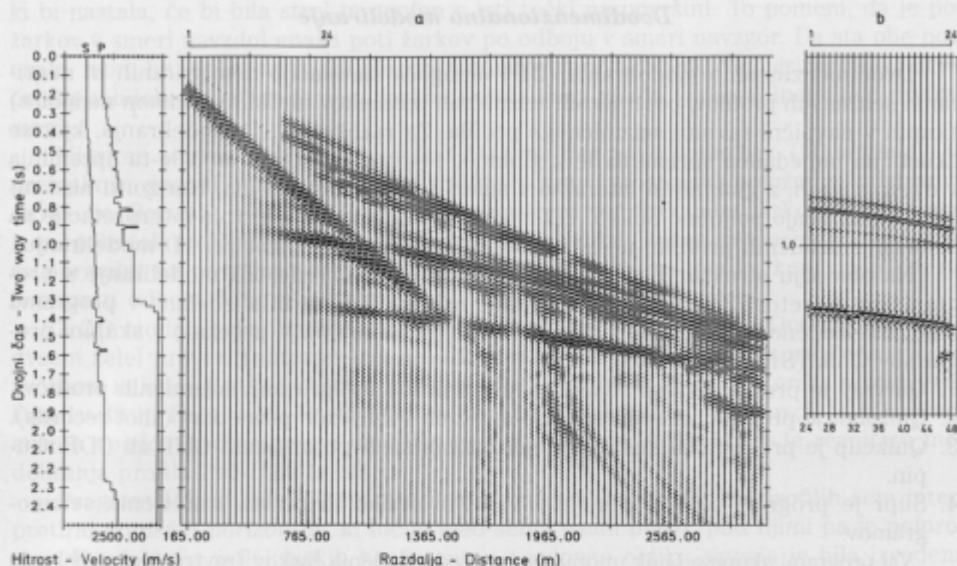
Izračun celotne rešitve, brez omejitve vrst valovanja, je zahteval devet ur procesorjevega časa. Drugi izračuni z omejitvami vrst valov pa so bili precej krajši (od dveh do petih ur). Na sintetičnem seizmogramu brez omejitve valovanja (sl. 30a) je poleg refleksov hiperbolične oblike vidnih tudi nekaj linearnih dogodkov. Analiza najpomembnejših je dala naslednje rezultate:

- Prvi prihodi direktnih P-valov s hitrostjo 1950 m/s ustrezajo vrhnji plasti modela.
- V spodnjem desnem delu seizmograma so vidni neizraziti prihodi direktnih S-valov, ki prav tako odgovarjajo prvi plasti modela. Njihova hitrost ustreza uporabljenemu



Sl. 29. Vpliv frekvence signala na vertikalno ločljivost seizmičnih podatkov za vrtno Peč-1
 1 peščena glina; 2 lapor; 3 pesčen lapor; 4 pesčenjak; 5 konglomerat; 6 breča; 7 dolomit; RFC časovna serija refleksijskih koeficientov;
 0/10 200/250 ogliščne frekvence filtra

Fig. 29. The influence of signal frequency on vertical resolution for borehole Peč-1
 1 sandy clay; 2 marl; 3 sandy marl; 4 sandstone; 5 conglomerate; 6 breccia; 7 dolomite; RFC reflection coefficients time series; 0/10
 200/250 filter corner frequencies



Sl. 30. Rezultat simulacije s programoma Vespa (a) in Quikshot (b) za vrtino Peč-1. Označena je polovica terenske seizmične razvrstitve (24 geofonov)

Fig. 30. Result of Vespa (a) and Quikshot (b) simulation for borehole Peč-1. Half of the field seismic layout is marked (24 geophones)

Poissonovemu količniku $\nu = 0,25$, ki ustreza razmerju $V_P/V_S = 0,58$. Hitrost S-valov je tako enaka $V_S = 0,58 \times V_P \approx 1130 \text{ m/s}$.

- c) Najmočnejši linearni dogodek na sintetičnem seizmogramu se prične že na prvi sledi in ima hitrost 1000 m/s . Gre za »ground roll« valove, katerih glavna komponenta so različni površinski valovi (predvsem Rayleighovo valovanje). Za površinske valove je značilna hitrost, ki je enaka 90% hitrosti S-valov, čeprav so ti valovi disperzni. V našem primeru je $0,9 \times 1130 \text{ m/s} \approx 1000 \text{ m/s}$.

Zanimiva je odsotnost reflektov na začetnih sledih, še posebno pri horizontu Pt. To nakazuje, da bi bilo mogoče bolje uporabiti večjo oddaljenost strelne točke in zajeti odsek z močnejšimi refleksi. S tem pa bi prišli tudi že v območje visokoamplitudnih površinskih valov, ki bi jih morali odstraniti z ustreznim filtriranjem.

Možnost analize linearnih dogodkov in sprememb amplitud signala je pomembna prednost modeliranja s programom Vespa glede na metodo sledenja žarkov. Na sliki 30b je za primerjavo podan rezultat modeliranja s sledenjem žarkov (program Quikshot) na isti lokaciji, vendar na preprostejšem modelu (osem plasti). Primerjava prvih 24 sledi seizmograma na sliki 30a in seizmograma na sliki 30b pokaže podobnost glavnih reflektov. Drugi seizmogram je zaradi manjšega števila plasti seveda manj kompleksen. Na njem tudi ni vidnih linearnih dogodkov in sprememb amplitude signala pri različnih razdaljah strel-geofon.

Dvodimenzionalno modeliranje

Dvodimenzionalno modeliranje (2D) omogoča simulacijo nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov, posameznih seizmičnih posnetkov in CMP (common midpoint) skupin v navpični ravnini seizmičnega profila. Za razliko od 1D modeliranja, kjer se akustična impedanca spreminja le z globino, se pri 2D modeliranju le-ta spreminja v dveh smereh, z globino in lateralno v smeri seizmičnega profila. Horizonti niso ravni, ampak imajo poljubno obliko. 2D modeliranje omogoča kontrolo interpretacije na celotnih seizmičnih profilih, ne le na enem mestu (vrtina), kot pri 1D modeliranju.

Na območju struktur Pečarovci in Dankovci sem izvedel 2D modeliranje s programskim paketom Sierra. Časovni in globinski model sta bila izdelana v programu Mimic, seizmično modeliranje z metodo sledenja žarkov pa je potekalo v skupini programov Quik (Sierra, 1990b):

1. Quikray je program za simulacijo nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov.
2. Quikshot je program za simulacijo posameznih seizmičnih posnetkov (shot records).
3. Quikcdp je program za simulacijo seizmičnih sledi posameznih CMP ali CDP skupin.
4. Slipr je program za konvolucijo z valovno obliko in prikaz sintetičnih seizmogramov.

Vsi programi skupine Quik uporabljajo metodo sledenja žarkov (raytracing) za iskanje poti seizmične energije od seizmičnega vira (eksplozivni naboj, vibrator) do sprejemnih točk (geofonov). Vhodni podatek je 2D (ali 3D) model zgradbe podpovršja ter razporeditev strelnih in geofonskih točk. Program simulira terensko seizmično snemanje in poišče žarke od strelnih do geofonskih točk, lomljene in odbite v skladu z modelom akustičnih impedanc. Metoda sledenja žarkov ni omejena s fizičnimi dimenzijami modela kot nekatere druge metode. Lahko jo uporabljamo tudi na zelo kompleksnih modelih.

Programi Quik uporabljajo pri sledenju ravne žarke tako v plasteh konstantne kakor tudi v plasteh spremenljive hitrosti. Za večino geoloških modelov je to dopusten približek, ki mnogo skrajša čas izračuna. Na mejah plasti različnih hitrosti se žarki lomijo v skladu s Snelovim zakonom. Pri plasti spremenljive hitrosti smer žarka določimo takole. Ko žarek vstopi v plast, za določitev nove smeri uporabimo hitrost ob presečišču meje z žarkom. Žarek je nato raven do naslednje meje, kjer pa za izračun nove smeri uporabimo novo lokalno hitrost. Čase potovanja izračunamo iz povprečja začetne in končne hitrosti. Ker je večina modelov sestavljena iz plasti z majhnimi hitrostnimi gradienti in so žarki skoraj navpični, je ta približek dovolj točen. Netočen pa je lahko pri nepravilnih hitrostnih gradientih in za žarke, ki imajo veliko horizontalno komponento.

Z dvodimenzionalnim modeliranjem sem preveril interpretacijo nekaterih seizmičnih profilov na območju struktur Pečarovci in Dankovci, pri čemer sem modeliral predvsem obdelane seizmične profile (program Quikray). Izvedel pa sem tudi nekaj simulacij s programoma Quikshot in Quikcdp, čeprav nisem imel na voljo originalnih terenskih posnetkov ali CMP skupin sledi, da bi jih lahko primerjal s sintetičnimi. Z njimi sem ilustiral vpliv razgibanega reliefa predterciarne podlage na potek žarkov in odgovarjajoče sintetične seizmografe. Posledica je nepravilno vzorčevanje horizontov, kar rešujemo z migracijo podatkov.

