

UNIVERZA V LJUBLJANI  
NARAVOSLOVNOTEHNIŠKA FAKULTETA  
ODDELEK ZA GEOLOGIJO

**Vpliv prevodnih struktur na tok in prenos snovi v kraško-  
razpoklinskih vodonosnikih**

DOKTORSKA DISERTACIJA

Timotej VERBOVŠEK

Ljubljana, april 2008



UNIVERSITY OF LJUBLJANA  
FACULTY OF NATURAL SCIENCES AND ENGINEERING  
DEPARTMENT OF GEOLOGY

**Influences of transmissive structures on flow and transport  
in karstic and fractured aquifers**

Ph. D. THESIS

Timotej VERBOVŠEK

Ljubljana, April 2008



## **IZJAVA**

Izjavljam, da je doktorska disertacija rezultat mojega raziskovalnega dela.

Timotej Verbovšek

Mentor: prof. dr. Jožef Pezdič



## IZVLEČEK

V disertaciji sem obravnaval vplive prevodnih struktur na tok in prenos snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Različne vplive na izdatnost dolomitnih vodonosnikov, zveze med hidravličnimi parametri v teh vodonosnikih ter fraktalne analize porazdelitev dolžin jam v Sloveniji sem obravnaval v že objavljenih raziskavah, na katere sem se navezal tudi v svojih analizah v disertaciji. Izdelal sem hidrogeološko in geokemično bazo podatkov za 397 vrtin in vodnjakov, izvrtanih v dolomitne in apnenčaste vodonosnike v Sloveniji. Ker trenutno uveljavljene metode za analizo kraško-razpoklinskih vodonosnikov niso primerne, sem svojo raziskavo posvetil predvsem tej problematiki. V disertaciji sem zato postavil hipotezo, da lahko lastnosti vodonosnikov natančneje določimo s fraktalnimi metodami in geokemičnimi analizami vode pri črpalnih poizkusih. Ob primerjavi fraktalnih metod, ki ustrezno opisujejo tok v kraško-razpoklinskih vodonosnikih, z uveljavljenimi metodami za vodonosnike z medzrnsko poroznostjo, sem ugotovil, da je pri prilagajanju modelov po slednjih metodah napaka bistveno večja. S fraktalno Barkerjevo metodo, ki upošteva tudi dvojno poroznost, sem nato določil tudi fraktalno dimenzijo toka, dodatni parameter, ki opisuje geometrijsko razširjanje toka po prevodnih strukturah in predstavlja merilo povezanosti razpok v prostoru. Dimenzija toka v veliki večini primerov ni enaka 2,00, kot predvidevajo klasični modeli, temveč je normalno porazdeljena okoli vrednosti 2,16. Večina (74 %) vrednosti je višjih od 2,00 in le 8 % podatkov ima dimenzijo, ki ustreza vrednosti  $2,00 \pm 0,05$ . Tok proti vodnjakom je torej v glavnem radialno-sferičen in ne radialen. Prevodne strukture (mreže razpok in tudi kraški kanali) torej omogočajo razširjanje toka in s tem tudi prenosa snovi ne le radialno okoli vrtin, temveč tudi v tretjo dimenzijo. Dimenzija toka se razlikuje v posameznih vodonosnikih, ločenih po starostno-litoloških značilnostih in je neodvisna od omočene debeline vodonosnika. Z omenjeno ustrežno metodo sem določil koeficiente prepustnosti razpok in matriksa ter ugotovil, da so vrednosti v razpokah višje kot v matriksu. Podobno se koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa statistično ločijo med seboj, višje vrednosti pa so značilne za matriks. Podobno kot dimenzije toka se tudi vrednosti teh koeficientov razlikujejo glede na tip vodonosnikov, dimenzija toka pa ni odvisna od koeficientov prepustnosti razpok. Z geokemičnim inverznim modeliranjem sem določil predvidene količine mineralov, ki se morajo raztopiti, da voda doseže ustrezno sestavo, obenem pa sem simuliral sestavo vod v čistih dolomitih. Ugotovil sem, da se vode iz različnih vodonosnikov ločijo med seboj po količini raztopljenih mineralov in da je mogoče te razlike razložiti s sestavo kamnin. Med dimenzijo toka in vrednostmi raztopljenega dolomita kot bistvenega minerala v obravnavanih vodonosnikih obstaja vzročna zveza, saj boljše razširjanje toka v razpokah povzroči, da se lahko raztopi večja količina mineralov. Da bi ugotovil, kolikšna je največja možna dimenzija, ki jo lahko zavzamejo mreže razpok, in s tem določil največje možne dimenzije toka, sem analiziral 49 mrež razpok na različnih izdankih. Rezultati kažejo, da se vrednosti teh dimenzij gibljejo okoli 1,77 in se ne spreminjajo bistveno v različnih vodonosnikih. Pri ekstrapolaciji dimenzij mrež razpok iz dveh v tri dimenzije sem ugotovil, da so dimenzije toka manjše kot dimenzije mrež razpok, kar najverjetneje pomeni, da tok ne more potekati po vseh razpokah, saj vse niso dovolj odprte. Fraktalna dimenzija mrež razpok narašča z njihovo gostoto, iz primerjave z vrednostmi perkolacijskih pragov pa je očitno, da so razpoke tudi dovolj povezane, da je prenos toka in transporta snovi skozi njega možen. Vse omenjene analize, opravljene po novih in ustreznih metodah, dokazujejo, da prevodne strukture vplivajo na tok in prenos snovi v obravnavanih vodonosnikih.

## ABSTRACT

The dissertation discusses the influence of transmissive zones (fractures and karst conduits) on the flow and transport properties of karstified and fractured aquifers. Several influences on well-yield parameters, correlations between hydraulic parameters in these aquifers and fractal analyses of cave length distributions have been analyzed in papers previously published, and to which I refer. A hydrogeological and geochemical database has been constructed for 397 wells drilled in dolomite and limestone aquifers in Slovenia. Methods currently used for the analysis of karstified and fractured aquifers are not suitable, and my research focuses on this problem. Its central premise is that aquifer properties can be determined through the analysis of pumping test data by fractal methods and geochemical analysis of water. From comparison of fractal methods, which adequately describe the flow in karstic and fractured aquifers, and the methods developed for aquifers for intergranular porosity, it is obvious that the error committed by applying the adequate method is much smaller. The application of Barker's fractal method, combined with the double-porosity approach, determines the flow dimension as an additional parameter, which describes the geometric flow properties in karstic and fracture conduits and represents a connectivity parameter of the fractures. The flow dimension is in most cases (74 %) not equal to 2.00, but distributed normally around the value of 2.16. Only 8 % of the analyzed data lie in the range of  $2.00 \pm 0.05$ . Flow towards the wells is therefore radial-spherical and not radial, as most of the models predict. Transmissive zones hence allow the flow and transport not to be distributed only radially in the vicinity of the wells, but also additionally in the third dimension. The flow dimension varies in different aquifers, classified by age and lithological properties, and is independent of the saturated thickness of the aquifer. By application of the appropriate Barker method the hydraulic conductivities of fractures and matrix have been determined, with significantly higher values found in the fractures. Fracture and matrix specific storage can likewise be statistically distinguished, with higher values represented in the matrix. Both the hydraulic conductivities and specific storage vary in the different aquifers, and there is no correlation between the flow dimension and hydraulic conductivity of the fractures. By geochemical inverse modeling the simulated quantities of dissolved minerals have been established to determine the groundwater composition, and the results have been compared with the values of groundwater composition modeled by dissolution of pure dolomites. It has been verified that the water composition in different aquifers can be distinguished by the amount of dissolved minerals, and the differences in the composition can be explained by the geochemical composition of rocks. There is a correlation between the flow dimension and the amount of dissolved dolomite as a major mineral in studied carbonate aquifers, as the greater extent of the flow in fractures and karst conduits leads to greater dissolution of minerals. To determine the maximum possible fracture network dimension, and consequently the greatest flow dimension, forty-nine fracture networks have been analyzed in several outcrops. Most of the obtained values are about 1.77 and do not change much in different aquifers. By extrapolation from two- to three-dimensional space it is obvious that the flow dimensions are lower than the fractal dimension of fracture networks, which implies that the water is restricted to flow only along the selected parts of the networks, as not all fractures are open enough to transmit water. Fractal dimension is found to increase with fracture density, and fractures are well-connected according to percolation theory to admit flow and transport through the fracture networks. All the performed analyses, based on the new and appropriate methods, prove that the transmissive zones (fractures and karst conduits) have a great influence on flow and transport in the studied aquifers.



## **ZAHVALE**

*Za številne koristne nasvete se zahvaljujem mentorju, vsem ostalim, ki so pomagali pri izdelavi disertacije, za sodelovanje, družini pa za razumevanje.*



## KAZALO

<b>1. UVOD.....</b>	<b>23</b>
1.1 Problematika in namen disertacije .....	23
1.2 Dosedanje raziskave kraško-razpoklinskih vodonosnikov v Sloveniji .....	24
<b>2. METODE IN MATERIALI.....</b>	<b>27</b>
2.1 Temeljne razlike med vodonosniki z medzrnsko ter razpoklinsko in kraško poroznostjo .....	27
2.2 Karbonatne kamnine v Sloveniji .....	31
2.3 Lastnosti razpok .....	36
2.3.1 Opis razpok .....	36
2.3.2 Statistične verjetnostne porazdelitve lastnosti razpok .....	38
2.3.3 Nastanek razpok .....	40
2.3.4 Površina razpok.....	42
2.3.5 Medsebojni odnosi med razpokami .....	43
2.3.6 Število razpok v apnencih in dolomitih .....	43
2.3.7 Prelomi .....	44
2.4 Metode proučevanja kraško-razpoklinskih vodonosnikov .....	46
2.4.1 Geološko in strukturno kartiranje .....	46
2.4.1.1 Merjenje z mersko daljico oz. z merskim oknom .....	47
2.4.1.2 Inženirska in Erasova metoda .....	49
2.4.2 Petrografske metode.....	49
2.4.3 Speleološke metode .....	50
2.4.4 Pregled jeder vrtin .....	50
2.4.5 Daljinsko zaznavanje.....	51
2.4.6 Geofizikalne meritve.....	52
2.5 Geokemične značilnosti podzemnih vod.....	58
2.5.1 Sestava vod v karbonatnih vodonosnikih .....	59
2.5.1.1 Indeks nasičenja (SI) .....	61
2.5.1.2 Odprtost sistema.....	62
2.5.1.3 Trdota vode .....	63
2.5.2 Karbonatno ravnotežje.....	64
2.5.2.1 Raztapljanje kalcita.....	64
2.5.2.2 Raztapljanje dolomita .....	65
2.5.2.3 Raztapljanje ostalih značilnih mineralov.....	67
2.5.3 Sledilni poizkusi.....	68
2.5.4 Izotopske metode .....	72
2.5.5 Geokemično modeliranje.....	72
2.6 Fraktali .....	73
2.6.1 Fraktalna dimenzija .....	74
2.6.1.1 Samopodobna dimenzija ( $D_s$ ) .....	74
2.6.1.2 Box-counting dimenzija.....	75
2.6.1.3 Samopodobnost in samoafinost (self-similarity in self-affinity).....	76
2.6.2 Modeli fraktalne fragmentacije.....	77
2.6.3 Fraktalna analiza mrež razpok .....	78
2.6.3.1 Povezanost razpok.....	78
2.6.3.2 Določanje fraktalne dimenzije .....	79
2.6.3.3 Ekstrapolacija fraktalnih dimenzij mrež razpok iz 1-D v 2-D ter iz 2-D v 3-D okolje.....	80
2.6.3.4 Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok v literaturi .....	81
2.7 Modeliranje vodonosnikov .....	82

2.7.1	<i>Modeli samostojne razpoke (single-fracture)</i> .....	84
2.7.2	<i>Diskretni modeli</i> .....	84
2.7.3	<i>Modeli kontinuuma</i> .....	86
2.7.4	<i>Fizikalni modeli</i> .....	86
2.7.5	<i>Teorija prenikanja oz. pronicanja (perkolacijska teorija)</i> .....	87
2.7.6	<i>Metoda renormalizacije (renormalization group method)</i> .....	88
2.7.7	<i>Računalniški modeli toka in masnega transporta</i> .....	89
2.7.8	<i>Geografski informacijski sistem (GIS)</i> .....	90
2.8	<i>Enačbe toka in transporta</i> .....	91
2.8.1	<i>Darcyjev zakon</i> .....	91
2.8.2	<i>Difuzijska enačba</i> .....	91
2.8.3	<i>Vertikalno izcejanje</i> .....	94
2.8.4	<i>Anizotropnost</i> .....	95
2.8.5	<i>Robni in začetni pogoji</i> .....	95
2.9	<i>Masni transport v podzemnih vodah</i> .....	97
2.9.1	<i>Advekcija</i> .....	97
2.9.2	<i>Difuzija</i> .....	98
2.9.3	<i>Disperzija</i> .....	99
2.9.4	<i>Sorpcija</i> .....	101
2.9.5	<i>Radioaktivni razpad</i> .....	102
2.9.6	<i>Transport v razpoklinskih vodonosnikih</i> .....	102
2.9.7	<i>Transport v razpoklinskih vodonosnikih s fraktalno dimenzijo toka</i> .....	103
2.10	<i>Enačba toka v kraško-razpoklinskih vodonosnikih</i> .....	105
2.10.1	<i>Navier-Stokesova enačba</i> .....	106
2.10.1.1	<i>Stacionarni tok v razpoki</i> .....	107
2.10.1.2	<i>Tok v cevi krožnega preseka s polmerom <math>r</math></i> .....	108
2.10.1.3	<i>Tok pod vplivom zunanjih sil</i> .....	109
2.10.2	<i>Primerjava ekvivalentnega koeficienta prepustnosti v kamninah z medzrnsko in razpoklinsko poroznostjo</i> .....	110
2.10.3	<i>Koeficient prepustnosti v razpoklinskih vodonosnikih</i> .....	111
2.11	<i>Črpalni poizkusi v razpoklinskih vodonosnikih</i> .....	111
2.11.1	<i>Metode črpalnih poizkusov v kamninah z dvojno poroznostjo</i> .....	112
2.11.1.1	<i>Bourdet-Gringartnova metoda</i> .....	115
2.11.1.2	<i>Metoda Kazemija in sodelavcev</i> .....	117
2.11.1.3	<i>Metoda Warren-Root</i> .....	118
2.11.1.4	<i>Moenchova metoda</i> .....	119
2.11.2	<i>Vodnjaki v vertikalni ali v horizontalni razpoki</i> .....	121
2.11.3	<i>Fraktalne metode</i> .....	123
2.11.4	<i>Računalniški programi za obdelavo črpalnih poizkusov</i> .....	124
2.12	<i>Dimenzija toka</i> .....	126
2.12.1	<i>Modeli, ki upoštevajo dimenzijo toka</i> .....	129
2.12.1.1	<i>Barkerjev (1988) GRF model</i> .....	129
2.12.1.2	<i>Razširitev Barkerjevega modela na dvojno poroznost (Hamm in Bidaux, 1996; Lods in Gouze, 2004)</i> .....	132
2.12.1.3	<i>Model Chang in Yortsos (1990)</i> .....	133
2.12.1.4	<i>Model Acuna in Yortsos (1995)</i> .....	134
2.12.1.5	<i>Modela Bangoy et al. (1992) in Bangoy in Richard (1999)</i> .....	134
2.12.1.6	<i>Model Bangoy in Drogue (1994)</i> .....	134
2.12.1.7	<i>Model Leveinen (2000)</i> .....	134
2.12.2	<i>Določitev dimenzije toka</i> .....	134
2.12.3	<i>Vplivi na vrednosti dimenzije toka</i> .....	135

2.12.4	<i>Vrednosti dimenzije toka v literaturi</i> .....	137
2.12.5	<i>Difuzija v fraktalih</i> .....	138
2.12.6	<i>Določanje fraktalne dimenzije toka s črpalnimi poizkusi</i> .....	139
2.13	Uporabljeni podatki.....	141
2.14	Uporabljene baze podatkov.....	142
2.14.1	<i>Relacijska baza</i> .....	143
2.14.2	<i>Geokemični podatki</i> .....	144
2.14.2.1	<i>Kvaliteta geokemičnih podatkov</i> .....	146
2.15	Statistična obdelava podatkov.....	149
2.16	Pridobivanje podatkov za analizo fraktalnih dimenzij mrež razpok.....	149
<b>3.</b>	<b>REZULTATI</b> .....	<b>153</b>
3.1	Povzetki že objavljenih del s področja disertacije.....	153
3.1.1	<i>Vpliv različnih geoloških in tehnoloških faktorjev na izdatnost dolomitnih vodonosnikov</i> .....	153
3.1.2	<i>Korelacija med transmisivnostjo in specifično izdatnostjo ter med koeficientom prepustnosti in indeksom specifične izdatnosti</i> .....	160
3.1.3	<i>Fraktalna analiza vpliva hidrogeološkega in strukturno-tektonskega okolja na porazdelitev dolžin jam</i> .....	162
3.1.4	<i>Uporaba ustreznih analiz črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih</i> .....	164
3.2	Primerjava metod, uporabljenih v hidrogeoloških poročilih, z Barkerjevim GRF modelom 165	
3.2.1	<i>Odstopanja modeliranih vrednosti po Barkerjevem (1988) modelu ter modelov Cooper-Jacoba in Theisa za padanje ter Theisa za dvig podzemne vode od podatkov črpalnih poizkusov</i> .....	166
3.3	Dimenzija toka.....	171
3.3.1	<i>Vrednosti dimenzije toka v vseh vodonosnikih</i> .....	172
3.3.2	<i>Vrednosti dimenzije toka v posameznih vodonosnikih</i> .....	175
3.3.3	<i>Povezava dimenzije toka in debeline vodonosnika</i> .....	178
3.4	Koeficient prepustnosti razpok in matriksa vodonosnikov.....	179
3.4.1	<i>Vrednosti koeficienta prepustnosti razpok in matriksa po Barkerjevi metodi</i> ... ..	179
3.4.2	<i>Koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja</i> .....	181
3.4.3	<i>Primerjava koeficientov prepustnosti, pridobljenih po različnih metodah</i> .....	183
3.4.4	<i>Povezava dimenzije toka in koeficienta prepustnosti razpok</i> .....	184
3.4.5	<i>Vpliv diagenetskih faktorjev na koeficient prepustnosti</i> .....	185
3.5	Geokemija podzemnih vod.....	187
3.5.1	<i>Verjetnostne porazdelitve in vrednosti ionov</i> .....	187
3.5.2	<i>Modeliranje količine raztopljenih mineralov</i> .....	192
3.5.3	<i>Indeksi nasičenja kalcita in dolomita</i> .....	195
3.5.4	<i>Parcialni tlak CO<sub>2</sub></i> .....	196
3.5.5	<i>Razmerje Ca/Mg</i> .....	197
3.5.6	<i>Korelacija med geokemičnimi parametri in dimenzijo toka</i> .....	199
3.5.7	<i>Korelacija med geokemičnimi parametri in koeficienti prepustnosti ter uskladiščenja</i> .....	200
3.6	Fraktalne dimenzije razpok.....	204
3.6.1	<i>Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok</i> .....	205
3.6.2	<i>Ekstrapolacija fraktalnih dimenzij v tri dimenzije</i> .....	209
3.6.3	<i>Korelacija fraktalne dimenzije mrež razpok in gostote razpok</i> .....	210
3.6.4	<i>Korelacija fraktalnih dimenzij mrež razpok in dimenzij toka</i> .....	213

3.6.5	<i>Primerjava fraktalnih dimenzij mrež razpok v različnih vodonosnikih</i> .....	214
<b>4.</b>	<b>RAZPRAVA</b> .....	<b>217</b>
4.1	Novosti disertacije .....	225
4.2	Predlogi nadaljnjih raziskav .....	227
<b>5.</b>	<b>SKLEPI</b> .....	<b>231</b>
<b>6.</b>	<b>LITERATURA</b> .....	<b>235</b>
<b>7.</b>	<b>PRILOGE</b> .....	<b>251</b>

## SEZNAM SLIK

Sl. 2.1 Model vodonosnika z enojno, dvojno in trojno poroznostjo (Worthington, 1999). ....	28
Sl. 2.2 Tipi poroznosti: a – medzrnska poroznost, b – medzrnska poroznost z matriksom, c – razpoklinska poroznost, d – kraška poroznost (v longitudinalnem preseku), e – kraško-razpoklinska poroznost, f – razpoklinska poroznost (Brenčič, 1994). ....	29
Sl. 2.3 Razvoj karbonatnih kamnin v Sloveniji od zgornjega perma do paleocena (Ogorelec et al., 2000). ....	33
Sl. 2.4 Prostorski položaj izdanjanja plasti dolomitov in apnencev ter obravnavanih vrtin in vodnjakov v Sloveniji (po OGK 1 : 100,000). ....	35
Sl. 2.5 Morfologija razpoke (Dunne in Hancock, 1994). ....	42
Sl. 2.6 Povprečno število razpok v kamninah, deformiranih v enakem fizičnem okolju. Puščice označujejo primere, ko je kamnina porušena do te mere, da meritev razpok ni več možna (Aguilera, 1980). ....	43
Sl. 2.7 Duktilnost kamnin v odvisnosti od globine (Aguilera, 1980). ....	43
Sl. 2.8 Nomenklatura prelomne cone (Lapanje, 2000). ....	45
Sl. 2.9 Konceptualni modeli idealiziranih prepustnostih struktur prelomnih con (Caine et al., 1996; Lapanje, 2000). ....	46
Sl. 2.10 Merska daljica (scanline; Chilès in de Marsily, 1993). ....	48
Sl. 2.11 Doseg karotaže (Rider, 1996). ....	54
Sl. 2.12 Karotaža BHTV (Rider, 1996). ....	58
Sl. 2.13 Zaprt in odprt sistem (Snoeyink in Jenkins, 1980). a) zaprt sistem, b) odprt sistem. K: kamnina, R: raztopina, A: atmosfera. ....	63
Sl. 2.14 Krivulja prehoda z več maksimumi (Bear, 1993). ....	69
Sl. 2.15 Sledilni poizkus z naravnim gradientom (National Research Council, 1996). ....	70
Sl. 2.16 Divergentni sledilni poizkus (National Research Council, 1996). ....	70
Sl. 2.17 Konvergentni sledilni poizkus (National Research Council, 1996). ....	71
Sl. 2.18 Sledilni poizkus z dvema vodnjakoma (National Research Council, 1996). ....	71
Sl. 2.19 Kochova krivulja. ....	75
Sl. 2.20 Fraktalni model fragmentacije z $D = 2,5850$ (Turcotte, 1992). ....	77
Sl. 2.21 Metode določanja fraktalne dimenzije (Bonnet et al., 2001). $\lambda$ = velikost sistema, $r$ = velikost škatle. Oznake a), b) in c) so razložene v tekstu. ....	80
Sl. 2.22 Štiri merila opazovanja (Bear, 1993). ....	84
Sl. 2.23 Diskretni modeli razpok: a. Veneziano model, b. Dershowitz model, c. Thiessnovi oz. Voronoi poligoni (Bear, 1993). ....	85
Sl. 2.24 Celica MIOJ (McDermott et al., 2003). ....	87
Sl. 2.25 Celica MIOJ, pogled z vrha (McDermott et al., 2003). ....	87
Sl. 2.26 Opis vodonosnika z metodo končnih diferenc in metodo končnih elementov (Wang in Anderson, 1982). ....	89
Sl. 2.27 Razširjanje mase v raztopini pri procesu disperzije (Bear in Verruijt, 1987). ....	100
Sl. 2.28 Ekvivalentni K v kamninah z medzrnsko poroznostjo in v razpoki (de Marsily, 1986). ....	111
Sl. 2.29 Razpoklinska poroznost v realni kamnini (A) ter poenostavitev z modelom dvojne poroznosti s sistemom treh pravokotnih sistemov (B) in vzporednim sistemom razpok (C) (Kruseman in de Ridder, 1994). ....	114
Sl. 2.30 Odvisnost $s - \log t$ pri Kazemijevi metodi (Kruseman in de Ridder, 1994). Enote x osi: $\log t$ , enote y osi: m. ....	117
Sl. 2.31 Tipska krivulja $F(u^*, \lambda, \omega)$ pri Kazemijevi metodi (Kruseman in de Ridder, 1994). enote obeh osi so brezdimenzijske. ....	117
Sl. 2.32 Vodnjak v vertikalni razpoki (Kruseman in de Ridder, 1994). ....	121

Sl. 2.33 Primer modela razpok, katerih prostorska razporeditev je neodvisna od merila (Acuna in Yortsos, 1995).....	124
Sl. 2.34 Vizualizacija različnih dimenzij toka (Black, 1994).....	127
Sl. 2.35 Linearni tok (1-D).....	128
Sl. 2.36 Radialni tok (2-D).....	128
Sl. 2.37 Sferični tok (3-D).....	128
Sl. 2.38 Linearno-radialni oz. subradialni tok (1,5-D) (National Research Council, 1996)..	128
Sl. 2.39 Radialno-sferični oz. supraradialni tok (2,5-D) (National Research Council, 1996). .....	128
Sl. 2.40 Modeliranje mreže razpok (Acuna in Yortsos, 1995). (a) $D = 2,78$ , (b) $D = 2,65$ (c) $D = 2,48$ . Gostota razpokanosti upada s fraktalno dimenzijo. ....	129
Sl. 2.41 Vplivi znižanja nivoja podzemne vode (Beauheim et al., 2004). ....	136
Sl. 2.42 Vplivi na dimenzijo toka (Walker in Roberts, 2003).....	136
Sl. 2.43 Razpoklinski mreži z različnima dimenzijama; A: $D = 2,0$ , B: $D = 1,59$ (National Research Council, 1996). ....	140
Sl. 2.44 Vodnjak v mreži razpok z dimenzijami $n = 1,00$ , $1,78$ in $2,00$ (Acuna in Yortsos, 1995).....	140
Sl. 2.45 Delovno okolje v izdelani relacijski bazi v programu MS Access. ....	143
Sl. 2.46 Povezave tabel v relacijski bazi v programu MS Access. ....	144
Sl. 2.47 Delovno okolje programa AquaChem. ....	145
Sl. 2.48 Fotografija in digitalizirana mreža razpok na subvertikalnem izdanku dolomita....	151
Sl. 3.1 Lokacije vrtin in dolomitnih vodonosnikov v Sloveniji (Verbovšek, 2008a). ....	154
Sl. 3.2 Škatlasti diagrami parametrov za skupini pozno- ter zgodnje- in poznodiagenetskih dolomitov (Verbovšek, 2008a).....	160
Sl. 3.3 Korelacija med T in Q/s, netransformirani podatki (Verbovšek, 2008b). $r = 0,89$ , $p < 0,001$ .....	162
Sl. 3.4 Korelacija med T in Q/s, logaritmsko transformirani podatki (Verbovšek, 2008b) $r = 0,80$ , $p < 0,001$ .....	162
Sl. 3.5 Lokacije jam v različnih hidrogeoloških okoljih (Verbovšek, 2007a). ....	162
Sl. 3.6 Porazdelitev števila ( $\log N$ ) jam, daljših od določene dolžine ( $\log L$ ) v dvojnem logaritmskem merilu v različnih hidrogeoloških okoljih (Verbovšek, 2007a).....	163
Sl. 3.7 Krivulja znižanja (modra) ter njen odvod (oranžen) pri vodonosniku z dvojno poroznostjo ( $ID = 73$ ). Dodatno so označene tudi krivulje Theisovega modela (rdeča) in modelirane vrednosti za različne dimenzije toka (sive). ....	171
Sl. 3.8 Histogram dimenzije toka, porazdeljene v razrede po $\Delta n = 0,5$ .....	174
Sl. 3.9 Škatlasti diagrami dimenzije toka v različnih vodonosnikih. ....	176
Sl. 3.10 Povezava dimenzije toka $n$ in omočene debeline vodonosnika $b$ . ....	178
Sl. 3.11 Škatlasti diagram koeficienta prepustnosti po Barkerjevi (1988) metodi. $\log K$ : logaritmirane vrednosti koeficienta prepustnosti razpok, $\log K'$ : logaritmirane vrednosti koeficienta prepustnosti matriksa. ....	180
Sl. 3.12 Koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja v razpokah ( $\log S_s$ ) in v matriksu ( $\log S_s'$ ).....	182
Sl. 3.13 Koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja matriksa in razpok v različnih vodonosnikih. ....	183
Sl. 3.14 Povezava dimenzije toka in koeficienta prepustnosti razpok. ....	185
Sl. 3.15 Vrednosti $\log K$ razpok za zgodnjo in pozno ter za pozno diagenetsko skupino. ....	186
Sl. 3.16 Škatlasti diagram koncentracij glavnih parametrov.....	188
Sl. 3.17 Piperjev diagram analiziranih vod. ....	189
Sl. 3.18 Količina raztopljenega karbonata (kalcita) in dolomita v mg/l po izračunu iz analize. .....	193



Sl. 3.19 Primerjava dejanske izračunane količine raztopljenega dolomita z modelirano idealno vrednostjo s programom PHREEQC for Windows.....	195
Sl. 3.20 Vrednosti $P_{CO_2}$ v odprtih in zaprtih vodonosnikih.....	196
Sl. 3.21 Korelacija $P_{CO_2}$ in pH.....	197
Sl. 3.22 Vrednosti molskega razmerja Ca/Mg. Škatlasti diagrami s številom vzorcev $N = 1$ niso prikazani. ....	198
Sl. 3.23 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in dimenzijo toka. ....	200
Sl. 3.24 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti razpok. ....	202
Sl. 3.25 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti matriksa.....	203
Sl. 3.26 Primer mreže razpok (ločljivost 2048 x 2048, BMP format), originalen sken.. Velikost slike je približno 1 x 1 m. ....	204
Sl. 3.27 Primer mreže razpok (ločljivost 2048 x 2048, BMP format), vektorizirana slika....	204
Sl. 3.28 Odvisnost št. zasedenih škatel ( $\log N$ ) od njihovih velikosti ( $\log L$ ) za primer ID = 26. $D_{LEVO}$ = fraktalna dimenzija podatkov levo od prelomne točke (- - -), $D_{DESNO}$ = fraktalna dimenzija podatkov desno od prelomne točke (—), $D_{POV}$ = povprečna fraktalna dimenzija vseh podatkov (črta zaradi preglednosti ni prikazana).....	208
Sl. 3.29 Korelacija $D_{DESNO}$ in gostote razpok.....	212
Sl. 3.30 Korelacija $D_{POV}$ in gostote razpok. ....	212
Sl. 3.31 Korelacija $D_{LEVO}$ in gostote razpok. ....	212
Sl. 3.32 Korelacija med dimenzijo toka ( $n$ ) in fraktalno dimenzijo razpok ( $D_{DESNO}$ ). Modra premica označuje zvezo enakih vrednosti $n = D_{DESNO}$ , oranžna pa dejansko prilagojeno zvezo iz realnih podatkov. ....	213

## SEZNAM TABEL

Tab. 2.1 Primerjava medzrnskih, razpoklinskih in kraških vodonosnikov (ATSM, 1995a)....	28
Tab. 2.2 Vrednosti trdot vode (Rismal in Kompare, 1997).....	64
Tab. 2.3 Vrednosti dimenzije toka v literaturi. ....	138
Tab. 2.4 Seznam akreditiranih laboratorijev. ....	147
Tab. 2.5 Primerjava metod za glavne analizirane ione in elemente po akreditiranih laboratorijih. ....	147
Tab. 2.6 Primerjava natančnosti analitskih metod za glavne elemente oz. ione. ....	148
Tab. 3.1 Vpliv bližine rek na hidravlične parametre (Verbovšek in Veselič, 2007). N = število vzorcev, $\bar{x}$ = povprečna vrednost, s = standardni odklon (velja tudi za nadaljnje tabele) .....	155
Tab. 3.2 Vpliv topografske lokacije (Verbovšek in Veselič, 2007). Oznaki N in Y predstavljata pozitiven in negativen rezultat t-testov in neparametričnih Mann-Whitney testov. Kjer se rezultati testov razlikujejo, označuje prva črka rezultat M-W testa, druga pa t-testa. Legenda velja tudi za naslednje tabele. ....	156
Tab. 3.3 Vpliv globine vodnjakov (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2..	157
Tab. 3.4 Vpliv globine do statičnega nivoja podzemne vode (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2. ....	158
Tab. 3.5 Vpliv popolnosti vodnjakov (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2. ....	158
Tab. 3.6 Vpliv slabo prepustne krovnine (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2.....	159
Tab. 3.7 Vpliv diagenetskih faktorjev (Verbovšek, 2008a). Za oznake glej Tab. 3.2. ....	160
Tab. 3.8 Zveze med T-Q/s ni K-Si. N: število vzorcev, r: Pearsonov korelacijski koeficient, p: izračunana statistična značilnost za r, r': Spermanov korelacijski koeficient, p': izračunana statistična značilnost za r'. (Verbovšek, 2008b).....	161
Tab. 3.9 Uporabljene metode analize črpalnih poizkusov, zabeležene v poročilih. S poudarjeno pisavo so označene metode, primerne za analizo kraško-razpoklinskih vodonosnikov. ....	165
Tab. 3.10 Rezultati rezidualnih vrednosti za različne metode. N.P.: ni podatka. ....	167
Tab. 3.11 Rezultati rezidualnih vrednosti za različne metode brez manjkajočih podatkov...	169
Tab. 3.12 Dimenzija toka (n) v vseh vodonosnikih. N: št. opazovanj, $\bar{n}$ : povprečna vrednost dimenzije toka, s: standardni odklon, W: Shapiro-Wilks test, p = izračunana stopnja statistične značilnosti.....	172
Tab. 3.13 Vrednosti dimenzij toka v vodonosnikih. Skupina dol/apn predstavlja kamnine, v katerih je vrtina zajela vodo tako v apnencih kot tudi v dolomitih. ....	172
Tab. 3.14 Vrednosti dimenzije toka v posameznih vodonosnikih, razvrščenih po starosti. ..	176
Tab. 3.15 Rezultati testiranja starostnih skupin s t-testi glede na dimenzijo toka. Številke označujejo p-vrednosti ( $p > 0,05$ : statistična razlika). ....	176
Tab. 3.16 Vrednosti dimenzije toka v dolomitnih in apnenčastih vodonosnikih. ....	177
Tab. 3.17 Vrednosti koeficientov prepustnosti razpok ( $\log K$ ) in matriksa ( $\log K'$ ).....	180
Tab. 3.18 Vrednosti koeficientov prepustnosti razpok in matriksa v različnih vodonosnikih. ....	181
Tab. 3.19 Vrednosti koeficientov specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok ( $\log S_s$ ) in matriksa ( $\log S_s'$ ) v vseh vodonosnikih skupaj. ....	181
Tab. 3.20 Vrednosti koeficientov specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa v posameznih vodonosnikih. ....	182
Tab. 3.21 Vrednosti koeficientov prepustnosti, določenih po različnih metodah.....	184

Tab. 3.22 Vrednosti koeficienta prepustnosti razpok ( $\log K$ ) in matriksa ( $\log K'$ ) za različni diagenetski skupini.....	186
Tab. 3.23 Statistične vrednosti analiziranih ionov, $p(W)$ : $p$ -vrednost Shapiro-Wilks testa, *: rezultat testiranja porazdelitve je statistično značilen na stopnji verjetnosti 95 %, LOGN: lognormalna, NOR: normalna porazdelitev. Vse vrednosti so v mg/l. +: vrednosti so preračunane iz mg/l Si na mg/l SiO <sub>2</sub> . ME SLO: Mediana povprečja vod izvirov v Sloveniji (Juranič, 1998).....	187
Tab. 3.24 Podatki kemičnih analiz (desna polovica tabele se nadaljuje na naslednji strani). 190	
Tab. 3.25 Podatki kemičnih analiz (vse koncentracije so v mg/l).....	191
Tab. 3.26 Vrednosti modeliranih vrednosti raztopljenega karbonata (kalcita) in dolomita v posameznih vodonosnikih.....	194
Tab. 3.27 Vrednosti indeksov nasičenja kalcita in dolomita ter CO <sub>2</sub> v odprtih in zaprtih vodonosnikih.....	196
Tab. 3.28 Vrednosti parcialnega tlaka CO <sub>2</sub> v odprtih in zaprtih vodonosnikih.....	197
Tab. 3.29 Vrednosti molskega razmerja Ca/Mg v posameznih vodonosnikih.....	198
Tab. 3.30 Povezava med modeliranimi količinami raztopljenega dolomita in dimenzijo toka v posameznih vodonosnikih. $r$ : korelacijski koeficient, $p$ : izračunana statistična značilnost ...	199
Tab. 3.31 Korelacijski koeficienti ( $r$ ) za geokemične parametre ter $\log K$ , $\log K'$ , $\log Ss$ in $\log Ss'$ . $S$ krepko pisavo so označeni korelacijski koeficienti $r > 0,35$ , z zvezdico * pa tisti, katerih zveza je statistično značilna ( $p < 0,05$ ).....	201
Tab. 3.32 Povezava med modeliranimi količinami raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti razpok ( $\log K$ ) ter koeficientom prepustnosti matriksa ( $\log K'$ ) v posameznih vodonosnikih. $r$ : korelacijski koeficient, $p$ : izračunana statistična značilnost, *: zveza je statistično značilna.....	201
Tab. 3.33 Fraktalne dimenzije mrež razpok za posamezne vrtine. N.P.: ni podatka. $D_{POV}$ : povprečna vrednost fraktalnih dimenzij, prilagojena vsem podatkom, $D_{LEVO}$ , $D_{DESNO}$ : vrednosti fraktalnih dimenzij levo in desno od prelomne točke, opisanih v nadaljevanju in prikazanih na Sl. 3.28. Tabela se nadaljuje na naslednji strani.....	205
Tab. 3.34 Vrednosti fraktalnih dimenzij mrež razpok v dveh dimenzijah. $N$ : št. opazovanj, $s$ : standardni odklon, $W$ : $p$ -vrednosti Shapiro-Wilks testa, *: značilen test.....	207
Tab. 3.35 Fraktalne dimenzije in gostote razpok.....	210
Tab. 3.36 Vrednosti fraktalnih dimenzij mrež razpok. $N$ : št. opazovanj, $s$ : standardni odklon. Vrednosti $D$ so transformirane v tri dimenzije.....	214
Tab. 3.37 Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok po posameznih vodonosnikih ( $D_{DESNO}$ ). ....	215

## SEZNAM GLAVNIH UPORABLJENIH SIMBOLOV

Našteti so glavni parametri, ki sem jih uporabil v disertaciji. Ostale vrednosti so definirane v pripadajočih teoretičnih poglavjih ter v prilogi V, saj se oznake podvajajo in v literaturi niso poenotene.

### *Splošni podatki*

$ID$	enoznačna oznaka vrtine oz. vodnjaka
$\Gamma(x)$	gama funkcija
$\Gamma(a,x)$	nepopolna gama funkcija

### *Hidravlični in hidrodinamični podatki*

$Q$	pretok (l/s)
$S_s$	koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok
$S_s'$	koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja matriksa
$n$	dimenzija toka
$s$	znižanje (depresija) hidravličnega nivoja vode pri črpalnem poizkusu
$b$	omočena debelina vodonosnika
$T$	transmisivnost
$K$	koeficient prepustnosti razpok = $K_r$
$K'$	koeficient prepustnosti matriksa = $K_m$
$RSS$	rezidualne vrednosti
$Q/s$	specifična izdatnost
$S_i$	indeks specifične izdatnosti (= količnik med $Q/s$ in omočeno debelino vodonosnika)
$t$	čas
$h$	hidravlični nivo
$r$	polmer vrtine
$W(u)$	Theisova funkcija vodnjaka

### *Statistični podatki*

$\alpha$	stopnja zaupanja (0,05)
$p$	dejanska izračunana stopnja statistične značilnosti
$r$	Pearsonov parametrični korelacijski koeficient
$r'$	Spearmanov neparametrični korelacijski koeficient
$R^2$	koeficient determinacije
$\bar{x}$	povprečna vrednost
$s$	standardni odklon
$N$	število vzorcev
$t$	rezultati t-testa
$M-W$	rezultati Mann-Whitney testa
$W$	rezultati Shapiro-Wilks testa

**Fraktalne dimenzije razpok**

$D_{POV}$	povprečna fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz vseh podatkov na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
$D_{LEVO}$	fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz podatkov levo od prelomne točke na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
$D_{DESNO}$	fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz podatkov desno od prelomne točke na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
$D_{POV\ 3-D}$	transformirana vrednost iz dveh v tri dimenzije za vse podatke na grafu
$D_{DESNO\ 3-D}$	transformirana vrednost iz dveh v tri dimenzije za podatke na grafu desno od prelomne točke
$N$	število razpok
$D_{1-D}$	fraktalna dimenzija razpok, določena v eni dimenziji
$D_{2-D}$	fraktalna dimenzija razpok, določena v dveh dimenzijah
$D_{3-D}$	fraktalna dimenzija razpok, določena v treh dimenzijah
$s$	dolžina (velikost) škatle pri box-counting metodi
$N(s)$	število zasedenih škatel pri box-counting metodi
$D$	fraktalna dimenzija, določena z box-counting metodo v dveh dimenzijah

**Geokemični podatki**

$SI_{cal}$	indeks nasičenja kalcita
$SI_{dol}$	indeks nasičenja dolomita
$P_{CO_2}$	parcialni tlak ogljikovega dioksida
$pH$	pH podzemne vode
$T$	temperatura podzemne vode
$TDS$	v programu AquaChem izračunana vrednost raztopljenih trdnih snovi v mg/l
$EC$	elektroprevodnost v $\mu S/cm$
$\Sigma^+$	vsota pozitivnih ionov (meq/l)
$\Sigma^-$	vsota negativnih ionov (meq/l)



# 1. UVOD

## 1.1 Problematika in namen disertacije

V Evropski uniji pridobimo iz podzemnih virov več kot polovico pitne vode, v Avstriji, Latviji in na Danskem do skoraj 100 % (Misstear et al., 2006), podobne trende pa je opaziti tudi drugje po svetu, saj se v zadnjih letih poraba le še povečuje. Glavni izkoriščevalci so namakanje, živilska industrija, industrija, geotermična energija, rudarstvo, umetna napajanja vodonosnikov in seveda poraba pitne vode.

V zadnjem času, predvsem v zadnjih dveh desetletjih, so predmet proučevanja predvsem razpoklinski in kraško-razpoklinski vodonosniki. Proučujejo jih na številnih področjih, kot so na primer vodni, naftni ali geotermalni viri, odlagališča radioaktivnih snovi (v tem primeru le kamnine z razpoklinsko poroznostjo), rudna telesa in inženirsko-geološke aplikacije (Berkowitz, 2002; Neuman, 2005). Čeprav so teorijo toka in prenosa snovi že dokaj dobro proučili, so praktične raziskave kljub temu zahtevna naloga, saj so kraško-razpoklinski vodonosniki precej heterogeni. Večina današnjih metod obdelav še vedno ni dovolj ustreznih za analizo toka in prenosa snovi v kamninah s razpoklinsko in kraško-razpoklinsko poroznostjo (Walker et al., 2006a). Nasprotno je eden izmed primernih pristopov analiza toka in prenosa snovi s pomočjo fraktalnih metod, ki temeljijo na dimenziji toka in fraktalnih dimenzijah mrež razpok. Te metode so v primerjavi z ostalimi že poznanimi dokaj nove, saj se je koncept fraktalov pojavil šele pred približno 25-imi leti (Mandelbrot, 1983). Zato fraktalne metode še niso povsem uveljavljene, čeprav se fraktalni pristopi pojavljajo na izredno različnih področjih znanosti. Fraktalne analize toka in prenosa snovi so še vedno na začetnih stopnjah razvoja (Molz et al., 2004). Temeljna lastnost teh pristopov je, da so fraktali objekti, ki jih lahko proučujemo neodvisno od merila, ta lastnost pa je značilna za precej geoloških pojavov. Tako je na primer znano, da je pri fotografiranju nekaterih geoloških objektov pogosto potrebno hkrati z njimi posneti še predmet znanih dimenzij (npr. pokrovček objektiva), da lahko kasneje na fotografiji razberemo pravo velikost objekta. Slednjemu sicer težko določimo velikost, saj je v različnih merilih videti podobno.

Za obravnavo kraško-razpoklinskih vodonosnikov največkrat uporabljajo pristope in metode, ki veljajo za kamnine z medzrnsko poroznostjo. Ker so te ponavadi precej bolj homogene, so tudi metode enostavnejše in posledično uporabnejše, čeprav za kraško-

razpoklinske vodonosnike njihove predpostavke ne veljajo. Zato lahko z omenjenimi izračuni nekatere parametre vodonosnikov določijo napačno, kar posledično pomeni tudi neustrezne predpostavke o npr. hitrosti toka, količini in hitrosti potovanja onesnaževal ipd.

V svoji disertaciji bom s pomočjo analize črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih, geokemičnih analiz vode ter metod obdelav mrež razpok na terenu proučil, kako prevodne strukture (kraški kanali in predvsem razpoke) vplivajo na tok in prenos snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Celostno bom obravnaval vse kraško-razpoklinske vodonosnike, torej tako apnenice kot tudi dolomite, čeprav je dostopnih podatkov za apnenice bistveno manj kot za dolomite, zato bo večina rezultatov v disertaciji veljala za razpoklinske (dolomite) in manj za polno zakrasele kamnine (apnenice), v vsakem primeru pa to dejstvo ne spremeni samega koncepta ali rezultatov raziskave. Pri tem bom uporabil fraktalne metode (predvsem geometrijo toka), ki jih Sloveniji v ta namen še niso uporabili. Prav tako se tudi v svetovni literaturi še ni pojavil pristop, pri katerem bi hkrati uporabili vse te metode, čeprav prav ta obeta najboljše rezultate pri analizi kraško-razpoklinskih vodonosnikov (Renard, 2005). Raziskovalna teza moje disertacije je torej, da se s fraktalnimi metodami in geokemičnimi analizami vode pri črpalnih poizkusih da določiti geometrijo preferenčnih poti vode in snovi v vodonosniku, vplive barier ali okoliških kamnin ter izvor vode in njeno interakcijo s kamninami v preteklosti.

V nadaljevanju uvodnega poglavja disertacije bom podal kratek pregled dosedanjih raziskav. V poglavju »Metode in materiali« bom najprej prikazal osnovne zakone, ki veljajo za tok in prenos snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih, nato uporabljene metode dela s poudarkom na fraktalnih metodah, ki niso širše uveljavljene, ter nazadnje uporabljene podatke. V »Rezultatih« bom predstavil rezultate, ki jih bom nato obširneje komentiral v »Razpravi« ter v »Sklepih« strnjeno povzel pogloblitve ugotovitve.

## **1.2 Dosedanje raziskave kraško-razpoklinskih vodonosnikov v Sloveniji**

S kraško-razpoklinskimi kamninami se je pri nas zaradi njihove razširjenosti in širokega spektra problematike ukvarjalo precej raziskovalcev, zato bom omenil le splošne raziskave ter ugotovitve, povezane s tematiko disertacije. Navedel bom samo raziskave, ki veljajo za Slovenijo, ostale pa bom omenjal sproti v tekstu.