Modeliranje seizmičnih profilov. Program Quikray omogoča simuliranje nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov. Nemigriran seizmični profil je rezultat seštetja seizmičnih sledi (stack) po NMO korekciji. Z NMO korekcijo dobimo seizmično sled,

ki bi nastala, če bi bila strel in geofon v isti točki na površini. To pomeni, da je pot žarkov v smeri navzdol enaka poti žarkov po odboju v smeri navzgor. Da sta obe poti enaki, mora biti odboj na mejni ploskvi normalen (pravokoten). Nemigrirane seizmične profile modeliramo s sledenjem žarkov normalnega vpada (normal incidence raytracing).

Migriran seizmični profil je rezultat časovne migracije podatkov. Cilj migracije je premakniti dogodke na seizmičnem profilu v pravi prostorski položaj in odstraniti difrakcije. Rezultat je seizmični profil, ki ne ustreza več fizikalnim žarkom. Kljub temu je mogoče tak profil modelirati s sledenjem žarkov slike (image raytracing). Žarki slike so normalni na površino terena. Na vsaki mejni ploskvi se lomijo, končajo pa se na horizontu odboja. V splošnem ta odboj ne sledi Snelovem zakonu.

Z 2D modeliranjem celotnih seizmičnih profilov s programom Quikray sem predvsem želel preveriti interpretacijo horizonta Pt na območju strukture Pečarovci in zveznost nekaterih plasti v bližini horizonta KB. Izbral sem dva vibratorska profila Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89. Profil Dan-1v-89, ki seka strukturo Dankovci, je bil zaradi strmih vpadov horizontov za modeliranje manj primeren. Podajam le rezultate modeliranja profila Peč-Dan-1v-89.

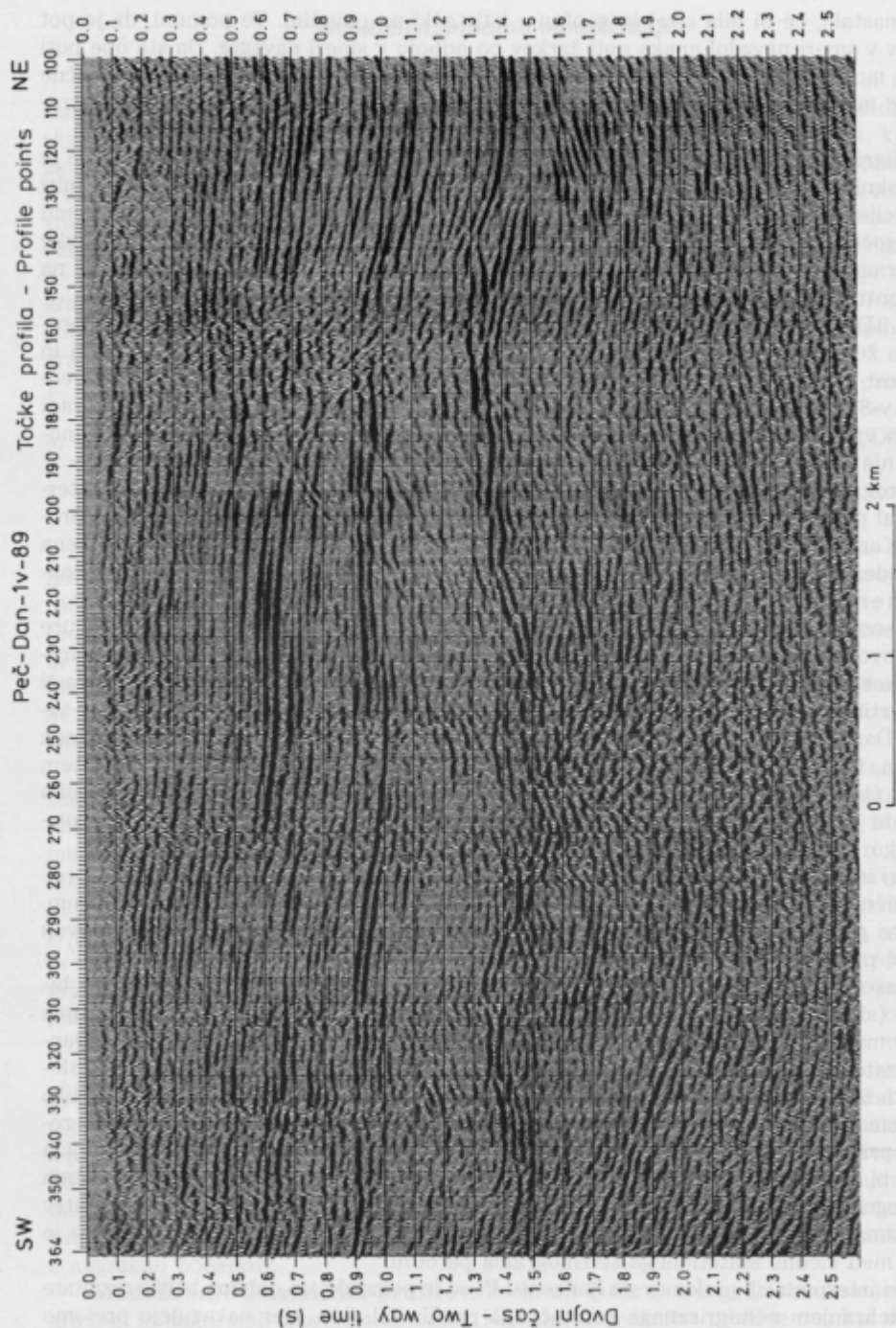
Program Mimic omejuje število plasti v modelu na deset. Na profilih sem interpretiral po osem horizontov, ki ločijo med seboj osem plasti, pod njimi pa je polprostor. Konvolucija refleksijskih koeficientov z valovno obliko signala je bila izvedena s Klauderjevo valovno obliko, ki ustreza avtokorelaciji linearnega vibratorskega signala (Sheriff, 1991).

Osnova za interpretacijo je bil migriran seizmični profil (sl. 31). Vrh strukture Pečarovci je blizu točke 300, vrh strukture Dankovci pa pri točki 170. Pri interpretaciji horizonta KB se je pokazal problem zveznosti dveh paketov konglomeratnih plasti med vrtinama Peč-1 in Dan-1. V vrtini Peč-1 so navrtali dva paketa teh plasti, v vrtinah Dan-1 in Dan-3 pa le enega. Djurasek in Bezuh (1991) sta tu interpretirala prelom, ki prekinja spodnji paket, gornjega pa ne. Na seizmičnem profilu se na tem mestu (točka 250) kaže sprememba, ki je verjetno tektonske narave. Mogoče bi bilo tudi, da je spodnji konglomeratni paket ob prelomu na NE strani premaknjen navzgor, zgornji paket pa izklinja.

Pri interpretaciji horizonta Pt je bila problematična NE stran strukture Pečarovci. Seizmični profil dopušča več interpretacij, ki sem jih želel preskusiti z modeliranjem. Pri prvi gre za en sam normalni prelom, pri drugi pa za stopničasto spuščanje ob dveh ali več prelomih.