Raziskave o delovanju kraških pojavov so znane že iz antike, prava krasoslovna znanost pa je precej mlajša. Slovenija ima na področju raziskovanja karbonatnih kamnin



izredno dolgo tradicijo, saj se je z njimi ukvarjal že Valvasor (1994). V novejšem času se, glede na veliko razširjenost karbonatnih kamnin v Sloveniji, z njimi ukvarja precej raziskovalcev na različnih področjih in v številnih inštitucijah.

Nezasičeno cono kraških vodonosnikov je, predvsem v zadnjem času, proučevalo mnogo raziskovalcev. Tako je Čenčur Curk (2002) obravnavala tok in prenos snovi v nezasičeni coni kraškega vodonosnika s sledilnimi poizkusi na poligonu Sinji Vrh. Svojo raziskavo je sklenila z mislijo, da so fraktalne metode uporabne za nadaljnje raziskovanje kraško-razpoklinskih vodonosnikov. Na istem poligonu se je z izotopskimi analizami ukvarjala Trček (Trček, 2001; Trček et al., 2000).

Črpalne poizkuse v kraških kamninah (apnencih) je v začetku osemdesetih let v svoji doktorski disertaciji obravnaval Krivic (1984), s splošnim raziskovanjem toka in prenosa snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikov z vidika njihovega onesnaževanja pa se je ukvarjal Veselič (1995, 1996).

Problematiki sledenja voda in analizi kraških izvirov je bilo posvečenih ogromno del, izmed katerih izstopa zbornik o sledenju kraških voda (Gospodarič in Habič, 1976), analizi recesije hidrogramov osmih velikih kraških izvirov v Sloveniji pa se je v svoji disertaciji posvetil Brenčič (2000). Kraške izvire in obstoj epikraške cone na primeru Hublja je raziskovala Trček (Trček et al., 2006), Petrič (2000) pa je s pomočjo funkcij transferja obravnavala povezavo med napajanjem in praznjenjem vodonosnika na kraških izvirih Vipave.

Dolomitne vodonosnike Mirne Gore na Dolenjskem je s hkratno uporabo različnih metod (geokemičnih, hidrogeoloških, izotopskih, geomorfoloških itd.) v svojem magistrskem delu analiziral Lapanje (2000), natančneje pa sem hidrogeološke parametre v številnih dolomitnih vodonosnikih v Sloveniji obdelal sam sprva v svojem diplomskem delu (Verbovšek, 2003) in kasneje v nadaljnjih raziskavah (Verbovšek, 2008a; Verbovšek in Veselič, 2007).

Geokemične in izotopske lastnosti vod v kraško-razpoklinskih vodonosnikih je prav tako proučevalo več avtorjev. Z geokemičnim modeliranjem se je ukvarjal Pezdič v svojem doktorskem delu. Obsežneje je obravnaval izotopsko sestavo termomineralnih vod v različnih kamninah, z geokemičnim modeliranjem pa je natančneje proučil dedolomitizacijo (Pezdič, 1991). Geokemične značilnosti kraških vod na Notranjskem je določila Lenarčič (1990), podobno pa se je s tematiko geokemične sestave vod iz izvirov po celotni Sloveniji kasneje ukvarjala Juranji (1998). Kemične procese zakrsevanja po razpokah z upoštevanjem kinetike reakcij sta proučevala Gabrovšek in Dreybrodt (2000). Izvor in kemično sestavo termalnih in

termomineralnih vod je določal Lapanje (2006). Značilnosti in nastanek karbonatnih kamnin je s pomočjo izotopskih metod proučeval Ogorelec s sodelavci (2000).

Vpliv tektonske porušenosti kamnin na pretakanje vode v kraško-razpoklinskih vodonosnikih so analizirali Čar (1982), Placer (1982), Čar in Šebela (2001) ter Šušteršič (2006), ki je proučeval vplive t.i. zapornih prelomov in kolektorskih kanalov na kraško hidrologijo. Izmed teoretičnih modelov opisa nastanka krasa izstopa delo Šušteršiča (1986), ki je razvil t. i. model čistega krasa, da bi tako pojasnil oblikovanost kraškega površja.

Fraktalnih pristopov, ki so del moje disertacije, ni uporabil še nihče. Kot edini primer uporabe fraktalnih metod lahko navedem analizo Šušteršiča (1983), v kateri je ugotavljal, dolžino jam glede na njihovo fraktalno dimenzijo. Pri tem je uporabil Richardsonovo metodo, torej drugačen pristop kot je prikazan v moji disertaciji. Sam sem pred tem fraktalne metode uporabil že za analizo dolžin jam v različnih tektonskih in hidrogeoloških okoljih (Verbovšek, 2007a) ter ugotavljal, kako sprememba iz prvotne razpoklinske v kraško poroznost vpliva na porazdelitve dolžin jam. V disertaciji sem fraktalne metode uporabil na drugačen način, ki ga bom natančneje opisal v nadaljevanju.

## 2. METODE IN MATERIALI

Metod raziskovanja kraško-razpoklinskih vodonosnikov je precej, saj je vsaka izmed njih posvečena le ozko usmerjenemu področju. Izmed metod, ki jih bom predstavil v nadaljevanju, sem za svojo analizo uporabil predvsem tiste, ki niso širše uveljavljene, to so fraktalne analize črpalnih poizkusov in mrež razpok, ki sem jih povezoval z geokemičnimi metodami. Zanje sem se odločil, ker sem predvideval, da je z njimi mogoče določiti tiste lastnosti vodonosnikov, ki jih s širše uveljavljenimi metodami ne moremo pridobiti.

Sprva sem pridobil podatke o samih vrtinah in vodnjakih, izvrtanih v apnenčaste in dolomitne vodonosnike v Sloveniji. Ker podatkov nisem izbiral glede na določeno ozemlje, so ti porazdeljeni bolj ali manj naključno po vsej Sloveniji, seveda tam, kjer se pojavljajo omenjeni vodonosniki. Nato sem iskal podatke o črpalnih poizkusih, izvedenih na pridobljenih vrtinah, saj sem jih potreboval za izračun dimenzije toka in ostalih parametrov. Svoje rezultate, izračunane po ustreznih metodah za kraško-razpoklinske vodonosnike, sem primerjal z obstoječimi, ki so bili določeni po neustreznih metodah. Podatke sem analiziral s pomočjo ustreznih metod, ki temeljijo na teoriji toka in prenosa snovi v fraktalnih mrežah razpok ter upoštevajo efekte dvojne poroznosti, ki so značilni za razpoklinske vodonosnike. Hkrati sem zbral tudi podatke o geokemičnih analizah vode iz vrtin in jih obdelal v geokemičnih programih AquaChem in PHREEQC. Da sem določil vpliv fraktalnih lastnosti razpok na tok in posledično na prenos snovi, sem fotografiral razpoke v vodonosnikih, jih digitaliziral v karte razpok ter jih obdelal s programom za določanje fraktalnih dimenzij. Vse analize sem kvantitativno ovrednotil s statičnimi testi in prikazi.

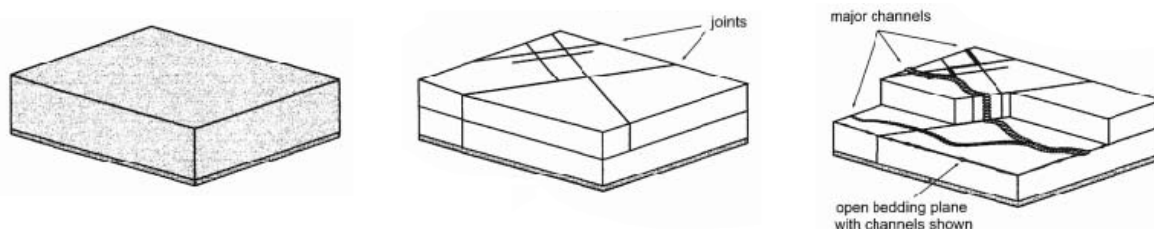
Preden bom natančneje prikazal svoje analize, bom v naslednjih poglavjih najprej predstavil poglobilne značilnosti že uveljavljenih metod, izmed katerih bom več pozornosti posvetil nekaterim manj znanim.

### 2.1 Temeljne razlike med vodonosniki z medzrnsko ter razpoklinsko in kraško poroznostjo

V kraško-razpoklinskih vodonosnikih se lahko pojavljajo tri vrste poroznosti: pore, razpoke in kraški kanali (Ford in Williams, 2007). Meje med njimi niso ostre, zato lahko vse vrste poroznosti prehajajo ena v drugo. Gledano z geometrijskega stališča so namreč pore, ki

imajo poudarjeno eno dimenzijo, kraški kanali. Dvodimenzionalne pore so večinoma razpoke, lezike in prelomne ploskve, tridimenzionalne pore pa predstavljajo poroznost matriksa oz. medzrnsko poroznost (Sl. 2.1). Osnovne razlike med vodonosniki, ki imajo izraženo enega od treh poglavitnih tipov poroznosti, so podane v tabeli (Tab. 2.1).

Sl. 2.1 Model vodonosnika z enojno, dvojno in trojno poroznostjo (Worthington, 1999).

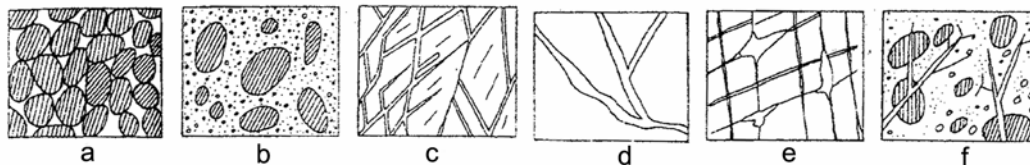


Tab. 2.1 Primerjava medzrnskih, razpoklinskih in kraških vodonosnikov (ATSM, 1995a).

Značilnosti	Medzrnski	Razpoklinski	Kraški
<b>Efektivna poroznost</b>	Večinoma primarna, skozi medzrnske pore	Večinoma sekundarna, skozi razpoke in lezike	Večinoma terciarna (sekundarna, razširjena z raztapljanjem), skozi pore, lezike, razpoke, kanale in jame
<b>Izotropnost</b>	Večinoma izotropne	Verjetno izotropne	Zelo anizotropne
<b>Homogenost</b>	Večinoma homogene	Manj homogene	Nehomogene
<b>Tok</b>	Počasen, laminaren	Verjetno hiter in turbulenten	Zelo verjetno hiter in turbulenten
<b>Napovedi toka</b>	Darcyjev zakon večinoma velja	Darcyjev zakon včasih velja	Darcyjev zakon redko velja
<b>Uskladiščenje</b>	V nezasičeni coni	V nezasičeni coni	V nezasičeni coni in v epikrasu
<b>Napajanje</b>	Razpršeno	Večinoma razpršeno z občasnim točkovnim napajanjem	Variira med popolnoma razpršenim in skoraj popolnoma točkovnim
<b>Nihanja vodne gladine</b>	Minimalna	Zmerna	Zmerna do ekstremna
<b>Nihanja kemizma</b>	Minimalna	Minimalna do zmerna	Zmerna do ekstremna

*Poroznost.* Izmed vseh značilnosti vodonosnikov se poroznost pri različnih tipih vodonosnikov najbolj spreminja. Razlika, ki zato nastane med vodonosniki, je najpomembnejša, saj vse njihove ostale lastnosti pogojuje tip poroznosti. V medzrnskih vodonosnikih je efektivna poroznost predvsem posledica sedimentacijskih, diagenetskih pogojev, strukture in mineralne sestave, medtem ko je v razpoklinskih in kraških vodonosnikih sekundarni rezultat razpokanja, prelamljanja in prekinitve plastnatosti oz. lezik. Poroznost v karbonatih ima velik razpon, od 0 % do 10 % za apnenice in dolomite (Brenčič, 1996), pri čemer imajo lahko apnenici zaradi efektov merila tudi večji razpon, do 50 %. Na poroznost vplivajo tudi diagenetski procesi, saj ima nelitificirano karbonatno blato poroznost tudi do 70 %. Tipi poroznosti se lahko med seboj tudi kombinirajo (Sl. 2.2).

Sl. 2.2 Tipi poroznosti: a – medzrnska poroznost, b – medzrnska poroznost z matriksom, c – razpoklinska poroznost, d – kraška poroznost (v longitudinalnem preseku), e – kraško-razpoklinska poroznost, f – razpoklinska poroznost (Brenčič, 1994).



*Izotropnost.* Razpoklinski in kraški vodonosniki so značilno anizotropni v treh dimenzijah. Koeficient prepustnosti lahko sega čez nekaj redov velikosti, odvisno od smeri merjenja. Podzemna voda se v anizotropnih kamninah ne giblje nujno pravokotno na hidravlični gradient, temveč pod določenim kotom nanj.

*Homogenost.* Lastnosti vodonosnika se pogosto spreminjajo v samem vodonosniku v razpoklinskih in kraških kamninah. Kot je razvidno iz tabele (Tab. 2.1), se heterogenost s stopnjo zakrasevanja večja, saj se tok takrat koncentrira v le nekaj preferenčnih poti. Vrednosti koeficienta prepustnosti se lahko spremenijo za nekaj redov velikosti na kratkih horizontalnih ali vertikalnih razdaljah.

*Tok.* Tok v kamninah z razpoklinsko poroznostjo, ki niso bistveno topne, je odvisen predvsem od števila razpok na enoto prostornine ter od njihove odprtosti, distribucije in stopnje povezanosti. Vodonosnike z velikim številom dobro povezanih in enakomerno razporejenih razpok lahko aproksimiramo z medzrnskimi mediji, tako da uporabimo Darcyjevo enačbo toka. Nasprotno kamnin z razpoklinsko poroznostjo z lokaliziranimi visoko transmisivnimi razpokami ali razpoklinske cone ne moremo pravilno opredeliti z medzrnskim pristopom, saj bolj ustrezajo kraškim vodonosnikom. Ostali tok v blokih kamnine (medzrnski tok in tok v nerazširjenih razpokah) predstavlja le majhen odstotek celotnega odtoka, čeprav zagotavlja večino uskladiščenja.

*Uskladiščenje.* Drugače kot medzrnski in razpoklinski lahko kraški vodonosniki skladiščijo vodo tudi v plitvi epikraški coni. Ta je ponavadi debela do nekaj metrov ali do nekaj deset metrov (Bakalowicz, 2005; Trček et al., 2006), značilno zanjo pa je, da zaradi večje pretrtosti v zgornjih delih zakrasedlih kamnin koncentrira tok, ki ga nato prevaja v spodaj ležečo vadozno cono. Voda se torej akumulira v bazi epikraške cone (Ford in Williams, 2007). Tako kraški vodonosnik učinkuje kot ujet vodonosnik, čeprav njegova spodnja meja ni omejena z litološko ali tektonsko mejo.

*Napajanje.* V medzrnskih kamninah je napajanje porazdeljeno po vsem vodonosniku, nihanja vodne gladine so razmeroma majhna, do nekaj metrov. V razpoklinskih in predvsem v kraških vodonosnikih pa so ta nihanja ekstremna, do nekaj deset metrov. Napajanje je lahko dveh vrst; razpršeno (*diffuse* oz. *dispersed*) ali točkovno (*point*).

Pri kraških in razpoklinskih vodonosnikih je torej modeliranje procesov toka in transporta snovi v njih bistveno bolj zapleteno kot pri medzrnskih kamninah. V primerjavi z medzrnskimi vodonosniki so jih zato pričeli raziskovati šele pred nekaj desetletji, raziskave pa še zdaleč niso končane, saj se pojavljajo vedno novi pristopi.

Razlike med vodonosniki upoštevajo tudi najnovejši varnostni ukrepi in pravilniki, npr. pravilniki o določevanju vodovarstvenih pasov (UL RS 64/2004; Misstear et al., 2006), saj je poznavanje značilnosti vodonosnikov na primer odločilno pri ukrepanju ob onesnaženju, saj je lahko tok v razpokah in predvsem v kraških kanalih bistveno hitrejši kot v medzrnskih porah.

Popolnoma kraški ali popolnoma razpoklinski vodonosniki so redki, zato te vrste kamnine opredeljujemo kot kraško-razpoklinske vodonosnike, pri katerih se pojavljata obe vrsti poroznosti, tako kraška kot tudi razpoklinska. Med te sodijo tudi karbonatne kamnine (Bakalowicz, 2005). V pravih kraških vodonosnikih je poglavitni proces raztapljanje karbonatnih mineralov (White, 2002). Ta proces povzroča širjenje začetnih razpok in lezik ter njihovo preoblikovanje v kraške kanale (Brenčič, 1996; Worthington, 1999). Razlogi, ki vplivajo na izbor, ob katerih lezikah bo prišlo do zakrasevanja, še danes niso popolnoma razjasnjeni. Vzrokov je seveda več. Hipoteza, ki pojasnjuje same začetke zakrasevanja, npr. upošteva začetne horizonte (Lowe in Gunn, 1997). Ti predstavljajo nezveznosti v kamninah in lahko nastanejo predvsem zaradi razlik v vodopropustnosti kamnin, zaradi medplastnih razlik, zaradi horizontov, ki spuščajo kisline, ali zaradi fizikalno topnih horizontov.

Na prenos snovi vpliva struktura vodonosnika (Čenčur Curk, 2002), kjer pri večjem številu razpok prevladujeta difuzija in disperzija, pri prevladujočih kraških kanalih pa advekcija. Prav tako je pomembna tudi debelina preperine na površini, ki ščiti vodonosnik in hkrati deluje kot sorpcijski sloj. Nizka stopnja zakraselosti in večja debelina nezasičene cone sta namreč bolj ugodni za samoočiščevalno sposobnost vodonosnika, saj omogočata počasnejšo vertikalno pronicanje ter večji kontakt onesnaževal s kamnino. Velik pomen ima tudi način napajanja vodonosnikov, saj se pri difuznem oz. razpršenem načinu, kjer se voda infiltrira počasi preko številnih razpok, onesnaževala lažje zadržijo kot pri koncentriranem oz. točkovnem načinu vnosa, kjer je tok hiter in potuje po redkih kanalih.

## 2.2 Karbonatne kamnine v Sloveniji

Na večini slovenskega ozemlja, približno dveh tretjinah površine, izdanjajo apnenci in dolomiti različnih starosti (Ogorelec et al., 2000). V tem poglavju bom po starostnih obdobjih podal poglobitve lastnosti dolomitnih in apnenčastih kamnin, sicer pa sem dolomitne vodonosnike natančneje obravnaval že v nekaj raziskavah (Verbovšek, 2003; 2008a; Verbovšek in Veselič 2007). Shematsko je razvoj karbonatnih kamnin v Sloveniji prikazan na Sl. 2.3, prostorski položaji njihovega izdanjanja na površini pa na karti (Sl. 2.4), ki sem jo izdelal za potrebe disertacije.

Najstarejše karbonatne kamnine v Sloveniji pripadajo *devonski* (D) starosti. V spodnjem devonu plastem črnega sparitnega tankoplastnatega apnenca sledijo plasti laporja z vmesnimi horizonti breče in sive plasti laminiranih apnencev (Buser in Cajhen, 1980). V srednjem devonu se pojavlja masivni grebenski intrasparitni apnenec s krinoidi, koralami in hidrozoji. Zgornji devon je razvit kot temen sparitni plastnat apnenec.

V *karbonu* (C) je potekala klastična sedimentacija, tako da so karbonatne kamnine zopet pričele nastajati šele v *permu*. Iz srednjega perma ( $P_2$ ) poznamo trogkofelske svetlosive in rožnate masivne grebenske apnence (Buser in Cajhen, 1980), v zgornjem permu ( $P_3$ ) pa se poleg temnega biomikritnega žažarskega apnenca in redkeje celo neoschwagerinskega apnenca pojavlja tudi dolomit v dveh formacijah – v Karavanški in v Žažarski. Za prvo je značilen zgodnjediagenetski plastnat dolomit s sadro, katerega nastanek najbolje opiše evaporacijski model sabk (Dolenec et al., 1981), za drugo pa podatkov o modelu nastanka nisem zasledil. V Žažarski formaciji, značilni za osrednji del Slovenije, prevladujejo temni do črni apnenci, dolomiti pa se pojavljajo le kot tanke plasti.

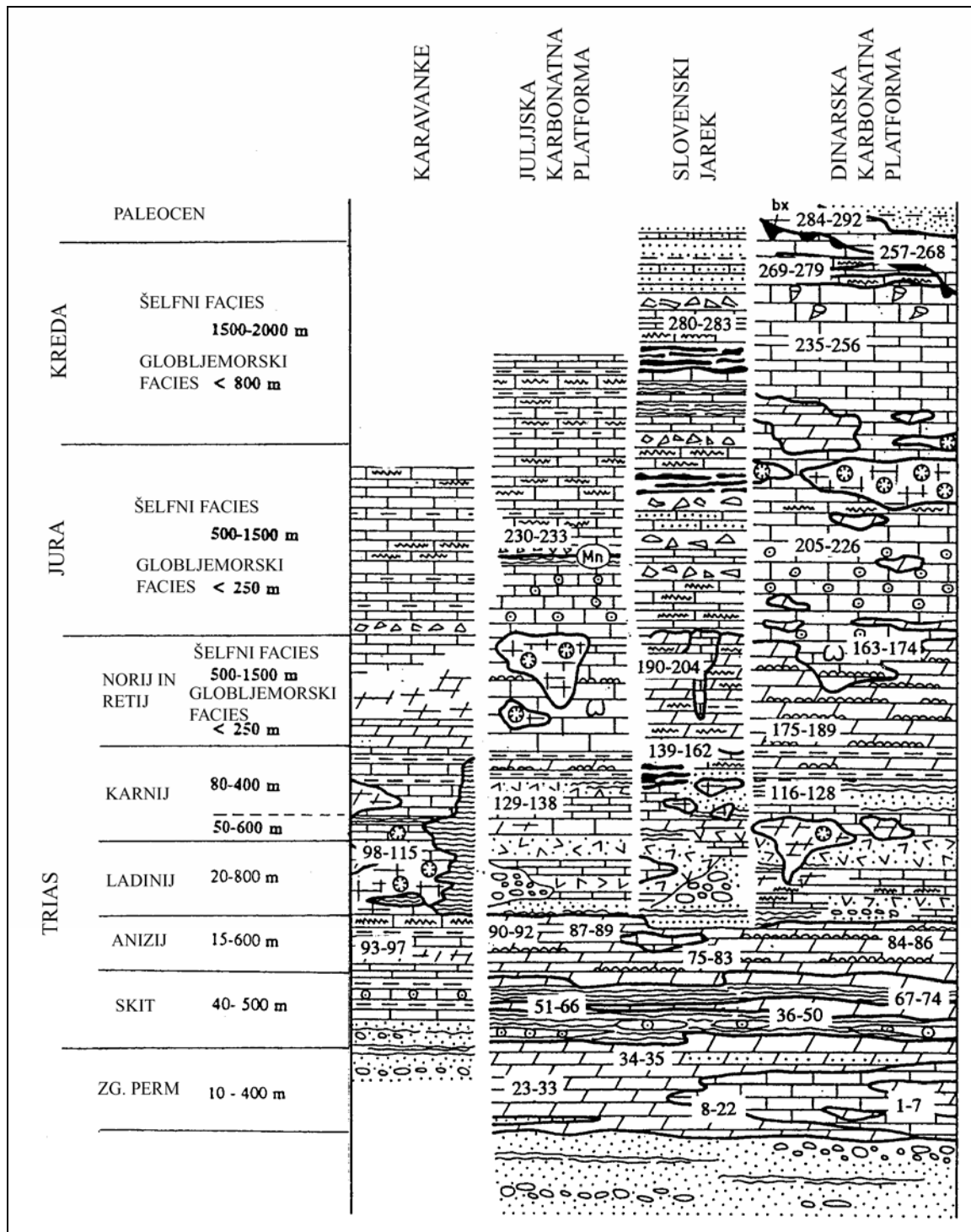
*Spodnjetriasne* (*skitske*) plasti ( $T_1$ ) so razvite v do štirih litoloških členih. Ti predstavljajo najmlajše laporate apnence ter dvoje dolomitnih plasti, ki sta ločeni s plastmi oolitnega apnenca in laporovca (Grad in Ogorelec, 1980; Dolenec et al., 1981). Starejši dolomiti imajo do 23 % klastičnih komponent, mlajši pa so veliko bolj čisti, ker so nastali z zgodnjo diagenozo. V *srednjem triasu* je slovenska karbonatna platforma razpadla v tri paleogeografske enote: na Dinarsko in Julijsko karbonatno platformo ter na vmesni Slovenski bazen (Buser, 1989; Šmuc in Čar, 2002). V aniziju ( $T_2^1$ ) najdemo večinoma masivne zgodnjediagenetske dolomite, ki jih je kasneje zajela tudi pozna diageneza. Kjer ta ni potekla, so redko ohranjeni še apnenci. V ladiniju ( $T_2^2$ ) zaradi tedanje vulkanske aktivnosti prevladujejo vulkanske kamnine (Bavec, 1999), zato so karbonatne so v tem obdobju manj

pogoste; izjema so wettersteinski apnenci in dolomiti severno od Periadriatskega šiva na ozemlju Pece in Uršlje gore. V najnižjem delu *zgornjega triasa*, v cordevolu ( $T_3^1$ ), so se oblikovali večinoma masivni dolomiti in redkeje apnenci, nastali s pozno diagenozo. Norij in retij ( $T_3^{2+3}$ ) sta se razvila izključno karbonatno v treh različnih okoljih. Na Dinarski karbonatni platformi so nastali plastnati stromatolitni dolomiti, t.i. glavni dolomit. Ti so nastali tako z zgodnjo (po modelu *sabk* ali modelu *dorag*; Ogorelec in Rothe, 1993) kot tudi s pozno diagenozo. Istočasno se je na severni Julijski karbonatni platformi odlagal plastnat dachsteinski apnenec. Zanj so podobno kot za glavni dolomit značilne izsušitvene pore, stromatoliti in paleokraški pojavi. Predstavlja lateralni ekvivalent glavnega dolomita, ki se je odlagal v plitvem zatišnem delu šelfa (Ogorelec in Rothe, 1993). Ohranjen je tam, kjer apnenca ni zajela dolomitizacija, da bi ga lahko spremenila v glavni dolomit. V Slovenskem bazenu so se takrat večinoma odlagali ploščasti in plastnati apnenci, ki so kasneje prešli s pozno diagenozo v baški dolomit z roženci (Buser et al., 2007).

V spodnji *juri* so na karbonatnih platformah nastajali svetli plastnati oolitni, biomiktirni in biosparitni apnenci, ki jih je ponekod zajela poznodiagenetska dolomitizacija (Dozet in Šribar, 1998). Na Dinarski karbonatni platformi se v spodnjem delu malma ( $J_3^{1,2}$ ) pojavljajo ploščasti kalkarenitni in grebenski apnenci, ki v zgornjem malmu ( $J_3^{2,3}$ ) prehajajo v svetlosiv oolitni in plastnat mikritni apnenec. Na Julijski karbonatni platformi sta v liasu sprva nastajala oolitni in mikritni apnenec z litiotidami, nato pa še ploščast oolitni in krinoidni apnenec z roženci. Na območju Julijskih Alp je bila sedimentacija drugačna zaradi kompleksne ekstenzijske tektonike in regionalnih sprememb (Šmuc, 2005). Tam so v juri poleg apnencev nastajali tudi klastiti in okremenjeni apnenci, na meji jura-kreda pa svetli pelagični mikritni *biancone* apnenci. V Slovenskem bazenu so se v tem obdobju pojavili temni apnenci, dolomiti z roženci in kalkarenit, ob koncu jure pa *biancone* apnenci.



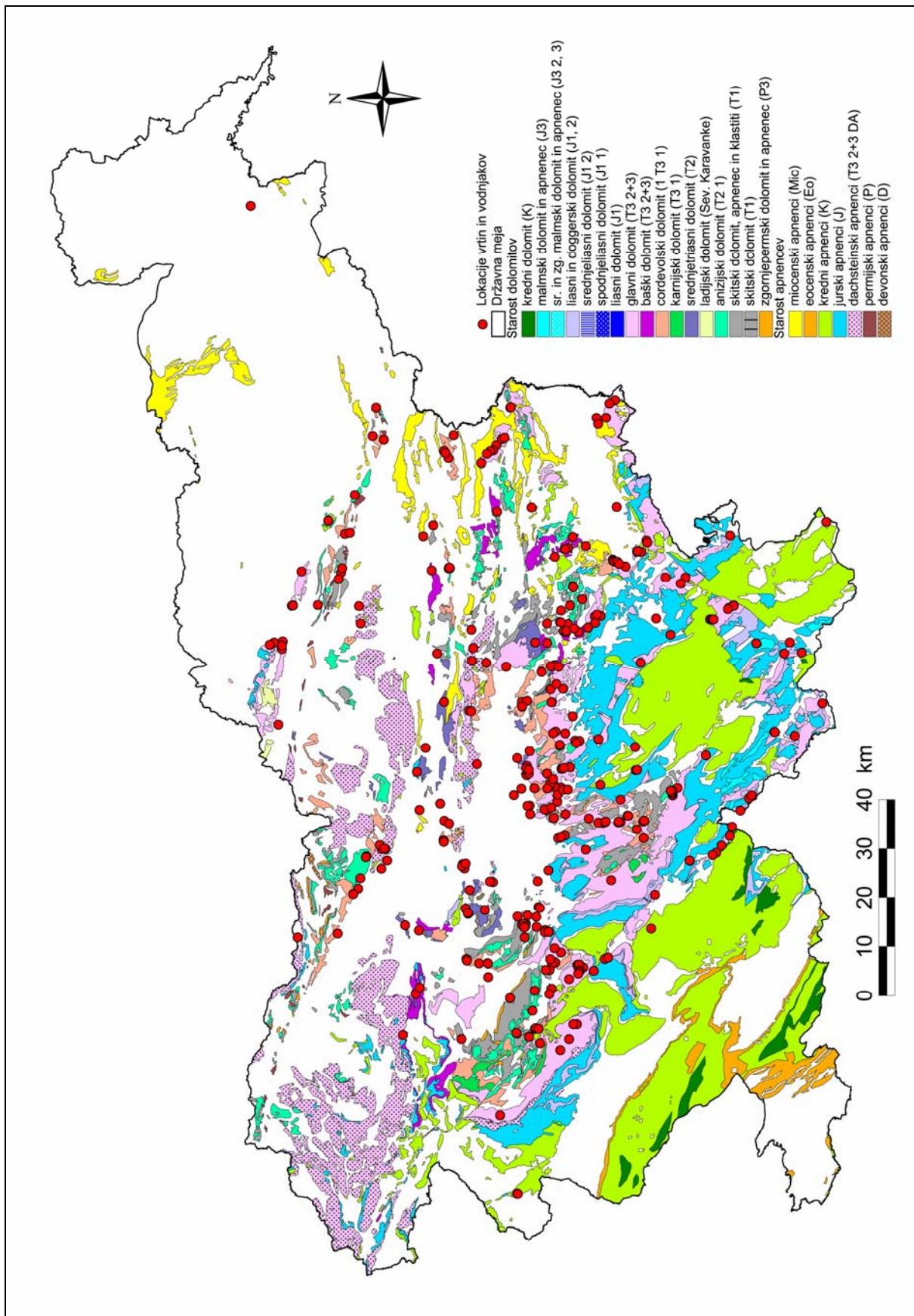
Sl. 2.3 Razvoj karbonatnih kamnin v Sloveniji od zgornjega perma do paleocena (Ogorelec et al., 2000).



V *kredi* so v južni in zahodni Sloveniji nastali večinoma apnenci, precej manj je bilo dolomitov in fliša, ki ga najdemo v Posočju in v vzhodnih Posavskih gubah. Platforma je bila do spodnjega dela zgornje krede homogena, nato pa se začela diferencirati v plitvo podplimsko okolje na severu in v lagunsko na jugu (Jurkovšek et al., 1996). Apnenci so se odlagali v podobnih okoljih, zato so razlike med njimi majhne, po sedimentoloških in biostratigrafskih značilnostih pa so jih razdelili v več formacij (Brska, Povirska, Repenska, Sežanska, Lipiška, Liburnijska formacija in Slivski apnenec; Jurkovšek et al., 1996)). Večinoma gre za sive plastnate apnenice svetlo- do temnosive barve (Buser, 1973), ki so zelo čisti in imajo od 97 % do 99 %  $\text{CaCO}_3$  ( $K_1^{3-5}$ ; Šikić in Pleničar, 1975). V najnižjem delu spodnje krede so lahko prisotni tudi dolomiti (Pleničar et al., 1970), v zgornji kredi pa so značilni dolomiti z rudisti.

*Terciarne in kvartarne* plasti so, razen dveh izjem, razvite predvsem klastično. V *eocenu* so nastajali debeloplastnati foraminiferni alveolinsko-numulitni apnenci svetlosive barve. Večinoma gre za biomikritni ali biosparitni packstone, nastal na odprtem šelfu (Šikić in Pleničar, 1975; Jurkovšek et al., 1996). Pojavlja se v jugozahodni Sloveniji. Redkeje so ti apnenci tudi dolomitizirani (Košir in Wright, 2002), dolomiti pa se v tem obdobju pojavljajo v lečah in tankih plasteh. *Miocenske* starosti so litotamnijski apnenci ( $M_2^2$ ), ki so zastopani predvsem z biokalkareniti z drobnimi prodniki kremena (do 25 %), sestavljeni pa so iz odlomkov litotamnij in grebenskih organizmov (Aničič in Juriša, 1985). Imajo do 95 %  $\text{CaCO}_3$ .

Sl. 2.4 Prostorski položaj izdanjanja plasti dolomitov in apnencev ter obravnavanih vrtin in vodnjakov v Sloveniji (po OGK 1 : 100,000).



## 2.3 Lastnosti razpok

Razpoke predstavljajo sekundarno poroznost kamnine. Pojem *razpoke* se pogosto neustrezno uporablja tudi za večino ploskovnih nezveznosti, npr. za lezike, stilolite, klivaž, ploskve skrilavosti, razpoke ali prelome. Nekateri avtorji so razločili dve vrsti nezveznosti v kamninah na večje, kamor spadajo prelomi, dajki in strižne cone, ter na manjše, ki predstavljajo razpoke (*joints* in *fissures*) in lezike (Kulatilake et al., 1993). Zaradi različnih velikosti jih je namreč mogoče obravnavati na različne načine, saj lahko prve analiziramo deterministično, druge pa statistično.

Najustreznejši izraz za vse naštete pojme je nezveznost oz. diskontinuiteta. Ta zajema vse mehanske prekinitve v kamnini, kjer je mehanska trdnost bistveno zmanjšana oz. enaka nič. Najpogostejše izmed naštetih nezveznosti so prav razpoke, zato bom sam zanje uporabljal ta izraz. Najpomembnejši podatki za hidrogeološke raziskave, omenjeni v literaturi, so povezanost, gostota in odprtost razpok. V zadnjem času postaja pomemben parameter tudi fraktalna dimenzija mrež razpok, ki jo v nadaljevanju natančneje obravnavam.

### 2.3.1 Opis razpok

Za opis razpok sta pomembni predvsem orientacija in odprtost razpok. Določevanje odprtosti je problematično, saj so razpoke na površini bolj ali manj spremenjene zaradi kemičnih in fizikalnih procesov preperevanja. Razpoke lahko opišemo s pomočjo v nadaljevanju opisanih desetih faktorjev (Lee in Farmer, 1993; Ribičič, 1998), pri čemer se moramo zavedati, da v praksi izredno redko uporabljajo popolnoma vse faktorje, ker nekaterih zaradi preperelosti ali drugih vplivov na kamnino ni mogoče pridobiti:

*Orientacija.* Orientacijo razpoke določimo z azimutom in vpadom vpadnice ploskve. Za meritve potrebujemo kompas, ki ima poleg magnetne igle še vodno tehtnico, s katero določimo naklon plasti ali diskontinuitet. Rezultate prikažemo numerično (tabele, statistični parametri) ali grafično (blok diagrami, rozetni krog, krogelna projekcija), v vsakem primeru pa jih moramo zajeti čim več, saj se lahko ob merjenju pojavijo napake zaradi hrapavosti površin, slabe opreme in človeškega faktorja.

*Gostota razpokanosti.* Gostoto opišemo z razdaljo med dvema razpokama. Merjenje, s katerim določimo velikost blokov, opravimo z merskim trakom dolžine 20–50 m ali merskim

drogom dolžine 1–3 m, oboje z milimetrsko oznako. Za vsak sistem opredelimo povprečno ter minimalno in maksimalno razdaljo med razpokami, rezultate pa prikažemo na histogramu. Povprečno medsebojno oddaljenost lahko prikažemo tudi s frekvenco oz. številom razpok na dolžinski meter. Meritve moramo izvajati v več smereh, po možnosti v vseh treh dimenzijah, da izničimo vplive anizotropije in v celoti zajamemo orientacije razpok.

*Obseg.* Prostorski obseg razpoke izrazimo kot njeno največjo dolžino na merjeni ploskvi. To žal redko natančno določimo, saj se razpoka lahko razširja preko merskega območja (npr. sten predora). Podobno kot pri določitvi gostote razpokanosti tudi tu za vsak sistem razpok določimo povprečni, minimalni in maksimalni obseg.

*Hrapavost.* Hrapavost razpoke delimo na drobno hrapavost in valovitost. Pri premikih se manjši zobci drobne hrapavosti polomijo, kar lahko proučujemo v laboratoriju, nasprotno pa valovitost merimo na terenu. Kot opremo potrebujemo dvometrski drog z milimetrsko oznako, kompas, kovinski trak in najlonsko vrvico z oznako ali pa aluminijaste plošče oz. diske različnih radijev. Drog postavimo na ploskev vzporedno z njo in merimo pravokotne oddaljenosti do minimalnih in maksimalnih vrhov hrapave podlage. Tako določimo tudi kot valovitosti.

Meritve z diski potekajo tako, da diske različnih premerov postavljamo na ploskev ter merimo njihov naklon glede na horizontalo. Rezultate prikažemo s krogelno projekcijo na Schmidtovem diagramu. Z novejšimi metodami lahko določimo hrapavost tudi s posebnimi merskimi napravami, ki drsijo po ploskvi in merijo hrapavost na 0,1 mm natančno. Žal so zaenkrat omejene le na vzorce laboratorijskih velikosti, npr. 54 x 54 mm (Develi et al., 2001). Glede na obliko hrapavosti in tip ploskve ločimo devet razredov (Lee in Farmer, 1993; Ribičič, 1998).

*Trdnost sten.* Kadar razpoke niso zapolnjene in predstavljajo odprte žile, se med seboj stikajo le manjši deli celotne površine. Pri strižnih premikih se zato tlak na kontaktnih območjih precej poveča, kar vodi do lomljenja zobcev in spremembe hrapavosti. Na trdnost sten razpok bistveno vpliva tudi stopnja preperelosti stene kamnine ob razpoki, kar določamo večinoma z geološkim kladivom, nožem in s Schmidtovim kladivom (testiramo zvok sten ob udarcu s kladivom). Rezultate lahko po stopnji preperelosti in po trdnosti razvrstimo po razredih, določenih v tabelah (Ribičič, 1998).

*Odprtost.* Odprtost razpok predstavlja pravokotno razdaljo med stenami razpoke, ki je zapolnjena s fluidom (zrakom ali vodo). Če je razpoka zapolnjena, uporabljamo namesto odprtosti izraz širina. Poleg merjenja z merskim trakom lahko določimo to lastnost tudi z

VDP poizkusom v vrtini, v kateri merimo izgubo vode oz. plina pri vtiskovanju, ali pa s pregledom jeder vrtine. Večinoma je odprtost zelo majhna, do 0,5 mm.

*Polnitev.* Razpoke so lahko zapolnjene z raznovrstnim materialom, npr. s kalcitom, kloritom, glino, peskom, tektonsko brečo ipd. Meritve potekajo sprva enako kot meritve odprtosti, nato pa opišemo še vrsto polnitve (klastiti, nastali zaradi preperevanja, in različni minerali).

*Vodoprepustnost.* Na pretakanje vode temeljno vplivajo razpoke oz. strukturni elementi. Rezultat je lahko pozitiven (večje pretakanje) ali negativen (slabše prepustne cone, npr. milonitne cone). Diskontinuitete podobno kot pri vsebnosti vode ločimo na šest razredov.

*Število sistemov razpok.* Število sistemov razpok bistveno vpliva na vodoprepustnost, saj se z večjim številom sistemov povečuje tudi povezanost razpok, še posebej, kadar imajo te različno orientacijo. Sisteme ugotavljamo na osnovi maksimuma na Schmidtovi mreži s krogelno projekcijo. Rezultate nato razvrstimo glede na število sistemov ter opišemo tudi morebitne slučajne razpoke.

*Velikost blokov.* Ta lastnost je bolj kot pri hidrogeoloških raziskavah uporabna pri inženirskogeoloških, kjer je podatek o velikosti blokov pomemben za analizo trdnosti kamnin in zdrsov v njih. Glede na število razpok in obliko blokov razvrstimo bloke v različne razrede (Ribičič, 1998). Stopnjo razpokanosti jeder določimo kot indeks RQD (*Rock Quality Designator*). Definiran je kot razmerje med količino povrnjenega jedra dolžine nad 10 cm in celotno dolžino jedra. Razpokanost lahko izrazimo tudi s številom razpok na dolžinsko enoto. Med omenjenimi faktorji nekateri vplivajo na prepustnost bolj, drugi manj. Med najpomembnejše sodijo vodoprepustnost, odprtost, število sistemov razpok in gostota razpokanosti.

### 2.3.2 Statistične verjetnostne porazdelitve lastnosti razpok

Za opis lastnosti razpok uporabljamo več tipov statističnih verjetnostnih distribucij, med katerimi so osnovne potenčna oz. fraktalna (*power-law*), eksponentna, gama in lognormalna distribucija. Dolžine razpok so številni avtorji opisovali z različnimi porazdelitvami, npr. z eksponentno (Priest in Hudson, 1981), gama, lognormalno ter z normalno porazdelitvijo.

Dolžina prelomov ali razpok lahko sledi lognormalni (Priest in Hudson, 1976; Hudson in Priest, 1979) ali pa, bolj verjetno, potenčni verjetnostni porazdelitvi (Bour in Davy, 1997; de Dreuzy et al., 2002), kje je število prelomov ali razpok  $n(l)$  sorazmerno z njihovo dolžino  $l$

v zvezi  $l^a$ . Eksponent  $a$  je ponavadi v mejah med 1 in 3. Če je  $a > 3$ , na povezanost najbolj vplivajo manjše razpoke. Če je  $1 < a < 3$ , so pomembne tako manjše kot tudi večje razpoke (enak vpliv je pri vrednosti  $a = 2$ ), pri  $a < 1$  pa je povezanost najbolj odvisna od največjih razpok ali prelomov (Bour in Davy, 1997). Pri  $a < 3$  je tok koncentriran v daljše razpoke, prepustnost prevodnih struktur pa se spreminja z merilom. Pri  $a > 3$  tvori sistem mreža krajših razpok, porazdelitev odprtosti razpok pa nima večjega vpliva. To velja za dvodimenzionalne podatke, medtem ko je za tridimenzionalne koeficient  $a$  drugačen (Bour in Davy, 1998).

Porazdelitvene funkcije odprtosti razpok še niso popolnoma določene. V uporabi so modeli, ki predpostavljajo konstantne odprtosti (de Dreuzy et al., 2001a), lognormalne (de Dreuzy et al., 2001b) in potenčne vrednosti (de Dreuzy et al., 2002).

Dolžine razpok v plastnatih kamninah se najbolje prilegajo lognormalni verjetnostni porazdelitvi, v masivnih pa je bolj primerna potenčna oz. fraktalna porazdelitev (Bonnet et al., 2001). Povezanost je odvisna od dolžine razpok, zveza pa je odvisna od eksponenta  $a$  (De Dreuzy et al., 2001a, 2001b).

**Lognormalna verjetnostna porazdelitev.** Nekateri avtorji (Priest in Hudson, 1981) to porazdelitev uporabljajo za opis porazdelitve dolžin razpok, ker predstavljata parametra  $\langle \log(w) \rangle$  in  $\sigma^2$  geometrično srednjo vrednost in varianco lastnosti razpoke  $w$ .

$$n(w) = 1/(w\sigma\sqrt{2\pi}) \exp\left(-\frac{[\log(w) - \langle \log(w) \rangle]^2}{2\sigma^2}\right) \quad (2.1)$$

$n$  = število razpok

$w$  = lastnost razpok (dolžina, premik ...)

$\sigma^2$  = koeficient interporoznega toka, odvisen od oblike, velikosti in prepustnosti blokov matriksa [-]

Drugi avtorji (de Dreuzy et al., 2002) menijo, da so dolžine razpok porazdeljene potenčno oz. po fraktalni porazdelitvi (opisani v nadaljevanju) in da prisekanje (angl. *truncation*) podatkov, ki sledijo tej potenčni distribuciji, lahko vodi do navidezne lognormalne porazdelitve. To se lahko zgodi, če ne beležimo najmanjših razpok.

**Eksponentna verjetnostna porazdelitev.** Ta se uporablja za opis velikosti razpok in izhaja iz fizikalnega dejstva, da razpoke rastejo v enakomerno razporejenem napetostnem stanju.

Porazdelitev je opisana z enačbo (Bonnet et al., 2001), ki vsebuje empirično konstanto  $A$  in karakteristično dolžino razpok  $w_0$ :

$$n(w) = A \exp(-w/w_0) \quad (2.2)$$

$A = \text{konstanta}$

**Gama verjetnostna porazdelitev.** Gama porazdelitev je kombinacija fraktalne distribucije, ki ima eksponenten »rep«, uporabna pa je pri statističnih opisih prelomov. Drugače kot prejšnja enačba je ta opisana še z dodatnim parametrom  $a$  (Bonnet et al., 2001):

$$n(w) = Aw^{-a} \exp(-w/w_0) \quad (2.3)$$

Če je karakteristična dolžina  $w_0$  večja od velikosti sistema  $w_{max}$ , se gama porazdelitev poenostavi v potenčno.

**Potenčna (power-law) verjetnostna porazdelitev.** Zanj se uporablja tudi izraz fraktalna porazdelitev. Porazdelitve mnogih lastnosti razpok (dolžino, premik itd.) lahko opišemo s fraktalno porazdelitvijo (Bonnet et al., 2001):

$$n(w) = Aw^{-a} \quad (2.4)$$

Zanjo je značilno, da ne vsebuje nobenih informacij o merilu oz. karakteristični dolžini. Potenčna porazdelitev ima izmed vseh najbolj utemeljene fizikalne temelje in je značilna za razpoke, nastale pri večkratnem oz. sprotnem prelamljanju (Åström, 2006), zato je v zadnjem času čedalje bolj v uporabi.

### 2.3.3 Nastanek razpok

Razpoke nastanejo zaradi različnih dejavnikov, najpogosteje zaradi napetosti pri razpokanju kamnine ali pri tenzijskih razmerah. Nastanejo lahko v različnih tektonskih okoljih, pri narivanju, prelamljanju, ekshumaciji, preperevanju, hidrostatičnem tlaku itd. Razmere nastanka je potrebno poznati, da lahko razumemo lastnosti in prevodnosti razpok. Večina odprtih prevodnih razpok nastane v tenzijskih razmerah, zato lahko vrsto razpok



predvidimo tudi, če poznamo napetostna stanja v kamninah. Kadar pa zaporedno razpokanje zaplete interpretacijo nastanka razpok, je za procese toka in prenosa snovi vselej najpomembnejša zadnja faza, saj se odprte razpoke lahko zaradi drugačne orientacije napetosti zaprejo, odprte lahko ostanejo le tiste, ki nastanejo pod določenimi koti v zadnji tektonski fazi.

Razpoke nastanejo pri preobremenitvi tlačnih ali nateznih razmer v kamnini. Glede na vrsto napetosti in njihovo relativno velikost ( $\sigma_1$  in  $\sigma_3$ ) nastanejo različne razpoke. Posebna vrsta razpok nastane tudi pri tonjenju kamnin v globino, saj se tedaj litostatični in hidrostatični tlaki zvečajo nad trdnostno mejo kamnine. Če je prepustnost kamnin pri tonjenju premajhna, prevzame fluid (največkrat voda) nase del litostatične obremenitve. Porni tlak se bistveno poveča, čemur pravimo *overpressure* oz. »abnormalni porni tlak« (Vrabec, 2000).

Večina (95 %) razpok v sedimentnih kamninah naj bi bilo orientiranih pravokotno ( $\pm 10^\circ$ ) na plastnatost. Če so razpoke planarne, enako oddaljene in na površini plasti vidne kot ravne vzporedne črte, jim pravimo sistematične razpoke. Ostale, nesistematične, nastanejo predvsem pri preperevanju (Price in Cosgrove, 1990), saj imajo ukrivljene ploskve, ki ne morejo nastati pri strigu. Družina razpok (*set of joints*) združuje razpoke enakega značaja in približno enake geometrije, razpoklinski sistem (*joint system*) pa zajema dve družini ali več družin razpok (Davis in Reynolds, 1996).

Glede na nastanek lahko razpoke v glavnem razvrstimo v natezne (*joints*), ki nastanejo v ekstenzijskih razmerah, na razpoke, nastale v kompresijskih razmerah, in v strižne (*shear*) razpoke, ki nastanejo s strigom in premikom vzdolž ploskve. Posebnega nastanka so mikrorazpoke, vendar te s stališča toka in prenosa snovi niso zanimive, ter razpoke, nastale pri hidravličnem razpokanju, ki se zaradi prevelikih pornih tlakov odprejo.

Z nastankom razpok je povezan tudi način njihovega večanja, ta pa vpliva tudi na njihove nadaljnje lastnosti. Prvi tip (I) razpok nastane z odpiranjem, s premikom pravokotno na stene razpok (natezne razpoke). Drugi tip (II) nastane z drsenjem vzdolž razpoke pravokotno na čelo razpoke, tretji tip (III) pa je posledica strižnega odpiranja, premika vzdolž razpoke, toda v smeri čela razpoke (Vrabec, 2000). Upoštevati je treba tudi, da se pri ponovnih obremenitvah (odvisno od orientacije) pogosto lažje reaktivirajo starejše razpoke in prelomi, kot pa da nastanejo nove.

Litologija in predvsem debelina plasti  $a$  zelo vplivata na razdaljo med razpokami  $W$ . Med slednjima obstaja enostavna zveza  $W = Ka$ , kjer je  $K$  konstanta (Dunne in Hancock, 1994). Čeprav nekateri avtorji linearni zvezi ugovarjajo, ta še vedno velja za najboljšo. Treba je namreč vedeti, da velja le za plastnate kamnine, saj so v masivnih razpoke ponavadi

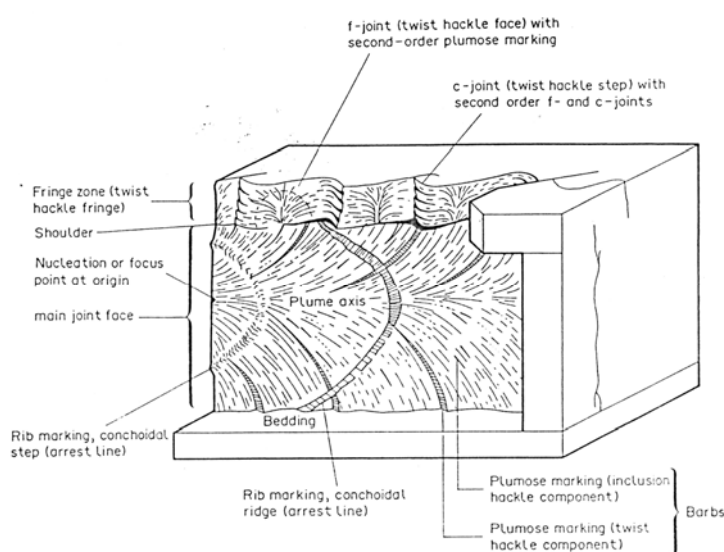
gostejše, npr. pri masivnih dolomitih in delno tudi pri apnencih (Aguilera, 1980). Najgostejše razpoke zato najdemo v tankih plasteh, ki se lomno deformirajo.

Enakomerno razdaljo med razpokami razlagamo s hidravličnim razpokanjem, saj pride v okolici razpoke do padca gradienta vode oz. fluida. Padec je zaznaven le v bližnji okolici razpoke, zato tam ne more nastati zadosten tlak, ki bi povzročil nastanek novih razpok (Price in Cosgrove, 1990). Te se lahko torej tvorijo le v določeni stalni oddaljenosti od prejšnje razpoke, kar povzroči enakomerno razdaljo med njimi. To lahko povzročijo tudi prelomi, ki se pojavljajo v določenih medsebojnih razdaljah.

#### 2.3.4 Površina razpok

Površina razpok vsekakor ni idealno ravna ploskev, kakršno največkrat modeliramo. Razpoka je prekinitev v kamnini, ki svojo morfologijo spreminja glede na napetosti v kamnini. Morfološko so najbolj izražena rebra in sledi rasti (Sl. 2.5). *Rebra* (»*rib-marks*«) nastanejo ob hitrem širjenju napetosti pri vibraciji kamnine, ko se spremeni smer širjenja napetostnih valov. Kažejo na mesta, kjer se je rast razpoke začasno ustavila ali upočasnila (Vrabec, 2000). *Sledi rasti* (»*hackle marks*«) so linearne ali ukrivljene neravnosti na ploskvi, ki konvergirajo v izvorni točki. Nastanejo zaradi interakcije reflektiranega elastičnega vala s površino razpoke. Sledi rasti so pravokotne na rebra.

Sl. 2.5 Morfologija razpoke (Dunne in Hancock, 1994).



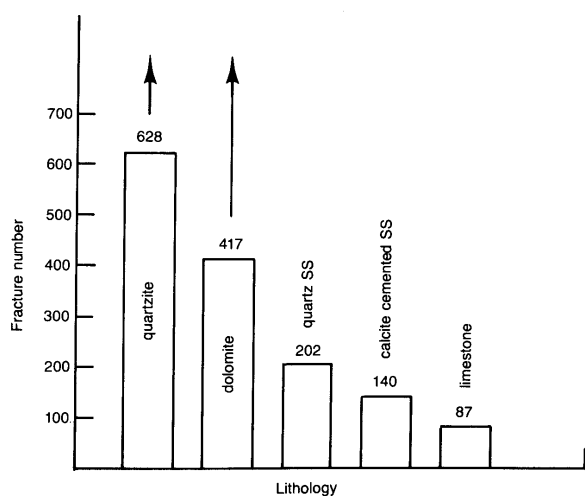
### 2.3.5 Medsebojni odnosi med razpokami

Podobno kot prelomi (Price in Cosgrove, 1990) se tudi razpoke povezujejo v različne geometrične vzorce glede na relativno starost in na tlačne razmere. Tipične konfiguracije so presečišča v obliki črk Y, X ali T. Geometrija sečišč je pomembna za prevajanje vode in s tem tudi onesnaževal, saj so le povezane razpoke sposobne prevajati fluide. Od števila presečišč je odvisen tudi transport onesnaževal. Ta se namreč hitreje širijo v povezanih mrežah razpok. S povezanostjo razpok se ukvarja teorija prenikanja (perkolacijska teorija), določajo pa jo tudi fraktalne analize, opisane v posebnem poglavju.

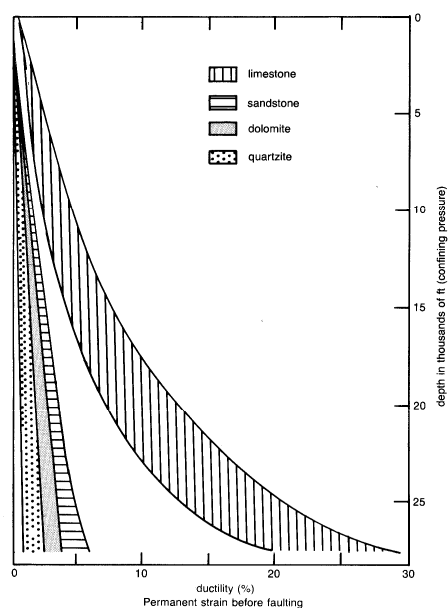
### 2.3.6 Število razpok v apnencih in dolomitih

Statistična primerjava števila razpok v različnih kamninah (Aguilera, 1980; Gaswirth et al., 2006) kaže, da se v dolomitu pojavlja povprečno mnogo več razpok kot v apnencih (Sl. 2.6, Sl. 2.7). Dolomiti so torej v primerjavi s slednjimi precej bolj dovzetni za razpokanje. Ta lastnost se odraža tudi v njihovi duktilnosti, verjetno zaradi večjih kristalov, nastalih ob dolomitizaciji, ki se pri razpokanju prerazporedijo, s tem pa povečajo prepustnost kamnine (Purser et al., 1994).

Sl. 2.6 Povprečno število razpok v kamninah, deformiranih v enakem fizičnem okolju. Puščice označujejo primere, ko je kamnina porušena do te mere, da meritev razpok ni več možna (Aguilera, 1980).



Sl. 2.7 Duktilnost kamnin v odvisnosti od globine (Aguilera, 1980).



### 2.3.7 Prelomi

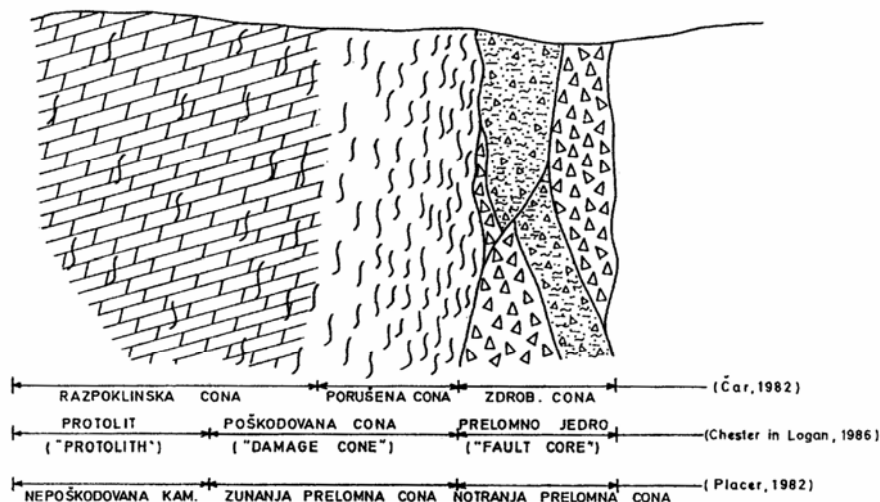
V nasprotju z razpokami so prelomi tiste ploskovne prekinitve v kamnini, kjer je v njej prišlo do večjih ali manjših premikov. Niso idealno ravni. Večinoma so sestavljeni iz približno vzporednih manjših ploskev, ki skupaj sestavljajo prelomno cono. Ker obstaja več delitev prelomnih con, bom podal le njihov kratek pregled in ovrednotil njihov hidrogeološki pomen.

Placer (1982) je genetsko razdelil prelomno cono na notranjo in zunanjo. *Notranja cona* je pas zdrobljenih kamnin, tektonske gline, milonitne moke, milonitnega zdroba, tektonskih breč in ponekod tudi manj poškodovanih blokov. Navzven je omejena z mejnimi prelomnimi ploskvami, osnovni element notranje cone pa je glavna prelomna ploskev. *Zunanja prelomna cona* z mejnimi ploskvami meji na notranjo prelomno cono, njena zunanja meja pa je težje določljiva. Med glavno ploskvijo in mejnimi ploskvami lahko potekajo tudi notranje prelomne ploskve.

Čar (1982) je opisno razdelil prelomno cono na zdrobljeno, porušeno in razpoklinsko. *Za zdrobljeno cono* so značilne tektonske gline, milonitne moke, milonitni zdrob in breče. Katera kamnina bo nastala, je odvisno od vrste matične kamnine ter načina in dolžine premika ob prelomu. Tektonske gline se pojavljajo predvsem v mehkih skrilavih kamninah ob glavni prelomni coni. Miloniti so običajno neprepustni in tvorijo hidrološke bariere. Tektonske breče so večinoma podobno slabo prepustne ali celo neprepustne, če so zaglinjene. Tudi zdrobljeno cono lahko razdelimo na notranjo in zunanjo zdrobljeno cono. *Porušena cona* je največkrat prisotna v blokih med dvema prelomoma in v nekaj metriških pasovih na zunanji strani zunanje zdrobljene cone. Zanja je značilen gost sistem kaotično razporejenih krajših ali daljših prelomnih ploskev. Nasprotno od zdrobljene cone notranja struktura blokov v tem primeru ni pretrta. Ta cona je ponavadi močno porozna in zato dobro prepustna. *Razpoklinsko cono* predstavlja nekaj sto metrov širok sistem razpok, ki so pogosto vzporedne. So bolj ali manj goste, lahko si sledijo na vsakih nekaj centimetrov ali pa celo na nekaj decimetrov. Premiki ob šibkih prelomih v tej coni so ponavadi neznatni, nasploh pa so te cone večinoma odlično prepustne.

Kot je videti na Sl. 2.8, se zgornji klasifikaciji ne pokrivata popolnoma:

Sl. 2.8 Nomenklatura prelomne cone (Lapanje, 2000).



Na prepustnost kamnin vpliva tudi časovni razvoj prelamljanja. Na začetku procesa se namreč razpoke v notranji prelomni coni odpirajo, kar poveča tok fluidov. Močnejši pretok pospešuje geokemične reakcije in s tem tudi izločanje mineralnega cementa, ki počasi zapolni razpoke in zmanjša prepustnost v smeri normale na prelomno cono (Lapanje, 2000).

Kombinacije različnih prepustnostnih struktur so predstavili Caine et al. (1996) in jih ločili na naslednje tipe (Sl. 2.9):

- *Porazdeljeno prevodna prelomna struktura.* Zanj je značilna neizražena notranja in dobro razvita zunanja prelomna cona. Prelomni zdrs je porazdeljen vzdolž drsni ploskev in razpok.

- *Kombinirano prevodno-barierna prelomna struktura.* Tu sta notranja in zunanja prelomna cona dobro razviti. Deformacija se v tem primeru kompenzira v notranji in deloma tudi v zunanji prelomni coni.

- *Omejeno prevodna prelomna struktura.* Notranja in zunanja prelomna cona sta slabo razviti. Zdrsi so porazdeljeni vzdolž ukrivljene površine ali diskretno porazdeljenih ploskev.

- *Omejeno barierna struktura.* Pri tej strukturi je značilno, da je notranja prelomna cona dobro razvita, zunanja pa slabo. Zdrs se nadomesti lokalno znotraj notranje prelomne cone.

Sl. 2.9 Konceptualni modeli idealiziranih prepustnosti struktur prelomnih con  
(Caine et al., 1996; Lapanje, 2000).



Na osnovi tega modela so simulirali tudi tok skozi štiri modele na podlagi diskretnih modelov (Discrete Fracture Networks, DFN; Caine in Forster, 1999). Rezultati so pokazali, da je prepustnost največja v ravnini oz. coni prelomov, toda pravokotno na smer premika in ne vzporedno z njo. Pri uporabi kubičnega zakona pri modeliranju so ugotovili, da na prepustnost zelo vpliva tudi odprtost razpok. Te ugotovitve pa ne veljajo za omejeno prevodno barierno strukturo. Če se namreč ta poveča za desetkrat, omogoči do tisočkrat večji pretok. Zato so notranje prelomne cone precej manj prepustne kot zunanje, v katerih so razpoke bolj odprte.

## 2.4 Metode proučevanja kraško-razpoklinskih vodonosnikov

### 2.4.1 Geološko in strukturno kartiranje

Kartiranje je osnovni in najstarejši način pridobivanja geoloških podatkov. Glede na potrebe raziskav ločimo več vrst kartiranja. Pri osnovnem geološkem kartiranju je poudarek na stratigrafiji in litologiji. Pri strukturnem kartiranju nas zanimajo predvsem strukturni elementi (prelomi, razpoke, itd.), pri hidrogeološkem pa poleg geoloških podatkov merimo tudi pojave vode (izvire, vodno bilanco, prepustnost kamnin, ipd.). Pri raziskavah

razpoklinskih vodonosnikov potrebujemo poleg litoloških podatkov tudi strukturne podatke, ki zajemajo razpoke ter prelome oz. vse diskontinuitete.

Oprema za pridobivanje informacij je dokaj enostavna, saj potrebujemo poleg geološkega kladiva le še primerne topografske karte, povečevalno steklo, kompas za merjenje strukturnih elementov in ravnilo. Izmed strukturnih podatkov lahko izmerimo in določimo razpoke, gube, prelome, narive, azimut in naklon plasti, klivaž, tektonske drse in ostale strukture. Cilj kartiranja je izdelava karte ter pripadajočih profilov, na katerih označimo vse pomembnejše elemente. Vsa ostala opažanja, interpretacijo karte, opise kamnin, slike ipd., zapišemo v posebnem poročilu oz. tolmaču.

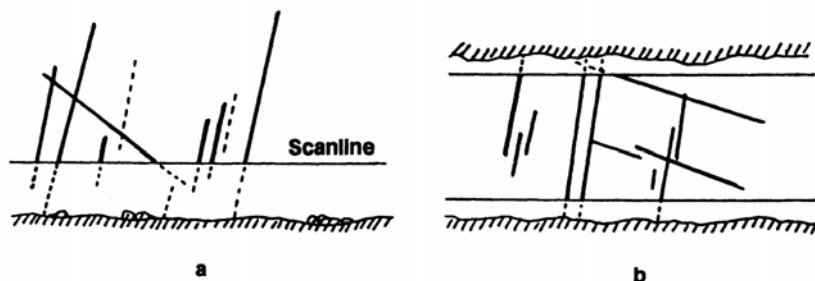
Pri kartiranju si lahko pomagamo tudi z geomorfološkimi raziskavami, saj predstavljajo prelomi in spremljajoče razpoke manj odporne cone v kamninah, ki lažje preperevajo. Zato se ob teh strukturah največkrat pojavljajo grape, doline, previsi ter ostale izrazite reliefne oblike. Za določanje teh struktur uporabimo daljinske metode, opisane v posebnem poglavju.

#### 2.4.1.1 Merjenje z mersko daljico oz. z merskim oknom

Razen kartiranja prelomov in spremljajočih struktur nas pri analizi razpoklinskih vodonosnikov zanimajo tudi razpoke. V Sloveniji se je s kartiranjem razpok v diplomskem delu ukvarjal Tancar (2002), ki je s pomočjo merske daljice določil geometrijo štirih družin razpok. V tuji literaturi je precej člankov, v katerih avtorji opisujejo meritve in modele, ki temeljijo na omenjeni merski metodi. Med najbolj znanimi je 3-D eksperiment v rudniku Stripa na Švedskem (Kulatilake et al., 1993), kjer so poleg omenjenih meritev opravili številne sledilne poizkuse za določitev toka in transporta snovi v granitu z razpoklinsko poroznostjo.

Geometrijo in gostoto razpok določimo z mersko daljico (angl. *scanline*), ki jo uporabimo na steni kamnoloma ali rova oz. tam, kjer so razpoke vidne in teren ni poraščen (Priest in Hudson, 1981). Mersko daljico lahko predstavlja preprost merilni trak s centimetrskim merilom, pritrjen na izdanku razpokane kamnine (Tancar, 2002). Daljico lahko tudi narišemo na steno jamskega rova, nato pa vzdolž nje merimo vpad in naklon razpok ter razdaljo med njimi (Sl. 2.10a).

Sl. 2.10 Merska daljica (scanline; Chilès in de Marsily, 1993).



Namesto merske daljice lahko uporabimo tudi mersko okno (Sl. 2.10b), s katerim zajamemo več podatkov, saj z njim določamo razpoke na površini (2-D) in ne le na daljici (1-D). Ta metoda je uporabna le, če je teren dovolj odkrit.

Orientacijo razpok prikazujemo z rozetnimi diagrami, še boljše pa na stereografski mreži (Lapcevic et al., 1999). Tako lahko razločujemo med seboj različne generacije razpok in lezike. Podatki lahko pripadajo različnim prostorskim statističnim distribucijam: uniformni, Fisherjevi, Binghamovi ali Gaussovi (Bear, 1993).

Zaradi narave merjenja pravokotno na mersko daljico se pojavlja več razpok, ki so pravokotne, kot tistih, ki daljico sekajo pod ostrim kotom. Zato moramo podatke gostote razpokanosti obtežiti s korekcijskim faktorjem. Ta je za mersko daljico enostaven (Tancar, 2002), saj določa gostoto razpokanosti  $S$  z izmerjene razdalje med razpokami  $d$  iz zveze  $S = d \sin \alpha$  ( $\alpha$  je kot med mersko daljico in smerjo diskontinuitete).

Pri meritvah z mersko daljico se lahko pojavi več napak:

- *Cenzorska*. Če se razpoka razširja izven merskega območja in zato ne moremo določiti enega ali obeh koncev razpok, zabeležimo le cenzurirano dolžino razpoke.
- *Mejna*. Če ne zajamemo razpok, ki so krajše, kot dopušča metoda. Ponavadi ne merimo razpok, manjših od 10 mm.
- *Velikostna*. Lažje zajamemo daljše razpoke kot krajše, saj imajo prve večjo možnost sekanja merske daljice.



### 2.4.1.2 Inženirska in Erasova metoda

Za hidrogeološko opredelitev razpok, ki jih izmerimo s strukturnim kartiranjem, se uporabljata dve metodi. Prva, *inženirska*, določa geometrične značilnosti kraško-razpoklinskih vodonosnikov. Predstavlja modificirano analizo strukturnih elementov po Louisu (Veselič et al., 1998). Sloni na statistični obdelavi razpok, pri kateri v prvi fazi kartiramo razpoke, v drugi pa jih statistično vrednotimo (Tancar, 2002). Pri opisu diskontinuitete določimo najprej vrsto strukturnega elementa (razpoka, prelom, plast) ter vpad, gostoto, obseg in pripadnost sistemu razpok (Veselič et al., 1998). V drugi fazi izvedemo statistično analizo.

Z *Erasovo metodo* določamo najpogostejše smeri pretakanja vode. Metoda temelji na mikrotektonski analizi, in sicer na dveh hipotezah.:

1. Kras in mreža drenažnih kanalov sta predeterminirana s tektonskimi dogodki, ki so prizadeli kamninski masiv. Tridimenzionalna mreža drenažnih kanalov je torej posledica njegove geološke (tektonske) zgodovine.

2. Najverjetnejše smeri pretakanja vode so določene znotraj ravnin, ki so definirane z smermi maksimalne ( $\sigma_1$ ) in srednje ( $\sigma_2$ ) komponente napetostnega elipsoida za vsako tektonsko fazo. To pomeni, da so najverjetnejše smeri pretakanja vode pravokotne na najmanjšo komponento ( $\sigma_3$ ) vsakega elipsoida. Ta metoda je uporabna samo, ko je prisotna le ena tektonska faza. V Sloveniji je to zelo redko, saj so kamnine izredno pretрте in so nastajale v več tektonskih fazah.

### 2.4.2 Petrografske metode

Pri petrografskih metodah kamnine analiziramo vizualno s prostim očesom ali pa proučujemo zbruske pod mikroskopom. Pri slednji metodi kamnino razžagamo v tanke lističe in jih zbrusimo na okoli 30  $\mu\text{m}$  debele plasti velikosti nekaj mm x nekaj mm, tako da jo lahko opazujemo pod mikroskopom v presewni svetlobi.

Tako natančno določimo absolutno odprtost razpok ter polnitev oz. minerale v njih. Metoda največkrat ni primerna za hidrogeološke raziskave, saj potrebujemo veliko časa, da preučimo le majhen del kamnine, obenem pa ne moremo raziskati zasičenih pogojev. Slabost metode je tudi v tem, da z njo ne moremo določiti velikosti razpok, saj so zbruski največkrat precej manjši od dolžin razpok.

### 2.4.3 Speleološke metode

Speleološke metode proučevanja so v rabi pri kraških kamninah, kjer je raztapljanje kamnin poteklo do te mere, da so jamski prostori dostopni človeku. Večina jih je namreč nedostopna, kar seveda velja za manjše prostore, obenem pa ima le malo jam odkrite vhode (Curl, 1986). Pri zajemu podatkov upoštevamo enake parametre kot na površini ali v vrtinah: topografske, tektonske, morfološke, hidrogeološke, klimatske in biospeleološke (Komatina, 1984).

Pri raziskavah razpoklinskih vodonosnikov te metode redko uporabljajo, saj je človeku dostopnih le malo primernih jam. Obenem jame nastanejo večinoma v prednostnih smereh, torej le ob določenem sistemu razpok, zato pridobljene orientacije razpok niso reprezentativne.

### 2.4.4 Pregled jeder vrtin

Pri posebnem tipu vrtanja pridobimo iz vrtine valjaste vzorce kamnine, ki imajo premer enak notranjemu premeru cevi. Seveda lahko nepoškodovane vzorce odvezamo le v kompaktnih kamninah, ki so po jedrovanju manj poškodovane (npr. apnenci, magmatske kamnine). Delež pridobljenih jeder je ponavadi obratno sorazmeren s številom razpok. Orientacijo vzorcev določimo s vizualno karotažo ali pa z upoštevanjem orientacije vrtalne glave.

Jedrovanje je drago, hkrati pa upočasnjen celoten proces vrtanja, zato se ga ne uporablja vselej. Pri hidrogeoloških raziskavah je redko, pogostejše je v naftni industriji. Problematičen je tudi majhen premer vrtin, saj z njim zajamemo le majhen del celotne razpoke. Kljub temu nudi pregled jeder zelo koristne informacije o razpokah, še posebej ko je kombiniran s karotažnimi meritvami. Te lahko npr. natančneje uporabimo na tistih odsekih, kjer ne dobimo jedra. Problem pri jedrovanju je tudi določitev dejanske dolžine jedra. Ker so odseki jeder razpokani, namreč popolnoma ne odražajo celotne dolžine odseka kamnin. Dolžine teh jeder se seštevajo in tako morebitna napaka zaradi razpokanosti z dolžino jedra raste. Pravilen rezultat najlažje dobimo s primerjavo rezultatov ostalih karotaž. Stopnjo razpokanosti jeder določimo kot indeks *RQD* (*Rock Quality Designator*), definiran kot razmerje med količino povrnjenega jedra dolžine nad 10 cm in celotne dolžine jedra. Drug način izražanja razpokanosti je v številu razpok na dolžinsko enoto.

Kljub temu pregled jeder v nasprotju s karotazo omogoča popolne podatke o lastnostih razpok pod površino, saj v tem primeru razpoke res vidimo. Vse vrste karotaz namreč temeljijo na indirektnem zaznavanju fizikalnih parametrov, zato se pri interpretaciji lahko pojavljajo napake.

#### 2.4.5 Daljinsko zaznavanje

Med daljinsko zaznavanje (angl. *remote sensing*) sodijo vse metode, pri katerih ni neposrednega stika med merilcem oz. mersko opremo in objektom oz. kamnino. Vsa telesa nad absolutno ničlo oddajajo naravno elektromagnetno valovanje (*pasivno zaznavanje*) (Gupta, 2003), valovanje pa lahko tudi vzbudimo z umetnim obsevanjem pri različnih valovnih dolžinah (*aktivno zaznavanje*). Te metode so mlade in še vedno niso del »standardnega« zajema podatkov, saj so v primerjavi z ostalimi raziskavami dokaj drage in hkrati ne dajejo enoličnih rezultatov. Uporabne so predvsem na področjih brez vegetacije, npr. v krajih z aridno klimo. Klasičnega geološkega kartiranja s temi metodami (še?) ne moremo nadomestiti.

Temeljna omejitev daljinskega zaznavanja je velikost elementarne površine ali delca oz. velikost najmanjše površine, ki jo lahko zaznamo. Ločljivost je tako primerna za:

- odkrivanje objekta (ali objekt v prostoru obstaja ali ne),
- identifikacijo objekta,
- analizo objekta (ugotavljanje lastnosti objekta).

Ločljivost je torej še vedno ena glavnih omejitev teh metod, saj lahko na daljinski način zaznamo le večje strukture in nikakor ne manjših razpok. Prednost navadnega kartiranja je tudi, da lahko na terenu včasih določimo geometrijo razpok v treh dimenzijah, kar s letalskimi in satelitskimi posnetki ni mogoče.

Razen tega na kvaliteto posnetka vpliva precej faktorjev, npr. kvaliteta fotoaparata pri fotoposnetkih, hitrost zaznavanja, valovna dolžina, motnje pri sprejemu (npr. sipanje valovanja v atmosferi) itd. Voda v različnih stanjih prepoznavno deluje na energijo sevanja, meritve vlažnosti tal pa zaradi vpliva vegetacije in hrapavosti zemljine površine na sevanje še vedno ne dajejo dovolj dobrih rezultatov (Brilly in Šraj, 2000).

Za proučevanje razpoklinskih vodonosnikov je temeljna določitev strukturnih elementov, ki v vodonosnikih vplivajo na sekundarno poroznost. Tehnika kartiranja razpok na podlagi zračnih posnetkov je bila v uporabi že leta 1976, ko so ugotovili, da dajejo vodnjaki, izvrtani v razpoklinskih conah, 10- do 1000-krat več vode kot ostali (Gupta, 2003). Najbolj

opazne strukture so lineamenti, ki jih določimo na podlagi strižnih in prelomnih con, osi gub, razpok, orientacije razpok in dajkov, plastnatosti, orientacije potokov, dolin in vegetacije, prisotnosti izvirov vzdolž linij itd.

Najbolj običajni metodi sta letalsko in satelitsko zaznavanje. Pri letalskem zaznavanju večinoma uporabljajo fotografiranje (torej zaznavanje vidnega dela spektra), pri satelitskih metodah pa beležijo ostala valovanja.

Pri *letalskem fotografiranju* vsako ozemlje fotografirajo dvakrat z majhnim časovnim zamikom, saj je tako mogoče sestaviti tridimenzionalno karto. Ta vrsta fotografiranja se uporablja za izdelavo topografskih kart. Na posnetkih so ozemlja različnih litologij ločena na podlagi različnih kriterijev (topografije, strukturnih elementov, vegetacije, oblike rečne mreže itd.), saj so različno odporna na erozijo, barve ali odtenke kamnin. Popolna fotogeološka karta obsega topografske, geomorfološke, hidrogeološke in inženirskogeološke podatke, podatke o kvartarnih nanosih ter strukturne in stratigrafske podatke (Komatina, 1984). Zajema namreč linije raztezanja plasti, razpoke in prelome, razširjanja aluvija, polja, suhe doline, jame, vrtače, terase in strme dele, plazove, kraške izvire, hidrografske elemente in drugo.

*Satelitsko zaznavanje* ugotavlja različna sevanja, npr. elektromagnetnega, radioaktivnega, temperaturo, vidno svetlobo itd. Za proučevanje razpoklinskih vodonosnikov so strukturni podatki vsekakor pomembni. Velik potencial imajo te metode tudi na kraških področjih. Največkrat rabijo podatki daljinskega zaznavanja za nadaljnje raziskave, saj z njimi določamo osnovne zveze med geološkimi strukturami večjega merila in sklepamo na distribucijo razpok (National Research Council, 1996). Na podlagi teh meritev lahko določimo perspektivna območja in tam nadaljujemo z raziskavami.

#### 2.4.6 Geofizikalne meritve

Geofizikalne meritve temeljijo na predpostavki, da so razpoke cone anomalnih fizikalnih lastnosti, ki jih lahko zaznamo na različne načine. Glede na merilo, v katerem izvajamo meritve, jih lahko ločimo na majhno (površinske meritve), srednje (med površino in vrtinami ali med vrtinami) ter na veliko merilo (karotaža v vrtini). Geofizikalne metode so prenesli v hidrogeologijo iz naftne industrije, kjer so že dalj časa uveljavljene (Komatina, 1984, National Research Council, 1996).

Glede na fizikalne lastnosti kamnin, ki jih proučujemo, ločimo več metod raziskav (Gosar in Ravnik, 2004). Opravimo jih lahko tako na površju kot tudi v vrtinah s karotažo,

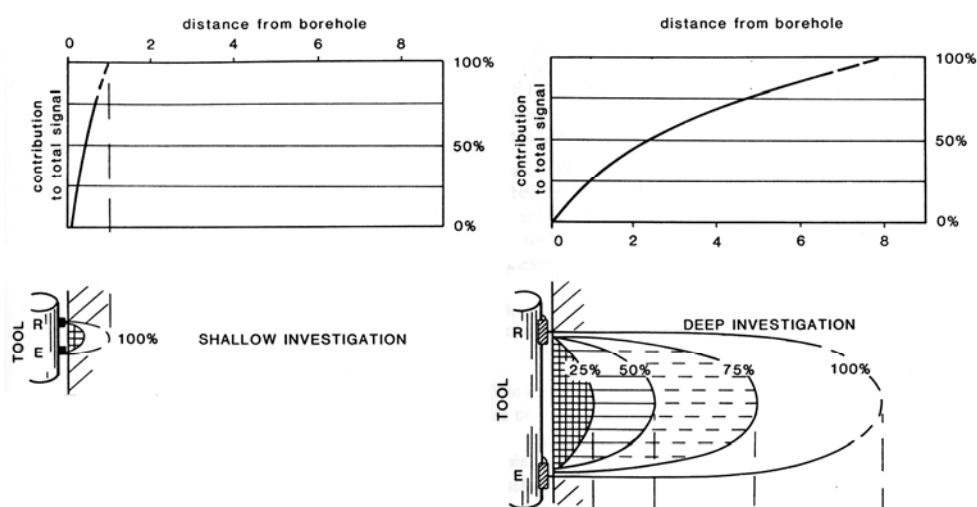
med njih pa spadajo gravimetrija (meritve težnosti), magnetometrija (geomagnetizem), geoelektrika, seizmika, geotermija in radiometrija oz. izotopska geofizika.

Ker geofizikalne metode niso enoznačne, jih moramo uporabiti čim več, da lahko rezultate med seboj primerjamo in dobimo dovolj informacij o iskanih parametrih (Krishnamurthy et al., 2003; Tirén et al., 1999). Najbolje je, da rezultate geofizikalnih metod vzporejamo z ostalimi (geokemičnimi, črpalnimi poizkusi itd.), čeprav je to zaradi časovnih in predvsem finančnih omejitev pogosto težko.

*Karotaža* zajema geofizikalne raziskave v vrtinah. Meritve beleži sonda, na kateri so nameščeni različni senzorji, ki zaznavajo fizikalne lastnosti kamnine v okolici vrtine. Sondo dvigamo z enakomerno hitrostjo in tako zvezno pridobimo podatke na proučevanem odseku vrtine. Karotaža nudi odlične informacije tam, kjer je nemogoče (oz. je predrago) dobiti jedra iz vrtine, in pa povsod, kjer drobci kamnin, ki jih ob vrtnanju prinese na površje, ne omogočijo dovolj podatkov. Karotažnih metod je precej, saj lahko merimo številne geofizikalne parametre. Hkrati je večina podjetij razvila svoje naprave in tudi načine obdelave podatkov. V nadaljevanju bom podal pregled poglobitvenih metod in njihovih lastnosti s poudarkom na določanju razpok ter poroznosti v kamninah.

Prednost karotaže je, da podaja meritve kamnin »in-situ« in da omogoča sočasno meritev več parametrov (National Research Council, 1996). Njene slabosti pa so, da včasih merimo lastnosti kamnin, ki niso povezane s proučevanimi. Ker vrtnanje poškoduje kamnino, so pridobljeni parametri lahko tudi napačni, obenem pa na meritve vplivajo tudi lastnosti izplake. Meritve tudi ne določijo lastnosti merjenih parametrov v treh dimenzijah, saj je vrtina enodimenzionalen objekt. Razen tega pridobimo s karotažo le podatke o lastnosti kamnine iz razpok v neposredni bližini vrtine, ponavadi le nekaj centimetrov (Sl. 2.11).

Sl. 2.11 Doseg karotaže (Rider, 1996).



Priporočljivo je torej, da hkrati uporabimo več metod, prav tako je bolje tudi, da pri karotaži zajemamo podatke počasi, saj je tako natančnost meritev tako večja. Pomembni so tudi podatki iz opazovalnih vrtin ter podatki iz hidravličnih in geoloških meritev (Paillet in Pedler, 1996), saj lahko tako meritve primerjamo v različnih merilih in jih določimo na širokem območju. Za določanje orientacije in števila oz. gostote razpok so primerne akustične oz. upornostne metode, vendar le v omočenih nezacevljenih vrtinah (ASTM 1995b; Paillet in Crowder, 1996). V suhih vrtinah je uporabna le metoda videoposnetkov. Za določanje poroznosti je najprimernejša metoda nevtronske karotaže (Rider, 1996).

Temeljne metode karotaže so:

*Termična karotaža.* Z meritvami temperature vzdolž vrtine lahko določimo območja vdora toplejše ali hladnejše vode oz. plinov. Zaradi geotermalnega gradienta v vrtinah temperatura z globino narašča, motnje v poteku temperaturnih sprememb pa lahko pripišemo različnim faktorjem. S to karotažo lahko ugotovimo tudi stopnjo hidravličnega razpokanja, ko umetno ustvarimo razpoke v kamnini z zvečanjem tlaka v vrtini. Hitrost vodnega toka lahko v redkih primerih določimo tudi na podlagi temperaturne karotaže. Če na grafu odvisnosti temperature od globine zaznamo hitre skoke, ponavadi nekaj stopinj v nekaj metrih, lahko glede na velikost spremembe določimo lokacijo razpok z dotokom hladnejše oz. toplejše vode, pa tudi hitrost vstopne vode (Ge, 1998).

*Premer vrtine (angl. caliper).* Pri tej metodi sonda s posebnimi ročicami meri premer vrtine. Kjer se na zapisu pojavijo nenadni skoki v premeru, ki je ponavadi večji od izvrtanega premera, lahko sklepamo, da gre za razširjene dele kamnine ob razpokah ali pa za cone, ki jih je sprala izplaka (*washed-out cone*). Razširitve se pojavijo tudi zaradi nastanka razpok in

poškodb kamnine ob vrtanju (*breakout*), vendar imajo te drugačno orientacijo kot razpoke, kar pa je težko določiti. Bolj ko je razpoka odprta, večji je skok. Pojavljajo se lahko tudi cone, kjer kaliper kaže manjši premer od izvrtanega. To je značilno za bolj prepustne cone v glinastih formacijah, kjer se glina zaradi nabrekanja z vodo iztisnejo v vrtino. Metoda je seveda uporabna le v nezacevljenih vrtinah.

*Lastni potencial* (SP, angl. *Self-Potential*). S to karotažo merimo razliko v naravnem potencialu elektrod v vrtini in na površini. Ko določimo prevodnost kamnin oz. vode, ocenimo prepustnost. Večinoma se ta metoda uporablja za določevanje rudnih ležišč. Za določanje razpok ali razpoklinskih con ni najbolj primerna, vseeno pa je uporabna kot ena izmed primerjalnih metod. Ni uporabna v cevljenih vrtinah oz. v njihovem filtrskem delu.

*Upornost in prevodnost* (angl. *resistivity/conductivity log*). Pri tej vrsti karotaže merimo električno prevodnost oz. upornost kamnine. Podobno kot metoda lastnega potenciala tudi meritev upornosti oz. prevodnosti ni najbolj ustrezna za določanje razpok, saj jo uporabljajo predvsem za odkrivanje ležišč ogljikovodikov, ki imajo izredno majhno prevodnost. Ločimo 16- ter 64-inčno sondo, pri kateri je oddaljenost elektrode od sonde 16 ali 64 inč, pri čemer ima prva boljšo ločljivost, toda manjši doseg meritev (Misstear et al., 2006). Lahko se uporabljata tudi dve sondi, ki dosegata tako dobro ločljivost kot tudi doseg, čemur pravimo *laterolog*.

*Naravni gama* (angl. *natural gamma log*). S to metodo merimo naravno radioaktivnost kamnine, ki se pojavlja zaradi sevanja mineralov urana, torija in kalija. Enota radioaktivnosti je API (po American Petroleum Institute), definirana kot referenčna enota določene vrtime v Texasu, ZDA. Pri spektralni gama karotaži lahko določimo, koliko radioaktivnosti prispeva vsak element. Doseg meritev je okoli 10 cm. Magmatske in metamorfne kamnine so precej bolj radioaktivne kot sedimentne (med slednjimi najbolj glinavci), zato lahko v njih določimo razpoke, kadar se vanje odlagajo radioaktivni elementi (npr. uran in radij v granitih). V večini ostalih primerov metoda ni uporabna za opazovanje razpok, ampak le za določitev litologije ter za korelacijo ostalih metod. Metoda je primerna tudi za cevljene vrtine.

*Akustična karotaža* (angl. *sonic log*). Z akustično karotažo merimo sposobnost kamnine prevajanja zvočnih valov, ki jo izražamo kot intervalni potovalni čas  $\Delta t$  (*interval transit time*). Za meritve uporabljamo ultrazvok s frekvenco okoli 30 kHz (Gosar, 2000) s pomočjo dveh oddajnikov in dveh ali štirih sprejemnikov. Domet meritev je dokaj majhen, od 2,5 cm do 25 cm od stene vrtime. S to metodo določamo predvsem poroznost, identificiramo pa tudi lokacije razpok. Akustični signali namreč po najhitrejši poti do sprejemnika potujejo le skozi matriks in se tako izogibajo razpokam. Če nato primerjamo cone poroznosti,

pridobljene z akustično karotažo ter poroznosti, pridobljene z gostotno karotažo, s katero določimo celotno poroznost v kamnini in v razpokah, lahko določimo lokacije razpok ter njihovo poroznost. Pri starejših akustičnih karotažah je bilo mogoče določiti le kompresijske (P) valove, pri akustičnih figurinih (angl. *array* oz. *full sonic*) karotažah (Gosar, 2000) pa tudi strižne (S) ter Stoneley (St) valove. Slednji so pomembni za določanje odprtih razpok, saj z njihovo pomočjo zaznavamo, kako se izgublajo. Tako merimo lokacije razpok kot tudi njihovo poroznost, saj lahko določimo tudi količino sipanja Stoneleyevih valov. Razpoke določimo do nekaj metrov okoli vrtine.

*Gostotna karotaža* (angl. *density log*). Pri gostotni karotaži merimo povprečno gostoto kamnine in vseh fluidov, ki se nahajajo v merskem območju. Na gostoto poleg različnih lastnosti mineralov, ki tvorijo kamnine, vpliva tudi poroznost, saj imata voda in zrak precej manjšo gostoto kot kamnine, kar se odraža v povprečni gostoti tako kamnin kot tudi vode in zraka. Gostotna karotaža je tako namenjena predvsem odkrivanju poroznosti in določevanju litologije. Če poznamo rezultate akustične karotaže, so ti uporabni tudi za določevanje razpoklinske poroznosti. Akustična karotaža pokaže namreč poroznost matriksa, gostotna (in tudi nevtronska) karotaža pa celotno poroznost (Aguilera, 1980). Doseg metode je dokaj majhen, saj v 90 % meritev zajamemo podatke iz globine 10 -13 cm.

*Nevtronska karotaža* (angl. *neutron log*). Z metodo nevtronske karotaže merimo odziv formacije na bombardiranje z nevtroni. Ti se razpršijo na jedrih vodika, ki se nahaja skoraj izključno v vodi. Zato lahko enostavno določimo delež vode v formaciji in tako izračunamo poroznost. Pri tem se uporabljata dva senzorja za relativne meritve, s katerimi izničimo vplive okolice vrtine. Izmerjena poroznost velja le za čiste apnenice, medtem ko jo moramo za vse ostale kamnine preračunati preko tabel ali empiričnih enačb. Doseg raziskav je večinoma okoli 15–25 cm in pada s stopnjo poroznosti. Ta karotaža večinoma kaže višje vrednosti poroznosti kot gostotna, saj upošteva tudi vodo, vezano v glinenih mineralih.

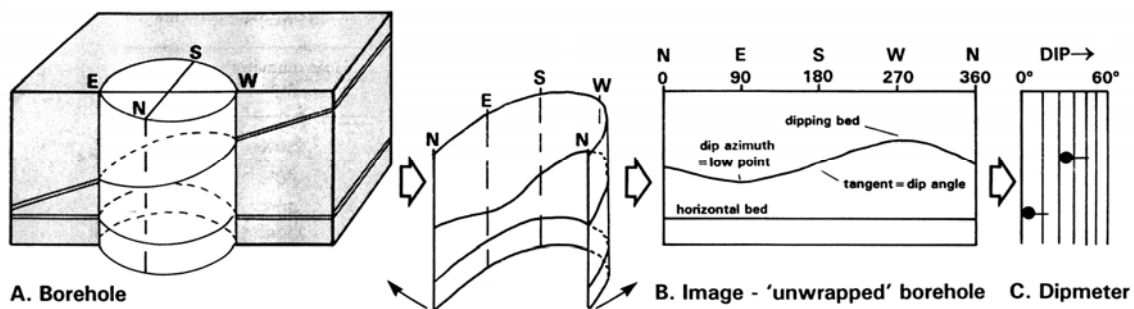
*Naklonometer* (angl. *dipmeter*). Z naklonometrom določimo azimut in naklon plasti oz. razpok. S to metodo dobimo veliko podatkov, saj lahko na meter vrtine izmerimo prek 20 naklonov. Naklonometer je precej uporaben za določevanje prelomov, saj se ob njih azimut in vpad plasti največkrat spremenita, kar enostavno zabeležimo. Določevanje razpok je težje, saj imajo te najpogosteje večji naklon kot plasti, zato jih senzorji težko zaznajo. Naklona namreč ne moremo določiti neposredno iz zapisa karotaže, temveč ga moramo računalniško obdelati. Meritve potekajo s štirimi senzorji, ki drsijo po steni vrtine in merijo upornost kamnine, ti podatki pa se nato preračunajo v orientacijo ploskve.