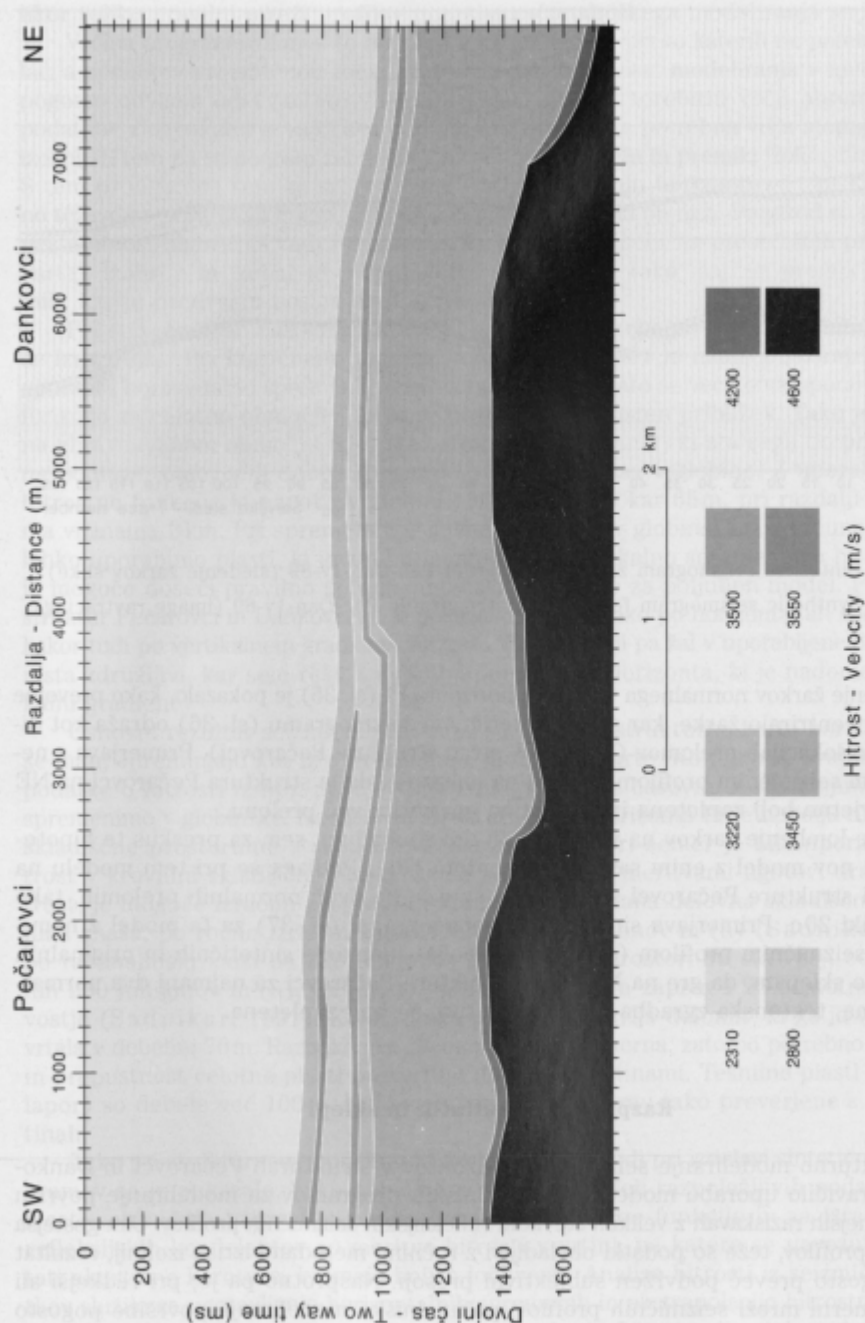
Časovni model profila Peč-Dan-1v-89 je sestavljen iz devetih plasti različnih hitrosti (sl. 32). Dve temnejši plasti nad horizontom KB ustrezata konglomeratnima paketoma. Nad horizontom Pt je 50m debela plast kremenove breče, ki je v vrtini Dan-1 ni, zato je na strukturi Dankovci izpuščena. Sintetični seizmogram, izdelan s sledenjem žarkov slike (sl. 33), kaže, da je postavljeni model horizonta KB možen. Nekoliko problematičen je prevelik hitrostni kontrast na meji prve in druge plasti, do katerega je prišlo, ker je prva plast v modelu zelo debela. Če bi jo razdelil v več tanjših plasti, bi se hitrostni kontrast porazdelil na več mejnih ploskev. Pri primerjanju sintetičnih seizmogramov s profilom Peč-Dan-1v-89 je treba upoštevati, da imajo prvi, zaradi omejitev programa, štirikrat manjšo gostoto sledi. Razdalja med sledmi originalnega profila je 15m, med sledmi sintetičnega seizmograma pa 60m.

Pri interpretaciji prelomov na horizontu Pt se je pokazalo, da dobimo boljše rezultate z modeliranjem nemigriranega seizmičnega profila (sl. 34), kjer nakazujejo prelome značilne difrakcijske (konveksne) oblike.



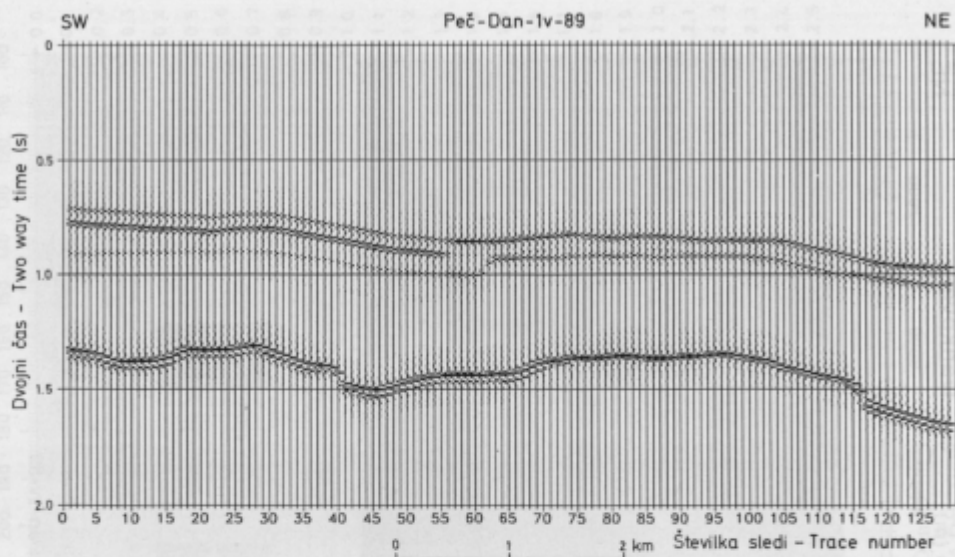
Sl. 31. Migrirani seizmični profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 31. The migrated seismic profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 32. Časovni model profila Peč-Dan-1v-89

Fig. 32. Time model of the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 33. Sintetični seizmogram za migrirani profil Peč-Dan-1v-89 (sledenje žarkov slike)

Fig. 33. Synthetic seismogram for the migrated profile Peč-Dan-1v-89 (image raytracing)

Sledenje žarkov normalnega vpada do horizonta Pt (sl. 35) je pokazalo, kako prevojne točke koncentrirajo žarke, kar se na sintetičnem seizmogramu (sl. 36) odraža kot difrakcije na lokacijah prelomov (NE in SW stran strukture Pečarovci). Primerjava z nemigriranim seizmičnim profilom (sl. 34) pa nakazuje, da je struktura Pečarovci na NE strani verjetno bolj zapletena in da imamo opraviti z več prelomi.

Ker je lomljenje žarkov na višjih mejah dovolj majhno, sem za preskus te hipoteze izdelal nov model z enim samim horizontom (Pt). Podlaga se pri tem modelu na NE strani strukture Pečarovci stopničasto spušča ob dveh normalnih prelomih, tako kot na sliki 20c. Primerjava sintetičnega seizmograma (sl. 37) za ta model z nemigriranim seizmičnim profilom (sl. 34) kaže boljše ujemanje sintetičnih in originalnih sledi. Zato sklepam, da gre na NE strani strukture Pečarovci za najmanj dva normalna preloma, tektonska zgradba pa je lahko tudi še bolj zapletena.

Razprava o rezultatih in sklepi

Strukturno modeliranje seizmičnih horizontov v strukturah Pečarovci in Dankovci je opravičilo uporabo modernih računalniških programov za modeliranje površin pri obsežnejših raziskavah z velikim številom refleksijskih seizmičnih profilov. Čim gostejša je mreža profilov, teže so podatki obvladljivi z ročnimi metodami izrisa izolinij, rezultat pa je pogosto preveč podvržen subjektivni presoji. Nasprotno pa je, pri redkejši ali neenakomerni mreži seizmičnih profilov, računalniško modeliranje površine pogosto nepredvidljivo in večinoma ne daje zadovoljivih rezultatov. Algoritmi za modeliranje površin namreč dajejo vedno boljše rezultate pri enakomerni razporeditvi točk kot pri

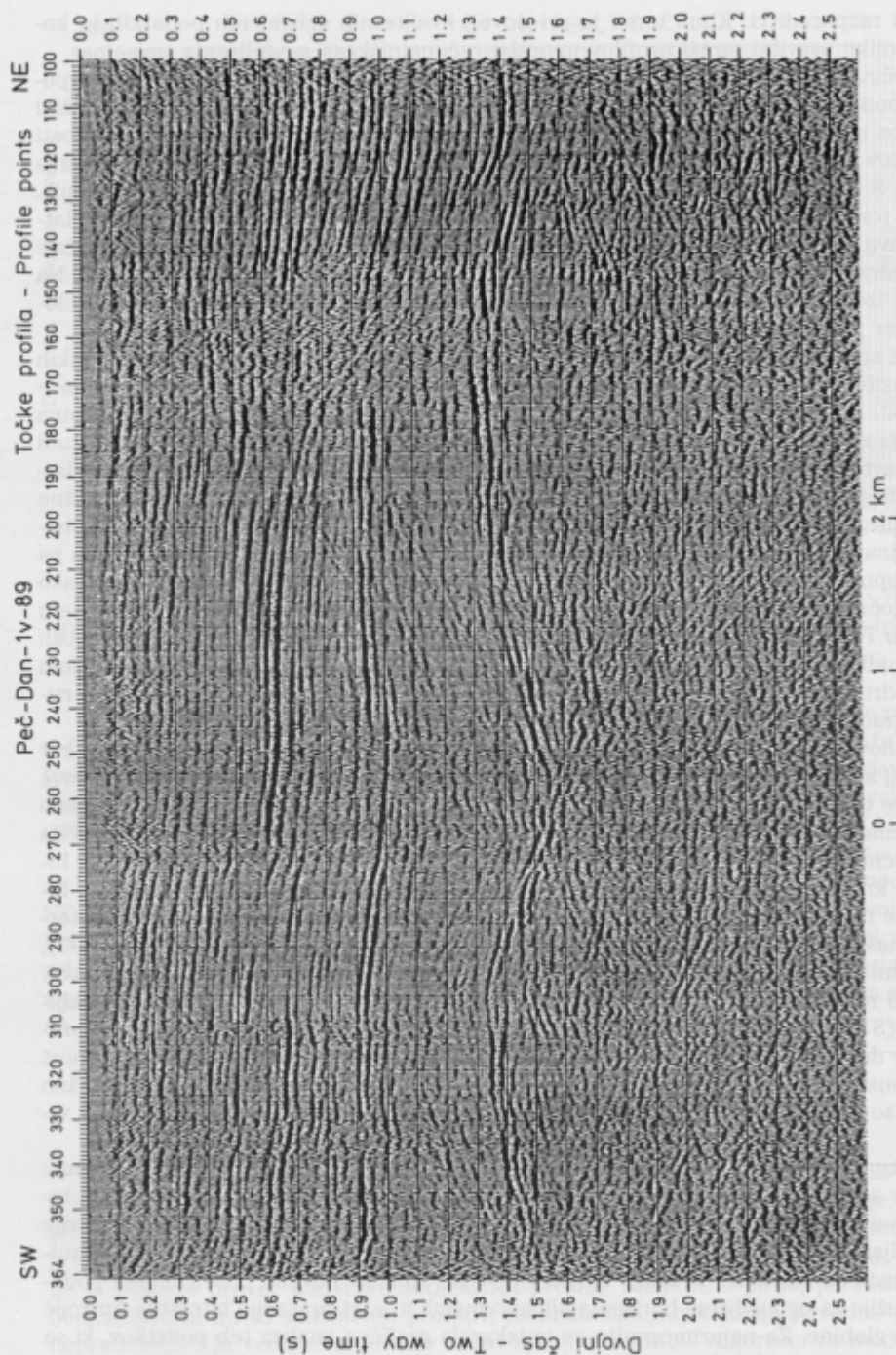
linijski razporeditvi. Kljub temu je pri dovolj kvalitetnih seizmičnih podatkih in kolkor toliko pravilni mreži profilov uporaba računalniškega modeliranja smiselna.

Večina programov danes že dopušča vnos prelomov, preko katerih ne poteka interpolacija podatkov pri izračunu točk mreže, vendar je rezultat modeliranja v njihovi bližini pogosto odvisen od kvalitete vhodnih podatkov. Ob morebitni večji obremenjenosti podatkov z napakami je za doseg uporabnega rezultata potrebna višja stopnja glajenja izolinij. S tem pa se pogosto zabrišejo podrobnosti v reliefu in premiki izolinij ob prelomih. S tem problemom sem se srečeval tudi pri modeliranju horizontov Pt in KB. Dodatno težavo so povzročali kratki prelomi z majhnimi premiki ob njih. Ponekod so povzročale nestabilnost algoritma tudi manjše razlike v interpretaciji na presečiščih profilov. Na kartah izohron in izobat je zato pogosto zabrisan že tako majhen premik ob prelomih, kar je predvsem posledica glajenja izolinij.

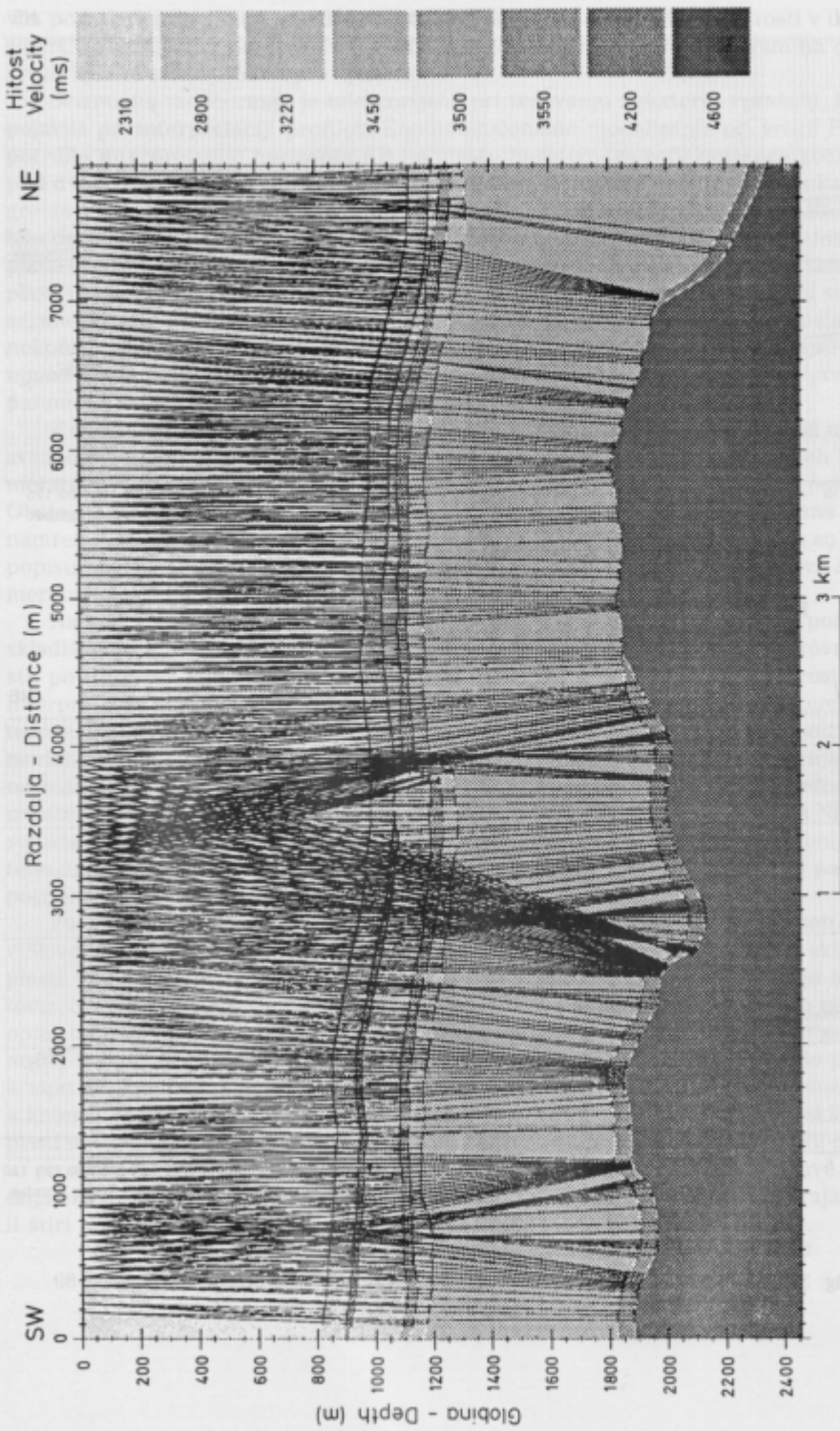
Pri spremembah časovnih kart v globinske je potreba po računalniških postopkih še izrazitejša. Pri klasičnem, ročnem konstruiranju kart je namreč skoraj nemogoče uporabiti horizontalno spremenljivo hitrostno funkcijo, zato se večinoma uporablja enotna funkcija za celotno območje. To pa je pogosto nedopusten približek. Tako je bilo tudi na obravnavanem območju, kjer sta vrtini Peč-1 in Dan-1, ki sta segli do predterciarne podlage, omogočili dobro kontrolo spremembe časa v globino. Z uporabo enotne hitrostne funkcije je napaka v globini 1850m znašala kar 65m, pri razdalji med obema vrtinama 3km. Pri spremembi časovnega modela v globinskega z računalnikom pa lahko uporabimo plasti, ki imajo horizontalno ali vertikalno spremenljivo hitrost. Tako je mogoče doseči pravilno spremembo časa v globino za poljuben model. Pri modelu struktur Pečarovci in Dankovci se je pokazala potreba tako po horizontalnih spremembah kakor tudi po vertikalnem gradientu hitrosti. Ti dve opciji pa žal v uporabljenem programu nista združljivi, kar sem rešil z uporabo pomožnega horizonta, ki je nadomestil vertikalni gradient.

Osnovni rezultat seizmičnih raziskav so časovne strukturne karte horizontov, ker se manj spreminjajo kot iz njih izpeljane globinske karte. Ko namreč pridobimo nove podatke o hitrosti iz npr. nove vrtine, lahko tako iste časovne karte z njimi ponovno spremenimo v globinske. Na časovni strukturni karti horizonta Pt je temeljil tudi izračun skladiščne prostornine v strukturi Pečarovci (Pt), pri čemer je bila uporabljena hitrost v krovnini skladiščne plasti. Če se z dodatnimi meritvami ugotovi drugačna hitrost, je mogoče izračun preprosto popraviti. Izračunana delovna skladiščna prostornina znaša, po ročno izrisani karti izohron, 315 milijonov $m^3(n)$ (Sadnikar, 1993), po računalniški karti pa 225 milijonov $m^3(n)$. Obe prostornini sta večji od zahtevanih 200 milijonov $m^3(n)$. Ocenjeno je, da je struktura zaprta s 95-odstotno zanesljivostjo (Sadnikar, 1991). Kolektorsko plast predstavlja dolomit, ki ga je vrtina prevrtala v debelini 70m. Razpokanost dolomita ni enakomerna, zato bo potrebno poroznost in prepustnost celotne plasti preveriti z dodatnimi vrtinami. Tesnilne plasti (pretežno lapor) so debele več 100m. Njihove lastnosti bodo prav tako preverjene s testi v vrtinah.