*Merilec pretoka* (angl. *flowmeter*). Merilec pretoka se uporablja za meritev pretoka v vrtini. Z njim ugotavljamo mesta dotokov. Na določenih odsekih v vrtini z merilcem ultrazvočnega valovanja na osnovi Dopplerjevega efekta določimo hitrost pretoka in tako po celotnem odseku vrtine določimo kumulativen pretok (Miyakawa et al., 2000). Merilec pretoka je lahko opremljen s televizijsko kamero, s katero določimo odprtosti in ostale lastnosti razpok.

*Slikovna karotaža* (angl. *image log*). Slike, ki nastanejo s pomočjo slikovne karotaže, večinoma niso fotografije, temveč računalniško generirane slike iz številnih geofizikalnih podatkov, pridobljenih s pomočjo akustičnih in električnih metod. Poglavitni namen te karotaže je določitev razpok, ki je v primerjavi s prej omenjenimi metodami natančnejša. Na ta način dobimo včasih boljše informacije o razpokah kot pri jedrovanju, saj s karotažo zajamemo celotno dolžino vrtine »in situ«, ne pa le poškodovanih jeder. Razpoke morajo biti odprte, če so zapolnjene, pa je najbolje, da jih zapolnjuje glina, saj jih le tako lahko določimo z električnimi metodami. Če pri karotažnih meritvah upoštevamo orientacijo sonde glede na smer neba s kompasom, lahko neposredno določimo tudi orientacijo slike v prostoru. Za prikaz slike stene vrtine se uporabljajo akustične in električne metode. Med prvimi je najbolj znana metoda *BHTV* (*Borehole televiewer*), pri kateri sonda ob enakomernem premikanju v vrtini oddaja ultrazvočno valovanje ter meri odbite signale. Zapis celotne vrtine nato prerežemo po azimutu  $0^\circ$  (severu) in ga »razgrnemo« (Sl. 2.12). Nato določimo smer in naklon vpada razpok ter njihovo debelino oz. odprtost. Z metodo *CBIL* (*Circumferential Borehole Imaging Tool*), ki spada med akustične metode, lahko zajamemo okoli 250 vzorčnih točk na en obrat pri hitrosti 3 m/min. V idealnih pogojih lahko tako zaznamo razpoke širine celo do 0,025 mm. V realnih pogojih je ta širina okoli 0,5–1 mm (odvisno od opreme), razpoke pa morajo biti vsaj 8 mm narazen. Ob primerjavi metode s pregledom jeder so ugotovili, da lahko z akustičnimi metodami določijo le 25–50 % vseh razpok. Za razliko od pregleda jeder je pri karotaži še težje ločiti umetno povzročene razpoke od naravnih, saj so z vrtanjem povzročene razpoke večinoma usmerjene vzporedno s smerjo največje napetosti (torej ekstenzijske razpoke).

Sl. 2.12 Karotaža BHTV (Rider, 1996).



Metoda *FMS* (*Formation microscanner*) temelji na električnih meritvah s sondo, ki s štirimi celicami zaznava električno upornost kamnine. Podobno kot pri akustičnih metodah tudi tu zapis »razgrnemo«, le da pokritost ni 100 %, zato dobimo namesto zveznega profila štiri ločene zapise, kar je v primerjavi s prejšnjo metodo pomanjkljivo, saj tako težje določimo azimut in naklon razpok. Električna metoda *FMI* (*Fullbore Formation MicroImager*) pokriva več vidnega premera vrtine (pokritost pada s premerom) in je natančnejša od *FMS*. Tako je pokritost 6" vrtine z metodo *FMI* celo 90 %, z metodo *FMS* pa le 50 %. Hitrost merjenja se giblje od 550 do 1100 m/h. Ločljivost metode je okoli 0,5 cm.

## 2.5 Geokemične značilnosti podzemnih vod

Na podlagi geokemičnih metod lahko analiziramo strukturo in dinamiko vodonosnikov, saj lahko določimo izvor vode, njeno interakcijo s kamnino, njen zadrževalni čas in razvoj vod. Hidrogeokemične študije so tako v uporabi za regionalne študije kvalitete in sestave vod (Juranji, 1998; Appelo in Postma, 2005; Cloutier et al., 2006), razvoja sestave vod (Plummer et al., 1990), sledenja podzemnih vod, analize zaslanjevanja vodonosnikov (Leboeuf, 2004) in številnih drugih področij (Cloutier et al., 2006). Kvaliteta pitne vode je namreč vezana na njeno kemično sestavo, razen tega pa lahko preko te ugotovljamo tudi onesnaženje vodonosnikov.

Sestava kraško-razpoklinskih vodonosnikov je načeloma dokaj enostavna, saj večinoma prevladujeta minerala kalcit v apnencih ter v dolomitih dolomit, seveda pa na sestavo vod vpliva precej faktorjev, ki jih bom predstavil v nadaljevanju.

### 2.5.1 Sestava vod v karbonatnih vodonosnikih

Na kemično sestavo vode v vodonosniku vpliva precej faktorjev, med katerimi so najpomembnejši: način napajanja vodonosnika, litologija, klimatski pogoji, geometrija in povezanost prevodnih struktur, količina pretoka, zadrževalni čas, temperatura, biološki procesi, vplivi kmetijske dejavnosti in antropogeni vplivi (Hem, 1985; McCartan et al., 1998; Hunkeler in Mudry, 2007). V kraških vodonosnikih naj bi bila zelo pomembna litološka sestava kamnin (White, 1988), hidrološki faktorji ter časovni in regionalni pogoji. V primerjavi s sestavo površinskih voda obstajajo boljše povezave med sestavo podzemnih voda in litološkimi značilnostmi kamnin (McCartan et al., 1998), zato so podzemne vode bolj zanimive za regionalne raziskave z litogeokemičnega stališča. Na sestavo voda zelo vpliva tudi prepustnost kamnin, oz. v kraško-razpoklinskih vodonosnikih prepustnost razpok, saj bolj prepustne oz. razpokane kamnine z reaktivnimi minerali močneje učinkujejo na sestavo podzemnih voda kot slabše prepustne (McCartan et al., 1998). Slabše reaktivni minerali vplivajo nanjo v šele v daljših časovnih obdobjih. Na hitrost izločanja ali raztapljanja mineralov bistveno vpliva kinetika oz. hitrost poteka kemičnih reakcij (Morse in Arvidson, 2002). Ta je odvisna od difuzije reaktantov, površine mineralov, adsorpcije, kemičnih reakcij med reaktanti in površino ter desorpcije novo nastalih produktov. Tako so npr. kinetični zaviralni faktorji (oz. počasnejše hitrosti reakcij) tisti, ki povzročijo, da se dolomit iz podzemnih voda ne izloča, čeprav so te z njim prenasočene.

V večini podzemnih voda prevladuje le nekaj glavnih raztopljenih ionov ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) ter podrejenih ionov: železo, mangan,  $\text{SiO}_2$ , amonij ( $\text{NH}_4^+$ ) in fluorid (Cloutier et al., 2006; Lapanje, 2006). Ostali elementi oz. ioni so redkejši. Njihova vsebnost je kontrolirana z razpoložljivostjo ( $\text{Cl}^-$ , B,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ , Li, As, Sb in  $\text{CO}_2$ ), podrejeno pa so prisotni tudi  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{SiO}_2$  in  $\text{NH}_4^+$ . Vsi ioni in elementi, ki se nahajajo v vodnih raztopinah, niso le posledica raztapljanja oz. preperevanja mineralov (Hem, 1985). V karbonatnih vodonosnikih tako npr.  $\text{HCO}_3^-$  izvira predvsem iz atmosferskega  $\text{CO}_2$ .

Glavni kemični parametri in ioni, ki se pojavljajo v podzemnih vodah, so naslednji:

*pH*. V karbonatnih kamninah se pH giblje med 6,5 in 8,9 (Ford in Williams, 2007). Vrednosti nihajo dnevno in sezonsko ter so pozimi nižje kot poleti (Lenarčič, 1990).

*CO<sub>2</sub>*. V karbonatnih vodonosnikih je koncentracija  $\text{CO}_2$  bistvenega pomena za potek geokemičnih procesov. Vrednosti v atmosferi se gibljejo okoli  $10^{-3.47}$  bar oz. 340 ppm (White, 1988). V tleh je  $\text{CO}_2$  bistveno več, in sicer med  $10^{-3}$  in  $10^{-1}$  bar oz. od atmosferskih vrednosti

do skoraj 10 % (White, 1988), s srednjo vrednostjo okoli  $10^{-2}$  bar. Vrednosti so precej odvisne od klimatskih in geografskih pogojev ter od biološke aktivnosti v tleh. Količina se spreminja tudi s časom, predvsem zaradi letnega nihanja temperatur in rasti rastlin. Razlike se pojavljajo tudi pri različnih lokacijah odvzema. Tako so npr. približne vrednosti parcialnega tlaka v kraških izviroh okoli  $\log P_{CO_2} = -2.38$ , v izviroh z difuzivnim načinom iztoka okoli -2.22 in v vrtinah -2.00. Daljši zadrževalni časi naj bi torej povzročali višje vrednosti parcialnih tlakov, toda te vrednosti so le orientacijske.

Vsebnost  $CO_2$  v atmosferi je okoli  $3,0 \times 10^{-4}$  bar (0,03 % oz.  $10^{-3,5}$  bar), v tleh pa ga je več, okoli nekaj ‰ do nekaj % (največkrat uporabljena vrednost je  $10^{-2}$  bar). V površinskih vodah se vsebnosti gibljejo med  $10^{-3,5}$  in  $10^{-2}$  bar (Stumm in Morgan, 1996), v podzemnih vodah pa so vrednosti višje, tudi do 100-krat več kot v atmosferi (Zhang et al., 2000), tako da se gibljejo okoli  $10^{-2}$  bar (White, 1988) oz. več, med  $10^{-2,96}$  in  $10^{-2,53}$  bar (Yehdeghe in Reichl, 2002).

*Fluorid.* V vodah se pojavlja kot  $F^-$  ion in ga je ponavadi manj kot 1 mg/l (Fetter, 1999). V naravi ga najdemo v mineralih fluoritu ter v apatitu. Povišane vrednosti fluorida so povezane z geološko sestavo kamnin.

*Klorid in bromid.* Imata podobne značilnosti, vendar je kloridnega iona precej več kot bromidnega. V normalnih podzemnih vodah je  $Cl^-$  iona manj kot 100 mg/l, v morski vodi pa precej več. Antropogeno klorid vnašajo v vode s kanalizacijskimi odplakami, soljenjem cest ter z gnojili (npr. KCl). Večje koncentracije bromidnega iona  $Br^-$  so značilne le za visoko mineralizirane vode, antropogeni vplivi pa najverjetneje tudi niso povsem zanemarljivi (Hem, 1985). Ker sta oba iona konzervativna (se ne udeležujeta v redoks reakcijah, se ne sorbirata), se lahko uporabljata kot naravni sledili.

*Žveplo.* V vodne raztopine žveplo prihaja z oksidacijo pirita ali z raztapljanjem sadre ali anhidrita. Obstaja v več valenčnih stanjih, med katerimi je najpogostejša šest valenčna oblika oz. v obliki  $SO_4^{2-}$  iona. Sulfidna oblika  $H_2S$  lahko škoduje kvaliteti pitne vode, toda je precej redka.

*Dušik.* Tudi dušik lahko obstaja v več valenčnih stanjih; oksidacijskem, redukcijskem ter nevtralnem, npr. kot nitratni  $NO_3^-$ , nitritni  $NO_2^-$ , amonijev  $NH_4^+$  ali cianidni ion  $CN^-$  ter kot plin  $N_2$ . Nitrati se pojavljajo v podzemni vodi predvsem zaradi antropogenega vnosa preko dušikovih gnojil, pa tudi zaradi nitrifikacije organskega dušika in  $NH_4^+$  (Lang et al., 2006).

*Fosfor.* V vodah se fosfor pojavlja večinoma z oksidacijskim številom +5, v obliki fosforne kisline  $H_3PO_4$  ter njenih disociiranih oblikah. Raztopljeni fosfor se hitro adsorbira v

tleh in ima majhno mobilnost. V okolju ga najdemo kot izpuste zaradi gnojenja, odpadkov, detergentov in živalskih iztrebkov.

*Silicij.* Vrednosti silicija v vodah se gibljejo od 1 do 30 mg/l, v vodne raztopine pa prihaja s preperevanjem silikatov (Hem, 1985). Mineral kremen je zelo slabo topen, do  $\text{pH} = 9$ , v raztopini pa je pri normalnih pogojih prisoten kot  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ .

*Kalcij.* Je eden najpogostejših elementov v raztopinah (Davis in de Wiest, 1966; Hem, 1985) in v večjih količinah prisoten v karbonatih, evaporitih ter v bazičnih plagioklazih, piroksenih in amfibolih. Njegove vrednosti v vodnih raztopinah so do nekaj deset mg/l.

*Magnezij.* Ima podobne lastnosti kot kalcij, v karbonatnih kamninah pa je prisoten v dolomitih.

*Natrij.* Večinoma se sorbira in se ne izloča v obliki mineralov, zato ga je v raztopinah v vrtnah na kopnem ponavadi malo. V glavnem je v njih prisoten zaradi preperevanja plagioklazov.

*Kalij.* Nasprotno od natrija se kalij hitreje vgrajuje v minerale, predvsem v glinene. Obeh elementov je ponavadi malo, do 10 mg/l. Podobno kot natrij tudi kalij prihaja v raztopino zaradi preperevanja magmatskih, predvsem kislih mineralov, lahko pa tudi kot sestavni del gnojil.

*Železo.* V vodnih raztopinah je Fe ion prisoten zaradi preperevanja piroksenov, amfibolov, biotita, magnetita ter Fe-oksidov in hidroksidov. Količina raztopljenega železa je odvisna od oksidacijskih pogojev, saj se trovalentna oblika iona  $\text{Fe}^{3+}$  izloči, medtem ko je dvovalentna  $\text{Fe}^{2+}$  mobilna in lahko povzroče težave pri kvaliteti pitne vode.

*Mangan.* Podobno kot železo najdemo mangan v mineralih bazičnih magmatskih kamnin. V vodah ga je največkrat malo, do 1 mg/l.

*Kovine* (Be, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Mo, Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Pb). Kovine so kationi in imajo omejeno mobilnost v tleh in deloma v podzemni vodi. Izjema so določeni pH-Eh pogoji (predvsem kisli) in tla z nizko ionsko izmenjalno kapaciteto (CEC), kjer so kovine lahko zelo mobilne (Fetter, 1999). Povišane vrednosti kovin v vodi nastanejo predvsem zaradi antropogenega vnosa, rudniških vod in seveda onesnaženja. V takih primerih se pri nizkem pH ioni kovin sproščajo v raztopine.

### 2.5.1.1 Indeks nasičenja (SI)

Voda v vodnjakih ima malo višje vrednosti ( $SI_{cal} = -0,13$ ) kot kraški ( $SI_{cal} = -0,89$ ) in difuzni izviri ( $SI_{cal} = -0,24$ ) ter bistveno višje kot talna voda ( $SI_{cal} = -2,58$ ). Vrednosti se

razlikujejo zaradi načina napajanja, saj so alogene vode podnasičene zaradi kontakta s talnim CO<sub>2</sub>, niso pa še v stiku s karbonatom, s katerim se uravnotežijo (White, 1988).

Nasičenost je v glavnem odvisna od zadrževalnega časa. Vode v vodnjakih in difuznih izvirih imajo namreč daljši zadrževalni čas in zato tudi višje vrednosti indeksa nasičenja. Pomembna razlika je tudi v tipu kamnine, saj potrebujejo vode v apnencih nekaj dni, da dosežejo ravnotežje, vode v dolomitih pa mesece ali celo leta.

Ker popolnega ravnotežja pri  $SI = 0,00$  v naravi skorajda ni, obenem pa so tudi analize redko tako natančne, ponavadi privzamemo določeno tolerančno območje, kjer še lahko govorimo o ravnotežju. Tako je npr. za kalcit območje ravnotežja med  $SI_{cal} = -0,1$  in  $+0,1$ , za dolomit pa večje, med  $-0,5$  in  $+0,5$  (López-Chicano et al., 2001).

Razlog, zakaj se kalcit kljub pozitivni vrednosti indeksa nasičenja ne izloča, je verjetno kinetika oz. počasno izločanje kalcita v primerjavi s procesi, ki spreminjajo stopnjo nasičenja. Izločanje upočasnjujejo tudi številni ioni, ki delujejo kot inhibitorji. Kinetiko reakcij, natančneje hitrosti izločanja v odvisnosti od indeksa nasičenja, so proučevali številni avtorji (Dreybrodt et al., 1997). Hitrost izločanja kalcita je dokaj nizka, reda velikosti  $10^{-11}$  mol/cm<sup>2</sup>/s (oz. med  $10^{-13}$  mol/cm<sup>2</sup>/s in  $10^{-10}$  mol/cm<sup>2</sup>/s, Franci Gabrovšek, osebni razgovor avgusta 2004) in je v precejšnji meri odvisna od razmerja med prostornino raztopine ter površino mineralnih zrn (razmerje V/A). Razen tega nanjo vplivajo tudi tokovni režim (pri turbulentnem režimu je mejna plast na stiku z mineralom manjša in je zato izločanje hitrejše), število nukleacijskih jeder (večje je, lažje se minerali izločajo), energija reakcije in ostali faktorji (Stumm in Morgan, 1996). Rast oz. nukleacija se začne šele, ko je v raztopini presežena določena površinska napetost, nadaljnja rast pa poteka predvsem z adsorpcijo ionov na nepravilnosti v kristalni rešetki. Obenem tudi reakcije bliže ravnotežju tečejo počasneje.

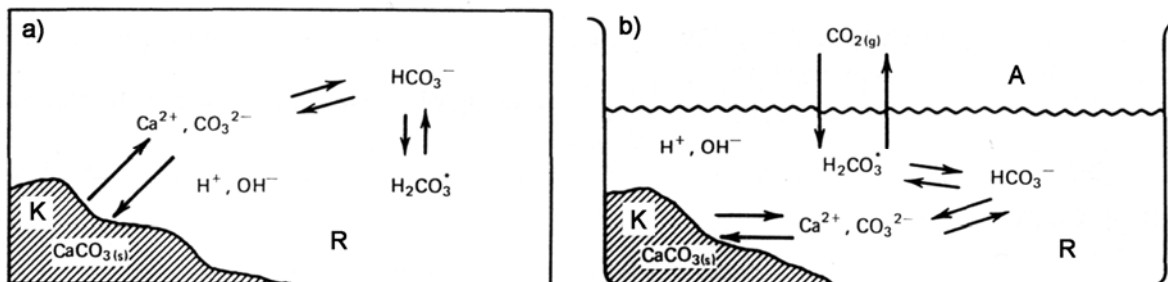
### 2.5.1.2 Odprtost sistema

Karbonatni sistem je lahko odprt ali zaprt (White, 1988). V prvem primeru (Sl. 2.13b) je omogočen prost pretok snovi iz sistema, tako da se CO<sub>2</sub> v raztopini uravnoteži s CO<sub>2</sub> v atmosferi oz. v vadozni coni. Tako se porabljeni ogljikov dioksid lahko prosto nadomešča. V zaprtem sistemu (Sl. 2.13a) pa je koncentracija snovi omejena, zato je omejena tudi količina CO<sub>2</sub>, zato se lahko porablja le do določene mere.

Za raztapljanje kalcita je bistvenega pomena količina ogljikovega dioksida v vodi. Če je sistem zaprt (npr. podzemni vodonosnik), je količina CO<sub>2</sub> omejena, zato se raztapljanje kalcita oz. dolomita ustavi, ko se porabi ves razpoložljiv ogljikov dioksid. Drug primer pa

predstavlja npr. odprt vodni rezervoar, kjer je voda v stiku z atmosfero in  $\text{CO}_2$  lahko prosto prehaja iz zraka v vodo in obratno. Tedaj lahko raztapljanje poteka nemoteno.

Sl. 2.13 Zaprt in odprt sistem (Snoeyink in Jenkins, 1980). a) zaprt sistem, b) odprt sistem. K: kamnina, R: raztopina, A: atmosfera.



Bistvena razlika med odprtim in zaprtim sistemom je torej, da ostaja v prvem koncentracija  $[\text{H}_2\text{CO}_3^*]$  enaka, saj je dotok  $\text{CO}_2$  nemoten. Prav tako se v odprtem sistemu koncentracija  $C_{\text{tot}}$  spreminja s pH, v zaprtim pa ostaja enaka (Snoeyink in Jenkins, 1980). Podzemni vodonosniki se lahko obnašajo kot odprti sistemi, če imajo dobro zvezo z atmosfero (White, 1988).

### 2.5.1.3 Trdota vode

Vodo, ki vsebuje visoke koncentracije kalcijevih in magnezijevih ionov, imenujemo "trdo". Seveda se v njej poleg teh dveh ionov pojavljajo tudi ostali ioni (železovi, natrijevi, manganovi, stroncijevi itd.), toda teh je ponavadi v primerjavi s koncentracijo  $\text{Ca}^{2+}$  in  $\text{Mg}^{2+}$  ionov zanemarljivo malo. Trdoto izražamo v ekvivalentni količini  $\text{CaCO}_3$  v mg/l ali pa v miliekvivalentih (meq/l). Razen teh enot ločimo tudi francosko ( $^\circ\text{FT}$ ) in nemško ( $^\circ\text{NT}$ ) trdotno lestvico. Slednjo uporabljamo tudi pri nas:

$$1 \text{ } ^\circ\text{NT} = 10 \text{ mg CaO} = 17,857 \text{ mg CaCO}_3$$

$$1 \text{ } ^\circ\text{FT} = 10 \text{ mg CaCO}_3$$

Glede na to, ali je voda zaradi svoje trdote pitna ali ne, jo delimo na (Rismal in Kompare, 1997):

Tab. 2.2 Vrednosti trdot vode (Rismal in Kompare, 1997).

Trdota v °N	Primernost vode
0– 2,5	agresivna, ni primerna
2,5–10	primerna
5–10	idealna
10–15	dobra
15–25	znosna
25–35	še znosna
35–50	komaj sprejemljiva (le kadar mehkejša ni ekonomsko dosegljiva)
> 50	neprimerna

Po priporočilih Svetovne zdravstvene organizacije WHO je zgornja meja trdote 500 mg/l CaCO<sub>3</sub>, spodnja meja pa okoli 30 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ta meja predstavlja topnost kalcita; vode z manjšo trdoto so korozivne, kar seveda ni zaželeno. Ponavadi zato mehčamo vode do trdote 35–50 mg/l CaCO<sub>3</sub>.

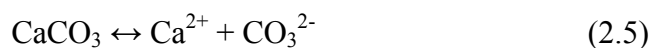
Trdoto vode ločimo na skupno, karbonatno in nekarbonatno:

- *Karbonatno trdoto* tvorijo Ca<sup>2+</sup> in Mg<sup>2+</sup> ioni ter njuni topni bikarbonati Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> ter netopni karbonati CaCO<sub>3</sub> in MgCO<sub>3</sub>. Če se iz vode izloči CO<sub>2</sub>, se netopna karbonata izločita. To trdoto imenujemo tudi začasna.
- *Nekarbonatno trdoto* sestavljajo ostale soli kalcija in magnezija, npr. CaSO<sub>4</sub>, CaCl<sub>2</sub>, MgSO<sub>4</sub>, MgCl<sub>2</sub>. Te se ob segrevanju vode ne izločajo, vseeno pa pri izhlapevanju tvorijo trdne obloge npr. v bojlerjih. Drugo ime za to trdoto je *permanentna trdota*.
- *Skupna trdota* je vsota karbonatne in nekarbonatne trdote.

## 2.5.2 Karbonatno ravnotežje

### 2.5.2.1 Raztapljanje kalcita

Osnovna enačba raztapljanja kalcita je:

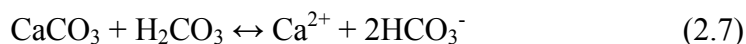


Ravnotežna konstanta (topnostni produkt) te reakcije je (Krauskopf in Bird, 1995):

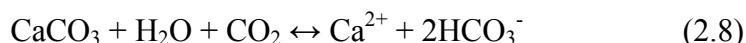


$$K_{cal} = K_{sp} = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{[CaCO_3]_s} = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}] = 10^{-8,35} \quad (2.6)$$

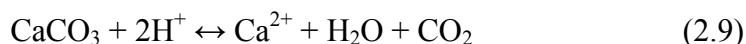
Če primerjamo vrednost konstante s konstantami raztapljanja drugih mineralov, npr. sadre ( $K = 10^{-4,5}$ ) ali halita ( $K = 10^{+1,6}$ ), vidimo, da je kalcit v čisti (destilirani) vodi praktično netopen (Krauskopf in Bird, 1995). Njegovo topnost izredno poveča prisotnost raztopljenega  $CO_2$  v vodi. Kot sem že opisal, tvori  $CO_2$  z vodo ogljikovo kislino  $H_2CO_3$ , ta pa reagira s kalcitom:



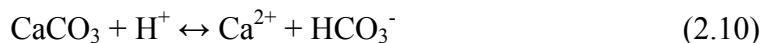
Reakcija v celotni obliki je sledeča:



Glede na to, ali kalcit raztapljajo močne ali šibke kisline, se raztapljanje obnaša drugače. Močne kisline (npr.  $HCl$ ,  $H_2SO_4$ ) namreč disociirajo v večji meri, zato je pri njihovem razpadu na ione prisotnih precej več  $H^+$  ionov. Kalcit se v tem primeru raztopi po enačbi:

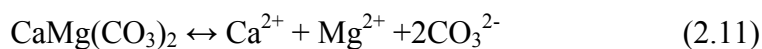


Šibke kisline (npr. ogljikova,  $H_2CO_3$ ) disociirajo le delno, nastala koncentracija  $H^+$  ionov je manjša, zato poteka raztapljanje kalcita drugače (Krauskopf in Bird, 1995). Ta proces je v naravi pogostejši kot prej omenjeni, pri katerem nastaja  $CO_2$ .



### 2.5.2.2 Raztapljanje dolomita

Dolomit se raztaplja težje kot kalcit, ker je v njem poleg kalcijevega prisoten tudi magnezijev ion:

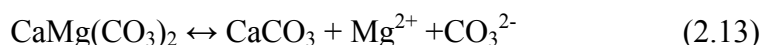


$$K_{dol} = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{Mg}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]^2}{[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]_s} = [\text{Ca}^{2+}][\text{Mg}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]^2 = 10^{-17,00} \quad (2.12)$$

Ravnotežna konstanta je precej nižja, kar pomeni, da se dolomit raztaplja težje. Dokaze za to najdemo tudi v naravi, saj precej več jam nastane v apnencih kot v dolomitih. Vrednosti ravnotežne konstante se v literaturi precej razlikujejo. Gibljejo se od  $10^{-19,5}$  do  $10^{-16,5}$  (Stumm in Morgan, 1996), večinoma pa privzemamo vrednost  $10^{-17}$ .

Zakoni izločanja dolomita se trudijo določiti že več kot 200 let, vendar jih do danes še niso zadovoljivo raziskali. Morska voda je namreč prenasočena z dolomitom, tako da bi se ta moral zaradi prenasočeni izločati v tolikšni meri, da bi lahko na svetu opazovali številna območja nastajanja. Razen tega je v geološki zgodovini dolomit neprimerno bolj razširjen kot apnenec. Zakaj se dolomit ne izloča v večji meri, je še vedno nerešena uganka (Warren, 2000). Odgovor je verjetno povezan s kinetiko reakcije in z dejstvom, da je kristalna struktura dolomita zelo urejena, zato potrebujejo  $\text{Ca}^{2+}$  in  $\text{Mg}^{2+}$  ioni precej časa, da se vgradijo v kristalno rešetko. Poizkusi v laboratoriju so pokazali, da poteka nastanek dolomita precej lažje pri višjih temperaturah. Pri nižjih temperaturah reakcija sicer tudi poteka, toda počasneje. Hitrost reakcije je tako eden od bistvenih razlogov, zakaj se dolomit ne izloča zlahka.

Poleg raztapljanja po zgornji enačbi se lahko dolomit raztaplja tudi delno, tako da se raztopi le "magnezijev del":

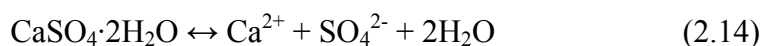


To delno raztapljanje nasprotno kot pri popolnem poteka pri višjih temperaturah (Krauskopf in Bird, 1995). Pri raztapljanju dolomita nastaja  $\text{Ca}^{2+}$ . Če vrednost tega iona v raztopini naraste čez ravnotežno vrednost ( $K_{cal} = 10^{-8,35}$ ), se lahko izloči kalcit, saj tako pri raztapljanju kalcita kot tudi dolomita v raztopini nastaja kalcijev ion. Efektu zmanjševanja topnosti minerala zaradi prisotnosti ionov iz drugih virov pravimo efekt skupnega iona (angl. *common ion effect*). Topnost kalcita je manjša, če nastaja  $\text{Ca}^{2+}$  z raztapljanjem dolomita (lahko tudi sadre ali anhidrita), kot če bi bil v raztopini samo kalcit (Snoeyink in Jenkins, 1980).

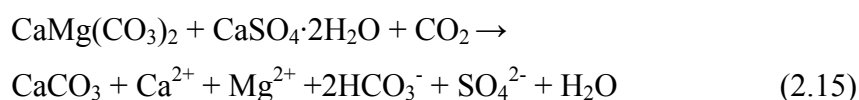
### 2.5.2.3 Raztapljanje ostalih značilnih mineralov

V vodno raztopino bistveno prispevajo ione tudi nekateri drugi minerali, ki sicer za karbonatne kamnine niso bistveni. To so sadra ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) oz. anhidrit ( $\text{CaSO}_4$ ), kremen ( $\text{SiO}_2$ ), Na-glinenci oz. plagioklazi (albit  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), halit ( $\text{NaCl}$ ) in silvin ( $\text{KCl}$ ). V nadaljevanju so na kratko opisane glavne enačbe raztapljanja omenjenih mineralov (Krauskopf in Bird, 1995; Smolders et al., 2004), čeprav lahko seveda ioni v raztopine prihajajo tudi z raztapljanjem ostalih manj pomembnih mineralov ali zaradi drugih geokemičnih procesov.

Sadra je poleg kalcita drugi poglavitni vir kalcijevih ionov:



Kadar je v kamnini poleg drugih mineralov prisotna tudi sadra lahko pride do procesa dedolomitizacije (Smolders et al., 2004), ko se zaradi zvečane prisotnosti  $\text{Ca}^{2+}$  ionov v vodi ob raztapljanju sadre ali tudi ob prisotnosti kremenice (Pezdič et al., 1998) začne izločati kalcit (en. 2.15). Ta pomembni proces poteka tudi pri začetkih zakrasevanja po lezikah, saj se npr. pri začetju na kontaktu apnenec-dolomit raztaplja dolomit (Bevc, 2005). Reakcija dedolomitizacije je ireverzibilna, saj dolomit zaradi številnih inhibitorjskih faktorjev v tem procesu ne more nastajati:



Halit in silvin, ki prispevata natrijev in kalijev ion, se raztapljata po enostavnih formulah, prav tako tudi kremen:



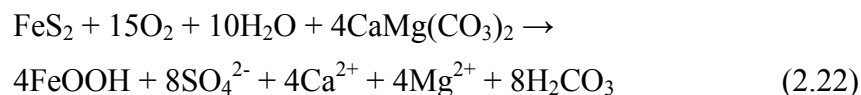
Pri preperevanju albita  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  nastaja kaolinit  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ , v vodno raztopino pa se sproščajo natrijevi ioni (Smolders et al., 2004):



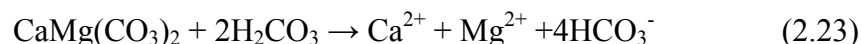
Podobno se pri preperevanju ortoklaza  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  v vodno raztopino sproščajo kalijevi ioni, lahko pa tudi nastaja kaolinit  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  (Krauskopf in Bird, 1995):



Raztapljanje karbonatnih mineralov (npr. dolomita) lahko povzroči tudi preperevanje sulfidov, predvsem pirita, če ob oksidaciji prihaja do nastanka kislin:



Nastala ogljikova kislina lahko še dodatno raztopi dolomit:



### 2.5.3 Sledilni poizkusi

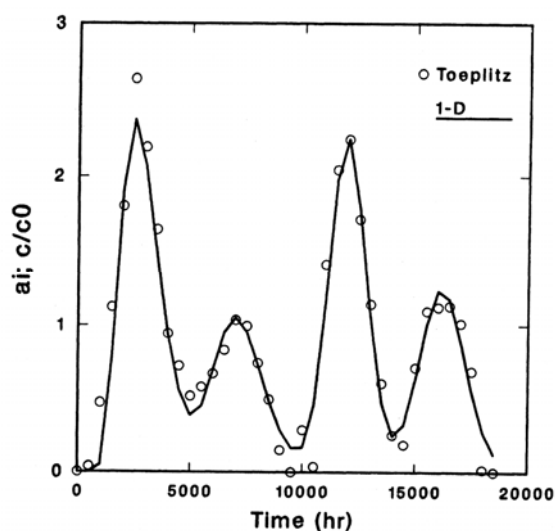
Sledilni poizkusi (angl. *tracer tests*) se uporabljajo v dva namena: za raziskave podzemnih povezav in za določanje parametrov masnega transporta. Prvi pristop je uveljavljen v kraški hidrogeologiji za proučevanje komunikacij med vodnimi jamami. Pri proučevanju vodonosnikov je zanimiv predvsem drugi pristop. Sledilni poizkusi tu temeljijo na vnosu sledila v proučevani sistem kamnine in razpok. V najosnovnejši različici vnesemo v vodonosnik sledilo znane količine in ji sledimo dolvodno v merskih točkah. Količina sledila je lahko konstantna ali trenutna, kar vpliva tudi na izračune. Sledilo lahko v vodonosnik vnesemo v vodnjaku ali na terenu v razpoke, meritve pa največkrat opravljamo v vrtinah.

Izbira sledil je eden od temeljnih dejavnikov pri načrtovanju sledilnih poizkusov. Idealno sledilo naj bi se premikalo z enako hitrostjo kot voda in naj bi bilo čim bolj inertno, torej brez reakcij z matriksom: naj ne bi razpadalo ali reagiralo z ostalimi sledili. Takih sledil žal ni, saj pri vseh prihaja do določene retardacije oz. zastajanja. Kot sledila lahko uporabljamo številne ione, spojine ali izotope, npr.  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ , izotope  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ , barvna sledila

(rodamin, fluorescein, uranin itd.). Pri izvedbi črpalnih poizkusov z več sledili moramo izbrati takšna sledila, ki med seboj ne reagirajo.

Za obdelavo sledilnih poizkusov uporabljamo modele, ki največkrat temeljijo na adveksijsko-disperzijski enačbi (Maloszewski in Zuber, 1990). V razpoklinskih vodonosnikih se zaradi številnih faktorjev, opisanih v tem poglavju, koncentracija sledila obnaša drugače kot v medzrnskih, saj lahko na krivulji prihoda opazimo hitre prve prihode sledila, več maksimumov ter dolg »rep« (Berkowitz, 2002). Hitre prihode razlagamo s hitrim adveksijskim tokom po razpokah, saj je potovalna razdalja precej krajša kot v medzrnskih kamninah. Več maksimumov (Sl. 2.14) nastane zaradi kanalskih efektov, ko se sledilo zaradi številnih možnih poti pretaka po različnih razpokah z različno razdaljo in odprtostjo razpok.

Sl. 2.14 Krivulja prehoda z več maksimumi (Bear, 1993).



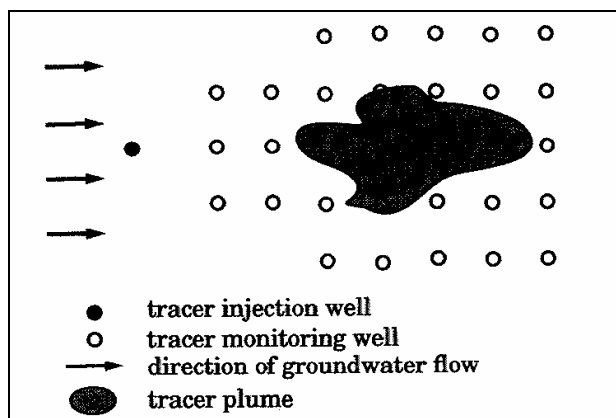
Poleg omenjenih efektov prihaja pri toku sledila tudi do sorpcije na stene matriksa ter do procesov izločanja ali raztapljanja sledila. Modelov, ki zaznavajo te pristope, je še vedno malo. Številni avtorji so za analizo krivulj prihoda uporabili razne modele, ki upoštevajo različne procese pri transportu. Pri najboljšem ujemanju teoretičnih rezultatov modelov z izmerjenimi podatki lahko namreč določimo, kateri procesi bistveno vplivajo na obnašanje raztopljenih snovi v sistemu (Novakowski in Lapcevic, 1994; Bodin et al., 2003). Glede na način izvedbe ločimo več vrst sledilnih poizkusov:

**Sledilni poizkusi z naravnim gradientom.** Pri teh poizkusih (National Research Council, 1996) vnesemo sledilo v sistem podzemne vode in nato merimo njegovo koncentracijo vzdolž poti podzemne vode (Sl. 2.15). Zaradi disperzije sledila moramo pobirati

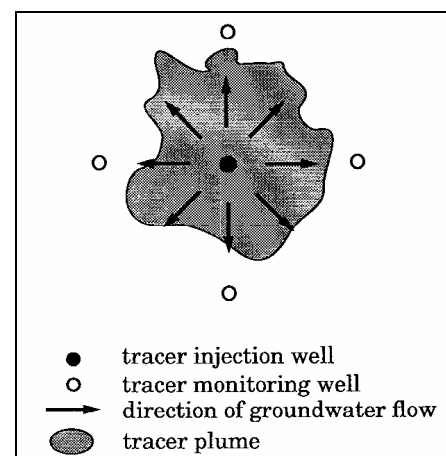
vzorke v treh dimenzijah, torej na določenem območju v različnih globinah. Ti poizkusi so najprimernejši za analize onesnaženja, saj izkoriščajo naravne razmere v vodonosniku. Težave povzročajo meritve, ker je te v primerjavi s medzrnskimi kamninami ali sedimenti težko opravljati v razpokah. Sledilo namreč zaradi kanalskih efektov največkrat potuje po zelo majhnem številu razpok.

**Divergentni sledilni poizkusi.** V vodnjak vnašamo sledilo s konstantnim pretokom in opazujemo koncentracije v bližnjih opazovalnih vodnjakih (Sl. 2.16). Tako lahko hitro preučimo dokaj veliko območje, vendar za poizkus potrebujemo velike količine vode. Prav tako kot pri prejšnji metodi se lahko zgodi, da večina sledila odteče mimo opazovalnih vodnjakov, če je teh premalo. Razen tega je ekstrakcija sledila težka, kadar so vodnjaki izvrtani v slabo prepustnih predelih razpok.

Sl. 2.15 Sledilni poizkus z naravnim gradientom  
(National Research Council, 1996).



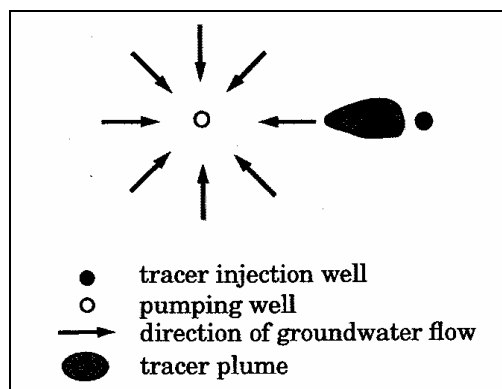
Sl. 2.16 Divergentni sledilni poizkus  
(National Research Council, 1996).



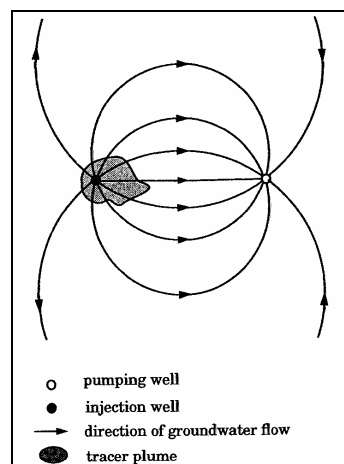
**Konvergentni sledilni poizkus.** V tem primeru črpamo vodo iz opazovalnega vodnjaka s konstantno količino, sledilo pa vnesemo v ločeni vodnjaku hipno (Sl. 2.17). Tako lahko zajamemo večino sledila. Ker s to metodo testiramo le ozek del vodonosnika, lahko uporabimo več injicirnih vodnjakov.

**Sledilni poizkus z dvema vodnjakoma (injection-withdrawal method).** V injicirnem vodnjaku vnesemo sledilo ob konstantnem pretoku, ki je enak kot v črpalnem vodnjaku (Sl. 2.18). Slabost te metode je, da ne moremo natančno določiti disperzije sledila, saj na čas prihoda oz. obliko krivulje sledila vpliva predvsem potovalni čas, odvisen od položaja tokovnic in ne disperzija v vodonosniku.

Sl. 2.17 Konvergentni sledilni poizkus  
(National Research Council, 1996).



Sl. 2.18 Sledilni poizkus z dvema vodnjakoma  
(National Research Council, 1996).



**Point-dilution method.** Pri tej metodi v eni vrtini testiramo določen odsek, izoliran s tesnilom (packerjem) (Lapcevic et al., 1999), in merimo hitrost podzemne vode v razpokah. Ob enkratnem vnosu sledila v vodnjak njegova koncentracija upada po enačbi:

$$\frac{dc}{dt} = -Av_a \frac{c}{V} \quad (2.24)$$

$c$  = koncentracija

$t$  = čas

$A$  = presek toka

$v_a$  = hitrost podzemne vode

$V$  = volumen izoliranega odseka

Rešitev enačbe je:

$$V_f = \frac{V}{\xi At} \ln \frac{c}{c_0} \quad (2.25)$$

$v_f$  = hitrost podzemne vode v razpokah

$\xi$  = brezdimenzijski korekcijski faktor zaradi geometrije toka v vodnjak

$c_0$  = koncentracija v času  $t = 0$

Analize sledilnih poizkusov modeliramo enako kot analize črpalnih poizkusov. Izmerjenim podatkom prilagajamo določen model, tako da se modelirani teoretični podatki najboljše prilegajo izmerjenim. V primerjavi s črpalnimi so sledilni poizkusi bolj zapleteni, saj

je v heterogenih vodonosnikih porazdelitev sledil veliko bolj nepravilna kot porazdelitev vodnega tlaka. Disperzija in difuzija namreč zgladita efekte heterogenosti, advekcija pa ne.

Za obdelavo rezultatov so v zadnjem času uporabljali tudi fraktalne metode, ki temeljijo na Barkerjevem (1988) GRF modelu, ki ga bom opisal v posebnem poglavju. Tako so pri analizi konvergentnih sledilnih poizkusov ter poizkusov z naravnim gradientom z omenjenimi modeli npr. ugotovili, da so hitrosti sledila po GRF modelu v primerjavi z običajnimi modeli hitrejša, kjer je dimenzija toka  $n$  manjša od 2 (van Tonder et al., 2002; Riemann et al., 2002).

#### 2.5.4 Izotopske metode

Z analizo izotopske sestave ogljika in kisika v vodi in v raztopljenem hidrogenkarbonatu lahko določimo čas infiltriranja podzemnih vod in povprečno višino napajanja vodonosnika glede na sezonski in višinski efekt. Prav tako s pomočjo podatkov o tritiju v vodi določimo povprečno starost vode (Pezdič, 1999).

Omenjene metode so v Sloveniji v uporabi že dalj časa, v kraško-razpoklinskih vodonosnikih so se z njimi v zadnjem času ukvarjali Pezdič (1997), Urbanc (1993), Lapanje (2000) in Trček (2001).

#### 2.5.5 Geokemično modeliranje

Podobno kot pri modeliranju vodnega toka lahko z računalnikom modeliramo tudi geokemične procese. Modeliranje v razpoklinskih vodonosnikih bom natančneje opisal v posebnem poglavju, zato tu podajam le osnove modeliranja geokemičnih reakcij.

V literaturi zasledimo dva pristopa modeliranja geokemičnih reakcij – inverzno (*inverse*) in normalno (*forward*) modeliranje (Glynn in Plummer, 2005). Pri prvem moramo imeti na razpolago podatke o začetni in končni sestavi vodne raztopine, s pomočjo računalniških programov pa nato iščemo reakcije oz. procese, ki povzročijo spremembo sestave raztopine. Če pri nastavitvi modela vanj ne vnesemo vseh možnih kemičnih reakcij, se lahko zgodi, da ne dobimo realnih rezultatov.

Pri normalnem modeliranju določimo začetno (oz. izmerjeno) sestavo vodne raztopine in nato s simuliranimi procesi iščemo končne efekte. Tako npr. predvidimo, kakšne bodo koncentracije onesnaževala po določenem času in kje se bodo nahajale. S sodobnimi



računalniškimi programi lahko simuliramo procese advekcije, disperzije, difuzije in številne geokemične reakcije.

Najbolj znani računalniški programi za geokemično modeliranje so PHREEQC ter njegove verzije PHREEQC-I, PHREEQC for Windows, MINTEQA2, WATEQ4F in EQ 3/6 (Pezdič, 1999; Merkel in Planer-Friedrich, 2005; Verbovšek, 2007b).

## 2.6 Fraktali

Fraktalne metode je uvedel Mandelbrot (1983), ki je s svojim delom »Fractal Geometry of Nature« postavil nove temelje analiz procesov in oblik v geologiji ter v ostalih znanostih. Uvedel je pojem *fraktal*. Ime je izpeljano iz besede *frangere (lat.)*, ki pomeni zdrobiti oz. zlomiti in ima isti koren kot angl. *fracture* – razpoka. Enolične definicije fraktala ni, najlažje pa ga opišemo kot obliko oz. objekt, sestavljen iz delov, ki so na nek način geometrijsko podobni celoti. Gre torej za geometrijski objekt s samopodobnimi lastnostmi, ki določajo, da se njegova oblika ne spreminja glede na merilo povečave (Feder, 1988; Angeles et al., 2004). Ena temeljnih značilnosti fraktalov je njihova fraktalna dimenzija. Drug pojem je samopodobnost (self-similarity). Pravi matematični fraktali so resnično samopodobni, v realnosti pa srečamo nepravilne fraktale, ki jih je mogoče opisati z dodatnimi naključnimi procesi.