Tako pri strukturnem modeliranju horizontov kot tudi pri izdelavi sintetičnih seizmogramov se je pokazalo, kako pomembna je analiza vseh razpoložljivih podatkov o hitrosti seizmičnih valov. Osnova za določitev hitrostne funkcije in za izračun serije refleksijskih koeficientov so meritve hitrosti v vrtini, na katere se navezujejo rezultati akustične karotaže, ki imajo boljšo ločljivost. Analize hitrosti iz seizmičnih podatkov služijo za ugotavljanje horizontalnih sprememb in ekstrapolacijo hitrostne funkcije v večje globine. Za najprimernejšo se je izkazala grafična analiza teh podatkov, ki so pogosto podvrženi lokalnim vplivom in motnjam. Zato lahko šele analiza večjega šte-

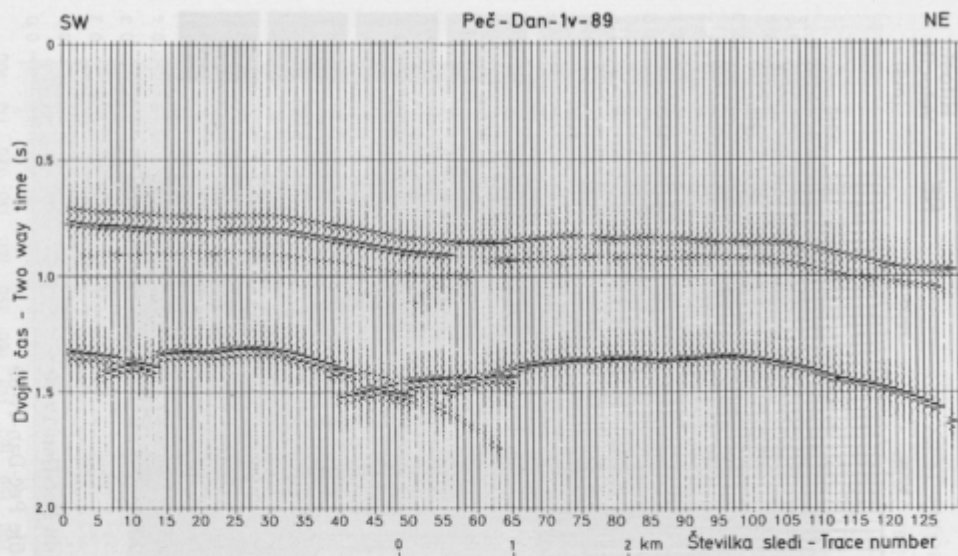


Sl. 34. Nemigrirani seizmični profil Peč-Dan-1v-89
 Fig. 34. The unmigrated seismic profile Peč-Dan-1v-89



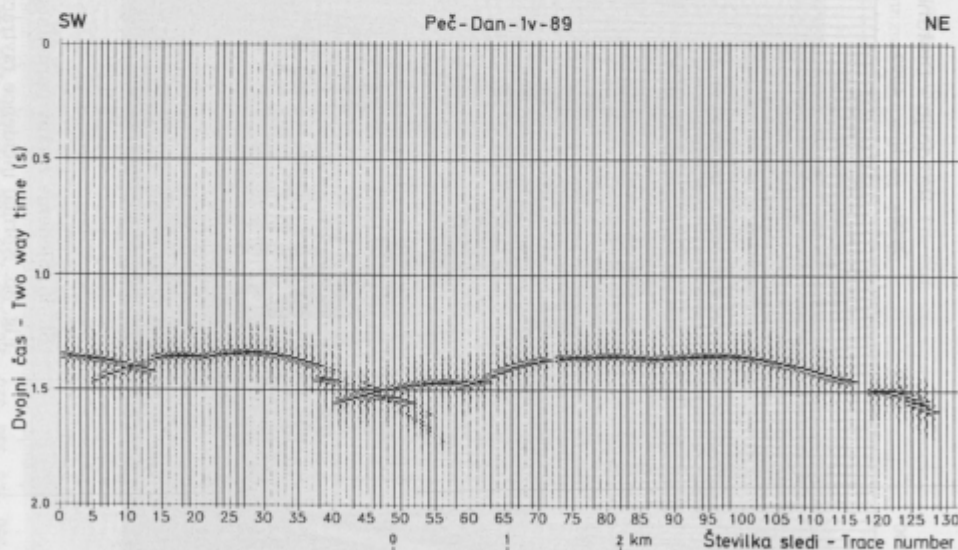
Sl. 35. Sledenje žarkov normalnega vpada za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 35. Normal incidence raytracing for the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 36. Sintetični seizmogram za nemigrirani profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 36. Synthetic seismogram for the unmigrated profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 37. Sintetični seizmogram za popravljeni model profila Peč-Dan-1v-89

Fig. 37. Synthetic seismogram for a corrected model of the profile Peč-Dan-1v-89

vila podatkov pripelje do pravih zaključkov o naraščanju ali padanju hitrosti v določeni smeri. Laboratorijske meritve so služile kot dopolnitev drugim meritvam na odsekih vrtnin, kjer le-te niso bile opravljene.

Seizmično modeliranje je bilo koristno pri reševanju nekaterih vprašanj, ki so se pojavila pri interpretaciji profilov. Enodimenzionalno modeliranje pri vrtini Peč-1 je potrdilo interpretacijo horizonta KB na mestu negativnega refleksijskega koeficienta pod dvema močnejšima pozitivnima odbojema. Sintetični seizmogrami so pokazali, da gre za interferenco številnih odbojev od zelo tankih plasti. Pri horizontu Pt, kjer ni bilo dovolj hitrostnih podatkov, sem z več modeli poskušal različna sosledja hitrostnih plasti ter določil najverjetnejšega. Zgornja meja dolomita, ki predstavlja skladiščno plast, ustreza prvemu od dveh pozitivnih odbojev na tej meji. Enodimenzionalni sintetični seizmogrami so tudi pokazali, da bi se ločljivost podatkov bistveno povečala že pri nekoliko višjih frekvencah signala (50 Hz). Zato bi bilo koristno nekatere profile ponovno obdelati ter na končnih profilih ohraniti višje frekvence valovanja. Uporabljeni parametri seizmičnega snemanja na terenu to verjetno dopuščajo.

Z dvodimenzionalnim modeliranjem po metodi sledenja žarkov sem poskusil ugotoviti zveznost horizonta KB na profilih Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89. Problem dveh konglomeratnih plasti v vrtini Peč-1 in ene same v vrtini Dan-1 sicer ni enolično pojasnjen. Obstajata dve možnosti, da izklinjata zgornja ali spodnja plast. Med vrtinama poteka namreč prelom, ob katerem je prišlo do premika plasti. Mogoče je tudi, da so bili pri popisu obeh vrtnin uporabljeni različni kriteriji in imamo v obeh vrtinah dve konglomeratni plasti, le da je v vrtini Dan-1 ena opredeljena kot peščenjak.

Najbolj kritičen dejavnik pri oceni primernosti struktur, raziskanih za podzemno skladiščenje plina, so prelomi. Po eni strani lahko povzročijo netesnost krovnih plasti, po drugi pa lahko prekinajo skladiščno plast in ji s tem zmanjšajo prostornino. Interpretacija prelomov je zato, poleg ugotavljanja zaprtosti strukture, najpomembnejša naloga seizmičnih raziskav. V večini primerov jo uspešno preverjamo s seizmičnim modeliranjem. Modeliranje nemigriranih seizmičnih profilov z metodo sledenja žarkov normalnega vpada (normal incidence raytracing) je omogočilo boljšo interpretacijo nekaterih prelomov na obravnavanem območju. Tako se je izkazalo, da sta na NE strani strukture Pečarovci najmanj dva normalna preloma, lahko pa gre tudi za bolj zapleteno zgradbo. Pri drugih prelomih na profilih Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89 pa je bila potrjena prvotna interpretacija.

Po dosedaj opravljenih raziskavah je struktura Pečarovci (Pt) od vseh lokacij v Sloveniji ocenjena za najprimernejšo. Njena pomanjkljivost je velika globina skladiščne plasti, ki bo zahtevala večjo moč kompresorjev, kar bo podražilo investicijo in obratovanje. Pred dokončno odločitvijo za gradnjo podzemnega skladišča plina bo potrebno opraviti še številne raziskave, ki bodo potrdile primernost strukture. Nadaljnje raziskave na tej lokaciji bodo obsegale predvsem raziskovalno vrtnanje, s katerim bodo preverili zaprtost strukture in hidrogeološke razmere. Predvidene so še štiri raziskovalne vrtnine, v katerih bodo opravljeni testi za ugotavljanje poroznosti in prepustnosti skladiščne plasti in tesnilnih lastnosti krovne. Z vrtinami bo treba preveriti tudi tektonske razmere in prostornino skladišča. Če bi se struktura izkazala za ustrezno, bi raziskave in gradnja skladišča zahtevali še nadaljnjih osem let, polnjenje skladišča pa bi trajalo okoli štiri leta.