Fraktalne lastnosti so ugotovili pri številnih procesih in objektih v naravi, ki jih lahko tudi simuliramo. Aplikacije na geoloških področjih so številne, saj so fraktalne metode uspešno aplicirali za (Feder, 1988; Takayasu, 1990; Barton in La Pointe, 1995a; 1995b): simulacijo rasti mineralov z modelom DLA (*diffusion-limited aggregation*), določanje zaloga nafte, poroznosti, analizo debelin plasti in okolja njihovega nastanka v stratigrafiji, sedimentacijo proda, erozijske procese, seizmične analize, študij toka in prenosa snovi v poroznih kamninah, analize karotaže v vrtnah, vdor gostejših fluidov itd. Uporabni so tudi na številnih ostalih naravoslovnih ter socialnih področjih, npr. za opis velikosti potresov in kraterjev, za računalniške datoteke, vojne in za uporabo besed v jezikih (Newman, 2005).

Še posebej so fraktalne metode uporabne pri študiju kraško-razpoklinskih vodonosnikov, saj so fraktalne lastnosti razpok znane že dalj časa (obširen pregled v Bonnet et al., 2001), te pa dalje aplicirajo na lastnosti prelomnih con v karbonatnih kamninah (Billi in Storti, 2004) in predvsem na povezanost razpok preko perkolacijske teorije (Walker et al., 2006a).

### 2.6.1 Fraktalna dimenzija

Fraktalna dimenzija omogoča kvantitativen vpogled v fizikalne lastnosti geoloških objektov (Turcotte, 1992; Dillon et al., 2001) in lahko zavzame tudi vrednosti, ki niso naravna števila. Evklidski objekti imajo npr. dimenzije 0 (točke), 1 (premice), 2 (ploskve) ali 3 (telesa), ki so cela števila. Nasprotno so lahko fraktalne dimenzije tudi števila, ki zavzemajo vrednosti med temi celimi števili. Matematična definicija fraktalne dimenzije (Hausdorff-Besicovitcheva dimenzija) je dokaj zapletena (Peitgen et al., 2004), najenostavneje pa jo lahko razlagamo kot vrednost, ki določa, kako se nek objekt spreminja prek različnih meril.

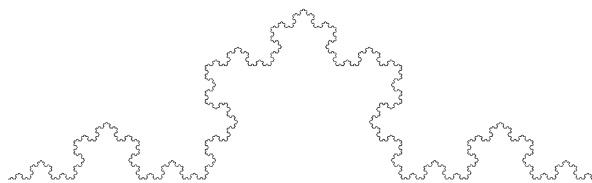
Obstaja več vrst fraktalnih dimenzij, ki so povezane z načinom merjenja. Tako ločimo samopodobno dimenzijo (angl. *self-similarity dimension*), dimenzijo merske daljice (*compass* ali *divider dimension*) ter dimenzijo, dobljeno s štetjem zasedenih škatel (*box-counting* dimenzija; Peitgen et al., 2004). Čeprav je med njimi najbolj v uporabi slednja, je potrebno sprva razumeti samopodobno dimenzijo.

#### 2.6.1.1 Samopodobna dimenzija ( $D_s$ )

Samopodobni fraktali so definirani matematično z iteracijo, ki nam pove, kako se objekt spreminja glede na merilo. Količina, s katero to opišemo, je samopodobna dimenzija. Tako ima npr. Kochova krivulja (matematično samopodoben fraktal) dimenzijo 1,2618, ki nam pove, da zavzema krivulja več prostora kot premica ( $D_s = 1$ ) oz. manj kot celotna ploskev ( $D_s = 2$ ). Krivuljo ustvarimo tako, da v vsakem koraku dobljeno krivuljo trikrat pomanjšamo, jo prekrijemo s štirimi tako določenimi deli in proces ponavljamo v neskončnost (Sl. 2.19). Dimenzijo izračunamo preko enačbe  $D_s = \log(\text{št. novih delov})/\log(\text{faktor pomanjšave})$ . Tako dobimo vrednost  $D_s = \log 4/\log 3 = 1,2618$ .

Popolnoma idealni matematični samopodobni fraktali v naravi zaradi fizikalnih omejitev ne obstajajo in služijo le za lažje razumevanje osnovnih načel. Drugače kot naravnim jim pravijo tudi geometrični fraktali (Sahimi, 1995). Zato je najpogosteje v uporabi dimenzija, ki jo dobimo z metodo štetja kvadratov oz. škatel (*box-counting* metoda). Opisana je v nadaljevanju.

Sl. 2.19 Kochova krivulja.



Za generiranje dimenzije v intervalu  $[0, 1]$  lahko uporabimo model Cantorjevega prahu, pri katerem je generator daljica, ki jo razdelimo na tri enake dele in iz nje izpustimo srednjega. Tako dobimo samopodobni fraktal Cantorjevega prahu z dimenzijo  $0,6309 (= \log_2/\log_3)$ . Ker je ta model preveč pravilen, da bi dejansko predstavljal lokacije razpok, so ga modificirali z uvedbo naključne izbire segmenta, ki ga izpustimo. V tem primeru ostane dimenzija enaka, model pa zgleda bolj realistično (Chilés, 1988).

#### 2.6.1.2 Box-counting dimenzija

Ta dimenzija je najbolj uporabna, saj jo je najlažje določiti za objekte, ki se pojavljajo v naravi in niso matematično idealni. Primerna je za določanje dimenzije v največ dveh dimenzijah, ker temelji na ploskovni analizi objekta, zato ne more preseči vrednosti 2. Za tridimenzionalne objekte pa se lahko uporabi metoda *cube-counting* (Tang and Marangoni, 2006), ki predstavlja nadgradnjo box-counting dimenzije v tretjo dimenzijo, saj objekte tedaj prekrivamo s kockami. Podobno lahko za enodimenzionalne objekte uporabimo metodo Cantorjevega prahu (Velde et al. 1990), pri kateri prekrivamo objekt z daljicami. Pri box-counting metodi prekrivamo objekt z določenim številom kvadratnih polj oz. »škatel« z dolžino stranice  $s$ , nato pa preštejemo število kvadratov  $N(s)$ , ki pokrivajo objekt. (Feder, 1988; Bonnet et al., 2001). Proces ponavljamo od največje škatle, ki prekrije celoten objekt, do najmanjše, ki je ponavadi definirana z velikostjo računalniške točke (piksela) oz. slike. Velikosti kvadratov zmanjšujemo tako, da vsak naslednji zavzame polovico dolžine prejšnjega.

Če je objekt fraktalen, bo zveza med številom zasedenih kvadratov  $N(s)$  v odvisnosti od njihove dolžine  $s$  potenčna:

$$N(s) \approx s^{-D} \quad (2.26)$$

Fraktalna dimenzija se nato določi kot negativni naklon premice v dvojnem logaritemskem merilu, ki jo največkrat določimo z metodo najmanjših kvadratov.

$$D = -\log N(s) / \log s \quad (2.27)$$

Fraktalne analize, ki temeljijo na uporabi fraktalne dimenzije, so uporabne na več področjih, npr. v geologiji in geofiziki (Turcotte, 1992), speleologiji (Kusumayudha et al., 2000), geomorfologiji (Angeles et al., 2004), pri analizi mrež razpok (Bonnet et al., 2001), črpalnih poizkusih (Lods and Gouze, 2004), atmosferi (Brewer and Di Girolamo, 2006), kemiji (Tang and Marangoni, 2006), analizi rečnih mrež (Schuller et al., 2001), tleh (Bird et al., 2006), medicini (Heymans et al., 2000), ter seizmiki, fiziki, kemiji, ekonomiji in številnih drugih (Takayasu, 1990). Fraktalne raziskave so resnično interdisciplinarne, saj se jih uporablja za opise dreves, rek, nivojev vode, pljuč, turbulence, pa tudi za pojavljanje števila besed v stavkih in na številnih ostalih objektih (Mandelbrot, 1983; Feder, 1988).

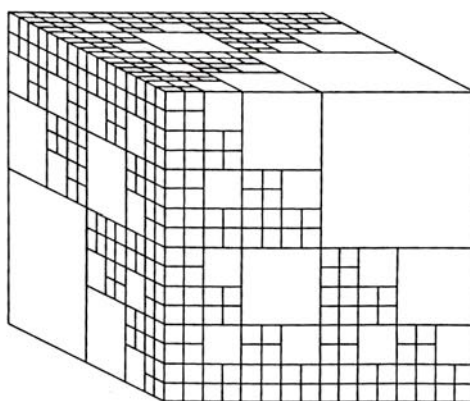
### 2.6.1.3 Samopodobnost in samoafinost (*self-similarity in self-affinity*)

Nekateri fraktali, ki niso samopodobni, lahko to lastnost dosežejo s ustreznim transformiranjem (Feder, 1988; Sahimi, 1995). Takim pravimo samosorodni fraktali (*self-affine*). Njihova osnovna lastnost je, da pri tej transformaciji vseh dimenzij objekta ne povečamo ali zmanjšamo z istim razmerjem, temveč z različnimi. Zato teh fraktalov ne moremo opisati le z eno dimenzijo, temveč potrebujemo vsaj dve. Primer samopodobnih fraktalov so matematični fraktali (npr. Kochova krivulja, Sierpinskijev trikotnik), ki se ne spreminjajo glede na merilo. Samoafini objekti pa nasprotno niso enaki v vseh merilih, zato je potrebno eno od njihovih dimenzij povečati oz. zmanjšati za določen faktor. Tak primer so npr. površine terena, kjer je potrebno višinsko dimenzijo  $Z$  (zaradi vpliva gravitacije) povečati ali zmanjšati za določen faktor glede na  $X$  in  $Y$ , če želimo ohraniti samopodobnost v drugem merilu. Če npr. pomnožimo  $X$  ali  $Y$  dimenzijo s faktorjem  $a$ , moramo dimenzijo  $Z$  pomnožiti s faktorjem  $a^H$ , kjer je vrednost konstante  $H$  med 0 in 1 (Carr, 1997). Tej konstanti pravimo Hurstov eksponent.

### 2.6.2 Modeli fraktalne fragmentacije

Le malo avtorjev je raziskovalo, kaj v resnici povzroči fraktalne lastnosti razpok ali prelomov (Ångström, 2006). Enostaven model, ki temelji na fizikalnih principih, je postavil Turcotte (1992). Razpokanje je proces, ki deluje v vseh merilih in zato povzroči fraktalno porazdelitev velikosti delcev oz. blokov, nastalih s prelamljanjem. Prelamljanje je hierarhično in število razpok v sistemu je odvisno od verjetnosti prelamljanja posameznih blokov v različnih merilih (Perfect, 1997). Če je verjetnost prelamljanja neodvisna od dolžine, se pojavi potenčna (power-law) porazdelitev dolžin razpok in velikosti blokov, nastalih s prelamljanjem, nastala mreža razpok pa je fraktalna. Model (Sl. 2.20) predpostavlja, da se nasprotna bloka ohranita, ostalih šest pa se na enak način v istem merilu prelomi na polovico manjše. Tako lahko izračunamo fraktalno dimenzijo, ki v treh dimenzijah znaša  $D = \log 6 / \log 2 = 2,5850$ . Če upoštevamo proces le na ploskvi, vidimo, da se v tem primeru ohrani le en kvadrat, ostali trije pa se prelomijo na manjše polovične velikosti. Dimenzija je tako  $D = \log 3 / \log 2 = 1,5850$ . V tem primeru torej velja pravilo (Turcotte, 1992; Barton, 1995), da je 2-D dimenzija objekta manjša od 3-D dimenzije za 1:  $D_{2-D} = D_{3-D} - 1$ . Realni podatki se odlično ujemajo z modelom, saj so določili njihovo dimenzijo na 2,60 (Turcotte, 1992).

Sl. 2.20 Fraktalni model fragmentacije z  $D = 2,5850$  (Turcotte, 1992).



Čeprav obstaja nekaj matematičnih modelov prelamljanja, je njihovo eksperimentalno potrditev težko preveriti (Perfect, 1997). Vzrok je predvsem v premajhnem številu podatkov, ki bi obsegali širok spekter različnih dimenzij oz. dolžin prelomljenih blokov.

### 2.6.3 *Fraktalna analiza mrež razpok*

Mreže razpok največkrat določajo daljinsko s pomočjo aeroposnetkov. Vsekakor pa je njihove lokacije, če jih ni preveč, potrebno preveriti na terenu (Mabee et al., 1994). Karte mreže razpok so »okno«, skozi katerega vidimo vzorec razpok in jih zato lahko analiziramo z vizualnimi metodami (Pogl. 2.4.1.1). Pogled na razpoke je tako odvisen od njihove oddaljenosti, saj pri večji oddaljenosti najmanjše razpoke niso več vidne. Pri največji ločljivosti s terenskim kartiranjem so tako kot najmanjšo vidno debelino razpok določili 0,1 mm.

Fraktalne lastnosti mrež razpok so ugotovili v vseh merilih, od mikrorazpok v zbruskih preko vrtin do prelomov regionalnih velikosti (Bonnet et al., 2001; Zimmerman et al., 2003), torej ti rezultati obsegajo precej redov velikosti.

Fraktalne analize so še posebej ustrezne za analizo razpok, saj ne zahtevajo nobenega homogenizacijskega merila ali reprezentativnega elementarnega volumna (REV-a; Bear, 1972).

#### 2.6.3.1 *Povezanost razpok*

Ena osnovnih lastnosti mrež razpok je njihova stopnja povezanosti. Zanima nas predvsem, ali so razpoke med seboj dovolj povezane, da skozi njih lahko steče tok oz. prenos snovi. Znano je, da se prelomi lahko povezujejo tako v tlačnih, strižnih kot tudi v ekstenzijskih razmerah (Davison, 1994), toda kvantifikacija povezanosti je včasih težko določljiva. Ponavadi povezava obstaja nad določeno stopnjo razpokanosti oz. pri ustrezni geometriji razpok. Tej vrednosti pravimo perkolacijski prag (prag prenicanja). Perkolacijska teorija je natančneje opisana v nadaljevanju, v poglavju 2.7.5.

Zaenkrat je znanih le malo analiz, ki se ukvarjajo s povezavo fraktalne dimenzije in povezanostjo mreže razpok, čeprav se zanimanje za tovrstne raziskave povečuje (Walker et al., 2006a). Tako naj se bi po Bartonu (1995) vzpostavila povezava nad vrednostjo  $D = 1,35$ , za 2-D teoretične mreže pa je ta vrednost 1,89 (Feder, 1988), čeprav je potrebno omeniti, da so kritične vrednosti praga odvisne od izbire tipa mrež. Dejanske vrednosti so najverjetneje vmes, saj naravnih mrež razpok ne moremo popolnoma opisati s povsem teoretičnim modelom. Doughty in Karasaki (2002) sta opazila, da je pri vrednosti  $D > 1,5$  več razpok in da je pri teh vrednostih največja variabilnost v geometriji razpoklinskih mrež.

Veliko naravnih mrež razpok naj bi bilo blizu perkolacijskega praga (Molz et al., 2004). Znano je, da imajo perkolacijski grozdi oz. skupine (*clustri*) razpok, ki imajo verjetnost  $p$  zelo blizu ali enako perkolacijskemu pragu,  $p \approx p_c$ , fraktalne lastnosti (Walker et al., 2006a). Zakaj je veliko naravnih sistemov v takem kritičnem stanju, je še vedno temeljno vprašanje, kot enega redkih možnih odgovorov pa lahko sprejmemo teorijo samoorganizirane kritičnosti (SOC, *self-organized criticality*; Bak, 1996) ali Yulejev proces (Newman, 2005).

### 2.6.3.2 Določanje fraktalne dimenzije

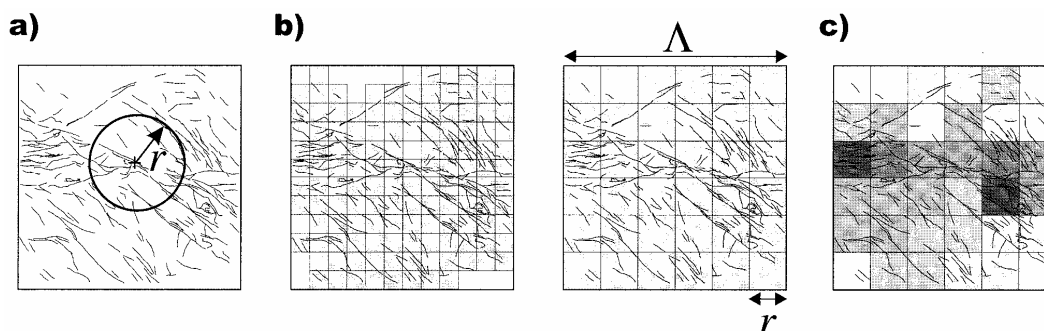
Potenčna oz. fraktalna porazdelitev velja, ko se podatki v dvojnem logaritemskem merilu nanizajo v premico. Linearno območje je ponavadi vidno le v osrednjem delu celotnega grafa zaradi okrnitvenih efektov. Te ločimo na dva tipa. Tako se npr. zgodi, da ne zabeležimo vseh kratkih razpok, kar pri manjših vrednostih povzroči manjši naklon na log-log grafu, čemur pravimo okrnitev oz. *truncation*. Podobno se lahko zgodi, da ne zabeležimo vseh večjih razpok, če se nahajajo izven našega merilnega območja, kar se na grafu pokaže kot strmejši naklon krivulje. Temu pravimo cenzoriranje oz. *censoring* (Bonnet et al., 2001).

Okrnitve ne nastanejo le zaradi neprimerne vzorčevanja, temveč so prisotne tudi v naravi, saj so objekti npr. omejeni z najmanjšo velikostjo zrn ali z največjo dimenzijo plasti, v kateri še lahko nastanejo razpoke. V naravi tako ni idealnih matematičnih fraktalov, ki zajemajo neskončno redov velikosti (Mandelbrot, 1983).

Metod določevanja fraktalne dimenzije na osnovi geometričnih lastnosti objektov je več, med njimi so poglobitve naslednje: masna metoda (*mass dimension*; Sl. 2.21A), pri kateri določamo celotno dolžino razpok v krogu z določenim polmerom, box-counting metoda (Sl. 2.21B), kjer prekrijemo celoten objekt s kvadrati določene dimenzije, štejemo zasedene kvadrate, redko pa kombiniramo pristop obeh metod, kar imenujemo multifraktalne analize (Sl. 2.21C). V slednjem primeru imajo temnejše škatle večjo skupno dolžino razpok.

Sl. 2.21 Metode določanja fraktalne dimenzije (Bonnet et al., 2001).  $\lambda$  = velikost sistema,  $r$  = velikost škatle.

Oznake a), b) in c) so razložene v tekstu.



Dvodimenzionalni zajem podatkov poteka največkrat na izpostavljenih stenah kamnolomov oz. na odkopih, kjer so na čim bolj ravnih ploskvah vidne sveže razpoke. Velikokrat je kvalitetne podatke o mrežah razpok težko pridobiti, saj so razpoke na površini kamnin zaradi atmosferskih vplivov (npr. erozije in kemičnega preperavanja) spremenjene do take mere, da jih težko zajamemo.

### 2.6.3.3 Ekstrapolacija fraktalnih dimenzij mrež razpok iz 1-D v 2-D ter iz 2-D v 3-D okolje

Večina informacij o geometriji razpok je zbrana na osnovi kartiranja v 1-D ali 2-D okolju, torej iz vrtin ali izdankov. Analize razpok, ki dajejo tridimenzionalne modele, so izredno redke, saj jih je mogoče napraviti le z redkimi geofizikalnimi metodami. Če želimo torej informacijo o geometriji v treh dimenzijah, moramo transformirati podatke iz eno- ali dvodimenzionalnih raziskav v tridimenzionalne. Iz fraktalnih dimenzij, pridobljenih iz enodimenzionalnih podatkov, npr. vrtin ali merskih daljic (scanline), lahko enostavno izpeljemo vrednosti fraktalne dimenzije v dveh dimenzijah. Najbolj razvit način določanja dimenzije v eni dimenziji je metoda Cantorjevega prahu (Velde et al. 1990). Princip metode Cantorjevega prahu je enostaven, saj predstavlja enodimenzionalen analog opisane box-counting metode (Ehlen, 1999; Badabagli, 2002). Vz dolž merske daljice ali premice štejemo preseke razpok s to daljico v določenih intervalih velikosti  $x$ . Število intervalov, ki vsebujejo presečišča  $n$ , delimo s celotnim številom intervalov  $N$ , ter izračunamo razmerje zasedenih intervalov,  $p = n/N$ . Proces ponavljamo z različno velikimi intervali ter na koncu naneseemo podatke na graf v dvojnem logaritemskem merilu  $\log p / \log x$ . Iz naklona premice 1-D, ki jo ponavadi določimo po metodi najmanjših kvadratov, izračunamo fraktalno dimenzijo  $D$ . Za



razliko od dvodimenzionalne metode je tu potrebno paziti na orientacijo daljic, saj se lahko dimenzija spreminja z izbrano smerjo merjenja. V primerjavi z 2-D metodo merjenja fraktalne dimenzije je ta metoda seveda manj natančna, saj analiziramo podatke v eni dimenziji manj. Ekstrapolacija nam sicer da oceno  $D_{2-D}$ , toda vsekakor je to dimenzijo bolje določiti z ustreznimi metodami planarno.

Za fraktale je znano, da preseki 3-D fraktalnega objekta z ravnino da dimenzijo, ki je enaka  $D_{2-D} = D_{3-D} - 1$ . To velja le za idealne izotropne fraktale. Nekateri avtorji so zato zvezo posplošili s koeficientom  $\beta$ , ki ima vrednosti  $0 \leq \beta \leq 1$ :  $D_{2-D} = D_{3-D} - \beta$  oz. še na širšo zvezo  $D_{3-D} = A \times D_{2-D} + \beta$ , kjer sta konstanti  $A = 1,28 \pm 0,30$  ter  $\beta = -0,23 \pm 0,36$  (Bonnet et al., 2001). Zveza  $D_{2-D} - D_{1-D} = 1$  naj bi veljala le, če ne prihaja do združevanja razpok v skupine (*clustre*) in če so prelomi oz. razpoke porazdeljeni v prostoru neodvisno. V nasprotnem primeru velja zveza  $D_2 - D_1 < 1$  in napaka, ki jo lahko naredimo ob predpostavki  $D_{2-D} - D_{1-D} = 1$ , lahko znaša do 15 % oz. manj (do 5 %), če je število razpok okoli 1000 (Borgos et al., 2000).

Po fragmentacijskem modelu Turcotta (1992) omenjena enostavna zveza  $D_{2-D} = D_{3-D} - 1$  drži, saj je  $D_{2-D} = 0,58$ ,  $D_{2-D} = 1,58$  in  $D_{2-D} = 2,58$  (Sammis in Steacy, 1995). Nekateri avtorji pogojujejo veljavnost zveze  $D_{2-D} = D_{3-D} - 1$  s porazdelitvijo dolžin razpok. Zveza naj bi veljala le v primeru, da je eksponent  $a_{3-D} > 2$  v potenčni zvezi, kjer je število prelomov ali razpok  $n(l)$  sorazmerno z njihovo dolžino  $l$  v zvezi  $l^a$  (Pogl. 2.3.2; Darcel et al., 2003a,b).

Splošno velja, da točna pravila za ekstrapolacijo med različnimi dimenzijami ostajajo neznana (Darcel et al., 2003a,b), saj je težko preveriti resnične vrednosti eksponentov v treh dimenzijah. Prav zato je ta problematika vredna nadaljnjih raziskav.

#### 2.6.3.4 Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok v literaturi

Analize mrež razpok so še vedno redke. Izmed opaznejših, ki zajemajo večje število kart in večji razpok meril, izstopata dve, Badabaglijeva (2001) ter Bartonova (1995). Badabagli je zajel podatke v treh merilih, od aeroposnetkov in izdankov do zbruskov ter jih analiziral z metodo box-counting. Opazil je večanje dimenzije  $D$  z večjo gostoto razpok, kar je mogoče razlagati z multifraktalnimi lastnostmi mreže razpok. Fraktalna dimenzija razpok se večja s številom generacij razpok, zato lahko s časom v različnih tektonskih fazah pričakujemo večanje dimenzije, ker se ob vsaki novi fazi lahko pojavijo nove družine razpok (Barton, 1995). To vodi do večanja števila razpok in s tem tudi dimenzije, kar je v skladu tudi z opažanji Bartona (1995) ter Acune in Yortsosa (1995).

La Pointe (1988) je po modificirani metodi pasov določil dimenzije sistemov razpok v treh dimenzijah, ki se gibljejo večinoma v razponu od 2,55 do 2,62. Najnižje vrednosti ( $D = 2,14$ ) se nahajajo v sistemih z najnižjo gostoto blokov, najvišje ( $D = 2,71$ ) pa so v dolomitih, kjer je razpokanost zelo izražena. Rezultati številnih analiz mrež razpok, izpostavljenih na subhorizontalnih površinah (v jugozahodnem delu ZDA) kažejo na dimenzije med 1,32 in 1,70 (Barton, 1995). Za posamezne prelome so vrednosti nižje, okoli 1,05 do 1,6 (Badabagli, 2001), čeprav ti prav tako kažejo fraktalne lastnosti.

Za dvodimenzionalne mreže razpok so ugotovili vrednosti okoli 1,3 do 1,7 s povprečjem okoli 1,5, za prelome pa 0,85–1,4 oz. 0,7–1,6 (Sahimi, 1995). S transformacijo v tri dimenzije so določili dimenzije razpok v mejah med 2,4 in 2,7, s povprečjem okoli 2,52 (La Pointe, 1988; Sahimi, 1995). Z metodo box-counting so v metamorfnih oz. magmatskih kamninah določili  $D = 1,87$  (Volland in Kruhl, 2004).

Za enodimenzionalne sisteme se povprečne vrednosti gibljejo okoli 0,3 oz. 0,5 (Bonnet et al., 2001). Za razpoke v granitih so ugotovili eksponente 0,40 do 0,47 (Ehlen, 1999), pridobljene z metodo Cantorjevega prahu. Za rudniške žile v Avstraliji so preko štirih redov velikosti določili dimenzije med 0,42 in 0,62, z  $R^2 > 0,98$  (Barton, 1995).

Vrednosti so dokaj neodvisne od merila opazovanja, kar se sklada z lastnostmi fraktalov. Tako so ob ponovni analizi podatkov Odling (1997) določili  $D = 1,80–1,84$  za sedem različnih meril, podobno vrednosti pa so dobili (Volland in Kruhl, 2004) za vzorce velikosti 13 x 18 cm. Ker pri prvi analizi niso opazili statističnih razlik med dimenzijami v različnih merilih (Roy et al., 2007), lahko sklepamo, da je fraktalna dimenzija konstantna.

## 2.7 Modeliranje vodonosnikov

Modeliranje predstavlja simulacijo naravnega stanja, ki jo lahko izvajamo na konkretnih primerih v naravi (fizikalni modeli), ali pa s simuliranimi, največkrat računalniško podprtimi modeli. Z modeli želimo predstaviti in predvsem napovedovati procese toka in transporta snovi v kamninah. Natančnost modelov je odvisna predvsem od vhodnih podatkov.

Protokol modeliranja poteka v več korakih. Najprej definiramo namen uporabe modela, s čimer določimo želeno zanesljivost modela (Janža, 2000). Nato postavimo konceptualni model, s katerim želimo simulirati naravno stanje. Sledi izbira računalniškega programa ter vnos terenskih podatkov. Če model ustreza, kar preverimo s kalibracijo in

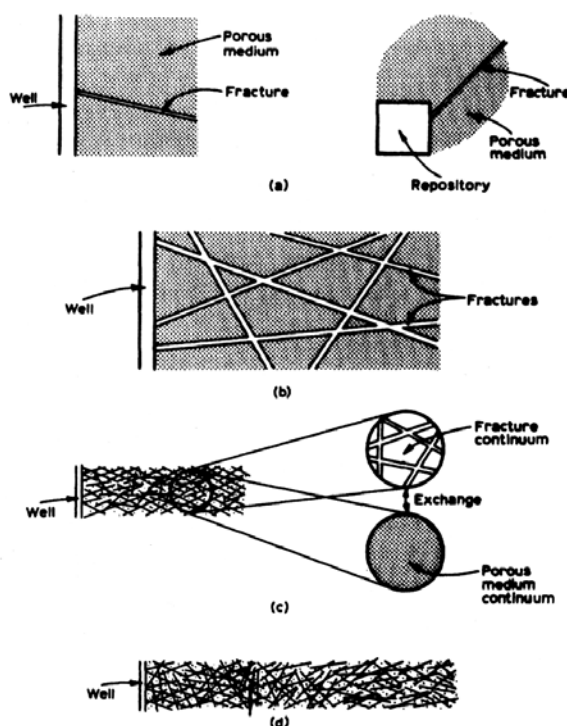
validacijo, ga lahko uporabljamo. V nasprotnem primeru moramo pridobiti več podatkov ali spremeniti konceptualni model.

Modele delimo na deterministične in na stohastične. Prve, katere opišemo s točno določenimi matematičnimi enačbami, ne vsebujejo slučajnih spremenljivk. Pri njih predpostavljamo, da poznamo vse porazdelitve vhodnih parametrov, zato so pri vsakem vnosu podatkov rezultati enaki. Nasprotno se pri stohastičnih modelih pri izračunih vedno pojavlja določena napaka, saj ti modeli vsebujejo tudi slučajne spremenljivke, zaradi katerih so izhodni podatki različni kljub enakim vhodnim podatkom. Rezultate tako opisujemo s statističnimi metodami, torej drugače kot pri determinističnih modelih. Verjetno je večina modelov vsaj delno stohastičnih, saj skoraj nikoli ne moremo v celoti določiti vseh vhodnih parametrov; nekaj negotovosti je torej prisotne tudi pri determinističnih modelih (Fetter, 1999).

Modele lahko ločimo tudi na diskretne in na tiste, ki temeljijo na pristopu kontinuuma. Za kateri model se odločimo, je v veliki meri odvisno od merila proučevanja. Bear (1993) je tako ločil štiri merila konceptualnih modelov (Sl. 2.22):

- Pri *zelo bližnji okolici (very-near field)* prevladuje vpliv posamezne razpoke.
- Pri *bližnji okolici (near field)* je že pomemben medsebojni vpliv matriksa in razpok. V tem primeru lahko uporabimo diskretne modele razpok (poglavitne razpoke opišemo deterministično, številnejše manjše pa stohastično).
- Za modeliranje *daljne okolice (far field)* je za razpoke in matriks primeren pristop dvojne poroznosti oz. enega ali več kontinuumov.
- Pri *zelo daljni okolici (very-far field)* uporabimo pristop enojnega kontinuuma, saj se vplivi razpok in matriksa v tem merilu združijo.

Sl. 2.22 Štiri merila opazovanja (Bear, 1993).



### 2.7.1 Modeli samostojne razpoke (single-fracture)

Če je površina razpoke popolnoma idealna ploskev in je njena odprtost konstantna, lahko izračunamo pretok skozi razpoko, ki sledi kubičnemu zakonu (Sahimi, 1995), natančneje opisanem v poglavju 2.10.1.1.

### 2.7.2 Diskretni modeli

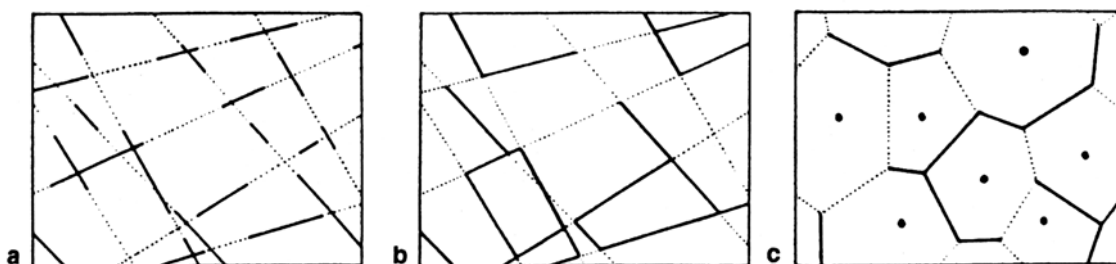
Z diskretnimi modeli računamo procese v posameznih razpokah ali v mreži razpok (angl. *fracture networks*). Na terenu določeno geometrijo in odprtost razpok prenesemo v model, s katerim nato določimo lastnosti razpok s statističnimi ali s fraktalnimi metodami. Odprtosti razpok pripadajo večinoma lognormalni ali gama verjetnostni porazdelitvi, dolžine sledijo potenčnemu fraktalnemu zakonu.

Pri modelih mreže razpok (angl. *DFN, Discrete Fracture Models*) moramo poznati geometrijo razpok ter odprtost, gostoto, orientacijo in dolžino (Čenčur Curk, 2002). Modeli se uporabljajo tudi za modeliranje toka in prenosa snovi v kamninah z razpoklinsko poroznostjo (Cacas et al., 1990a; 1990b). Uporabni so za analizo rečnih sistemov, razpok, stilolitov, sedimentacijskih struktur, jamskih sistemov in številnih ostalih naravnih sistemov, ki se jih da

geometrijsko opisati (Dershowitz et al., 1998). Večinoma za modeliranje uporabljajo 2-D modele, saj so zaradi pomanjkanja podatkov in zahtevnih računskih operacij 3-D modeli ustrezajo le redko. Glede na obliko razpok, ki se med seboj povezujejo, lahko ločimo (Sl. 2.23, Lee in Farmer, 1993):

- *Ortogonalni model*, kjer med seboj pravokotne razpoke ločijo matriks v kvadre ali plošče, model pa predvideva le konstantno odprtost razpok.
- *Baecherjev model diskov*, kjer so razpoke predstavljene kot krožne ali eliptične ploskve. Radiji diskov so porazdeljeni lognormalno ali eksponentno. Enostavna predpostavka je, da so centri razpok v prostoru porazdeljeni s Poissonovo naključno porazdelitvijo.
- Pri *Veneziano modelu* so razpoke obravnavane kot poligoni, porazdelitev dolžin pa je eksponentna. Kot pri Baecherjevem modelu tudi tu generiramo razpoke s Poissonovo porazdelitvijo.
- *Dershowitz model* je podoben modelu Veneziano, le da sečišča razpok ločijo razpoke v poligone, pri katerih sečišča in vogali razpok sovpadajo, tako da razpoke tvorijo bloke.

Sl. 2.23 Diskretni modeli razpok: a. Veneziano model, b. Dershowitz model, c. Thiessnovi oz. Voronoi poligoni (Bear, 1993).



Pretok v razpokah opišemo z kubičnim zakonom, ki velja za razpoko znane debeline z vzporednimi ploskvami. Zakon velja tudi v primeru neidealno vzporednih razpok (Witherspoon et al., 1980), kar so dokazali z meritvami različnih odprtosti (4–250  $\mu\text{m}$ ). Zanimivo je, da na tok v razpokah vrsta kamnine ne vpliva bistveno. Modeli DFN zahtevajo več vhodnih podatkov kot modeli kontinuuma, največkrat pa se jih obravnava stohastično, z Monte Carlo simulacijami (Berkowitz, 2002). Pri sočasni uporabi diskretnih modelov z

realnimi podatki, pridobljenimi npr. iz vrtin, izločimo z območja vrtine vse tiste informacije, ki smo jih dobili z modeliranjem. Za tista območja, za katera nimamo meritev, pa modelirane vrednosti pustimo.

### 2.7.3 Modeli kontinuuma

Kadar obravnavamo prostor v velikih izmerah oz. v majhnem merilu (Bear, 1993), ga lahko včasih opredelimo kot homogenega. Tedaj lahko uporabimo načelo reprezentativnega elementarnega volumna (*REV*; Bear, 1972) in opišemo model na makroskopskem nivoju. *REV* je določen kot tista reprezentativna velikost sistema, od katere dalje lahko obravnavamo vodonosnik kot homogen. Realni sistem tako nadomestimo z ekvivalentnim poroznim prostorom, ki ga v primeru modela *dvojne poroznosti* sestavljata prekrivajoča se modela matriksa in razpok. Koncept *REV*-a v glavnem velja v kamninah z medzrnsko poroznostjo. Za kamnine z razpoklinsko in predvsem s kraško-razpoklinsko poroznostjo pa *REV*-a velikokrat ni mogoče definirati, saj je pogosto prevelik. Te kamnine so namreč tako heterogene, da v njih nihanje parametrov na velikosti *REV*-a z zveznimi funkcijami ne moremo opisati (de Marsily, 1986). *REV* je lahko tudi večji od samega testiranega območja. Zato takrat o njem ne moremo govoriti, temveč je bolje, da uporabimo pojem »reprezentativni volumen«. Ta je lahko bistveno večji kot *REV*, z njim pa opredelimo volumen oz. območje ozemlja, ki ga proučujemo, pri tem pa se ne navezujemo na elementarni volumen. Reprezentativni volumen je pri črpalnih poizkusih odvisen od časa črpanja in se z daljšimi časi veča zaradi širjenja depresijskega lijaka v vodonosniku. Pri daljših črpanjih torej testiramo oz. proučujemo večji volumen vodonosnika.

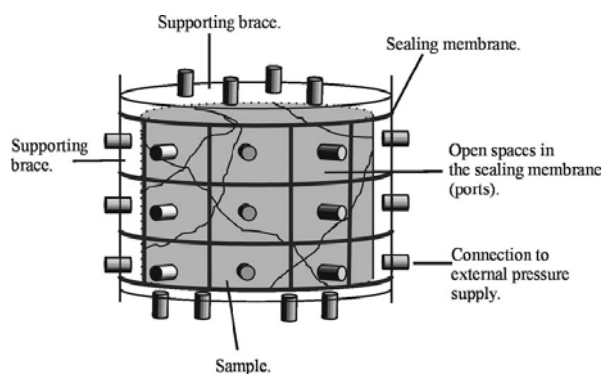
### 2.7.4 Fizikalni modeli

Za analizo podatkov so primerni tudi fizikalni modeli, pri katerih uporabimo vzorec kamnine, ki ga testiramo v laboratoriju ali v manjšem merilu na terenu. Ti modeli so precej redkejši od matematičnih.

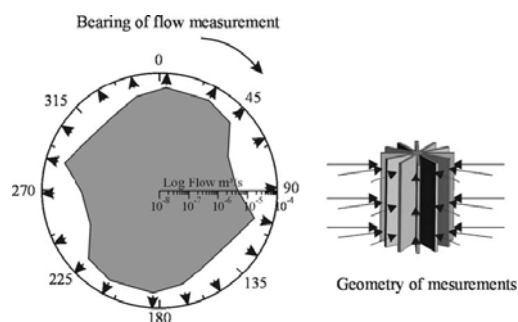
Pri analizi geometrije toka v razpoklinskih vodonosnikih, so uporabili pnevmatsko-tomografski pristop (McDermott et al., 2003), kjer so s terena prenešeno kamnino namestili v eksperimentalno celico (*MIOJ – Multiple Input Output Jacket*) in s pomočjo plinskih sledil proučevali transport po razpokah v kamnini (Sl. 2.24, Sl. 2.25). Eksperimentalna celica v obliki valja velikosti 20 x 30 cm namreč omogoča tridimenzionalni pregled vzorca kamnine,

saj lahko po želji izbiramo, skozi katere dele na površini celice vtiskujemo plin oz. fluid. Opazujemo, kje, kako hitro in v kolikšni količini ta izstopa. Velikost vstopnih in izstopnih delov določimo enostavno z izrezanimi luknjami v neprepustni membrani, ki obdaja celico.

Sl. 2.24 Celica MIOJ (McDermott et al., 2003).



Sl. 2.25 Celica MIOJ, pogled z vrha (McDermott et al., 2003).



Meritve lahko opravljamo tudi na terenu, kjer določen del ozemlja izoliramo, da ga natančno preučimo. Tako so npr. v kamnolomu razpokanega peščenjaka v Pliezhausnu v Nemčiji izrezali 200 m<sup>3</sup> blok razpokanega peščenjaka ter na njem izvedli sledilne poizkuse (Weede et al., 2003). Določili so tudi poroznost in prepustnost kamnine, orientacijo razpok ter poroznost bloka.

### 2.7.5 Teorija prenikanja oz. pronicanja (perkolacijska teorija)

Teorija prenikanja oz. pronicanja (Čenčur Curk, 2002) je splošno uporabna na številnih področjih znanosti (Stauffer, 1985), zato bom tu omenil le njene poglobitve značilnosti in aplikacijo na kraško-razpoklinske vodonosnike. Teorija sloni na analizi povezanosti določenih točk v mreži, ki so porazdeljene bolj ali manj naključno, njihovo število pa je statistično določeno. Uporabna je pri obravnavi povezanosti in prevodnosti razpok v sistemu. Če so namreč razpoke v prostoru izolirane, se voda skozi ne more pretakati. Če je število razpok v kamnini večje, se jih s tem tudi seka več. Ta teorija je torej učinkovita za določanje povezanosti razpok v sistemu. Pri določeni vrednosti faktorja povezanosti razpok je statistično verjeten tok skozi mrežo razpok. Vrednosti faktorja se bistveno razlikujejo glede na izbor geometrije mreže razpok (kvadratna, trikotna, šestkotna itd.), ali obravnavamo povezave med mesti ali vezmi in glede na to, ali mrežo modeliramo v dveh ali v treh dimenzijah. Največkrat navedena vrednost za dvodimenzionalno kvadratno

mrežo je 0,59275 (Stauffer, 1985). Statistično določenemu faktorju, ki loči povezano in nepovezano stanje v kamnini, pravimo prag prenikanja oz. perkolacijski prag (Lee in Farmer, 1993). Ta je večinoma določen po enačbi (Berkowitz, 2002):

$$A \approx (N - N_c)^{-X} \quad (2.28)$$

$A$  = merjena količina (npr. koeficient prepustnosti)

$N$  = skupno število razpok v sistemu

$N_c$  = kritično število razpok (prag)

$X$  = eksponent, odvisen od količine  $A$

Prag prenikanja lahko določimo tudi s podatki o povezanih razpokah iz slikovne karotaže. Pri tej metodi v celotni vrtini glede na število in dolžino vseh ter sekajočih se razpok določimo vrednost praga  $\lambda$  (Ozkaya in Mattner, 2003). Če je ta večja od 2, je prag presežen in komunikacija med razpokami je vzpostavljena. Pri vrednosti  $1 \leq \lambda \leq 2$  je presežen sub-perkolacijski prag, kjer so razpoke povezane v izolirane skupine oz. grozde (angl. *clusters*). Seveda velja ta metoda le za idealne ploskovne razpoke, tako da npr. pri njej ne moremo upoštevati kanalskih efektov in delne zapolnjenosti razpok z minerali. Veliko razpok je lahko tudi odrezanih od poglobitvenih tokovnih poti, tako da te tvorijo slepe kanale (*dead ends*), kjer se voda sicer nahaja, a je hitrost toka enaka nič. Sistem razpok, po katerem se voda pretaka, v angleščini imenujemo *backbone* (Bour in Davy, 1997), čemur bi ustrezal izraz perkolacijska vez. Čeprav je ideja teorije enostavna in zahteva le malo matematičnega in statističnega znanja, je simulacija naravnih procesov dokaj težavna, saj naravne mreže niso idealne, temveč se v njih pojavljajo nepravilnosti kot npr. v kristalih, razen tega pa porazdelitev točk, ki tvorijo mrežo, ni popolnoma naključna. Simulacija prenikanja poteka največkrat s stohastičnim modeliranjem prostorske porazdelitve lokacij razpok z različnimi dolžinami (diskretni modeli).

#### 2.7.6 Metoda renormalizacije (*renormalization group method*)

Ta metoda se je razvila iz teorije prenikanja, saj so ugotovili, da ta ne more opisati vseh kompleksnih lastnosti razpoklinskih vodonosnikov (Gavrilenko in Guéguen, 1998). Sloni na uporabi diskretnih mrež razpok (DFN). Enostaven problem je zastavljen v najmanjšem možnih izmerah (v velikem merilu) in nato po korakih renormaliziran (povečan) v večje izmere, tako da ohrani znane lastnosti iz prejšnjega merila (Turcotte, 1992).

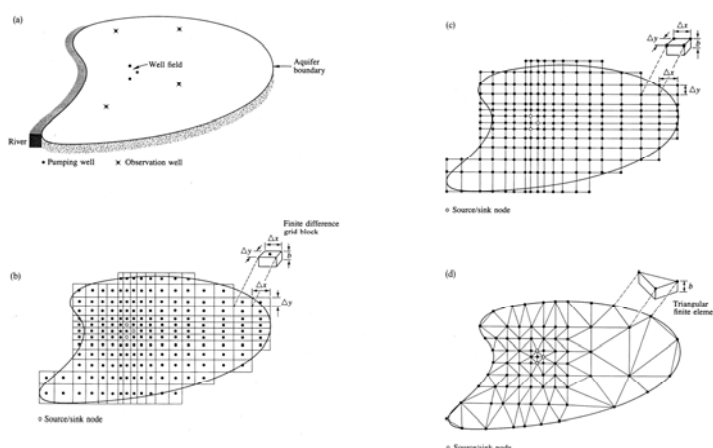


### 2.7.7 Računalniški modeli toka in masnega transporta

Za modeliranje toka in masnega transporta (prenosa raztopljenih snovi) v zadnjem času skoraj izključno uporabljajo računalniško modeliranje. Prednost tega pristopa je hiter izračun rezultatov ter možnost grafičnega prikaza. Vse računalniške metode temeljijo na numeričnem reševanju diferencialnih enačb toka in transporta, saj so analitične rešitve največkrat za reševanje prezapletene ali pa celo nerešljive.

Pri numeričnem modeliranju večinoma uporabljajo dva pristopa: metodo končnih diferenc (*FDM, Finite Difference Method*) in metodo končnih elementov (*FEM, Finite Elements Methods*). Manj pogosta je metoda mejnega integrala (*BIEM, Boundary Integral Element Method*). Pri metodi končnih diferenc razdelimo modelirani prostor v mrežo pravokotnih elementov (v dveh dimenzijah so to lahko kvadrati ali pravokotniki). Pri metodi končnih elementov je prostor (npr. vodonosnik) razdeljen v trikotnike, ki imajo poljubno obliko (Sl. 2.26). Iz slike je razvidno, da lahko z metodo končnih elementov obliko vodonosnika prilagajamo modelu bistveno boljše, vendar pa je ta metoda računsko bolj zapletena.

Sl. 2.26 Opis vodonosnika z metodo končnih diferenc in metodo končnih elementov  
(Wang in Anderson, 1982).



Eden najpomembnejših programov, ki temeljijo na načelu reševanja enačb z metodo končnih diferenc, je MODFLOW. Predstavlja računalniško kodo, ki jo uporabljajo številni grafični programi, npr. Visual Modflow, PMWIN (Processing Modflow for Windows) in drugi. Po metodi končnih elementov je znan program FEFLOW.

Opredelitvi geoloških struktur je namenjen poseben program GoCad, ki je v osnovi CAD program, ki ga je možno nadgraditi z vmesnikom za reševanje hidrogeoloških problemov. Tako so modelirali črpalne poizkuse po metodi končnih elementov v globoki vrtini KTB s programoma GoCad in RockFlow ter vmesnikom GoCad2RF (Kalbacher et al., 2005).

#### 2.7.8 Geografski informacijski sistem (GIS)

GIS je relativno nova tehnologija za analizo prostorskih podatkov s pomočjo računalnika. Glede na njihovo naravo podatke razvrstimo po slojih na geofizikalne, geokemične, topografske, geološke, pedološke in na ostale. Vse računalniško združimo v skupno karto (Gupta, 2003).