Zahvala

Prispevek predstavlja povzetek magistrskega dela, ki sem ga izdelal pod mentorstvom prof. dr. Danila Ravnika in prof. dr. Rinalda Nicolicha in obranil v decembru 1993 na Univerzi v Ljubljani. Raziskave so bile opravljene s finančno podporo Ministrstva za znanost in tehnologijo v okviru projekta Mladi raziskovalci in s pomočjo štipendije Univerze v Trstu za sodelovanje z vzhodnoevropskimi državami.

Zahvaljujem se prof. dr. Danilu Ravniku, ki mi je vsestransko pomagal in me pri delu spodbujal, in prof. dr. Rinaldu Nicolichu z Univerze v Trstu, ki me je prijazno sprejel na svoj oddelek in mi omogočil odlične možnosti za delo. V številnih razpravah mi je odkril mnogo novega o refleksijski metodi in seizmičnem modeliranju.

Hvaležen sem tudi vsem drugim sodelavcem oddelka Univerze v Trstu, Dipartimento di Ingegneria Navale, del Mare e per l'Ambiente – Sezione Ingegneria per le Georisorse e l'Ambiente, kjer sem opravil večino računalniškega modeliranja. Posebno ing. Licio Cernobori in ing. Oreste Reale sta bila vedno na voljo za reševanje strokovnih in računalniških problemov.

Mag. Josip Sadnikar in Stojan Kranjc sta mi posredovala mnogo koristnih podatkov o obravnavanem območju in mi pomagala pri izračunu skladiščne prostornine. Zmago Bole je opravil veliko risarskega dela na računalniku. Vsem pristrčna hvala.

Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pečarovci and Dankovci structures – Mura Depression

Summary

The importance of natural gas as an energy source is increasing, because its use has less impact on the environment than other fossil fuels. Slovenia imports almost all the gas it needs from Russia and Algeria. The supply through the pipelines (Fig. 1) is more or less constant throughout the year, but consumption is subject to seasonal changes. For this reason gas must be stored in the summer months in order to permit higher consumption during the winter. Due to economic and safety reasons, the storage of natural gas is reasonable only underground (Dussaud, 1989). There are four main types of underground storage (KBB, 1984): salt caverns, abandoned mines, aquifers or depleted oil or gas fields, and hard rock caverns.

The geological structure of Slovenia only permits storage in aquifers (Fig. 2). Investigations for such storage areas have been going on for more than 10 years (Sadnikar, 1993). The goal has been to find an appropriate antiformal structure, at a depth between 500 and 2000m, composed of porous (reservoir) rock with an impermeable covering layer (Gaussens, 1986). In the first stage 13 different locations were investigated and two of them (Pečarovci and Dankovci) in the Mura Depression were selected for further exploration. Geophysical methods, especially reflection seismics, had an important role in the evaluation of possible suitable locations.

The Mura Depression is one of the deep depressions in the Pannonian Basin which are fairly common in the border area. The structural map of the pre-Tertiary basement in the Mura Depression (Fig. 3) shows four main geotectonic units lying in the SW-NE direction (Kisovar, 1977; Djurasek, 1988). The deepest part of the Mura

Depression (over 5500m) is between Ljutomer and Lendava. The rocks in the basement are mainly metamorphic (Paleozoic) on top of which, in some places, Mesozoic carbonates are found. The Tertiary sediments which fill the depression are mainly of Neogene and Quaternary age (Grandić & Ogorelec, 1986; Žnidarčič & Mioč, 1989).

The Pečarovci and Dankovci structures lie on the Murska Sobota massif, on the slope that dips in towards the Radgona Depression. In this area the depth to the pre-Tertiary basement is between 1800 and 2000m. Possible collector rocks for gas storage are the Mesozoic carbonates in the basement and the thin layers of porous conglomerates and sandstones above the discordant boundary between the Badenian and Sarmatian layers inside the Tertiary sediments (Skaberne, 1992).

A dense net of reflection seismic profiles was recorded at the location Pečarovci-Dankovci during the years 1987 to 1990 (Brzović, 1987; Joksović, 1989; Djurasek & Bezuh, 1991). For structural modelling of this data, a square area, 8×8 km in size, was selected. Seventeen profiles with a total length of 94 km, and data from three boreholes, were used (Fig. 6, Tables 1 and 2). The aim of the structural modelling was to construct time and depth maps of the two most important horizons, i.e. KB – the top boundary of the Badenian rocks, and the Pt – pre-Tertiary basement.

Detailed analysis of the available velocity data was carried out, making possible correct time-to-depth conversion. Four types of velocity data were used: velocity analysis from seismic data, down-hole measurements in boreholes (Leljak, 1990; 1991), sonic logs, and laboratory measurements on cores. The velocity function was based on the sonic log data, which were corrected using the down-hole measurements, and fitted to the datum plane of the seismic profiles (150m above s.l.). Laboratory measurements on cores were used in the deeper part of the borehole Peč-1, where no other data were available. Velocity analysis data were used mainly to determine lateral velocity changes. For this purpose the interval velocity data were graphically treated. The velocity isolines for the characteristic profile Peč-Dan-1v-89 (Fig. 9) show no significant lateral velocity variations in the upper part of the section, until a two way time 1.0s is reached. There is a slight increase in velocity in the direction NE, between 1.0 and 1.5s. Such a velocity variation was applied in the model for time-to-depth conversion.

For the construction of a three-dimensional structural model the Sierra Mimic package (Sierra, 1990a), running on a Digital VAXstation 3100 SPX M38 was used. The interpreted horizons (KB and Pt) for all 17 seismic profiles were first digitized with the AutoCAD program. From the drawing file 2D coordinates in the plane of the seismic profile were extracted. These coordinates were converted in 3D coordinates, which were the input for the gridding algorithm of Mimic program. The Sierra gridding algorithm is based on the inversion of a system of linear equations. The interpolation method takes faults into account and ignores points on the opposite side of the fault.

The model was built of two main horizons (KB and Pt) (Fig. 11). The first layer above the KB horizon has a constant velocity of 2470m/s. From the velocity analysis it was concluded that, a lateral velocity variation between the KB and Pt horizons and a vertical velocity gradient, were needed in order to achieve correct time-to-depth conversion. Unfortunately variation of velocity in both directions in the same layer is not supported by the program. Because of this an auxiliary horizon was used which replaced the vertical velocity gradient. In the layer between KB and the auxiliary horizon a lateral increase of velocity in the direction NE was defined. The velocity between

the auxiliary horizon and Pt was again constant (4200m/s) as well as the velocity in the pre-Tertiary basement (4600m/s).

A structural time map of the KB horizon (Fig. 12) shows a closed antiform structure at Dankovci confined by the 980ms isochron, that has a top at 950ms. Five faults cut the structure, but they do not indicate significant slips. The reservoir rocks at this horizon are thin layers of conglomerate and sandstone. Small quantities of oil and gas were found in these layers, which proves the tightness of the cap-rocks (Božović et al., 1991). On the other hand, because of the thin layers (a couple of meters thick) a fault could easily separate two parts of the layer and reduce the volume of the reservoir. At the Pečarovci location there is no closed antiform structure at this horizon.

On the Pt horizon (Fig. 13), there are closed antiform structures at both locations. The reservoir rock is a layer, approximately 70m thick, of porous dolomite in the pre-Tertiary basement. At Dankovci it is confined by the 1460ms isochron, while the top of the structure is at 1350ms. The area of the closed part is 5.42km². At Pečarovci the top of the structure is at 1350ms and the antiform is confined by the 1400ms isochron. The highest point of the opening is on the SW part. The area of the closed part is 1.576km².

Of the three antiform structures, that at Pečarovci (Pt) was selected as the most promising. The structure at Dankovci (Pt) is too big for the required storage volume, and the structure at Dankovci (KB) was found to be less reliable because of faults (Sadnikar, 1991).

On the basis of the time-to-depth conversion, structural depth maps were constructed for both horizons (Fig. 15 and Fig. 16). The depth from the datum plane to KB is from 1100m to 1200m, and the depth to Pt is from 1900m to 2000m. On a 3D view of the depth model (Fig. 17) it is easy to see both of the antiform structures on the Pt horizon, whereas the structure at Dankovci, the KB horizon, with a smaller amplitude, is not so evident.

On the basis of the constructed model the available storage volume in the Pečarovci (Pt) structure was estimated (Fig. 20). The calculations were performed using the Evasit program for the evaluation of porous gas storage (Gaz de France, 1990). The input data for this program are the areas of closed isochrones, the velocity in the top rock and other data from Table 3. The results of the estimation for a manual (Djurasek & Bezuh, 1991; Sadnikar, 1991, 1993) and computer constructed map are shown in Table 4. Fifty percent of the total volume was assumed as the working volume. The working volume was estimated as 315 million m³(n) (from the manual constructed map) or 225 million m³(n) (from the computer constructed map). Both volumes are greater than the required 200 million m³(n).

Seismic modelling consists of a number of different methods which are used for the evaluation of interpretation or correlation of seismic and geologic data. With the development of powerful computers numerical modelling (Nelson, 1983) has now almost completely replaced physical modelling (McDonald & Gardner, 1983). Seismic modelling can be one-dimensional (1D), two-dimensional (2D), or three-dimensional (3D). With regard to the used method of calculation, there are two main groups of methods: raytracing methods, and methods based on solutions of the wave equation.

Most modelling methods are based on the convolutional model, which states that a seismic trace is given by the convolution of a source wavelet with a reflectivity function plus random noise (Sheriff, 1991). The layered structure of the subsurface is rep-

resented by a series of reflection coefficients. For successful modelling of seismic data, good knowledge of the shape and frequency content of the input wavelet is of great importance. The two basic types are the minimum phase and the zero phase wavelet (Fig. 23). The convolution of the input wavelet with reflectivity series is presented in Fig. 25. Each reflection coefficient is replaced by a wavelet in such a way that the amplitude is proportional to the value of the coefficient. Negative coefficients return the wavelet with the opposite phase. When modelling, the decay of amplitudes with depth due to spherical divergence and absorption have also to be taken into account. If the wavelength of the signal is small compared to the distance between adjacent interfaces, then a simple seismic trace is obtained (Fig. 25). In cases where the layers are thin with respect to the wavelength, the seismic trace is a result of the interference of signals reflected from several interfaces (Fig. 26). The theoretical vertical resolution of seismic data is $1/4$ of the signal wavelength, whereas in practice it is not greater than $3/8$ of the wavelength (Widess, 1973).

Seismic modelling in one dimension is a tool for the correlation of seismic (time) data with geological or well logging (depth) data. For seismic data, lower vertical resolution, limited by the wavelength of the signal is characteristic, but good lateral coverage along the profile is also apparent. On the other hand, data from boreholes have good vertical resolution, but are limited in lateral extent (Neidell, 1981). In the case of 1D modelling, the geological structure near the borehole is approximated by horizontal layers so the only direction in which physical properties change is depth.

At the location Pečarovci-Dankovci very thin layers and the problem of interference close to the KB horizon were encountered. 1D modelling was therefore applied in order to improve the interpretation of the KB horizon, and to correlate the seismic and borehole data. For this modelling a Synthetic Module of the Vista 6.5 program (SIS, 1990), running on a PC computer, was used. Synthetic seismograms were constructed for boreholes Peč-1 and Dan-3. The reflectivity series was computed from the sonic and density log data. The sonic log was corrected on the basis of the down-hole measurements. In the lowest part, close to the Pt horizon, the results of laboratory measurements of velocity on cores and Gardner's law for the computation of density were used. In the Peč-1 borehole, 49 layers of different acoustic impedance were distinguished (Fig. 10). The highest reflection coefficients corresponded to the top and bottom of the thin conglomerate layers above the KB horizon. We compared the synthetic seismograms with two seismic profiles close to the borehole location. Because they were recorded with a Vibroseis seismic source, zero phase wavelet defined by an Ormsby 0/10–50/70 Hz filter, corresponding to the central frequency of the sweep and applied filters during processing, was used as input signal. Comparing the synthetic traces with the Peč-Dan-1v-89 profile, which is oriented SW–NE (Fig. 27), good correlation can be observed at 0.5 s, near the KB horizon (0.9 s), and at the Pt horizon (1.35 s), but poor correlation between 0.7 and 0.9 s. If the same synthetic traces are compared with Peč-1v-89 profile, which is oriented S–N (Fig. 28), there is also a good correlation at both main horizons and at 0.5 s, but two or three good reflections between 0.7 and 0.85 s that are not visible on the previous profile can also be observed. It can be concluded that in this area a high degree of velocity anisotropy is encountered. 1D modelling was also used to show what influence frequency content of the input signal has on the vertical resolution of the seismic data (Fig. 29).

A modelling method based on the solution of the wave equation was also applied to the same data, for calculation of the subsurface seismic response. This modelling

was done using the Sierra Vespa (Viscoelastic Seismic Profile Algorithm) program (Sierra, 1990c). The result of the simulation is a 2D seismogram comparable to a shot record. Because in the case of this method, too, the physical properties change with depth only, it can be treated as one-dimensional. The time of the Vespa computation is, even on a powerful workstation, usually very long (several hours) and depends on the number of layers, the source-receiver array and the solution parameters. For this reason computations are carried out in the batch mode. On the synthetic seismogram from the Vespa simulation for the borehole Peč-1 (Fig. 30), some good reflections and variation of their amplitudes with offset can be observed. Linear events such as the first arrivals of P-waves and high amplitude ground roll are also evident. From this simulation it can be concluded that, with regard to the amplitudes of reflections, greater offsets might give better results. But in this case we enter an area that is strongly affected by ground roll. In this kind of analysis the Vespa method has advantages over raytracing methods.

With 2D modelling stacked seismic sections, field shot records and CMP (common midpoint) gathers were simulated. Unlike in 1D modelling, where acoustic impedance changes only with depth, in the case of 2D modelling the physical properties change in two directions in a vertical plane of a seismic profile. 2D modelling was performed, using the Sierra Quik package (Sierra, 1990b) on the models constructed with the Sierra Mimic program.

Quik programs use the raytracing method to find the path of seismic energy between the source and receivers. At each intersection of the ray with a horizon the program computes the time and the reflection coefficient. In each layer the program uses straight rays even if the velocity varies. This approximation is good enough for most models. At interfaces the rays are refracted according to Snell's law. In layers with variable velocity the direction of the ray is calculated in following way. When the ray enters the layer, the local velocity is used to determine direction. The ray is then straight to the next interface, where a new local velocity is used to compute the direction in the lower layer. The result of Quik simulation is a spike section of reflection coefficients. The convolution of spike section with the input wavelet results in a synthetic seismogram.

By 2D modelling of stacked seismic sections, an attempt was made to confirm the continuity of some reflections above the KB horizon and the interpretation of faults at the Pt horizon. The results of the simulation are presented for the characteristic profile Peč-Dan-1v-89. The basis for interpretation and construction of the time model was the migrated seismic section (Fig. 31). The time model consisted of nine layers of different velocity (Fig. 32). The two thin layers of higher velocity represent the conglomerate sequences above the KB horizon. Between the Pečarovci and Dankovci structures there is a fault at which one sequence terminates and the second is displaced. Above the Pt horizon there is a 50m thick layer of breccia. The synthetic seismogram (Fig. 33) for image raytracing (migrated section) shows that the proposed model of the KB horizon is possible.

When evaluating the structural interpretation of the Pt horizon, it was proved that better results are obtained with modelling of the unmigrated seismic section (Fig. 34), where faults are more evident because of diffractions. Normal incidence raytracing on the depth model for this profile is shown in Fig. 35 and the corresponding synthetic seismogram in Fig. 36. By comparing the synthetic and the original seismic section, it can be concluded that the structure on the NE side of the Pečarovci antiform is more complex. To prove this, new model of the Pt horizon was constructed

with two normal faults at this location. This model was simplified to only one interface because it was recognized that the upper layers do not affect the rays significantly. If the synthetic seismogram for this simulation (Fig. 37) is now compared with the unmigrated seismic section (Fig. 34), better correspondence can be seen than in the first model. It can be concluded that the Pečarovci structure has, on its NE side, at least two normal faults (Fig. 20). It is possible also that the structure is even more complex.

Of all evaluated locations in Slovenia (Sadnikar, 1993), the antiform structure in the pre-Tertiary basement at Pečarovci was proved to be the most promising for the construction of an underground gas storage facility. Its structure is defined by seven seismic profiles and one borehole. The estimated working volume of storage is greater than the required 200 million m³(n). To prove the structural interpretation of seismic data and to test the hydrogeological parameters of the reservoir layer and the impermeable cap-rock, another four boreholes are planned. The main disadvantage of this structure is the great depth of the storage layer, which requires compressors of higher power, and higher costs during operation.

Literatura

- Anstey, N. A. 1970: Signal Characteristics and Instrument Specifications. – In: Evenden, B. S., Stone, D. R. & Anstey, N. A., eds., *Seismic Prospecting Instruments*, I. Gebrüder Borntraeger, 156 pp., Berlin.
- Boštjančič, J. 1992: Varčujmo z energijo, nasveti za smotrno rabo. – Agencija za prestrukturiranje energetike in Ministrstvo za energetiko, 56 pp., Ljubljana.
- Božović, M., Kranjc, S. & Matoz, T. 1991: Končno poročilo o raziskovalni vrtini Dan-3. – 15 pp., 9 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Božović, M. & Matoz, T. 1991: Končno poročilo o raziskovalni vrtini Peč-1. – 16 pp., 10 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Brzović, M. 1987: Tehnički izveštaj za seizmička ispitivanja. Područje: Slovenske gorice, Gabernik, Berkovci, Dankovci i Pečarovci. – 14 pp., 2 priloge, Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Dix, C. H. 1955: Seismic Velocities from Surface Measurements. – *Geophysics*, 20/1, 68–86, Tulsa, Oklahoma.
- Djurasek, S. 1987: Interpretacija strukturno-tektonskih odnosa na osnovi refleksijske seizmike, Mura depresija i lokalitet Gabernik. – 8 pp., 7 prilog, Lendava. Tipkano poročilo. Arhiv Naftne Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Djurasek, S. 1988: Pregledna karta podloge tercijsara sa otkrivenim naftnim i plinskim objektima. – 1 priloga, Lendava. Arhiv Naftne Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Djurasek, S. & Bezuh, K. 1991: Pečarovci-Dankovci, strukturno-tektonska interpretacija na osnovi seizmičkih i bušotinskih podataka. – 10 pp., 9 prilog, Lendava. Tipkano poročilo. Arhiv Naftne Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Dobrin, M. B. & Savit, C. H. 1988: *Introduction to Geophysical Prospecting*. – McGraw-Hill Book Company, 867 pp., New York.
- Dussaud, M. 1989: Review of World Wide Storage Projects-France. – In: Tek, M. R., ed., *Underground Storage of Natural Gas*. Kluwer Academic Publishers, 23–29, Dordrecht.
- Gaussens, P. 1986: Stockages souterrains de gaz, Titre XIII. – En: *Manuel pour le transport et la distribution du gaz*. Association technique de l'industrie du gaz en France, 333 pp., Paris.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. & Gregory, A. R. 1974: Formation Velocity and Density – The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps. – *Geophysics*, 39/6, 770–780, Tulsa, Oklahoma.
- Gaz de France 1990: Evasit, PC Version, User's Manual. – Gaz de France, 25 pp., Paris.
- Grandić, S. & Ogorelec, B. (eds.) 1986: Plan in program raziskav ležišč nafte in plina v SR Sloveniji za obdobje 1986–1990, Murska depresija. – 206 pp., 8 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Horvath, F. & Pogacsas, G. 1988: Contribution of Seismic Reflection Data to Chrono-