Podatke ločimo na vektorske (linije, poligone, telesa) in rastrske (sestavljene iz pravokotne mreže točk). Pri vektorskih podatkih je informacija o točkah, črtah in poligonih shranjena v obliki nizov s koordinatama X in Y. Rastrski podatki so predstavljeni kot 2-D matrika celic, kjer vsaka celica nosi svojo vrednost.

Karte, izdelane z metodologijo GIS, imajo nekaj prednosti pred klasičnimi papirnatiimi (Ribičič, 1998; Longley et al., 2005). Tako se vsi pomembni terenski podatki shranijo v podatkovne baze. V njih so faktografski podatki ločeni od interpretacije, zato jih lahko uporabimo tudi pri nadaljnjih geoloških delih. Način dela z GIS-om zahteva od izdelovalcev karte normirano delo po istem postopku in uskladitev kart. Metodologija GIS-a omogoča vključevanje modernih statističnih metod, karte v digitalni obliki pa so uporabne za številne napovedi, tudi izven geologije.

Podatki so v GIS okolju največkrat zbrani v računalniški relacijski bazi. Ta omogoča enostavno iskanje in spreminjanje podatkov ter seveda povezavo z GIS okoljem ter ostalimi programi. V Sloveniji je bila nedavno zasnovana nacionalna baza hidrogeoloških podatkov za opredelitev teles podzemne vode Republike Slovenije (Hribernik in Prestor, 2004), ki vsebuje podatke o vodnih telesih, vodonosnikih ter o hidrogeoloških objektih v Sloveniji.

## 2.8 Enačbe toka in transporta

### 2.8.1 Darcyjev zakon

Tok podzemne vode skozi porozne kamnine opisuje Darcyjev zakon:

$$Q = -KA \frac{dh}{dL} \quad (2.29)$$

$Q$  = tlak [dolžina<sup>3</sup> čas<sup>-1</sup>]

$K$  = koeficient prepustnosti [dolžina čas<sup>-1</sup>]

$A$  = površina preseka [dolžina<sup>2</sup>]

$dh$  = razlika hidravličnih nivojev v sloju [dolžina]

$dL$  = debelina sloja [dolžina]

Eksperimentalni Darcyjev zakon velja le v določenem območju gradienta  $i$ , kjer je tok laminaren. Kjer je gradient zelo majhen ali zelo velik, linearna zveza med  $U$  in  $i$  ne velja več. Največkrat določimo mejo veljavnosti tam, kjer tok ni več laminaren in je torej Reynoldsovo število večje od 10 ali 100. Med  $Re = 10-100$  je tok prehoden, nad  $Re = 100$  pa turbulenten in tedaj Darcyjev zakon ne velja več (de Marsily, 1986; Bear in Verruijt, 1987). Darcyjev zakon odpove tudi pri zelo majhnih vrednostih  $i$ . Vrednosti za spodnjo mejo niso enolično določene, saj je gradient odvisen od vrste kamnin, npr. tipa in strukture glin (Kruseman in de Ridder, 1994). Reynoldsovo (brezdimenzijsko) število izračunamo po enačbi (Fetter, 2001):

$$Re = \frac{\rho q d}{\mu} \quad (2.30)$$

$\rho$  = gostota vode [masa dolžina<sup>-3</sup>]

$q$  = realna hitrost fluida [dolžina čas<sup>-1</sup>]

$d$  = premer kanala, skozi katerega teče tok [dolžina]

$\mu$  = koeficient dinamične viskoznosti [masa dolžina<sup>-1</sup> čas<sup>-1</sup>]

### 2.8.2 Difuzijska enačba

Tok v vodonosnikih opišemo z Laplaceovo enačbo, ki velja za stacionaren tok v izotropnih in homogenih vodonosnikih. Rešitev te enačbe opisuje vrednost hidravličnega nivoja  $h$  v katerikoli točki prostora v treh dimenzijah. Enačba je razen analize toka zelo

pomembna pri analizi drugih potencialnih pojavov, kot je npr. prenos toplote, elektroprevodnost, difuzija ipd.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \nabla^2 h = 0 \quad (2.31)$$

Če tok ni stacionaren in ima vodonosnik sposobnost skladiščenja vode, desna stran Laplaceove enačbe ni več enaka 0. Pri višjem piezometričnem nivoju  $h$  se bo določen delež vode uskladiščil v vodonosniku, pri padcu nivoja pa se bo del vode izcedil. Te vplive lahko upoštevamo tudi v matematični obliki, zavedati pa se moramo, da se enačbe za odprte in zaprte vodonosnike razlikujejo. Pri prvih se bo ob padcu gladine za določeno višino izcedila večja količina vode kot pri zaprtih vodonosnikih. Zaprti vodonosniki namreč po padcu tlaka ostanejo še vedno popolnoma zasičeni, medtem ko se pri odprtih pojavi nad vodno gladino nezasičena cona, iz katere se izcedi dodatna količina vode.

Konstanta, ki povezuje spremembe v volumnu vode na enoto prostornine pri dvigu ali padcu piezometrične višine, je za zaprte vodonosnike definirana kot *koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja*  $S_s$  (Bear in Verruijt, 1987):

$$\text{(desna stran difuzijske enačbe)} \quad \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.32)$$

$$S_s = \rho_w g(\alpha + n\beta) \quad (2.33)$$

$S_s$  = koeficient elastičnega uskladiščenja [dolžina<sup>-1</sup>], giblje se torej med  $10^2 \text{ m}^{-1}$  (zelo stisljive gline) in  $10^7 \text{ m}^{-1}$  (trde kamnine z majhno poroznostjo)

$\alpha$  = stisljivost matriksa, giblje se od  $10^{-8}$  do  $10^{-6} \text{ Pa}^{-1}$  za gline, od  $10^{-9}$  do  $10^{-7} \text{ Pa}^{-1}$  za peske in od  $10^{-10}$  do  $10^{-8} \text{ Pa}^{-1}$  za prode in razpoklinske vodonosnike (Kruseman in de Ridder, 1994)

$\beta$  = stisljivost vode (okoli  $4,4 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ )

$n$  = poroznost

Če omenjeni koeficient množimo z omočeno debelino vodonosnika  $d$  (torej za zaprte vodonosnike), dobimo *koeficient elastičnega uskladiščenja*  $S$  (brezdimenzijski):

$$S = S_s \cdot d \quad (2.34)$$

Difuzijska enačba, ki upošteva tudi uskladiščenje v zaprtih vodonosnikih, je torej:

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.35)$$

V odprtih vodonosnikih se vodna gladina giblje prosto pod vplivom gravitacije. Pri znižanju vodne gladine se iz teh vodonosnikov izcedi več vode kot iz zaprtih. Razmerje med izcejeno vodo ter volumnom kamnine in por je definirano kot *specifična izdatnost* (angl. *specific yield*),  $S_y$ . Neizcejeni del predstavlja retencijsko vezano vodo, ki se ne more izcediti gravitacijsko, njen delež pa označimo kot specifično retencijo ( $S_r$ ). Pri teh vodonosnikih lahko zanemarimo stisljivost vode ( $\rho = \text{konst.}$ ) kot tudi por ( $n = \text{konst.}$ ) in s tem precej poenostavimo enačbe.

V odprtih vodonosnikih se difuzijska enačba glasi:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( T_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.36)$$

oz. če je transmisivnost izotropna in konstantna v celotnem vodonosniku:

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_y}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.37)$$

$S_y$  = specifična izdatnost (*specific yield*)

Za tok v dveh dimenzijah je zgornja enačba znana pod imenom *Boussinesqova enačba* (Fetter, 2001):

$$\frac{\partial}{\partial x^2} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y^2} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S_y}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.38)$$

Enačba je skoraj identična difuzijski enačbi za zaprte vodonosnike, razlika je le v koeficientu, ki povezuje spremembo hidravličnega potenciala (nivoja) ter uskladiščenje v

volumnu:  $S$  v zaprtih vodonosnikih in  $S_y$  v odprtih. Difuzivnost je v tem primeru enaka  $D = T/S_y$ . Boussinesqova enačba ni linearna in zato razen v redkih enostavnih primerih ni analitično rešljiva. Težavo največkrat odpravimo z Dupuitovo aproksimacijo.

$S_y$  je precej večji od  $S$  in se večinoma giblje v mejah od nekaj % v glinah do 30 % v peskih in prodih (Domenico in Schwartz, 1998),  $S$  pa med  $10^{-6}$  in  $10^{-3}$ . Če upoštevamo, da je specifična izdatnost enaka vsoti koeficienta elastičnega uskladiščenja  $S$  in efektivne poroznosti  $n_e$  ( $S_y = S + n_e$ ) ter da je  $S$  zanemarljivo majhen v primerjavi z  $n_e$ , postane  $S_y$  približno enak  $n_e$  ( $S_y \approx n_e$ ).

Pri analizi toka velikih regionalnih vodonosnikov so opazili, da je vertikalna komponenta toka zanemarljiva v primerjavi s horizontalnima, tok podzemne vode je torej večinoma horizontalen. Ta pojav je prvi opazil Dupuit, zato se omenjena poenostavitev imenuje *Dupuitova aproksimacija*. Ta predpostavka ne drži v bližini razvodnic ter v okolici vodnjakov, kjer prihaja do opaznega vertikalnega toka. Kljub aproksimaciji so dokazali (Vuković in Soro, 1984), da pri Dupuitovi poenostavitvi enačba toka drži, nasprotno pa lahko aproksimirana gladina vode odstopa od realne. Enačba, ki velja v teh pogojih, je tako (Schwartz in Zhang, 2003):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K(x, y) h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(x, y) h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.39)$$

### 2.8.3 Vertikalno izcejanje

Če zaprt vodonosnik ni popolnoma izoliran od spodnjega ali zgornjega vodonosnika, se lahko med njimi pojavi izcejanje (angl. *leakage*). Vodonosnik je v tem primeru polzaprt ali polodprt. Izcejanje opišemo enostavno z Darcyjevim zakonom in ga kot dodaten člen vključimo v omenjene difuzijske enačbe (Fetter, 2001). Primer difuzijske enačbe nestacionarnega toka v dveh dimenzijah v zaprtem vodonosniku je tako:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{e}{T} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.40)$$

$$e = K' \frac{(h_0 - h)}{b'} \quad (2.41)$$

$e$  = faktor vertikalnega izcejanja (angl. leakage factor)

$h_0$  = nivo v zgornjem delu akvitarada

$h$  = nivo v vodonosniku, tik pod akvitarodom

$b'$  = debelina akvitarada

$K'$  = vertikalni koeficient prepustnosti akvitarada

Koeficient vertikalnega izcejanja  $B$  je definiran tudi kot (Fetter, 2001; Vižintin, 1998):

$$B = \sqrt{\frac{K \cdot b}{K' \cdot b'}} \quad \text{oz.} \quad B = \sqrt{T \frac{b'}{K'}} \quad (2.42)$$

$K$  = horizontalni koeficient prepustnosti vodonosnika

$b$  = debelina vodonosnika

$T$  = transmisivnost vodonosnika ( $T=kb$ )

$K'$  = vertikalni koeficient prepustnosti akvitarada (polprepustne plasti)

$b'$  = debelina akvitarada (polprepustne plasti)

#### 2.8.4 Anizotropnost

Difuzijska enačba se v splošnem za anizotropen prostor glasi:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.43)$$

Velikokrat naletimo na pogoje, ko vodonosnik ni izotropen, zato se vrednosti  $K$  razlikujejo. Največkrat sta vrednosti  $K_x$  in  $K_y$  enaki, prepustnost se spreminja le po vertikali. Problem anizotropnosti v dveh dimenzijah najlažje rešimo tako, da spremenimo razdalje v anizotropnem prostoru, katerega transformiramo v izotropen prostor. V dvodimenzionalnem prostoru tako npr. skrcimo ali raztegnemo os  $x$ , dokler ni vrednost  $K_x$  enaka  $K_y$ .

#### 2.8.5 Robni in začetni pogoji

Pri reševanju diferencialnih enačb za nestacionarni tok moramo upoštevati še robne pogoje. Enačbe same določajo le način toka, ne upoštevajo pa realnih pogojev v naravi, kjer se vodonosniki ne raztezajo neskončno daleč. Če teh pogojev ne upoštevamo, imajo enačbe neskončno rešitev. Robni pogoji nam določajo, kako sistem, v katerem veljajo določene

enačbe, komunicira z okolico (Bear in Verruijt, 1987). Pri opisovanju toka podzemne vode poznamo tri vrste robnih pogojev.

*Dirichletovi pogoji* (robni pogoj prvega tipa). Ta pogoj je podan z določeno gladino vode,  $h$  je torej neodvisen od pogojev toka v vodonosniku. Primer v naravi je reka, v katero se drenira podzemna voda ali pa ta iz reke izteka v vodonosnik, ob tem pa se gladina reke ne spreminja.

$$h = f(x, y, z, t) \quad (2.44)$$

*Neumanovi pogoji* (robni pogoj drugega tipa). V tem primeru je določen pretok vode. Ta je lahko konstanten ali pa je enak 0, zato ločimo dva primera:

- $q = -K \partial h / \partial x = konst$  pri meji s konstantnim pretokom. V naravi je tak primer infiltracija padavin, črpanje ali nalivanje v vodnjake itd.
- $q = -K \partial h / \partial x = 0$  pri neprepustni meji. Ta pogoj se uporablja za stik vodonosnika z njegovo neprepustno podlago ter za neprepustne meje (npr. prelom).

$$\frac{\partial h}{\partial n} = f(x, y, z, t) \quad (2.45)$$

*Fourierjevi oz. Cauchyjevi pogoji* (robni pogoj tretjega tipa). Ti pogoji se uporabljajo bolj redko, predstavljajo pa kombinacijo prejšnjih dveh. Gre torej za situacijo, ko je gladina konstantna, obenem pa je določen tudi pretok. V naravi so take razmere npr. v zablatenih polprepustnih rečnih koritih, kjer je gladina vode v strugi odvisna od pretoka vode.

Poleg pglavitnih treh robnih pogojev obstajajo še dodatni, kot so tok vode s prosto gladino, pronicanje skozi površino z izviri, pogoji vodonosnika z znanim končnim volumnom ter robnimi pogoji med dvema poroznima medijema (Bear in Verruijt, 1987). Vsi opisani pogoji lahko otežijo analitično reševanje diferencialnih enačb do take mere, da enačbe analitično niso več rešljive. Takrat si pomagamo z numeričnimi modeli, pri katerih analitične formule nadomestimo s približnimi ter tako po določenem številu korakov (iteracij) izračunamo iskane vrednosti. Seveda zaradi zahtevnih matematičnih operacij za modeliranje uporabljamo računalniške programe, med katerimi so za modeliranje toka podtalnice najbolj znani MODFLOW, GMS, PMWIN in FEFLOW.



Poleg robnih pogojev moramo za rešitev diferencialne enačbe poznati tudi začetne pogoje. Največkrat jih podajamo za rešitev enačb toka v nestacionarnih pogojih, pri katerih poznamo vrednosti parametrov ob času 0, npr.  $h(x,y,z,0) = h_0(x,y,z)$ .

## 2.9 Masni transport v podzemnih vodah

Vsa raztopljena masa se v podzemnih vodah giblje kot raztopina. Poznavanje procesov, ki opisujejo tok raztopin, je bistvenega pomena, kadar želimo določiti, kako se bo onesnaženje podzemne vode širilo skozi vodonosnik. Ko namreč onesnaževalo (kontaminant) pride v stik s podzemno vodo, ga zajamejo različni procesi, ki določajo tok raztopljenih ionov. S skupnim imenom jim pravimo *masni transport* ali tudi *prenos snovi* v raztopinah (*angl. mass transport* ali *solute transport*). Proces ni samo eden, temveč jih je več. Ločimo jih na advekcijo, difuzijo, disperzijo, sorpcijo in na radioaktivni razpad. Pri analizi masnega transporta so najpomembnejši prvi trije, manj učinkovita pa sta zadnja dva.

V nadaljevanju so opisani zgornji procesi, ki kontrolirajo transport raztopljenih snovi v raztopinah. Vsi procesi veljajo za kamnine z medzrnsko poroznostjo, prav tako pa osnovni principi in enačbe veljajo tudi za razpoklinske vodonosnike. V teh poteka tok raztopin tako v razpokah kot tudi v matriksu, razen tega pa obstaja tudi tok med obema. V primerjavi z medzrnskimi vodonosniki je za razpoklinske pomembnejši proces difuzije iz razpok v matriks (Lapcevic et al., 1999). Omenjam le perkolacijsko teorijo (Rivard in Delay, 2004), obravnavano v poglavju 2.7.5.

### 2.9.1 Advekcija

Advekcija (konvekcija) je transport raztopin, ki se pojavlja le zaradi premikanja podzemnih vod z določeno hitrostjo. To lahko določimo enostavno iz Darcyjevega zakona:

$$v_x = -\frac{K}{n_e} \frac{dh}{dx} \quad (2.46)$$

$v_x$  = povprečna linearna hitrost  
 $K$  = koeficient prepustnosti [dolžina čas<sup>-1</sup>]  
 $n_e$  = efektivna poroznost [-]  
 $dh/dx$  = hidravlični gradient [-]

Spremembo koncentracije s časom lahko zapišemo tudi kot:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v_x \frac{\partial C}{\partial x} \quad (2.47)$$

$C$  = koncentracija v raztopini [masa dolžina<sup>-3</sup>]

$\partial C/\partial t$  = sprememba koncentracije s časom [masa dolžina<sup>-3</sup>čas<sup>-1</sup>]

$dC/dx$  = gradient koncentracije [masa dolžina<sup>-2</sup>]

Če je prisoten le proces advekcije, potujejo raztopine z enako hitrostjo kot podzemna voda. Tako lahko enostavno napovemo, s kakšno koncentracijo se bodo v prostoru in času nahajali določeni ioni in molekule. Toda večinoma delujejo na transport raztopljenih snovi še ostali spodaj opisani procesi, ki zapletejo opis toka.

### 2.9.2 Difuzija

Difuzija je proces na mikroskopskem nivoju, kjer se v vodi raztopljeni ioni in molekule premikajo v smeri iz večje koncentracije proti manjši. Opišemo jo lahko z dvema zakonoma (Fetter, 2001).

*Prvi Fickov zakon* opisuje tok raztopine v stacionarnih pogojih (tu podan za eno dimenzijo,  $x$ ):

$$F = -D \frac{dC}{dx} \quad (2.48)$$

$F$  = masni tok

$D$  = difuzijski koeficient [dolžina<sup>2</sup>čas<sup>-1</sup>]

Difuzijski koeficient se giblje v mejah od  $1 \cdot 10^{-9}$  do  $2 \cdot 10^{-9}$  m<sup>2</sup>/s (Lapcevic et al., 1999).

*Drugi Fickov zakon* velja za nestacionarni tok:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (2.49)$$

V poroznih kamninah raztopljene snovi ne morejo potovati tako hitro kot v vodi, saj je potovalna pot daljša zaradi zavatih poti med zrni kamnin. Zato moramo upoštevati koeficient efektivne molekularne difuzije,  $D^*$ :

$$D^* = \omega D \quad (2.50)$$

$\omega$  = empirični koeficient, dobljen z laboratorijskimi poizkusi (ponavadi med 0,01 in 0,5).

Na difuzijo vpliva precej procesov, ki otežujejo njeno kvantitativno opredelitev. Tako se npr. različno veliki in različno nabiti ioni gibljejo drugače, razen tega pa lahko na površini mineralov potekajo tudi procesi sorpcije. Vseeno je difuzija precej pomembna še posebej takrat, ko se podzemna voda ne premika (ko je hidravlični gradient enak 0), oz. ko se premika izredno počasi. V glinah in ostalih zelo slabo prepustnih kamninah je lahko tako proces difuzije hitrejši kot tok podzemne vode.

### 2.9.3 Disperzija

Mehanično disperzijo ločimo na longitudinalno v smeri toka in na lateralno oz. transverzalno pravokotno na smer toka. Prvo disperzijo povzroča hitrost vode, drugo pa zavrtost poti med zrni kamnine. Disperzija se lahko pojavlja tudi pri pogojih laminarnega toka. Vzrokov, zakaj pride do tega procesa, je več. Ko se voda premika skozi pore, se giblje hitreje v centrih por kot ob straneh, obenem se nekaj vode giblje po daljši poti, nekaj po krajši in navsezadnje se voda, ki teče skozi večje pore, giblje hitreje kot tista, ki teče skozi manjše.

Procesov molekularne difuzije in mehanične disperzije največkrat ne moremo ločiti. Zato uvedemo koeficient hidrodinamične disperzije,  $D_L$ , ki združuje oba procesa. Za eno dimenzijo ga lahko zapišemo z enačbo:

$$D_L = a_L v_x + D^* \quad (2.51)$$

$$D_T = a_T v_x + D^* \quad (2.52)$$

$D_L$  = longitudinalni koeficient hidrodinamične disperzije

$D_T$  = lateralni oz. transverzalni koeficient hidrodinamične disperzije

$a_L$  = dinamična longitudinalna disperzivnost

$a_T$  = dinamična transverzalna disperzivnost

$v_x$  = povprečna hitrost podzemne vode

$D^*$  = koeficient efektivne molekularne difuzije

Enačba hidrodinamične disperzije (adveksijsko-disperzijska enačba) je v eni dimenziji podana kot:

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.53)$$

Sprememba koncentracije s časom je torej odvisna od spremembe koncentracije zaradi difuzije (prvi člen enačbe) ter od advekcije (drugi člen enačbe).

Z upoštevanjem začetnega pogoja  $C(x,0) = 0$  ter robnih pogojev  $C(0,t) = C_0$  in  $C(\infty,t) = 0$  dobimo rešitev enačbe (Lapcevic et al., 1999), ki je podana kot koncentracija v odvisnosti od razdalje  $x$  od vnosa vnešene mase s koncentracijo  $C_0$  v času  $t$ :

$$C(x,t) = \frac{C_0}{2} \left[ \operatorname{erfc} \left( \frac{x - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) + \exp \left( \frac{v_x x}{D_L} \right) \operatorname{erfc} \left( \frac{x + v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (2.54)$$

$C$  = koncentracija

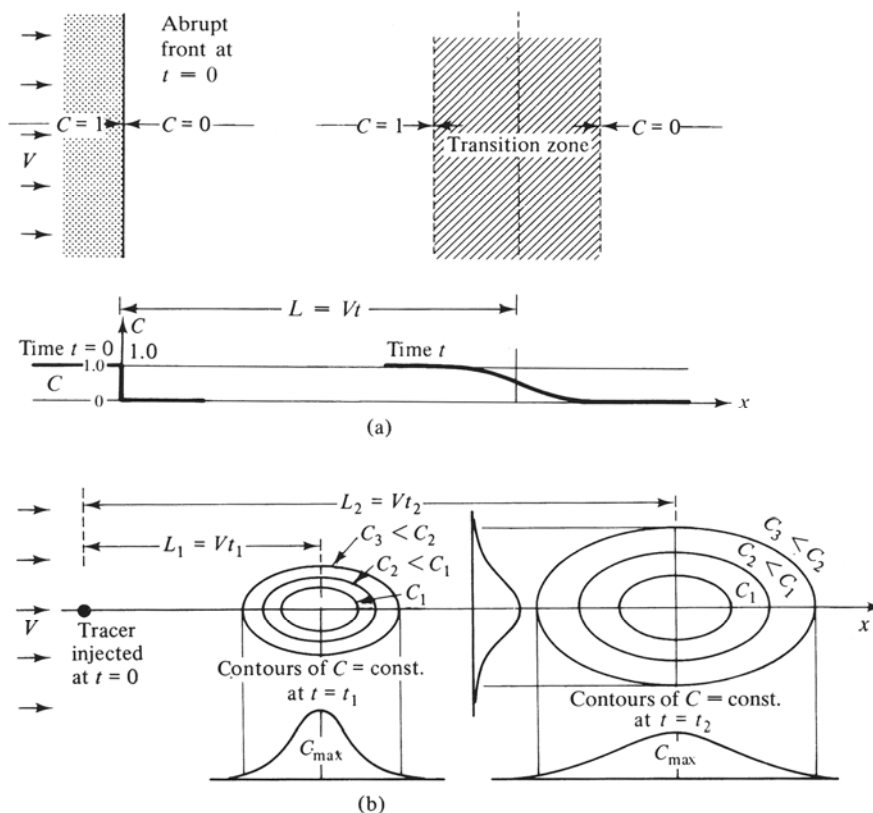
$C_0$  = začetna koncentracija

$x$  = dolžina poti toka

$\operatorname{erfc}$  = komplementarna funkcija napake, tabelirana

Iz rešitve difuzijske enačbe pri upoštevanju robnih pogojev sledi, da je koncentracija tako v smeri toka kot tudi pravokotno nanj porazdeljena po normalni Gaussovi krivulji. Zaradi hidrodinamične disperzije pride do pojava neostre meje pri preboju koncentracije, ko ta potuje z določeno hitrostjo skozi porozno kamnino (Sl. 2.27).

Sl. 2.27 Razširjanje mase v raztopini pri procesu disperzije (Bear in Verruijt, 1987).



#### 2.9.4 Sorpcija

Med procese, ki nadzirajo masni transport, sodi tudi *sorpcija*. Definirana je kot izmenjava ionov in molekul med trdno (minerale) in tekočo fazo (voda). Zajema tako adsorpcijo (vezavo ionov in molekul na minerale) kot desorpcijo (obraten proces). Pri vezavi se koncentracija ionov oz. molekul v raztopini zmanjša, zato pride ob tem do zakasnitve v primerjavi s tokom podzemne vode oz. do *retardacije*. To opišemo z retardacijskim faktorjem  $R_a$ :

$$R_a = 1 + \frac{(1-n)\rho_s}{n} K_d \quad (2.55)$$

$R_a$  = faktor zadrževanja [-], giblje se v mejah od 1 do 10.000

$n$  = poroznost [-]

$\rho_s$  = gostota trdnih delcev [masa dolžina<sup>-3</sup>]

$K_d$  = koeficient porazdelitve [dolžina<sup>3</sup> masa<sup>-1</sup>]

Hitrost potovanja raztopljenih snovi v vodi je tako:

$$v_c = \frac{v}{R_a} \quad (2.56)$$

Advekcijsko-disperzijska enačba pa se glasi:

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{v_x}{R_a} \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.57)$$

### 2.9.5 Radioaktivni razpad

V vodi se lahko pojavljajo tudi radioaktivne snovi, ki sčasoma same razpadajo, tako da se njihova koncentracija znižuje. Podobno kot sorpcija je ta proces v primerjavi z advekcijo, disperzijo in difuzijo manj pomemben, vsekakor pa ga je potrebno omeniti. Proces upadanja koncentracije poteka po enačbi:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\lambda C \quad (2.58)$$

$\lambda$  = konstanta radioaktivnega razpada [čas<sup>-1</sup>]

Z integriranjem zgornje enačbe dobimo enostavno rešitev:

$$C = C_0 e^{-\lambda t} \quad (2.59)$$

### 2.9.6 Transport v razpoklinskih vodonosnikih

V kraško-razpoklinskih vodonosnikih delujejo do neke mere podobni procesi kot v medzrnskih, tako da imajo temeljno vlogo advekcija, difuzija in disperzija. Pogosto se po načelu dvojne poroznosti poleg poroznosti razpok pojavita tudi poroznost matriksa in kraških kanalov. Glavni procesi, ki vplivajo na koncentracijo snovi, so (Domenico in Schwartz, 1998; Čenčur Curk, 2002): difuzija iz razpok v matriks, raznolikost toka znotraj razpok zaradi hrapavosti ploskev razpoke (kanalski efekt oz. *channeling*; Tsang in Neretnieks, 1998),

mešanje fluidov na sečiščih, raznolikost hitrosti toka zaradi različnih velikosti razpok ali različne gostote razpok. Zaradi teh efektov je opis prenosa snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih bistveno bolj zahteven kot v medzrnskih, saj se namesto ene krivulje prihoda sledila ta pojavljajo večkrat zaradi številnih možnih poti po razpokah in kanalih skozi vodonosnik (Jenko, 1959; Tsang, 1993).

Enačba transporta je podobna enačbi za kamnine z medzrnsko poroznostjo, pri upoštevanju efekta dvojne poroznosti pa dobi obliko (de Marsily, 1986):

$$\operatorname{div}(\bar{D}\operatorname{grad}C - C\bar{v}) = n_e \frac{\partial C}{\partial t} + (n - n_e) \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (2.60)$$

$n_e$  = efektivna poroznost [-]

$(n - n_e)$  = poroznost nemobilne vode v razpokah in porah matriksa

$C$  = koncentracija snovi v razpokah

$C'$  = srednja koncentracija v matriksu

$\bar{D}$  = tenzor disperzije

$\bar{v}$  = Darcyjeva hitrost

Temeljno vlogo ima poroznost in prepustnost matriksa, saj je poglobitni proces v njem difuzija, kadar matriks ni prepusten, ter advekcija, ko je ta opazno prepusten.

### 2.9.7 Transport v razpoklinskih vodonosnikih s fraktalno dimenzijo toka

Hitrosti onesnaževal so lahko bistveno večje ali počasnejše v vodonosnikih, v katerih dimenzija toka ni enaka 2. Modeli (van Tonder et al., 2002; Riemann et al., 2002) kažejo, da so hitrosti v primerih, ko je  $n < 2$ , večje od tistih, pridobljenih z radialnimi modeli. Nasprotno so hitrosti manjše, kjer je  $n > 2$ . Transport in transportni parametri so bolj odvisni od geometrije toka kot od hidravličnih lastnosti vodonosnika (Riemann et al., 2002).

Določili so teoretične osnove in enačbe za tri modele sledilnih poizkusov v vodnjakih, odvisno od tega, ali je na voljo le en vodnjak ali tudi piezometer. Modeli so določeni za tri sledilne poizkuse, opisane v nadaljevanju.

**Point-dilution testi.** Pri tej vrsti sledilnih poizkusov, kjer izrabimo naravni tok podzemne vode in ne povzročamo umetnega gradienta, v vodnjak hipno vnesemo sledilo, ki ga nato naravni tok podzemne vode razredči. Koncentracija sledila v vodnjaku zato upada, iz podatkov o znižanju koncentracije pa lahko izračunamo hitrost toka podzemne vode:

$$q = \frac{W}{\alpha A t} \ln\left(\frac{C_0}{C}\right) \quad (2.61)$$

$q$  = Darcyjeva hitrost

$W$  = volumen fluida, uporabljenega pri testu

$A$  = površina, pravokotna na smer toka

$C_0$  = koncentracija sledila ob času  $t = 0$

$C$  = koncentracija sledila ob času  $t$

$\alpha$  = empirični koeficient vrtine (med 0,5 in 4)

Pri upoštevanju Barkerjevega modela (1988), kjer je dimenzija toka fraktalna, dobimo enačbo za površino toka  $A$ , ki jo uporabimo v zgornji enačbi:

$$A = \frac{r_w^{n-1} \pi^{\frac{n}{2}} b^{3-n}}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \quad (2.62)$$

**Single well-injection-withdrawal testi.** Pri teh testih uporabimo metodo vnosa sledila in ponovnega črpanja sledila na enem vodnjaku. Po hipnem vnosu pustimo, da naravni tok sprva odnese sledilo stran od vodnjaka, nato pa ga po določenem času pričnemo črpati nazaj. Hitrost podzemne vode nato določimo po modificirani enačbi (Hall et al., 1991):

$$v = \left[ \frac{Q t_p}{\beta b^{3-n} t_d^n K i} \right]^{\frac{1}{n-1}} \quad (2.63)$$

$v$  = hitrost podzemne vode (=  $q/\varepsilon$ )

$Q$  = pretok v času črpanja sledila

$t_p$  = čas od pričetka črpanja do časa povratka večine sledila

$\varepsilon$  = kinematična poroznost

$D$  = debelina vodonosnika

$t_d$  = čas od vnosa sledila do časa povratka večine sledila

$K$  = horizontalni koeficient prepustnosti

$i$  = horizontalni hidravlični gradient

**Radialno-konvergentni testi.** Pri teh uporabimo vodnjak in piezometer, pri čemer v vodnjaku črpamo vodo toliko časa, da se vzpostavi stacionarno stanje. Takrat v bližini vodnjaka v piezometer vnesemo sledilo in merimo koncentracije v črpanem vodnjaku.



Podobno kot pri prejšnjem poizkusu tudi tu ustvarimo umetni gradient podzemne vode. Koncentracijo izračunamo iz enačbe (van Tonder et al., 2002):

$$c(r, t) = \frac{\Delta M}{2Q\sqrt{\pi\alpha_L vt^3}} \exp\left[-\frac{(r - vt)^2}{4D_L t}\right] \quad (2.64)$$

$\Delta M$  = masa vnešenega sledila

$\alpha_L$  = longitudinalna disperzija

$D_L$  = koeficient longitudinalne disperzije

$r$  = radialna razdalja med vodnjakom in piezometrom

$D$  = debelina vodonosnika

Če iz zgornje enačbe s sledilnim poizkusom določimo spreminjanje koncentracije s časom ter upoštevamo površino toka  $A$ , lahko izračunamo hitrost podzemne vode ( $v = Q/\varepsilon A$ ).

$$A = \frac{r_w^{n-1} \pi^{\frac{n}{2}} b^{3-n}}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \quad (2.65)$$

## 2.10 Enačba toka v kraško-razpoklinskih vodonosnikih

Različno od toka v kamninah z medzrnsko poroznostjo poteka tok v razpoklinskih vodonosnikih ne le v porah med zrni ali med delci kamnin, temveč tudi v razpokah. Temeljna razlika med medzrnskimi in kraško-razpoklinskimi kamninami je v tem, da razen hidravličnega gradienta vpliva na tok in prenos snovi tudi povezanost razpok. Enačbe, s katerimi opisujemo gibanje vode in v njej raztopljenih delcev, se zato bistveno razlikujejo od že naštetih. Tako npr. ne moremo več predpostaviti, da je tok laminaren, saj se v širokih odprtih razpokah pogosto pojavi turbulenca, ki je matematično težko opisljiva. Prav tako tudi težje predvidimo pot onesnaževal skozi razpokan vodonosnik, saj so hitrosti potovanja v matriksu (med zrni) precej različne kot v razpokah.

V nadaljevanju bom opisal pogloblitve značilnosti in enačbe toka v kamninah z razpoklinsko poroznostjo, nato pa tudi metode črpalnih poizkusov v teh kamninah.

### 2.10.1 Navier-Stokesova enačba

Če želimo natančno opisati tok v kamninah, uporabimo namesto Darcyjevega zakona Navier-Stokesove enačbe. Te povezujejo spremembe vodnega tlaka (gladine) v prostoru in času v odvisnosti od viskoznosti fluida, njegove hitrosti in gostote. V nadaljevanju podajam izpeljavo enačbe toka v razpokah s pomočjo Navier-Stokesovih enačb. Za vsako izmed treh smeri v prostoru (tu označene z  $x^i$ ) obstaja določena enačba (de Marsily, 1986):

$$\frac{\partial p}{\partial x^i} - \left( \zeta + \frac{\mu}{3} \right) \frac{\partial}{\partial x^i} (\operatorname{div} \mathbf{q}) - \mu \nabla^2 v^i = \rho \left( F^i - \frac{dq^i}{dt} \right) \quad (2.66)$$

$p$  = tlak [masa dolžina<sup>-1</sup> čas<sup>-2</sup>]

$x_i$  = prostorska spremenljivka [dolžina]

$\zeta$  = koeficient volumske viskoznosti (zanemarljiv v primerjavi s  $\mu$ ) [masa dolžina<sup>-1</sup> čas<sup>-1</sup>]

$\mu$  = koeficient dinamične viskoznosti [masa dolžina<sup>-1</sup> čas<sup>-1</sup>]

$v$  = realna hitrost fluida [dolžina čas<sup>-1</sup>],  $q_x, q_y, q_z$  = komponente hitrosti

$\nabla^2$  = Laplaceov operator

$\rho$  = gostota [masa dolžina<sup>-3</sup>]

$F_i$  = komponenta sil, ki delujejo na telo [dolžina čas<sup>-2</sup>]

$t$  = časovna spremenljivka [čas]

Navier-Stokesove enačbe v praksi niso uporabne za porozne medije, saj ne vemo natančno, kaj se na mikroskopskem nivoju dogaja s tlaki in hitrostmi v porah. Zato smo prisiljeni upoštevati zakone v makroskopskem merilu, med katere sodi Darcyjev zakon (de Marsily, 1986).

Večinoma proučujemo le tok podzemne vode brez vplivov zunanjih sil, saj le malo vplivajo na tok. Zanemarljivo na tok vplivajo naslednji faktorji (de Marsily, 1986):

- gradient električnega potenciala (*grad E*): voda se premika z območja z višjo proti območju z nižjo napetostjo,
- gradient kemične koncentracije (*grad C*): tok je usmerjen iz con z veliko koncentracijo proti conam z manjšo koncentracijo in
- termični gradient (*grad  $\theta$* ): voda teče iz območij z višjo proti območjem z nižjo temperaturo.

### 2.10.1.1 Stacionarni tok v razpoki

Če želimo določiti tok v razpoki, predpostavimo, da je fluid nestisljiv, nanj pa ne delujejo nobene zunanje sile, če ne upoštevamo gravitacije ali zunanjih hidrostatičnih tlakov. V tem primeru lahko Navier-Stokesovo enačbo za tok v smeri  $x$  zapišemo kot:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \mu \frac{\partial^2 v_x}{\partial z^2} \quad (2.67)$$

Po izpeljavi in upoštevanju robnih pogojev (de Marsily, 1986), dobimo pri integraciji toka  $q$  po širini razpoke  $b$  enačbo za tok v razpoki debeline  $e$ :

$$q = \int_0^e b v_x dz = be \frac{e^2}{12\mu} \frac{p_2 - p_1}{L} \quad (2.68)$$

Celoten pretok  $Q$  skozi sistem razpok dobimo, če upoštevamo, da je na globini  $l$  število vzporednih razpok  $N$ , pretok ( $Q = Nq$ ) pa teče skozi presek  $A = bl$ . Poroznost  $n$  je enaka  $n = Ne/l$ .

$$Q = A \frac{ne^2}{12} \frac{1}{\mu} \frac{p_2 - p_1}{L} \quad (2.69)$$

Pretok je torej sorazmeren s presekom  $A$  in gradientom pritiska  $(p_1 - p_2)/L$  ter obratno sorazmeren z viskoznostjo  $\mu$ . Koeficient sorazmernosti je v tem primeru  $ne^2/12$ .

Zgornjo enačbo lahko izrazimo tudi s koeficientom prepustnosti (Domenico in Schwartz, 1998):

$$K = \frac{\rho_w g N e^3}{12\mu} \quad (2.70)$$

$N$  = število razpok

Iz te enačbe podobno kot prej določimo odvisnost pretoka od omenjenih parametrov, enačbi pa pravimo *kubični zakon* (angl. *cubic law*). Zanj velja:

$$Q = \frac{\rho_w g e^2}{12\mu} (ew) \frac{\partial h}{\partial L} \quad (2.71)$$

$w$  = širina razpoke pravokotno na smer toka  
 $\partial h/\partial L$  = gradient v smeri toka

S poizkusi v laboratorijih so pokazali, da kubični zakon za tok v razpokah velja tudi, kadar razpoke niso idealno gladke (Witherspoon et al., 1980). Realne razpoke so namreč večinoma hrapave oz. se na določenih mestih stikajo. Ti stiki predstavljajo ovire za tok v primerjavi z vzporednimi stenami idealnih razpok. Površina razpok je nepravilna in dostikrat samoafina (*self-affine*) (Berkowitz, 2002). Hurstov eksponent je  $H \approx 0,8$ , ne glede na tip kamnine.

Ker je tok sorazmeren s tretjo potenco odprtosti razpoke, ta odločilno vpliva na pretakanje. Tako je npr. razpoka širine 1 mm hidravlično ekvivalentna 1000 razpokam, širokim 0,1 mm. Zaradi geometrije, gostote in povezanosti razpok je posledično tudi tok in prenos snovi bistveno hitrejši v razpoklinskih ter seveda v kraško-razpoklinskih kot v medzrnskih vodonosnikih.

#### 2.10.1.2 Tok v cevi krožnega preseka s polmerom $r$

Kadar želimo opisati tok v kraškem kanalu, lahko kanal aproksimiramo s cevjo krožnega preseka. Ob tem seveda zanemarimo hrapavost sten, ki je sicer v naravi precej značilen pojav. Prav tako ne moremo upoštevati razdeljenih poti, spreminjanja preseka zaradi ovir ipd. Izpeljava enačbe je dokaj enostavna; če Navier-Stokesovo enačbo za tok v smeri  $x$  zapišemo v polarnih koordinatah (de Marsily, 1986), dobimo:

$$\frac{dp}{dx} = \mu \frac{d^2 v}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dv}{dr} \quad (2.72)$$

Integracija vodi do:

$$q = \frac{\pi^4}{8\mu} \frac{p_1 - p_2}{L} \quad (2.73)$$

Če porozni medij s površino preseka  $A$  tvori  $N$  vzporednih kanalov enakega polmera  $r$ , poroznost pa je enaka  $n = N\pi r^2/A$ , lahko celoten pretok zapišemo kot  $Q = N \cdot e$ :

$$Q = A \frac{nr^2}{8} \frac{1}{\mu} \frac{p_2 - p_1}{L} \quad (2.74)$$

Očitno je enačba zelo podobna enačbi za tok v razpoki, saj je pretok odvisen od istih parametrov, razlikuje se le sorazmernostni koeficient.

### 2.10.1.3 Tok pod vplivom zunanjih sil

Če želimo pri analizi toka skozi razpoko upoštevati tudi silo gravitacije, moramo orientirati razpoko vertikalno v ravnini  $y$ - $z$ , členu v smeri  $z$  pa dodati še naslednji člen:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \mu \frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2} - \rho g \quad (2.75)$$

Po integriranju dobimo enačbo za pretok v smeri  $x$ , podobno kot pri toku v razpoki:

$$Q = A \frac{ne^2}{12} \frac{1}{\mu} \left( \frac{p_2 - p_1}{L} - \rho g \right) \quad (2.76)$$

Če zgornjo enačbo posplošimo za vse smeri v prostoru, dobimo zvezo:

$$Q = -A \frac{ne^2}{12} \frac{\rho g}{\mu} \text{grad } h \quad (2.77)$$

$$h = p/\rho g + z \text{ in } \rho g \cdot \text{grad } h = \text{grad } p + \rho g \cdot \text{grad } z.$$

Če primerjamo hitrosti  $v = Q/A$  v izpeljanih enačbah z enačbo Darcyjevega zakona, je podobnost med njimi očitna:

$$\text{Darcyjev zakon:} \quad v = -\frac{\rho g}{\mu} \text{grad } h \cdot k \quad (2.78)$$

$$\text{Tok v razpokah:} \quad v = -\frac{\rho g}{\mu} \text{ grad } h \cdot \frac{ne^2}{12} \quad (2.79)$$

$$\text{Tok v cevi (kanalu):} \quad v = -\frac{\rho g}{\mu} \text{ grad } h \cdot \frac{ne^2}{8} \quad (2.80)$$

Tok je torej v vseh primerih odvisen od enakih parametrov, spreminja se le sorazmernostni koeficient.

Tok v razpokah je lahko laminaren ali turbulenten, kar opišemo z že omenjenim Reynoldsovim številom ( $Re$ ). Laminarni tok velja v tem primeru za »klasičen hidravlični primer« toka v cevi z gladkimi stenami. Toda ker razpoke večinoma niso idealno gladke, razen tega pa so tudi ploskve, je potrebno upoštevati še njihovo hrapavost. Tudi ta faktor vpliva na način pretakanja, opišemo pa ga z koeficientom relativne hrapavosti  $R_r$  (de Marsily, 1986):

$$R_r = \frac{\varepsilon}{D_h} = \frac{\varepsilon p}{4S} \quad (2.81)$$

$\varepsilon$  = povprečna višina hrapavosti

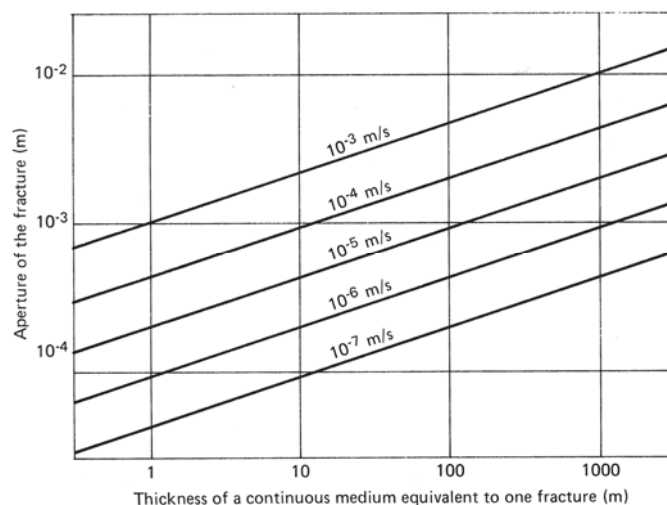
$D_h$  = hidravlični omočeni premer

$p$  = zunanji obseg preseka območja toka

$S$  = površina preseka toka v razpoki

### 2.10.2 Primerjava ekvivalentnega koeficienta prepustnosti v kamninah z medzrnsko in razpoklinsko poroznostjo

Na naslednji sliki (Sl. 2.28) je prikazana primerjava koeficienta prepustnosti v kamninah z medzrnsko poroznostjo ter ekvivalentnega koeficienta v kamnini z eno razpoko (de Marsily, 1986). Vidimo lahko, da je pretok skozi 100 m debelo plast kamnine z medzrnsko poroznostjo, ki ima koeficient prepustnosti enak  $10^{-7}$  m/s, enak pretoku toka skozi eno razpoko z odprtino le 0,2 mm.

Sl. 2.28 Ekvivalentni  $K$  v kamninah z medzrnsko poroznostjo in v razpoki (de Marsily, 1986).

### 2.10.3 Koeficient prepustnosti v razpoklinskih vodonosnikih

Koeficient prepustnosti  $K$  z globino upada, saj se zaradi litostatičnih tlakov ter ostalih faktorjev razpoke z globino večinoma zapirajo. V karbonatih vpliva na odprtost razpok tudi prisotnost ogljikovega dioksida, ki povzroči raztapljanje karbonatnih mineralov.  $\text{CO}_2$  je največ v zgornjih delih tal, njegova vsebnost pa z globino upada. Odvisnost  $K$  od globine je določena z empirično zvezo, ki pa ni enolično določena. Tako so npr. za magmatske kamnine določili različne odvisnosti (de Marsily, 1986):

$$K(z) = (K_s)(10^{-z/1}) \quad (2.82)$$

$$K(z) = (K_s)(z^{-2,5}) \quad (2.83)$$

$$K(z) = (K_s)(z^{-1,6}) \quad (2.84)$$

### 2.11 Črpalni poizkusi v razpoklinskih vodonosnikih

Najbolj zanesljive podatke o hidravličnih parametrih vodonosnika omogočajo črpalni poizkusi. Metod izvedbe poizkusov in načinov njihove obdelave je precej, določene so glede na izvedbo poizkusa in lastnosti vodonosnika. Črpalne poizkuse večinoma ločimo glede na način toka v vodonosniku, na poizkuse v kamninah z medzrnsko in na poizkuse v kamninah z razpoklinsko poroznostjo.