stratigraphy of the Pannonian Basin. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. AAPG Memoir, 45, 97–105, Tulsa, Oklahoma.

Joksović, P. 1989: Tehnički izveštaj za seizmička ispitivanja u Murskoj depresiji. – 3 pp., 3 priloge, Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

KBB (Kavernen Bau & Betriebs-GmbH) 1984: *Underground Storage*. – KBB, 23 pp., Hannover.

Kisovar, M. 1977: Prilog rješavanja strukturnih odnosa našeg dijela Murske depresije. – V: Znanstveni savjet za naftu, JAZU, III. god. skup., Zbornik radova I, Novi Sad, 311–322, Zagreb.

Kranjc, S., Božović, M. & Matoz, T. 1990: Geološko projektne osnove za globoko vrtino Pečarovci-1 (Peč-1). – 25 pp., 10 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Leljak, A. 1990: Mjerenje brzina širenja seizmičkih valova u dubokoj bušotini Dankovci-3. – 7 str., Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

Leljak, A. 1991: Mjerenje brzina širenja seizmičkih valova u dubokoj bušotini Pečarovci-1. – 7 str., Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

Lorger, B. 1988: Žlahtni podzemeljski mehurji. Zakaj in kako skladiščimo zemeljski plin. – Delo, 6. avgust 1988, Ljubljana.

McDonald, J. A. & Gardner, G. H. F. 1983: *Physical Modeling at the Seismic Acoustic Laboratory*. – In: McDonald, J. A., Gardner, G. H. F. & Hilterman, F. J., eds., *Seismic Studies in Physical Modeling*. International Human Resources Development Corporation, 1–19, Boston.

Neidell, N. S. 1981: *Stratigraphic Modeling and Interpretation: Geophysical Principles and Techniques*. Education Course Note Series #13. AAPG, 141 pp., Tulsa, Oklahoma.

Nelson, H. R. 1983: *New Technologies in Exploration Geophysics*. – Gulf Publishing Company, 281 pp., Huston.

Novak, P. 1987: Ekologija, energija, varčevanje. – Delavska enotnost, Aktualna tema, 41, 363 pp., Ljubljana.

Pleničar, M. 1970a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Goričko. – Zvezni geološki zavod Beograd. Beograd.

Pleničar, M. 1970b: Tolmač lista Goričko. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 39 pp., Beograd.

Royden, L. H., Horvath, F. & Rumpler, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System, 1. Tectonics. – Tectonics, 2/1, 63–90, American Geophysical Union, Washington.

Rumpler, J. & Horvath, F. 1988: Some Representative Seismic Reflection Lines from the Pannonian Basin and Their Structural Interpretation. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. AAPG Memoir, 45, 153–169, Tulsa, Oklahoma.

Sadnikar, J. 1991: Ocena strukture Pečarovci za podzemno skladiščenje naravnega plina. – 14 pp., 8 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Sadnikar, J. 1993: Raziskave za podzemno skladiščenje plina v Sloveniji. – Rudarsko-metalurški zbornik 49/1–2, 149–167, Ljubljana.

Sierra 1990a: Mimic, Geologic Modeling and Mapping, Version 3.2, User Manual. – Sierra Geophysics, 222 pp., Seattle.

Sierra 1990b: Quik, Raytracing, Release 3.2, User Manual. – Sierra Geophysics, 497 pp., Seattle.

Sierra 1990c: Vespa, Wave Equation Seismic Modeling, User Manual. – Sierra Geophysics, 162 pp., Seattle.

SIS (Seismic Image Software Ltd.) 1990: Vista 6.5, Synthetic Module. – SIS, 32 pp., Calgary.

Sheriff, R. E. 1991: *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. – Society of Exploration Geophysicists, 376 pp., Tulsa, Oklahoma.

Skaberne, D., Božović, M., Žlebnik, L., Petauer, D. & Sadnikar, J. 1987: Ocena možnosti skladiščenja plina v antiklinalnih strukturah Murske depresije. – 39 pp., 41 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Skaberne, D. 1992: Interpretacija pogojev in načina sedimentacije neogenskih klastičnih sedimentnih kamnin na območju struktur Pečarovci in Dankovci. – 16 pp., 1 priloga, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Starčević, M., Stopar, R. & Rihtar, B. 1990: Poročilo o gravimetričnih raziskavah na področju Dankovcev in Pečarovcev v letih 1987/1989. – 6 pp., 5 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Steininger, F. F., Mueller, C. & Roegl, F. 1988: Correlation of Central Paratethys,

Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene Stages. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. AAPG Memoir, 45, 79–87, Tulsa, Oklahoma.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. & Keys, D. A. 1976: *Applied Geophysics*. – Cambridge University Press, 860 pp., Cambridge.

Urh, I. 1956: Gravimetrične meritve v Pomurju. – 70 pp., 5 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Widess, M. B. 1973: How thin is a thin bed? – *Geophysics*, 38/6, 1176–1180, Tulsa, Oklahoma.

Winqvist, T. & Melgren, K. E. 1988: *Going Underground*. – Royal Swedish Academy of Engineering Sciences (IVA), 177 pp., Stockholm.

Žnidarčič, M. & Mioč, P. 1989: Tolmač za lista Maribor in Leibnitz. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 60 pp., Beograd.

Yilmaz, Ö. 1987: *Seismic Data Processing*. – Society of Exploration Geophysicists, 526 pp., Tulsa, Oklahoma.

O zgradbi Soviča nad Postojno

On the structure of Sovič above Postojna

Leopold Plesar

Geološki zavod Ljubljana

Institut za geologijo, geotehniko in graditvo

Lindtjeva ul. 100/0 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Avtor ugotavlja, da je zgradba hriba Sovič nad Postojno stregel v sledenjem po strukturi psovitev Nanosa in Hrušice ter Trnovskega gozda. Tako je parti Soviča ali Sovički parti miniaturni pendant Hrušičkega in Trnovskega pokraja v sklopu s hribovsko zgradbo Znanjke Dinaridov jugozahodne Slovenije, kot je bila že predstavljen (Plesar, 1981).

Abstract

The author maintains that the structure of the Sovič hill above Postojna with its surroundings is structurally a repetition of the structure of the Nansa, Hrušica and Trnovski gozd mountains. Thus the overthrust of Sovič is a miniature pendant of the Hrušica and Trnovski gozd orpa in the sense of the overthrust structure of the Outer Dinarides of southwest Slovenia, as presented earlier (Plesar, 1981).

Pri kartiranju trase Predjamskega prelaza na območju Postojnskih vrat me je pretegnila tektonska zgradba hriba Sovič nad Postojno, za katerega se je zdelo, da predstavlja miniaturni strukturni pendant Nanosa. Da bi preveril domnevo, sem iz ravnodolnosti v merilo 1:5000 orientacijsko pregledal obje območje mesta Postojne, Sovič in uskl. avtoceste med mostom južno od benčinske črpalke in Stano vajo.

Z zgradbo okolice Postojne se se v zadnjih tridesetih letih ukvarjali raziskovalci v okviru izdelave Osnovne geološke karte SFRJ (Plesar et al., 1963, 1967; Buzar, 1976; Gospodarič, 1978, 1989). Pri tem sta se glede strukture uveljavila dva koncepta, stariji, po katerem lokalni terciarne plasti diskordantno na kredni plasti Soviča (Plesar et al., 1963, 1976; Gospodarič, 1978) in mlajši koncept, da je Sovič prevrtna antiklinala, ki je naravnjena na terciarne plasti (Buzar, 1976; Gospodarič, 1989), katerega avtor je Gospodarič, kot je razvidno iz njegovih neobjavljenih zapisov. Gospodaričev pogled na zgradbo Soviča je izšel po njegovi smrti (Gospodarič, 1989, prilogi 1 in 2). Prikaži ga je na geološki karti in profilu, sedanjí prispevek predstavlja dopolnitev njegovih idej.