Skoraj v vseh kamninah se pojavljajo razpoke, ki nastanejo zaradi različnih vzrokov, v vsakem primeru pa precej vplivajo na pretok vode in ostalih fluidov v kamninah. Enačbe, ki opisujejo tok v kamninah z medzrnsko poroznostjo, v takih primerih ne opisujejo več zadovoljivo toka v razpoklinskih vodonosnikih. Izjema so le kamnine, ki imajo zelo slabo prepusten matriks in so zelo gosto prežete z razpokami. V tem primeru se bo vodonosnik obnašal kot sistem z medzrnsko poroznostjo in takrat lahko z določenimi poenostavitvami uporabimo tudi metode za že opisane črpalne poizkuse (Kruseman in de Ridder, 1994).

Pri analizi črpalnih poizkusov je problematična prostorska razporeditev razpok, ki jo le redko natančno določimo. Za to uporabljamo številne metode raziskav, npr. geofizikalne, terenske, itd. Cilj vseh pa je določiti ustrezno geometrijo, ki jo nato uporabimo v modelu. Metode črpalnih poizkusov predpostavljajo več različnih modelov, ki se v glavnem ločijo na modele z eno vertikalno ali horizontalno razpoko ter na sisteme z dvojno poroznostjo, kjer ločeno upoštevamo hidravlične lastnosti matriksa in razpok. V vsakem primeru so ti modeli zelo grob približek realnega stanja v naravi. Poseben pristop, ki je v uporabi najmanj časa, predstavljajo metode, ki temeljijo na fraktalnih lastnostih prevodnih razpok (Barker, 1988; Lods in Gouze, 2004; Hydrosolve, 2006). Predpostavljajo, da je dimenzija toka v mrežah razpok fraktalna in da se zato tok pri radialnih modelih razširja drugače. Te metode so še posebej ustrezne za kraško-razpoklinske vodonosnike, zato sem jih tudi natančneje obravnaval.

Metode črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih so precej mlajše od tistih za medzrnske vodonosnike. Zato mnoge rešitve še niso uveljavljene in jih v literaturi celo popolnoma izpuščajo (Batu, 1998). Razlog je verjetno v tem, da zahtevajo za analizo več parametrov in zato niso uporabljene. Večina metod je bila razvitih pri raziskavah naftnih nahajališč ali odlagališčih radioaktivnih odpadkov, od tam pa so bile prenešene na hidrogeološko področje.

### 2.11.1 Metode črpalnih poizkusov v kamninah z dvojno poroznostjo

V strokovni literaturi je v primerjavi z metodami, razvitimi za kamnine z medzrnsko poroznostjo, metod za razpoklinske vodonosnike izredno malo. Pri prvih je mogoče upoštevati popolnost vodnjakov, stacionarnost toka, anizotropnost, različno debelino vodonosnika, večplastni sistem, odprtost vodonosnikov itd. Za razpoklinske vodonosnike pa se uporablja zelo malo metod. Temeljijo na principu *dvojne poroznosti* (Sl. 2.29), ki ga je razvil Barenblatt et al. (1960). Tako je za matriks značilno, da ima primarno poroznost in



majhno prepustnost, razpoke pa imajo obratno veliko prepustnost in majhno sposobnost uskladiščenja vode. Podoben odziv lahko dobimo tudi pri dveh sistemih razpok z različno transmisivnostjo in uskladiščenjem, kjer ima matriks zanemarljivo poroznost (Jourde et al., 2002a). Razpoklinske vodonosnike lahko obravnavamo tudi drugače, tako da jih aproksimiramo z anizotropnim medijem, kjer se koeficient prepustnosti spreminja s smerjo (Domenico in Schwartz, 1998). V zadnjem času se za modeliranje toka v razpokah uporabljajo tudi diskretni modeli (*Discrete Fracture Network, DFN*), pri katerih modeliramo realno geometrijo razpok z vsemi izmerjenimi razpokami (naklon, vpad, odprtost, raztezanje). Hidravlične lastnosti se nato izračunajo s statističnimi oz. stohastičnimi metodami (Min et al., 2004). Ta pristopa se uporabljata precej manj kot modeli dvojne poroznosti. Zato so natančneje opisani le slednji, saj tudi najnovejši pristop s fraktalnimi metodami sloni na uporabi modela dvojne poroznosti (Lods in Gouze, 2004; Hydrosolve, 2006).

V nadaljevanju bom naštel metode, razvite za tok vode v vodnjak iz vodonosnika z razpoklinsko poroznostjo. Prve tri metode (Kruseman in de Ridder, 1994) temeljijo na modelu dvojne poroznosti, ki so ga razvili Barenblatt et al. (1960). Ločimo lahko dva režima toka:

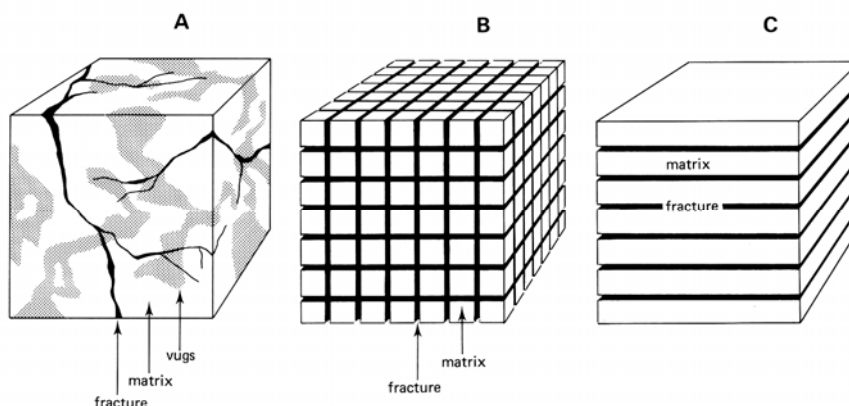
- Pri psevdo-stacionarnem toku je prisoten tok iz matriksa v razpoke. Nivo gladine v matriksu se ne spreminja. Na tem temelji Warren-Rootova (1963) metoda.
- Pri nestacionarnem toku gladina v matriksu niha, kar je osnova za metodo Kazemi et al. (1969). Oblika krivulje je podobna Neumanovi krivulji za odprt vodonosnik, saj je sestavljena iz treh delov.

Opisana je tudi metoda Moencha (1984), ki je z uvedbo koncepta tanke mineralne plasti nadgradil in poenotil zgoraj opisana toka ter različne metode, ki temeljijo na Barkerjevem modelu posplošenega toka (GRF model; Barker, 1988).

Za vse metode veljajo naslednje predpostavke:

- vodonosnik je zaprt in se razširja neskončno daleč; njegova debelina je konstantna,
- črpani pretok je konstanten,
- vodnjak je v celoti izvrtan vzdolž razpoke,
- pred začetkom črpanja je piezometrična gladina horizontalna.

Sl. 2.29 Razpoklinska poroznost v realni kamnini (A) ter poenostavitev z modelom dvojne poroznosti s sistemom treh pravokotnih sistemov (B) in vzporednim sistemom razpok (C) (Kruseman in de Ridder, 1994).



Temeljna razlika med analizami črpalnih poizkusov v medzrnskih in v razpoklinskih vodonosnikih je v izračunu hidravličnih parametrov, saj dobimo v prvem primeru podatka o transmisivnosti ( $T$ ) in specifičnem elastičnem uskladiščenju vodonosnika ( $S_s$ ), v drugem pa ločene rezultate transmisivnosti ( $T_f$ ) in specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok ( $S_{sf}$ ) ter transmisivnosti ( $T_m$ ) in specifičnega elastičnega uskladiščenja blokov matriksa ( $S_{sm}$ ). Razlika je opazna tudi na grafu odvisnosti znižanja od časa ( $s - \log t$ ), kjer je za medzrnske kamnine odvisnost linearna, za razpoklinske pa se kaže v obliki trodelne krivulje v obliki črke S (Sl. 2.30). Za prvi del krivulje je značilen tok le iz razpok ( $T_f \gg T_m$ ), nato pride do počasnejšega upadanja nivoja podzemne vode zaradi toka iz matriksa v razpoke, na koncu pa se toka iz matriksa in razpok združita. V začetnem delu so na krivulji zaradi kratkih časovnih intervalov mogoče manjše napake pri meritvah. Vsekakor mora črpalni poizkus trajati dovolj dolgo, da pridobimo zadosti podatkov za celotno krivuljo, saj v nasprotnem primeru dobimo le začetni del premice (Bourdet in Gringarten, 1980).

Večina metod temelji na prekrivanju izmerjenih podatkov s tipskim krivuljami, ki pa jih je včasih dokaj težko določiti, saj je potrebno poznati precej parametrov. Ti bistveno vplivajo na obliko krivulj, saj so enačbe krivulj in zato tudi rezultati zelo občutljivi na začetne pogoje. Primerjavo nekaterih metod in njihovih občutljivosti na omenjene parametre je opisal Aguilera (1987).

### 2.11.1.1 Bourdet-Gringartnova metoda

Za analizo črpalnih poizkusov s podatki o črpalnem vodnjaku in opazovalnih piezometrih je uporabna metoda, ki sta jo razvila Bourdet in Gringarten (1980). Predpostavke pri tej metodi so:

- vodonosnik ima dvojno poroznost in je sestavljen iz homogenih in izotropnih blokov plasti s primarno poroznostjo (*matriks*), ki so med seboj ločeni z ortogonalnim ali vzporednim (enako oddaljenim) sistemom razpok,
- v vseh merilih je prisoten matriks v enakem razmerju kot tudi razpoke,
- matriks ima manjšo prepustnost in večjo sposobnost uskladiščenja kot razpoke,
- tok iz matriksa v razpoke je psevdostacionaren,
- v vodnjak priteka voda izključno iz razpok, tok je nestacionaren,
- matriks in razpoke so stisljivi,
- $\lambda < 1,78$ .

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} F(u^*, \lambda, \omega) \quad (2.85)$$

$$u^* = \frac{T_f t}{(S_f + \beta S_m) r^2} \quad (2.86)$$

$$\lambda = \alpha r^2 \frac{K_m}{K_f} \quad (2.87)$$

$$\omega = \frac{S_f}{S_f + \beta S_m} \quad (2.88)$$

$f$  = oznaka za razpoke

$m$  = oznaka za matriks

$\lambda$  = koeficient interporoznega toka, odvisen od oblike, velikosti in prepustnosti blokov matriksa [-]

$\alpha$  = faktor oblike, odvisen od geometrije razpok in matriksa [površina<sup>-1</sup>]

$\beta$  = koeficient, pri zgodnjih časih črpanja enak 0, za pozne enak 1/3 (ortogonalni bloki) ali 1 (plasti)

$F(u^*, \lambda, \omega)$  = modificirana (razširjena) funkcija vodnjaka  $W(u)$

$W(u) = -Ei(-u)$  = Theisova funkcija vodnjaka

Za primer ortogonalnih razpok je faktor  $\alpha = 4n(n+2)/l^2$ , kjer je  $n$  število sistemov razpok (1, 2 ali 3),  $l$  pa značilna dimenzija blokov matriksa. Tako je za primer razporeditve blokov v bloku s tremi ortogonalnimi sistemi razpok  $\alpha = 12/h_m^2$ , kjer je  $h_m$  debelina blokov

matriksa. Tipične vrednosti  $\omega$  se gibljejo od  $10^{-1}$  do  $10^{-4}$ , vrednosti  $\lambda$  pa od  $10^{-9}$   $(r_w/r)^2$  do  $10^{-3}$   $(r_w/r)^2$ .

Za začetne čase črpanja se zgornja enačba poenostavi v Theisovo (1935) enačbo, ki opisuje tok v razpokah:

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} W(u) \quad (2.89)$$

$$u = \frac{(S_f + \beta S_m) r^2}{4T_f t} \quad (2.90)$$

Za kasnejši čas črpanja se enačba prav tako poenostavi v Theisovo, le da v tem primeru opisuje tok v matriksu in ne več v razpokah.

Po načelu psevdostacionarnega toka postane znižanje konstantno pri vmesnem času črpanja, ko se tok preusmerja iz razpok v matriks. Znižanje je takrat:

$$s = \frac{Q}{2\pi T_f} K_0(\sqrt{\lambda}) \quad (2.91)$$

$K_0$  = modificirana Besslova funkcija drugega tipa in ničelnega reda.

Za vrednosti  $\lambda < 0,01$  lahko zgornjo enačbo aproksimiramo z:

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T_f} \log \frac{1,26}{\lambda} \quad (2.92)$$

Bourdet in Gringarten (1980) sta podala rešitve v obliki tipskih krivulj  $F(u^*, \lambda, \omega)$  v odvisnosti od  $u^*$  pri različnih vrednostih  $\lambda$  in  $\omega$ . Obnašanje po modelu dvojne poroznosti se pojavlja le v okolici vodnjaka, saj so tam vrednosti dlje  $\lambda > 1,78$ . Znižanje se obnaša podobno kot v homogenem izotropnem zaprtem vodonosniku, kjer med seboj ne moremo več ločiti toka v matriksu in v razpokah.

### 2.11.1.2 Metoda Kazemija in sodelavcev

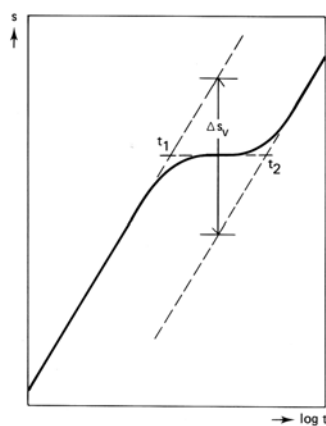
Kazemi in sodelavci (1969) so metodo Warren-Roota (1963) modificirali tako, da je uporabna tudi za opazovalne vodnjake. Znižanje je v tem primeru:

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} F(u^*, \lambda, \omega) \quad (2.93)$$

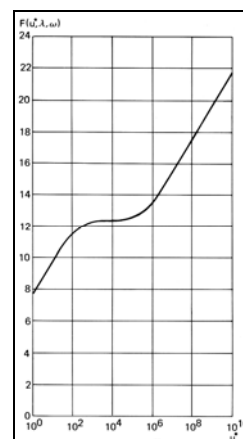
$$F(u^*, \lambda, \omega) = 2,3 \log(2,25u^*) + Ei\left(-\frac{\lambda u^*}{\omega(1-\omega)}\right) - Ei\left(-\frac{\lambda u^*}{\omega(1-\omega)}\right) \quad (2.94)$$

Zgornja enačba velja za  $u^* > 100$ , podobno kot Jacobova poenostavitev Theisove enačbe. Na grafu funkcije  $F(u^*, \lambda, \omega)$  v odvisnosti od  $u^*$  pri določenih vrednostih  $\lambda$  in  $\omega$  sta vidni dve vzporedni premici, ki ju povezuje vmesna prehodna krivulja. Podobno situacijo lahko opazimo tudi na grafu znižanja  $s$  proti času  $t$  (Sl. 2.30 in Sl. 2.31).

Sl. 2.30 Odvisnost  $s - \log t$  pri Kazemijevi metodi (Kruseman in de Ridder, 1994). Enote x osi:  $\log t$ , enote y osi:  $m$ .



Sl. 2.31 Tipška krivulja  $F(u^*, \lambda, \omega)$  pri Kazemijevi metodi (Kruseman in de Ridder, 1994). enote obeh osi so brezdimenzijske.



Pri začetnem času črpanja se zgornji enačbi poenostavita v:

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T_f} \log \frac{2,25T_f t}{S_f r^2} \quad (2.95)$$

Ta enačba je identična Jacobovi poenostavitvi Theisove metode; voda torej v začetnih časih črpanja priteka v vodnjak le iz razpok ( $\beta = 0$ ).

Pri kasnejšem času črpanja se isti enačbi spremenita v:

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T_f} \log \frac{2,25T_f t}{(S_f + \beta S_m)r^2} \quad (2.96)$$

Tudi ta enačba je identična Jacobovi, le da v tem primeru tok vode prihaja tako iz razpok kot tudi iz matriksa ( $\beta \neq 0$ ). Skupna transmisivnost je zato enaka transmisivnosti razpok, skupno uskladiščenje pa aritmetični vsoti uskladiščenja v razpokah in v matriksu.

Ali se na grafu pojavita dve ločeni vzporedni premici, je odvisno od vrednosti  $\lambda$  in  $\omega$ . Če se pojavljata obe, je možno določiti vrednost  $\omega$  iz razmerja med vertikalno oddaljenostjo ter naklonom obeh premic:

$$\omega = 10 \frac{\Delta s_y}{\Delta s} \quad (2.97)$$

Vrednost  $\omega$  je določljiva tudi iz iz njune medsebojne horizontalne oddaljenosti (razlike v času):

$$\omega = \frac{t_1}{t_2} \quad (2.98)$$

Predpostavke pri Kazemijevi metodi so enake kot pri Bourdet-Gringartnovi z dodatnim pogojem  $u^* = 100$ . Uporabimo lahko tudi manj zahtevna pogoja:  $u^* > 100\omega$ , če je  $\lambda < 1$  ali  $u^* > 100-1/\lambda$ , če je  $\omega \ll 1$ .

### 2.11.1.3 Metoda Warren-Root

Ta metoda velja za črpalni vodnjak. Zanj zato ne potrebujemo podatkov o opazovalnih vodnjakih (piezometrih). Iz nje je izpeljana metoda Kazemija in sodelavcev, pri kateri uporabljamo podatke iz piezometrov. Tako lahko uporabimo že omenjene enačbe za

Bourdet-Gringartenovo ter Kazemijevo metodo, če namesto oddaljenosti  $r$  od vodnjaka vstavimo efektivni radij vodnjaka  $r_w$ .

Če sledimo postopku za Kazemijevo metodo (graf odvisnosti znižanja  $s$  od  $\log t$ ), lahko določimo  $T_f$ ,  $S_f$  in  $S_m$ , seveda pa moramo upoštevati, da v vodnjaku ni izgub in da je uskladiščenje v vodnjaku zanemarljivo majhno. Slednje lahko zanemarimo, če je:

$$u^* > C' (60 + 3,5 \text{ skin}) \quad (2.99)$$

$$C' = C/2\pi S_f r_w^2 [-]$$

$C$  = koeficient uskladiščenja v vodnjaku je konstanten = razmerje spremembe volumna vode v vodnjaku in pripadajočega znižanja [dolžina<sup>2</sup>]

$\text{skin}$  = konstanta kožnega (*skin*) efekta

Če so izgube nezanemarljive, moramo pogoj pri zgornji neenačbi nadomestiti s:

$$C' (60 + 3,5 \text{ skin}) < u^* < \frac{\omega(1-\omega)}{3,6\lambda} \quad (2.100)$$

#### 2.11.1.4 Moenchova metoda

Moench (1984) je nadgradil metodi Warren-Roota za psevdostacionaren tok in Kazemija za nestacionaren tok. Z uvedbo koncepta tanke mineralne plasti (*angl. fracture skin*) na površini razpok je razložil, zakaj prihaja tako do psevdostacionarnega kot tudi do nestacionarnega toka. Ta plast predstavlja delno prepusten material, ki zavira tok iz matriksa v razpoke. Če je plast neprepustna, se večina razlike v hidravličnem nivoju med matriksom in razpokami dogaja na površini plasti in nestacionarni tok se poenostavi v psevdostacionarnega.

Koeficient prepustnosti sistema razpok lahko zapišemo kot:

$$K = K_f V_f \quad (2.101)$$

$K_f$  = koeficient prepustnosti razpok

$V_f$  = razmerje med prostornino razpok ter prostornino celotnega volumna

Podobno velja tudi za koeficient prepustnosti sistema blokov matriksa:

$$K' = K_m V_m \quad (2.102)$$

$K_m$  = koeficient prepustnosti matriksa

$V_m$  = razmerje med prostornino matriksa ter prostornino celotnega volumna

Na enak način definiramo tudi koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja za sistema razpok ter blokov matriksa:

$$S_s = S_{sf} V_f \quad (2.103)$$

$$S_s' = S_{sm} V_m \quad (2.104)$$

Tok v sistemu razpok ter v sistemu blokov matriksa lahko opišemo z modificirano difuzijsko enačbo:

$$K \nabla^2 h = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q_\alpha \quad (2.105)$$

$$K' \nabla^2 h = S_s' \frac{\partial h'}{\partial t} - q_\alpha \quad (2.106)$$

Warren in Root sta predpostavila, da je leva stran enačbe za tok v matriksu enaka 0, torej se gladina v tem primeru ne spreminja v prostoru. Tok iz matriksa v razpoke sta opisala z razliko v hidravličnem nivoju v razpokah in v matriksu. Pseudostacionaren tok iz matriksa v razpoke zapišemo kot:

$$q_\alpha = -\alpha K' (h' - h) \quad (2.107)$$

$h'$  = prostorska povprečna vrednost hidravličnega nivoja v blokih matriksa

$\alpha$  = geometrijski faktor [dolžina<sup>-2</sup>]

Ponavadi predpostavimo, da prihaja voda v vodnjak le iz razpok in ne tudi iz matriksa, saj ima matriks v primerjavi z razpokami zelo majhen koeficient prepustnosti.

V polarnih koordinatah je enačba toka v eno razpoko:



$$K_f \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + K_f \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = S_{sf} \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (2.108)$$

za celoten sistem razpok pa:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{qV_f}{K} \quad (2.109)$$

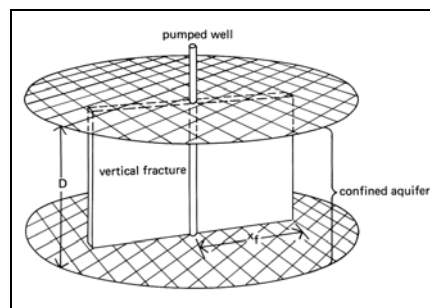
Tako kot pri večini metod tudi v tem primeru pri psevdostacionarnem stanju krivulja pri začetnem in kasnejšem času črpanja sledi Theisovi (1935) krivulji, saj prihaja v prvem primeru voda iz razpok, v drugem pa predvsem iz matriksa.

Pri nestacionarnem toku se gladina spreminja tako časovno kot prostorsko.

### 2.11.2 Vodnjaki v vertikalni ali v horizontalni razpoki

Metode črpalnih poizkusov v teh razpokah temeljijo na predpostavki, da je vodnjak izvrtan v eno vertikalno razpoko (Sl. 2.32), ki je relativno kratka (se ne širi daleč v prostor) in ima zanemarljivo debelino (tako lahko zanemarimo tudi uskladiščenje). Tako situacijo lahko ustvarimo tudi umetno, s hidravličnim razpokanjem (angl. *hydraulic fracturing*). Pod visokim pritiskom v vodnjak vtiskamo vodo ali drug fluid ter tako s povečanim tlakom razpokamo kamnino. S temi postopki lahko izredno zvečamo kapaciteto vodnjaka.

Sl. 2.32 Vodnjak v vertikalni razpoki (Kruseman in de Ridder, 1994).



Predpostavke so naslednje:

- Vodonosnik naj bi bil zaprt, homogen, izotropen in naj bi se razširjal neskončno (ali vsaj zelo) daleč.
- Ena vertikalna razpoka z relativno majhno širino naj bi potekala po vsej globini vodnjaka.
- Prepustnost razpoke je neskončna, torej so efekti črpanja in znižanje gladine takoj vidni v vseh točkah razpoke. Pri začetnem času črpanja je tako tok enodimenzionalen (horizontalen, vzporeden in pravokoten na razpoko).

Metod obdelav je precej, najbolj pa sta znani:

- Gringarten-Witherspoonova metoda (Gringarten in Witherspoon, 1972), pri kateri potrebujemo podatke o opazovalnih vodnjakih. Tu uporabljamo tipske krivulje.
- Gringarten-Rameyeva metoda (Gringarten in Ramey, 1974), pri kateri potrebujemo podatke le o črpalnem vodnjaku, ob tem pa zanemarimo izgube in efekte uskladiščenja v vodnjaku.

Vsem metodam je skupno, da je znižanje odvisno od podobnih parametrov kot pri metodah v kamninah z dvojno poroznostjo ter pri Theisovi formuli:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} F(u, \dots) \quad (2.110)$$

Znižanje je torej v vseh primerih sorazmerno pretoku in obratno sorazmerno transmisivnosti, razlikujejo pa se funkcije vodnjaka. Pri nekaterih metodah je za določitev funkcije potrebno poznati več parametrov, pri nekaterih manj, vsi pa so odvisni od začetnih predpostavk, režima toka, geometrije razpok v prostoru itd. Podobno kot pri modelih z dvojno poroznostjo je tudi pri teh metodah očitno, da podatke bolje prilagajamo tipskim krivuljam za določeno geometrijo razpok kot za razširjeno Theisovo krivuljo (Gringarten in Witherspoon, 1972).

Podoben način obdelave kot pri vodnjaku v vertikalni razpoki se uporablja tudi, ko imamo vodnjak izvrtan v vertikalnih dajkih (angl. *dyke*). Te lahko obravnavamo kot široke cone razpok, katerih prepustnost se zelo spreminja. Razpoke ponavadi nastanejo pri ohlajevanju magme, naknadno pa jim lahko prepustnost zvečajo ali zmanjšajo preperevanje ter ostali procesi.

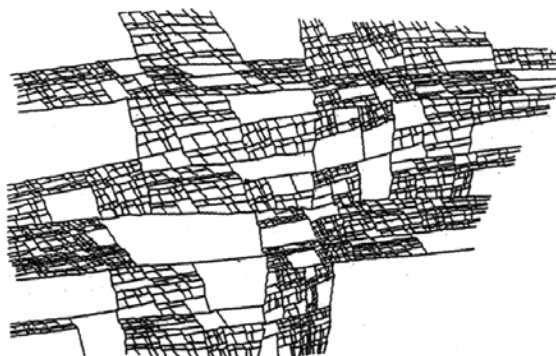
Hidravlično obnašanje dajkov je podobno sistemom enojnih razpok, le da v teh primerih ne moremo več zanemariti debeline razpok, obenem pa se dajki razširjajo precej dlje kot posamezne razpoke (od nekaj kilometrov tudi do stotine kilometrov). Depresijski lijak je tako bolj kot lijaku podoben depresijskemu jarku.

Metode obdelav sta razvila predvsem Boonstra in Boehmer (1986), vsem pa so skupne predpostavke, da je širina dajka manjša od 10 m, dajk se obnaša kot zaprt vodonosnik, je vertikalni in se razširja neskončno daleč. Voda priteka v vodnjak tako iz dajka kot tudi iz okoliškega vodonosnika.

### 2.11.3 *Fraktalne metode*

V zadnjih letih za analizo črpalnih poizkusov v razpoklinjskih vodonosnikih uporabljajo še precej drugih metod, ki pa še niso širše uveljavljene. Čedalje pomembnejše so fraktalne analize (Acuna in Yortsos, 1995; Hamm in Bidaux, 1996). Osnovna predpostavka teh metod je, da se lahko nek pojav pojavlja v enaki obliki v različnih merilih. Tako lahko npr. na bloku kamnin določen vzorec razpok pričakujemo tudi v regionalnem merilu (Sl. 2.33). Večina teh metod je razvitih za nestacionaren tok, rešitve pa dobimo podobno pri Theisovi in ostalih metodah s prilagajanjem podatkov tipskim krivuljam. Matematična izpeljava rešitev je precej zapletena, saj moramo sprva vse spremenljivke transformirati v brezdimenzijske oblike z integralskimi Laplaceovimi transformacijami, jih analitično rešiti v tej obliki in nato večinoma numerično transformirati nazaj v običajne dimenzije s Stehfestovim algoritmom (Lee, 1998). Laplaceovo transformacijo lahko uporabimo, če iskan parameter funkcija dveh spremenljivk, od katerih je ena čas. S transformacijo se časovne spremenljivke iznebimo in rešitev enačb je tako lažja. Čeprav se te transformacije na področju geologije precej uporabljajo, je njihovo reševanje prepuščeno predvsem matematikom.

Sl. 2.33 Primer modela razpok, katerih prostorska razporeditev je neodvisna od merila  
(Acuna in Yortsos, 1995).



Pri fraktalnih metodah je lahko dimenzija toka tudi število, ki je drugačno od 1 (tok v kanalu), 2 (cilindrični tok) ali 3 (radialni sferni tok v prostoru). Splošno enačbo (en. 2.114), ki opisuje tak nestacionaren tok, je določil Barker (1988) v svojem posplošenem modelu radialnega toka (*Generalized Radial Flow, GRF*), opisanem v poglavju 2.12.1.1.

#### 2.11.4 Računalniški programi za obdelavo črpalnih poizkusov

Računalniških programov, ki podpirajo obdelavo črpalnih poizkusov v razpoklinških vodonosnikih, je precej manj kot tistih, ki zajemajo metode za medzrnske vodonosnike. Komercialno so dostopni Aquifer Test (Waterloo Hydrogeologic Inc., 2001), AQTESOLV (Hydrosolve, 2006) in AquiferWin32 (ESI, 2007).

Vsi omenjeni programi omogočajo uporabo Moenchove metode, in iz tega vidika so med njimi le manjše razlike. Bistvena razlika je v tem, da program AQTESOLV poleg metod Gringarten-Witherspoona in Gringarten-Rameya za vodnjak v posamezni razpoki podpira tudi Barkerjev (1988) model posplošenega radialnega toka, ki temelji na fraktalni geometriji razpok. Večina programov podpira tudi grafični prikaz funkcij odvoda znižanja, saj so te bolj občutljive na spremembe v znižanjih kot navadne krivulje.

Med programi, ki podpirajo fraktalne dimenzije toka, je bil med prvimi dostopen nekomercialni program WTFM (Well Tests in Fractured Media), vendar je še vedno v razvojni fazi (Lods in Gouze, 2004). Omenjeni program podpira tudi teorijo dvojne poroznosti, difuzivnost v matriksu, polodprte vodonosnike, uskladiščenje v vodnjaku in kožne efekte (*skin effects*) v črpalnem vodnjaku. Postopek izračuna hidravličnih parametrov je težavnejši kot pri prvih treh programih. Da, prilagodimo izmerjene podatke ustreznim tipskim

krivuljam, je tu številne parametre potrebno prilagajati ročno. Kot eden izmed redkih programov pa lahko analizira tudi efekte spreminjanja pretoka med črpanjem po načelu superpozicije. Najboljšo rešitev izračuna z iteracijami, ustrezno kvaliteto prilagajanja pa lahko preverimo s integriranimi statističnimi metodami in predvsem z metodo najmanjše razlike kvadratov.

Program FracDim (Dershowitz et al., 1998) tudi omogoča določanje dimenzije toka, a je težko dostopen. Temelji na drugačnem pristopu modeliranja, preko stohastično generiranih mrež razpok in diskretnih modelov (DFN). Čeprav je program komercialen, ga je načeloma mogoče pridobiti s prošnjo njihovim vzdrževalcem (podjetje Golder Associates). Sam sem ga skušal pridobiti z dvakratno prošnjo za akademsko uporabo, toda žal brez odziva.

Glede na omenjene programe sem rezultate analiz črpalnih poizkusov določeval na tri načine. Najprej sem dimenzijo toka ocenil ročno, preko grafa znižanj v dvojnem logaritemskem merilu v programu MS Excel. Ta pristop je sicer enostaven, a odpove pri hkratnem analiziranju določevanja dimenzije toka in pri efektih dvojne poroznosti. Sprva sem namreč analiziral bolj enostavne primere, nato pa sem zaradi omenjenih vzrokov delo v Excelu opustil.

Nato sem s programom WTFM (Lods in Gouze, 2004) določeval hidravlične parametre ter dimenzijo toka, saj je na začetku izdelave doktorske disertacije le ta program upošteval tudi dimenzijo toka. Vendar se je izkazalo, da je z njim precej težko delati. Žal je še vedno v testni fazi, tako da velikokrat odpove, še posebej pri uporabi logaritemskih enot na  $x$  in  $y$  oseh, te osi pa so temeljne pri določevanju dimenzije toka. Prav tako je pomoč pri uporabi programa pomanjkljiva, zato je določevanje nekaterih parametrov nezanesljivo in včasih dvomno. Razen tega sem opazil, da velika večina krivulj modelov leži pod analiziranimi realnimi podatki in da so odstopanja lahko precejšnja. Zato sem se po prvotni uporabi delu s tem programom raje odpovedal.

Analize sem tako nazadnje opravil s programom AQTESOLV (Hydrosolve, 2006), ki med komercialnimi programi zaenkrat edini podpira Barkerjev (1988) model fraktalnih dimenzij toka, pri tem pa upošteva tudi efekte dvojne poroznosti (Hamm in Bidaux, 1996) in nekaterih ostalih parametrov, tipičnih za razpoklinske vodonosnike. Barkerjev (1988) model je bil v program AQTESOLV vključen junija 2006, v verziji 4.0, uporabljal pa sem naslednjo verzijo, 4.5.

## 2.12 Dimenzija toka

S fraktalnimi metodami analiz črpalnih poizkusov je povezan pojem dimenzije toka. Ta se pojavi, ko imamo opravka s heterogenimi vodonosniki, pri katerih so lastnosti toka in prenosa snovi odvisne bolj od mreže razpok in kraških kanalov kot od samega matriksa, kot je običajno pri medzrnskih kamninah (Walker et al., 2006a). Podobno kot fraktalno dimenzijo mreže razpok se da dimenzijo toka razložiti s fraktalnimi metodami. Kraško-razpoklinski vodonosniki imajo največkrat kompleksno geometrijo prevodnih struktur, ki jih tradicionalne metode ne zajemajo. Te namreč predpostavljajo, da je tok radialen.

Dimenzija toka je dokaj nov pojem, zato so raziskave tega parametra še vedno precej redke in se pojavljajo šele v zadnjih nekaj letih. Nadaljnje aplikacije, kot so zveza med dimenzijo toka in heterogenostjo vodonosnikov je pritegnila le malo raziskovalcev, še redkejša pa so analize, ki povezujejo to dimenzijo s prenosom snovi (van Tonder et al., 2002; Walker et al., 2006a).

Bistvo fraktalnega pristopa pri črpalnih poizkusih je, da je pri večini klasičnih metod obdelav poizkusov upoštevan radialni tok, kot ga je opisal Theis (1935). V kraško-razpoklinskih vodonosnikih ta pristop večinoma odpove, saj je stopnja heterogenosti precej večja kot v medzrnskih kamninah. Če opazovalni vodnjaki niso izvrtani v iste prepustne razpoke kot črpalni vodnjak, se odzivajo na manjši tok. Geometrija toka je tako neznan parameter, ki ga moramo določiti s črpalnim poizkusom (Black, 1994).

Tok v bližini vodnjaka oz. njegovega testiranega odseka lahko geometrijsko ločimo na sferen, radialen in linearen tok (National Research Council, 1996; Sl. 2.34). Za prvega (Sl. 2.35) je značilno, da je tridimenzionalen, saj se vodna gladina spreminja v vseh treh dimenzijah. Radialni tok (Sl. 2.36) je značilen za vodonosnike, ki imajo talnino in krovnino izolirano z zelo slabo prepustnimi plastmi, tako da je tok vzporeden plastem. Linearni tok (Sl. 2.37) se v nasprotju s prejšnjima ne spreminja v prostoru, temveč doteka v vodnjak le v eni dimenziji. Barker je v svojem delu (1988) upošteval tudi možne vmesne situacije, ko gre za kombiniran tok, npr. radialno-sferni (Sl. 2.38) ali linearno-radialni (Sl. 2.39). Dimenzija toka v tem primeru ni več naravno, temveč realno število in se giblje med 0 in 3.

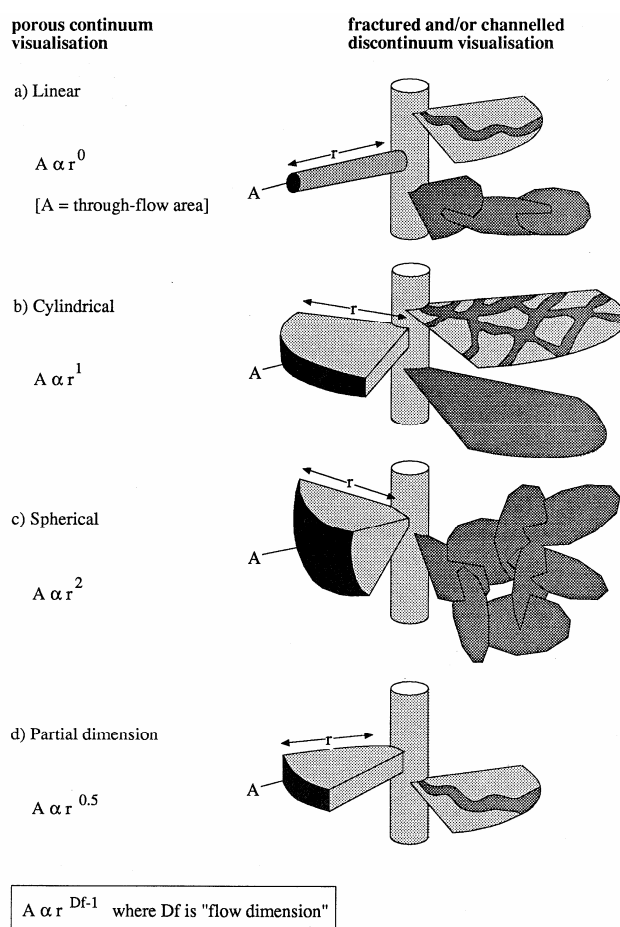
Pri konstantnem pretoku in sferičnem toku je znižanje konstantno pri daljših časih  $s \approx t$ , pri radialnem toku je to sorazmerno logaritmu časa  $s \approx \log t$  ter pri linearnem toku sorazmerno korenu časa,  $s \approx \log t^2$  (National Research Council, 1996).

Na slikah (Sl. 2.34–Sl. 2.40) je prikazan koncept dimenzije toka za nekaj glavnih vrednosti dimenzije ter primerjava interpretacije v medzrnskih in razpoklinskih vodonosnikih. Dobro povezana mreža razpok naj bi imela večje vrednosti dimenzije toka kot slabo povezana mreža.

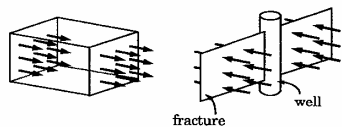
Če napačno določimo dimenzijo toka, to vodi do napačno izračunanih hidravličnih difuzivnosti. Če npr. privzamemo vrednost  $n = 2$  in je ta dejansko bližje 1, bo izračunana difuzivnost manjša kot v resnici in hitrost onesnaževal je lahko zato večja, kot jo dobimo z modeliranjem (Black, 1994).

Če npr. predpostavimo pri istem vplivnem radiju, polmeru vrtine in enakem odseku vrtine namesto linearnega radialni tok, je lahko določitev v koeficientu prepustnosti kar stokratna (Doe in Geier, 1990).

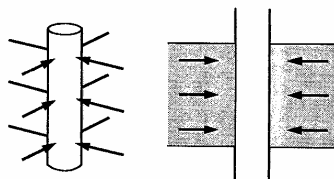
Sl. 2.34 Vizualizacija različnih dimenzij toka (Black, 1994).



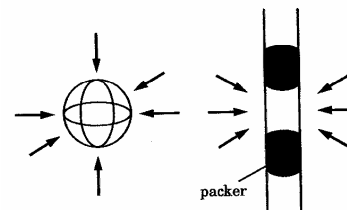
Sl. 2.35 Linearni tok (1-D)



Sl. 2.36 Radialni tok (2-D)



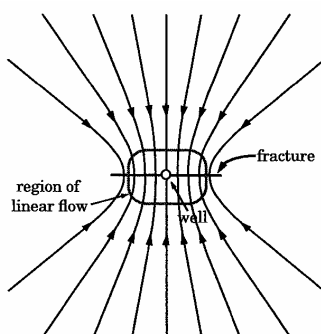
Sl. 2.37 Sferični tok (3-D)



(National Research Council, 1996).

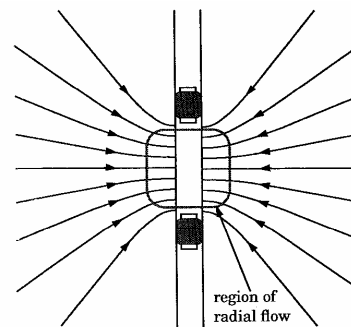
Sl. 2.38 Linearno-radialni oz. subradialni tok (1,5-D)

(National Research Council, 1996).



Sl. 2.39 Radialno-sferični oz. supraradialni tok (2,5-D)

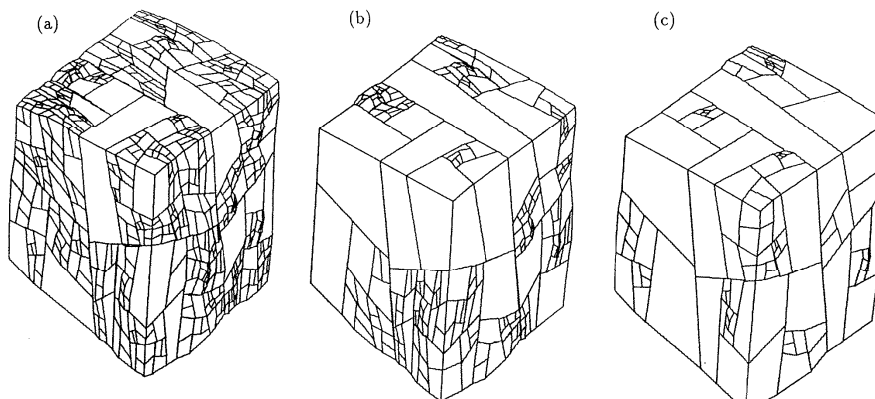
(National Research Council, 1996).



Dimenzija toka  $n$  opisuje eksponentno povezavo med razdaljo  $r$  od vodnjaka ter površino toka z zvezo  $A = \alpha_d r^{d-1}$ , kjer je  $\alpha$  konstanta. Fizikalno naj bi dimenzija toka predstavljala mrežo razpok s fraktalno geometrijo, toda nekateri avtorji (Acuna in Yortsos, 1995; Doughty in Karasaki, 2002) so pokazali, da je dimenzija toka manjša ali enaka fraktalni dimenziji mreže razpok. Tok po kraškem kanalu ima tako npr. dimenzijo toka blizu 1, čeprav lahko rov povija v prostoru in tako zapolnjuje tridimenzionalni evklidski prostor. Rezultate so pridobili z modeli, ki temeljijo na trikotnikih Sierpinskega, kar ustreza modelu prelamljanja (fragmentacijskemu modelu) Turcotta (1992).



Sl. 2.40 Modeliranje mreže razpok (Acuna in Yortsos, 1995). (a)  $D = 2,78$ , (b)  $D = 2,65$  (c)  $D = 2,48$ . Gostota razpokanosti upada s fraktalno dimenzijo.



Če napačno določimo dimenzijo toka, so s tem napačno določeni tudi hidravlični parametri, npr. koeficient prepustnosti  $K$ . Če privzamemo vrednost dimenzije toka  $n = 2$  in je ta v resnici bližje 1, bo izračunan  $K$  manjši kot realni, onesnaževala pa bodo potovala hitreje, kot bo napovedoval model (Black, 1994).

### 2.12.1 Modeli, ki upoštevajo dimenzijo toka

#### 2.12.1.1 Barkerjev (1988) GRF model

Splošno enačbo, ki opisuje tok z dimenzijo toka  $n$  kot z realnim številom, je določil Barker (1988) v svojem *Generalized Radial Flow (GRF)* modelu. Ta model je najenostavnejši od vseh fraktalnih modelov in zahteva najmanj parametrov. Uvaja dimenzijo toka  $n$  in obseg cone toka (*extent of the flow zone*)  $b$ . Ta je težko opisljiv za vrednosti  $n$ , ki niso naravna števila; za enodimenzionalen tok je enostavno kvadratni koren površine toka, za dvodimenzionalen tok predstavlja debelino vodonosnika, za tridimenzionalen tok pa nima pomena.

Predpostavke GRF modela so naslednje:

- tok je radialen in  $n$ -dimenzionalen,
- vodonosnik je homogen in izotropen,
- Darcyjev zakon velja,
- vir toka je  $n$ -dimenzionalna krogla.

Tok v kraškem kanalu ima lahko dimenzijo toka  $n = 1$ , čeprav povija kanal npr. spiralno v tridimenzionalnem prostoru. Pri vrednostih  $n < 2$  se krivulja v dvojnem logaritemskem merilu ustali pri določenem naklonu, pri vrednostih  $n > 2$  pa se nivo stabilizira (Leveinen et al., 1998). Stabilizacija pri  $n < 2$  je možna le v primeru, da obstaja v bližini bariera s konstantnim nivojem. Če do stabilizacije torej ne pride, sta možni dve interpretaciji krivulje – ali gre za dimenzijo toka enako 2 ali več ter neprepustno bariero v bližini, ali pa je dimenzija manjša od 2 (Lods in Gouze, 2004).

Ploskev okoli vrtine, skozi katero priteka tok, je projekcija  $n$ -dimenzionalne krogle skozi tridimenzionalen prostor s faktorjem  $b^{3-n}$ . Krogla polmera  $r$  ima površino  $\alpha_n r^{n-1}$ , kjer je  $\alpha_n$  površina enotne krogle v  $n$  dimenzijah (Barker, 1988):

$$\alpha_n = \frac{2\pi^{n/2}}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \quad (2.111)$$

$\Gamma(x)$  = gama funkcija

Med dvema ploskvama okoli vrtine, ki ju določata ploskvi z radijem  $r$  in  $r+\Delta r$ , je volumen  $b^{3-n}\alpha_n r^{n-1}\Delta r$ , kjer je  $\Delta r$  majhen.

Površina toka  $A$  je tako sorazmerna polmeru vrtine  $r$ , potencirano na vrednost dimenzije  $n-1$ :

$$A = \alpha_n r^{n-1} \quad (2.112)$$

Iz izpeljave preko Darcyjevega zakona dobimo enačbo toka:

$$\frac{K_f}{r^{n-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^{n-1} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_{sf} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.113)$$

$K_f$  = koeficient prepustnosti razpok

$S_{sf}$  = koeficient elastičnega uskladiščenja v razpokah

$n$  = dimenzija toka (realno število med 0 in 3). Za  $n = 2$  se zgornja enačba poenostavi v Theisovo.

Rešitev enačbe je podana v obliki (Barker, 1988; Acuna in Yortsos, 1995):

$$h(r, t) = \frac{Q_0 r^{2v}}{4\pi^{1-v} K_f b^{3-n}} \Gamma(-v, u) \quad (2.114)$$

$$v = 1 - n/2$$

$$u = S_s r^2 / 4K_f t$$

Ali (Acuna in Yortsos, 1995):

$$s(r, t) = h_0(r) \Gamma\left(\frac{n}{2} - 1, \frac{t_c(r)}{t}\right) \quad (2.115)$$

Ali (Maréchal et al., 2003):

$$s(r, t) = \frac{Q r^{2-n}}{4\pi^{n/2} K_f b^{3-n}} \Gamma\left(\frac{n}{2} - 1, u\right) \quad (2.116)$$

$$\Gamma(a, x) = \int_x^\infty e^{-t} t^{a-1} dt = \text{nepopolna gama funkcija (Riley et al., 2006)}.$$

Enačba predstavlja posplošitev Theisove enačbe za nestacionaren radialen tok, kar lahko preverimo tako, da vstavimo vrednost  $n = 2$ :

$$h(r, t) = \frac{Q_0}{4\pi K_f b} W(u) \quad (2.117)$$

Rešitve za linearen ( $n = 1$ ) in sferičen tok ( $n = 3$ ) predstavljajo tudi specialne oblike Barkerjeve enačbe. Podobno model posplošuje tudi aproksimacijo Cooper-Jacbove (Cooper in Jacob, 1946) metode ter Thiemove metode za stacionaren radialen tok (Barker, 1988).

GRF model uvaja nov parameter  $b$ , ki ima smiselne vrednosti le za dimenzije toka, ki so cela števila. Za linearni tok ( $n = 1$ ) predstavlja  $b$  vrednost korena tokovne površine v vodnjak, za  $n = 2$  debelino vodonosnika, za  $n = 3$  pa nima vpliva, saj se faktor  $b^{3-n}$  poenostavi v 1. Za ostale vrednosti parametra  $b$  je težko določiti, kaj fizično pomeni v realnosti, je pa verjetno povezan s statističnimi lastnostmi razpok oz. z njihovo povezanostjo (Leveinen et al., 1998).

Dimenzijo toka določimo iz naklonov premic v kasnejšem času v dvojnem logaritemskem merilu, naklon pa je enak  $v = 1 - n/2$ . Za  $n < 2$  je stabilizacija možna le ob prisotnosti robnih pogojev s konstantno gladino.

### 2.12.1.2 Razširitev Barkerjevega modela na dvojno poroznost (Hamm in Bidaux, 1996; Lods in Gouze, 2004)

Barkerjevo (1988) enačbo (2.114) so dopolnili za model dvojne poroznosti (Lods in Gouze, 2004):

$$\frac{K_f}{r^{n-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^{n-1} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_{sf} \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{K_m}{b_m} \left( \frac{\partial h_m}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (2.118)$$

$$K_m \frac{\partial^2 h_m}{\partial z^2} = S_{sm} \frac{\partial h_m}{\partial t} \quad (2.119)$$

$K_m$  = koeficient prepustnosti matriksa

$S_{sm}$  = koeficient elastičnega uskladiščenja v matriksu

$b_m$  = povprečna debelina blokov matriksa

$n$  = dimenzija toka (realno število med 0 in 3). Za  $n = 2$  se zgornja enačba poenostavi v Theisovo.

Pri tem modelu je koeficient interporoznega toka  $\lambda$  definiran drugače kot pri navadnih metodah dvojne poroznosti. Ta vpliva na čas, pri katerem se zgodi prehod v osrednji del krivulje dvojne poroznosti. Pri večjih vrednostih  $\lambda$  bo prehod zgodnejši. Ta prehod je lažje opazen pri vrednostih dimenzije toka  $n < 2$ . Pri večjih vrednostih so prehodi zakriti, saj so tudi brez prispevkov matriksa pozni časi krivulje podobni stacionarnem toku.

$$\lambda = \frac{3\gamma}{1 + 3S_F} \quad (2.120)$$

$$\omega = \frac{S_F}{S_F + S_M} \quad (2.121)$$

$$\gamma = \frac{K_M r_w^2}{K_F b_m^2} \quad (2.122)$$

Rešitve modela so podane kot analitske rešitve v Laplaceovi domeni ter kot tipske krivulje za črpalni vodnjak ter za piezometre (Hamm in Bidaux, 1996). Za črpalni vodnjak je začetni del krivulje pri zgodnejših časih črpanja pogosto zakrit z efekti uskladiščenja. Zaradi tega ter zaradi dodatnih efektov je bolje uporabiti odvode krivulj (Renard, 2005) kot same krivulje, saj so te bolj občutljive. Odvodi so še posebno uporabni za določanje vpliva dvojne

poroznosti, kadar je  $n > 2$ . Seveda pa je za uporabo teh krivulj potrebno imeti zelo natančno izmerjene podatke o nivojih.

Ta model, ki sloni tako na Barkerjevem (1988) modelu kot tudi na uporabi dvojne poroznosti, je vključen v računalniški program AQTESOLV (Hydrosolve, 2006).

### 2.12.1.3 Model Chang in Yortsos (1990)

Ta model (Chang in Yortsos, 1990) predstavlja nadgradnjo modela dvojne poroznosti Warren-Root (1963) in poleg dimenzije toka zahteva še precej dodatnih parametrov, ki so težko dostopni za realne podatke v naravi. Za razliko od GRF modela je enačba modela postavljena za padeč tlaka  $p(r, t)$ :

$$p(r, t) = \frac{r^{(2+\theta)(1-\delta)}}{\Gamma(\delta)(\theta+2)} \Gamma\left(1-\delta, \frac{r^{(2+\theta)}}{(\theta+2)^2 t}\right) \quad (2.123)$$

Poenostavljeno (Jourde et al., 2002a,b):

$$p(r, t) = A + Bt^{1-\delta} \quad (2.124)$$

Prepustnost je:

$$k_f = \frac{aV_s}{G} mr^{D-d-\theta} \quad (2.125)$$

$\delta = D/(\theta+2)$  [-]

$k_f =$  prepustnost [dolžina<sup>2</sup>]

$a =$  »site density« parameter [dolžina<sup>-D</sup>]

$V_s =$  prostornina site [dolžina<sup>3</sup>]

$m =$  parameter mreže razpok [dolžina<sup>θ+2</sup>]

$D =$  fraktalna dimenzija [-]

$d =$  evklidska dimenzija [-]

$\theta =$  spektralni eksponent [-]

Za vrednost  $\theta = 0$  se ta model poenostavi v Barkerjevega (1988), toda tedaj se pojavijo težave zaradi poddimenzioniranega sistema, saj moramo iz enega parametra ( $\delta$ ) iz naklona premice  $1-\delta$  določiti tako  $D$  kot  $\theta$  (Jourde et al., 2002b).

#### 2.12.1.4 *Model Acuna in Yortsos (1995)*

Za razlikovanje modelov Barkerja (1988) in Acuna in Yortsos (1995) moramo imeti na voljo mrežo piezometrov, saj slednji model ni uporaben samo za eno vrtino.

#### 2.12.1.5 *Modela Bangoy et al. (1992) in Bangoy in Richard (1999)*

Ta dva modela omogočata izračun transmisivnosti in hidravlične difuzivnosti iz vodnjak in opazovalnih piezometrov (Bangoy et al., 1992) ter izračun omenjenih parametrov iz samostojnega vodnjaka (Bangoy in Richard, 1999). Oba modela slonita na uporabi GRF modela. V literaturi nisem zasledil nobene nadaljnje uporabe teh modelov.

#### 2.12.1.6 *Model Bangoy in Drogue (1994)*

Za določene situacije, ko se črpalni poizkus prekine, tako da je pretok med posameznimi odseki črpanja enak nič, so razvili na GRF osnovan model, ki upošteva tako te efekte kot tudi fraktalno dimenzijo toka (Bangoy in Drogue, 1994). Metoda zahteva izračun dodatnih parametrov.

#### 2.12.1.7 *Model Leveinen (2000)*

Ta model je razvit za razpoklinske sisteme v magmatskih in metamorfnih kamninah, kjer so dimenzije toka med 1 in 2. Omogoča določitev psevdo-kožnih (*pseudo-skin*) efektov, če imamo na voljo opazovalne piezometre.

### 2.12.2 *Določitev dimenzije toka*

Dimenzijo  $n$  najlažje določimo iz naklona odziva nivoja podzemne vode in časa v dvojnem logaritamskem merilu. Naklon  $v$  določimo z odvodom omenjene zveze:

$$v = \lim_{t \rightarrow \infty} \frac{d}{d(\log t)} \left[ \log \left( \frac{ds}{d \ln t} \right) \right] \quad (2.126)$$

S fraktalno dimenzijo je povezan preko enostavne enačbe  $v = 1 - n/2$  oz.  $n = 2 - 2v$ . Za radialen tok z  $n = 2$  je torej naklon enak nič.

Dimenzija toka se lahko tudi spreminja s časom, če se lastnosti vodonosnika spreminjajo. V tem primeru lahko analiziramo omenjene efekte z izrisom grafa odvisnosti dimenzije toka s časom.

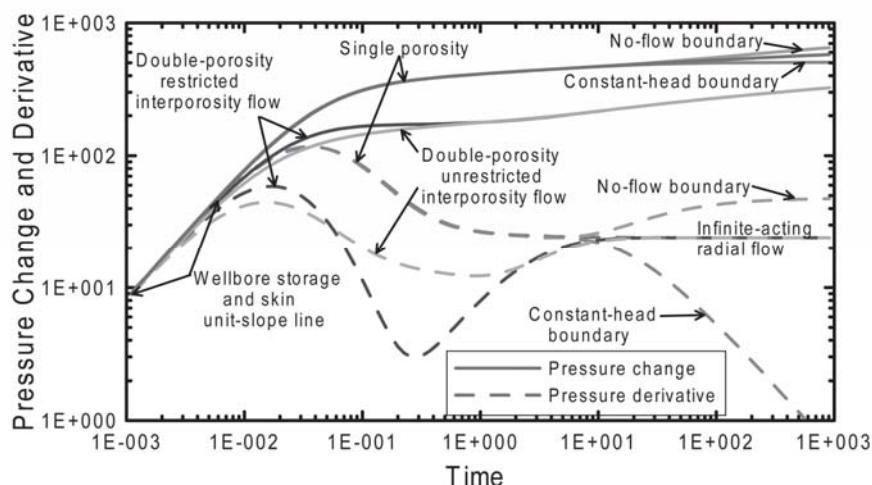
### 2.12.3 Vplivi na vrednosti dimenzije toka

Polek in sodelavci (1990) ter Acuna in Yortsos (1995) so ugotovili, da je dimenzija toka  $D$  odvisna od geometrijskih lastnosti mreže razpok in da so dimenzije mrež razpok vedno večje ali enake dimenziji toka  $n$ . Vzrok je v tem, da se tok kanalizira v določen del celotne mreže (Tsang in Neretnieks, 1998) in tako ne zavzame celotnega prostora. Zato moramo opisati obnašanje mreže razpok med črpalnimi poizkusi z dimenzijo toka.

Če mreža kanalov in razpok v vodonosniku zapolnjuje prostor, ustreza dimenzija toka fraktalni dimenziji mreže. Vrednosti dimenzije toka, ki niso naravna števila, pa lahko dobimo, tudi če geometrija razpok in kanalov, ki ni nujno fraktalna, ne zapolnjuje celotnega prostora (Doe, 1991). Tak primer so opazili tudi Jourde in sodelavci (2002b), ko je bilo potenčno odvisnost nivojev podzemne vode mogoče pripisati le delu mreže razpok, ki ni bila nujno fraktalna. Z modeli fraktalnih razpoklinskih sistemov (Sierpinskijevi trikotniki) sta to potrdila tudi Doughty in Karasaki (2002).

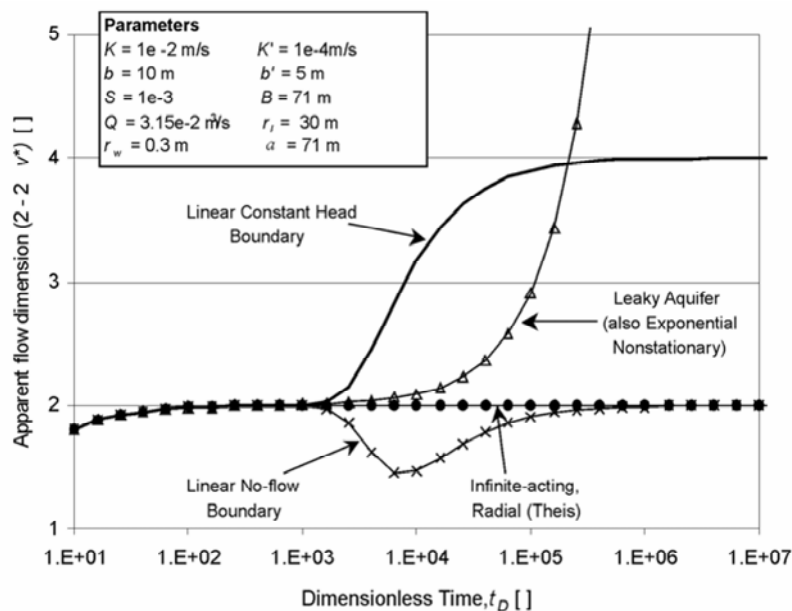
V zelo heterogenih vodonosnikih ni nujno, da pride do stabilizacije dimenzije toka (Sl. 2.41). Interpretacija je v tem primeru težka (Beauheim et al., 2004). Zato naj bi bila dimenzija stabilna vsaj en red velikosti, preden ji lahko verjamemo. Tako so znani primeri iz dolomitov, ko se dimenzija toka ustali ali pa tudi ne, če je čas črpanja prekratek (npr. 1 h namesto 400 h). Na znižanje nivoja podzemne vode vplivajo neprepustne bariere, saj lahko dimenzija toka navidezno pade (Beauheim in Roberts, 2002), če depresijski lijak naleti na neprepustno bariero.

Sl. 2.41 Vplivi znižanja nivoja podzemne vode (Beauheim et al., 2004).



Pri hidravličnih odzivih v nepopolno izvrtanih vodnjakih naj bi bil tok sprva sferičen ( $n = 3$ ), nato pa naj bi padel na radialnega ( $n = 2$ ), ko je prevodna celotna debelina vodonosnika.

Sl. 2.42 Vplivi na dimenzijo toka (Walker in Roberts, 2003).



Podrobneje sta geološke in hidrogeološke vplive na obnašanje dimenzije toka (Sl. 2.42) proučila Walker in Roberts (2003). Pri Theisovem modelu se  $n$  stabilizira pri vrednosti  $n = 2$ . Pri vplivi neprepustne bariere se sprva dimenzija toka zmanjša pod 2, nato pa se stabilizira pri  $n = 2$ . Ko namreč radij vpliva postane precej večji kot razdalja do bariere, se



ploskev toka približuje  $A(r) = \pi r b$ , torej je sorazmerna z  $r^1$ . Za bariero s konstantnim nivojem naj bi bila dimenzija enaka  $n = 4$ , kot linearen tok pri barieri, naložen na radialen tok z  $n = 2$ . Dimenzija je sprva enaka 2, nato pa zraste in se stabilizira pri  $n = 4$ . Pri delno prepustnih vodonosnikih (*leaky aquifers*) pa je dimenzija funkcija časa, zato raste v neskončnost in se torej ne stabilizira, čeprav se lahko v začetnih časih giblje okoli 2.

Kot zanimivost lahko omenim, da že Theisov model predpostavlja heterogenost vodonosnika, saj je ta omejen z dvema neprepustnima plastema (Beauheim et al., 2004).

#### 2.12.4 Vrednosti dimenzije toka v literaturi

Podatki iz literature kažejo, da primeri, kjer se pojavlja tok s fraktalno dimenzijo, v naravi obstajajo, saj so rezultate črpalnih poizkusov v različnih kamninah prilagodili krivuljam z različno dimenzijo.

Kuusela-Lahtinen in sodelavci (2003) so opazili, da je večina dimenzij toka skoncentrirana v razponu med 2,0 in 2,5. Ostalih vrednosti je izredno malo, najverjetneje zaradi pomanjkljivih podatkov o gladinah, tako da podatkov ni mogoče enolično prilagoditi krivuljam. Dimenzija toka se manjša tudi z globino, kar lahko razlagamo tako, da je zgornji del bolj razpokan in homogen, globlje pa vplivajo na tok posamezne razpoke. Omeniti pa je treba, da veljajo ta opažanja za metamorfne kamnine (gnajse) in ne za karbonate, kjer je razpokanost približno enaka tudi v globini, saj so analizirane vrtine plitve.

Dimenzija toka je torej odvisna od tipa kamnine, saj je v magmatskih in metamorfnih kamninah večinoma manjša od 2, kar v evaporitih razlagajo s kanalskimi efekti (*channeling*) oz. z manjšo povezanostjo razpok. Nasprotno vrednosti  $n$  v granitih okoli 2,0 (Maréchal et al., 2004) razlagajo z dobro povezanostjo razpok, saj je pri teh kamninah radialni tok redek, ker so razpoke v granitih redke in predvsem nepovezane. Za karbonatne kamnine je na voljo precej manj podatkov, vrednosti pa se gibljejo do 2,25 (Tab. 2.3).

Tab. 2.3 Vrednosti dimenzije toka v literaturi.

Lokacija	Litologija	$n$	Referenca	Opombe
Koreja	graniti, gnajsi	1,45	Hamm in Bidaux, 1996	
Bretanija, Francija	pegmatiti	1,6	Le Borgne et al., 2004	kontaktna cona
Finska	gnajsi	1,45–1,5	Leveinen, 2000	
Pireneji, Španija	granodioriti, monzograniti	0,76–1,36	Bangoy et al., 1992	
Južna Francija	karbonati	0,2–1,14	Bangoy et al., 1992	
Južna Afrika	glinavci, peščenjaki	1,75–1,85	Riemann et al., 2002	
Finska	magm. / metamorfne	2–2,5 (40 %), 2 (50 %), < 2 (10 %)	Kuusela-Lahtinen et al., 2003	
Indija	graniti	2,0–2,5	Maréchal et al., 2003	
Illinois, ZDA	dolomiti	1,7	Walker et al., 2006b	
Anglija	peščenjaki	1,9–1,3	Streetly et al., 2000)	
New Mexico, ZDA	evaporiti	večinoma $\neq 2$	Beauheim in Roberts, 2002	9 primerov: $n < 2$ 5 primerov: $n > 2$ 2 primera: $n = 2$
Oman	ofioliti	2,0	Dewandel et al., 2005	
Francija	graniti	1,4–1,7	Le Borgne et al., 2004	
Finska		1,0–1,5* 2,0–2,25**		*: večina vrtin **: bližnja okolica vodnjakov
Indija	graniti	1,8	Lods in Gouze, 2004	
Oman	gabri	1,7	Lods in Gouze, 2004	
Francija	apnenci	2,25	Lods in Gouze, 2004	
Oman	harzburgiti	0,7	Lods in Gouze, 2004	
Koreja	razpoklinski	1,0–2,0	Chon in Choi, 2001	velja za 76 % primerov

### 2.12.5 Difuzija v fraktalih

Barkerjev model velja za homogene vodonosnike, pri katerih je difuzija normalna. V fraktalnih razpoklinskih sistemih je lahko difuzija tudi anomalna. To poglavje je namenjeno le kratkemu opisu anomalne difuzije, saj je teoretično ozadje dokaj zapleteno. Aplikacij je izredno malo, saj se teorija šele razvija (de Dreuzy in Davy, 2007). Pri Barkerjevem (1988) GRF modelu raste radij difuzije linearno s časom, pri anomalni difuziji pa počasneje. Dimenzija toka  $n$  je tako odvisna od fraktalne dimenzije sistema  $d_f$  ter od koeficienta anomalne difuzije  $d_w$  (de Dreuzy in Davy, 2007):

$$n = 2 \cdot \frac{d_f}{d_w} \quad (2.127)$$

Dimenzija toka je torej obratno sorazmerna s koeficientom anomalne difuzije zaradi upočasnitve difuzije zaradi manjšega števila povezav, ki zmanjšajo dimenzijo toka. V primeru  $d_w > 2$  je difuzija anomalno počasna, pri  $d_w < 2$  pa anomalno hitra.

Povprečen premik naključnega premika (*random walker*) okoli izbrane izhodiščne točke v normalnih situacijah (torej ne v fraktalnih mrežah razpok) je porazdeljen normalno, povprečna vrednost premika pa se povečuje linearno s časom:  $\langle r^2 \rangle \approx t$ . V nekaterih fizikalnih sistemih pa difuzija ne sledi temu vzorcu, saj je premik sorazmeren  $\langle r^2 \rangle \approx t^{2/d_w}$ , kjer je  $d_w \neq 2$ . Temu efektu pravimo anomalna difuzija (ben-Avraham in Havlin, 2000) in je upoštevana le v modelu Acuna in Yortsos (1995). Ugotovili so, da v naravi obstajajo tudi taki primeri, saj je bil določen  $d_w = 2,8$ , kar je blizu perkolacijskega praga, ki znaša  $d_w = 2,86$ .

Difuzijska enačba Barkerja je v tem primeru nadgrajena na (de Dreuzy in Davy, 2007):

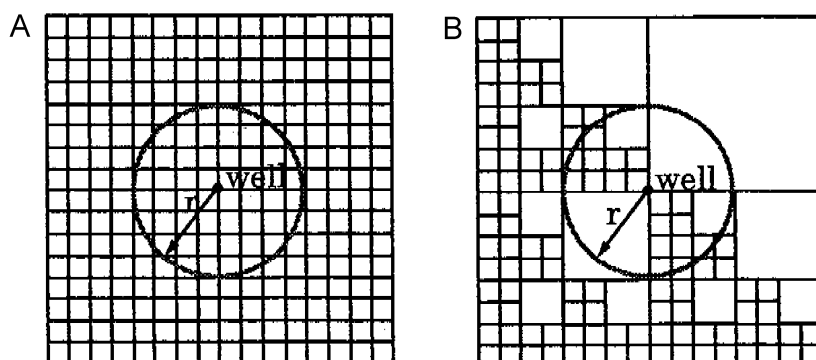
$$\frac{K_f}{r^{d_f-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^{d_f+1-d_w} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_{sf} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.128)$$

Difuzijskega koeficienta ni mogoče enostavno določiti, saj potrebujemo kvalitetne podatke iz številnih opazovalnih vodnjakov, obenem pa obstaja tudi več modelov, ki imajo različne generalizacije difuzijske enačbe. Vrednost  $d_w$  je težko določiti, saj potrebujemo opazovalne vodnjake, ne samo črpalnega vodnjaka. Ti kažejo dokaj dobra ujemanja z večino podatkov, a noben model ne ustreza popolnoma celotnemu območju podatkov (Sellers in Barker, 2006). Zato je vprašljivo, kateri model je ustrezen oz. ali ta sploh obstaja. Tudi *random-walk* dimenzija fraktalov ne opisuje popolnoma, temveč je le osnova za nadaljnje raziskovanje. Dodatno težavo povzroča tudi anizotropnost, ki povzroča različne vrednosti koeficientov v različnih smereh.

#### 2.12.6 Določanje fraktalne dimenzije toka s črpalnimi poizkusi

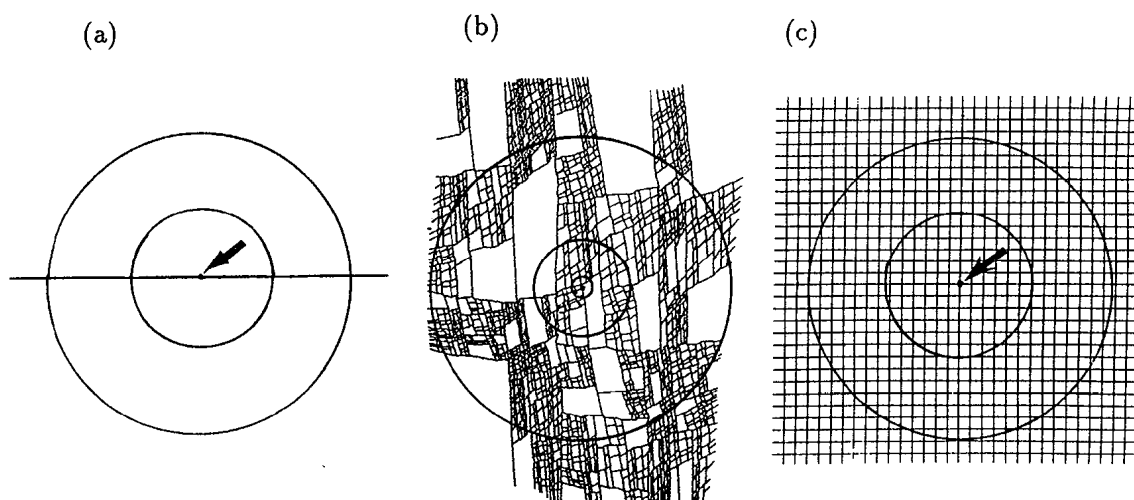
Dimenzija toka nam daje osnovne informacije o hidravlični geometriji sistemov razpok (Dershowitz et al., 1998). Enodimenzionalen tok tako predstavlja kraški kanal v razpoki (*channeling*) ali sistem kanalov, kjer eden od njih prevladuje. Do dvodimenzionalnega toka lahko pride, če vrtina seka razpoko pod pravim kotom ali sistem razpok, ki je ploskovno prevoden. Tridimenzionalen tok predstavlja zelo dobro povezano mrežo razpok, ki dokaj dobro zapolnjuje prostor. Te lastnosti lahko določimo s črpalnimi poizkusi z ustreznimi računalniškimi programi, opisanimi v poglavju 2.11.4.

Sl. 2.43 Razpoklinski mreži z različnima dimenzijama; A:  $D = 2,0$ , B:  $D = 1,59$  (National Research Council, 1996).



Heterogene kamnine niso nujno omejene le na eno samo dimenzijo toka, temveč je ta lahko porazdeljena statistično. Zato jo lahko jemljemo kot mersko enoto heterogenosti oz. povezanosti razpok (Dershowitz et al., 1998). Primer črpalnega poizkusa v vodonosniku s fraktalno geometrijo razpok je prikazan na sliki (Sl. 2.43; National Research Council, 1996). V primeru A je geometrija razpok evklidska in dimenzija  $D = 2$ . V primeru B pa je geometrija fraktalna, z dimenzijo  $D = 1,59$ . Število prevodnih elementov v prvem primeru narašča linearno z oddaljenostjo od vodnjaka. V drugem primeru pa ta narašča nelinearno, in sicer sorazmerno z  $r^{0,59}$  oz.  $r^{D-1}$ . Podobno situacijo lahko opišemo tudi z dvema enostavnima primeroma, kjer je dimenzija toka evklidska ( $D = 1,00$ , Sl. 2.44a ali  $D = 2,00$ , Sl. 2.44b), lahko pa tudi fraktalna, ki ima vmesno vrednost  $D = 1,78$  (Sl. 2.44b).

Sl. 2.44 Vodnjak v mreži razpok z dimenzijami  $n = 1,00$ ,  $1,78$  in  $2,00$  (Acuna in Yortsos, 1995).



## PODATKI

### 2.13 Uporabljeni podatki

Podatke o vrtinah, vodnjakih in mrežah razpok ter o kemičnih analizah sem zbiral sam na terenu in pri spodaj naštetih podjetjih (po abecednem vrstnem redu). Poročila so dosegljiva le v arhivih podjetij, zato jih nisem navajal v seznamu literature.

- Agraria cvetje d. d.,
- Flowtex Geoprojekt d. o. o.,
- Geoko d. o. o.,
- Geologija Idrija d. o. o.,
- Geološki zavod Slovenije,
- Getes d. o. o.,
- Hydroconsulting d. o. o.,
- Inštitut za rudarstvo, geotehnologijo in okolje (IRGO),
- Inštitut za varovanje zdravja Ljubljana (IVZ),
- Javno komunalno podjetje Grosuplje, d. o. o.,
- Javno komunalno podjetje Prodnik d. o. o., Domžale,
- Javno komunalno podjetje Slovenj Gradec, d. o. o.,
- Javno podjetje Vodovod-kanalizacija, d. o. o. (VO-KA) Ljubljana,
- JP komunalno stanovanjsko podjetje Litija, d. o. o.,
- Komunala Kranj, javno podjetje, d. o. o.,
- Komunala Novo Mesto d. o. o.,
- Komunala Trebnje,
- Komunalno podjetje Kranj d. o. o.,
- Komunalno podjetje Logatec, d. o. o.,
- Komunalno podjetje Vrhnika d. d.,
- Komunalno stanovanjsko podjetje Brežice d. d.,
- Milena Verbovšek s. p., hidrogeološko vrtanje, izgradnja vodnjakov,
- Nafta Lendava d. o. o.,
- Občina Bistrica pri Sotli,
- Občina Brezovica,
- Občina Cerknica,

- Občina Dobrna,
- Občina Horjul,
- Občina Ivančna Gorica,
- Občina Kozje,
- Občina Loška dolina,
- Občina Mokronog-Trebelno,
- Občina Šmartno pri Litiji,
- OKP Javno podjetje za komunalne storitve Rogaška Slatina, d. o. o.,
- Premogovnik Velenje d. d.,
- Terme Čatež d. d.,
- Terme Naravno zdravilišče Topolšica d. d.,
- Terme Snovik – Kamnik, d. o. o.,
- Vodovod-kanalizacija d. o. o. Celje,
- Zdravilišče Toplice Dobrna d. d.

Pogosto prostega dostopa v arhive nisem imel, temveč sem iz njih prejel le s strani podjetij izbrana poročila, zato dopuščam, da še obstajajo podatki o vrtinah in vodnjakih. Kljub temu sem za zadovoljivo statistično analizo zbral dovolj podatkov, katerih natančno število sem natančneje opisal v ustreznih poglavjih. Lokacije analiziranih 397 vrtinah in vodnjakih so prikazane na Sl. 2.4.

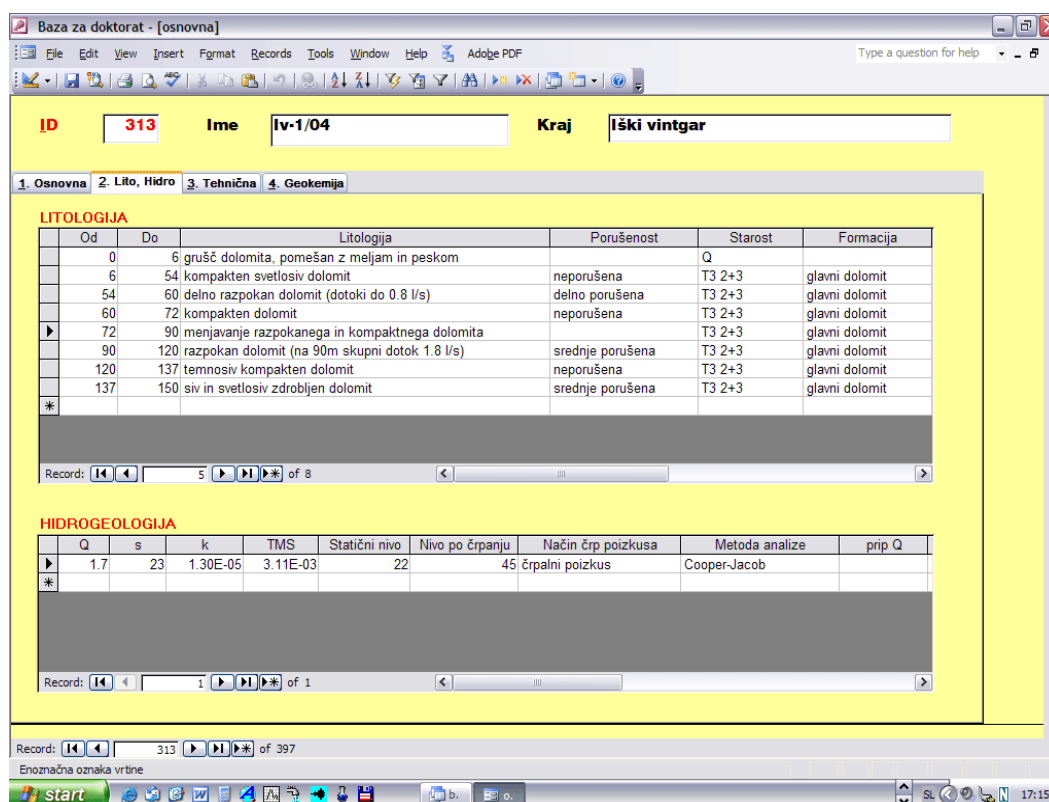
## **2.14 Uporabljene baze podatkov**

Za analize, uporabljene v svoji doktorski disertaciji, sem izdelal dve bazi podatkov, povezani med seboj preko identifikacijskih kod vrtin. Prva baza zajema podatke o zajetih vodonosnikih in o vrtinah in vodnjakih v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Baza je narejena v programu za relacijske podatkovne baze MS Access. Druga baza zajema geokemične podatke, vezane na vrtine ter črpalne poizkuse, narejene na njih. Baza je narejena v programu za geokemično modeliranje AquaChem.

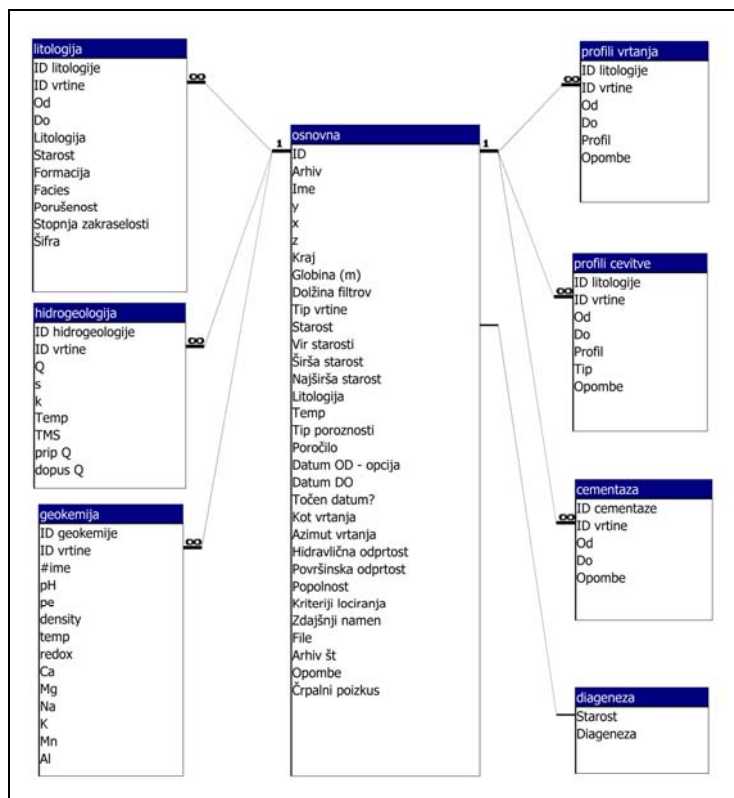
## 2.14.1 Relacijska baza

Za doktorsko disertacijo sem nadgradil in dopolnil računalniško bazo podatkov (Sl. 2.45), ki sem jo izdelal že v diplomskem delu (Verbovšek, 2003) ter jo uporabil v nadaljnjih raziskavah (Verbovšek, 2008a; Verbovšek in Veselič 2007). V disertaciji sem uporabil podatke o 397-ih vrtnah in vodnjakih, izvrtanih v dolomitne in apnenčaste vodonosnike v Sloveniji. Baza je razdeljena na osem tabel (Sl. 2.46) – osnovni podatki, hidrogeologija, litologija, geokemija, cementiranje, diageneza, profili cevovte in profili vrtnanja. Na to bazo so vezani podatki o črpalnih poizkusih, katerih podatki so v programu MS Excel.

Sl. 2.45 Delovno okolje v izdelani relacijski bazi v programu MS Access.



Sl. 2.46 Povezave tabel v relacijski bazi v programu MS Access.

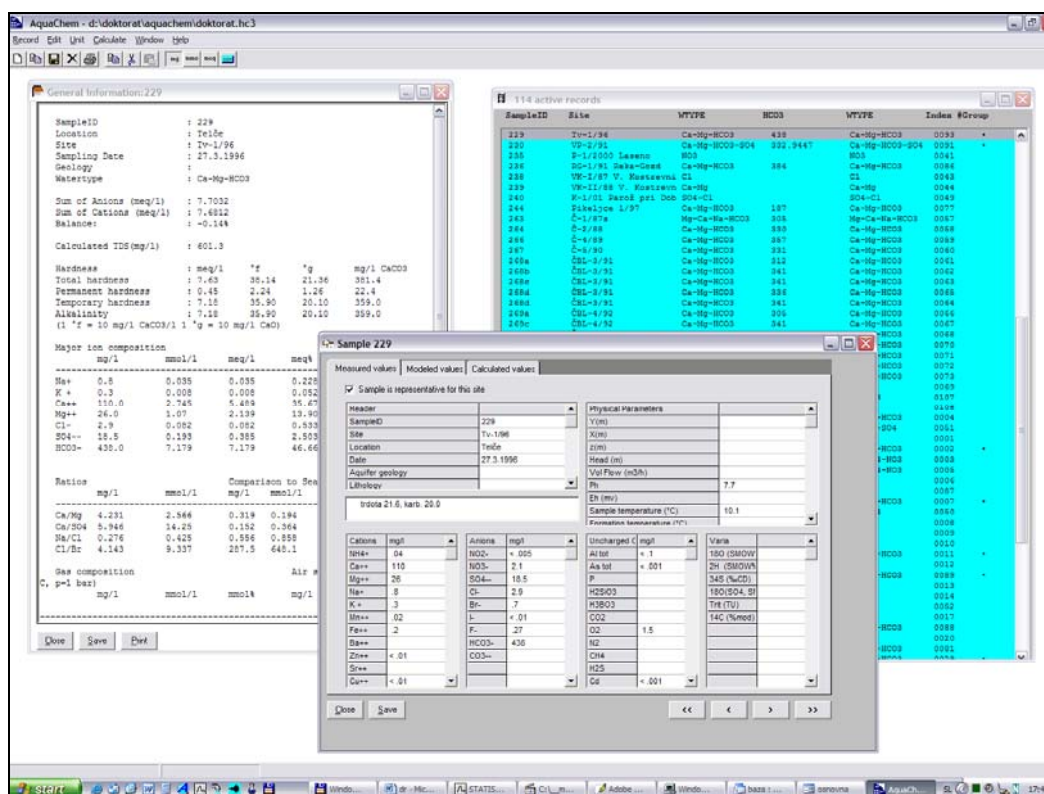


### 2.14.2 Geokemični podatki

Čeprav sem sprva v omenjeni bazi podatkov izdelal tudi tabelo s podatki o geokemičnih analizah vod iz vrtin, sem se kasneje odločil, da podatke prenesem v geokemični program AquaChem v3.7 (Calmbach, 1999), ki ni namenjen le obdelavi in modeliranju geokemičnih procesov z internim programom PHREEQC, temveč tudi grafični predstavitvi in shranjevanju podatkov. Tako sem izdelal ločeno bazo izključno za geokemične podatke.



Sl. 2.47 Delovno okolje programa AquaChem.



Geokemične izračune sem opravil s programom AquaChem (Sl. 2.47), ki je namenjen grafični in numerični analizi ter modeliranju kemičnih reakcij (Calmbach, 1999; Verbovšek, 2007b), in s programom PHREEQC for Windows (Appelo in Postma, 2005). Enostavna verzija tega programa (Parkhurst, 1995), s katerim izračunavamo predvsem reakcije v vodnih raztopinah, je vgrajena tudi v AquaChem. Tako lahko z njim določamo koncentracije in indekse nasičenja raztopljenih ali izločenih mineralov ter plinov, količino adsorpcije, simuliramo mešanja raztopin ter opravljamo bolj zahtevna transportna in inverzna modeliranja (Parkhurst, 1995).

Program PHREEQC (Parkhurst, 1995; Parkhurst in Appelo, 1999) temelji na že opisanih kemičnih enačbah, toda upošteva še precej dodatnih parametrov, ki vplivajo na koncentracije ionov v raztopini ter na količine izločenih mineralov. Kot sem omenil, moramo za pridobitev natančnih rezultatov namesto koncentracij upoštevati aktivnosti ionov, te pa so odvisne od številnih parametrov (naboja, temperature, ...). Program poleg aktivnosti upošteva tudi neidealnost vodnih raztopin, napake pri analizi elektronegativnosti (če npr. v miliekvivalentih - meq/l izražena vsota negativnih in pozitivnih ionov v raztopini ni enaka), efekte skupnega iona, aktivnost vode ter ionsko moč vodne raztopine. Izračun kemičnih

reakcij s programom je precej zapleten in natančneje opisan v literaturi (Parkhurst, 1995; Appelo in Postma, 2005), saj program vse vhodne parametre pretvori v interne funkcije, s katerimi nato iteracijsko določi želene rezultate.

Sam sem količino iona  $\text{HCO}_3^-$  v nekaj primerih izračunal iz karbonatne trdote (KT), ker zanj ni bilo podatka:  $\text{HCO}_3^- = \text{KT} * 50 / 17,857 * 61$  (v mg/l). Čeprav karbonatno trdoto sestavljajo tudi karbonatni ioni  $\text{CO}_3^{2-}$ , je glede na vrednosti pH pri izbranih meritvah njihova vrednost zanemarljiva, zato lahko karbonatno trdoto uporabimo kot oceno za izračun hidrogenkarbonatnih ionov. Pri  $\text{pH} < 8,3$  je količina  $\text{CO}_3^{2-}$  zanemarljiva (Appelo in Postma, 2005). Kjer ni bilo na voljo niti podatkov o karbonatni trdoti (v šestih primerih), sem količino hidrogenkarbonatnega iona izračunal kot razliko med miliekvivalenti glavnih kationov in anionov v programu AquaChem. Ti izračuni veljajo, kadar imamo sistem  $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (Juranji, 1998) oz. karbonatni sistem, kar za obravnavane vodonosnike velja.

Število popolnih analiz je v primerjavi s številom vseh črpalnih poizkusov manjše, saj so analize pri občasnih preizkušanjih redke. Njihovo število je namreč odvisno od števila prebivalcev ter od količine distribuirane vode na oskrbovanem območju (UL RS 19/2004; UL RS 26/2006). Razen tega v teh analizah niso zajeti vsi osnovni kemični parametri, potrebni za ustrezno geokemično modeliranje, saj pravilnik določa, da se analizirajo parametri Sb, As, Cu, B, bromati, cianidi, fluorid, Cd, Cr, Ni, Cr, nitrat, nitrit, Pb ter Al, amonij, celotni organski ogljik (TOC), pH, Mn, Na, oksidativnost, sulfat in Fe kot indikatorski kemični parametri (UL RS 19/2004). Meritve glavnih ionov, kot so  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{K}^+$ , torej niso predpisane in jih večina skrbnikov z viri pitne vode ne analizira, čeprav je cena analize teh dodatnih ionov v primerjavi z vsemi ostalimi (tudi čez 100 analiziranimi parametri) zanemarljiva. S popolno analizo tudi teh ionov bi pridobili precej več informacij in s tem zagotovili ustrezne podatke za geokemično modeliranje. Za kvalitetne analize moramo namreč analizirati čim več elementov v raztopini. Če nekaterih izmed njih ne upoštevamo, lahko namreč naredimo velike napake pri izračunu indeksov nasičenja, parcialnih tlakov plinov ipd. (Merkel in Planer-Friedrich, 2005).

#### 2.14.2.1 Kvaliteta geokemičnih podatkov

Geokemične podatke o podzemnih vodah sem pridobil iz hidrogeoloških poročil različnih podjetij po Sloveniji. Vode so analizirali v različnih laboratorijih, izbranih glede na njihovo bližino do vzorčnega mesta (vrtine). Analize so bile opravljene v zelo širokem časovnem razdobju in vse niso bile opravljene z enakimi metodami. Sestava vod, analiziranih

po letu 2001 oz. večinoma po letu 2003, je bila povsod določena v akreditiranih laboratorijih (Tab. 2.4).

Tab. 2.4 Seznam akreditiranih laboratorijev.

Laboratorij	Št.	Datum akreditacije
Zavod za zdravstveno varstvo Maribor	LP-014	14. 12. 2001
Zavod za zdravstveno varstvo Novo Mesto	LP-019	27. 11. 2002
Javno podjetje VO-KA Ljubljana	LP-036	02. 04. 2003
Zavod za zdravstveno varstvo Nova Gorica	LP-029	04. 07. 2003
Inštitut za varovanje zdravja RS	LP-036	22. 08. 2003
Zavod za zdravstveno varstvo Kranj	LP-044	29. 12. 2003
Zavod za zdravstveno varstvo Celje	LP-044	01. 04. 2004

V vseh izvidih laboratorijev so pri vsakem testiranem parametru našteje tudi metode testiranja. Primerjavo teh metod, uporabljenih v različnih inštitucijah, sem podal za glavne parametre v Tab. 2.5. Razvidno je, da so metode za nekatere parametre med seboj popolnoma primerljive, saj uporabljajo enake standarde. Nekatere parametre pa še vedno, čeprav redko, določajo po internih metodah. V Tab. 3.24, ki jo bom omenil v nadaljevanju v poglavju 3.5.1, so ob analizah v vrtinah prikazani uporabljeni laboratoriji.

Tab. 2.5 Primerjava metod za glavne analizirane ione in elemente po akreditiranih laboratorijih.

	ZZV NM	ZZV KR	IVZ RS	ZZV NG	VO-KA	ZZV MB	ZZV CE
pH	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523	SIST ISO 10523
EC	SIST EN 27888	SIST EN 27888	SIST EN 27888	SIST EN 27888	SIST EN 27888	SIST EN 27888	SIST EN 27888
Ca <sup>2+</sup>	SIST ISO 6058	SIST ISO 6058	Interna	SIST ISO 6058	SIST EN ISO 14911	SIST ISO 6058	
Mg <sup>2+</sup>	SIST ISO 6059	SIST ISO 6059	Interna	SIST ISO 6059	SIST EN ISO 14911	SIST ISO 6059	
Na <sup>+</sup>	SIST ISO 9964-1	SIST ISO 8288	SIST ISO 9964-1		SIST EN ISO 14911		SIST ISO 9964-1
K <sup>+</sup>	SIST ISO 9964-2		SIST ISO 9964-2		SIST EN ISO 14911		
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SIST EN ISO 10304-1	SIST EN ISO 10304-2	SM 4500-SO4 E	SIST EN ISO 10304-1	SM 4500-SO4 E, SIST EN ISO 10304-1		SIST EN ISO 10304-1,2
Cl <sup>-</sup>	SIST EN ISO 10304-1	SIST ISO 7392-2	Spec. 14755	MP-V 11	SIST EN ISO 10304-1		SIST EN ISO 10304-1,2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> , CO <sub>2</sub>	SIST EN ISO 9963-1				ASTM	SIST EN ISO 9963-1	
trdota	SIST ISO 6058, SIST EN ISO 9963-1		SM 2340 C	SIST ISO 6058, SIST ISO 6059		DIN 38409-6	SIST ISO 7980
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SIST EN ISO 10304-1	SIST EN ISO 10304-2	SM 4500 B.	Int. MP LC 004, SIST ISO 7890-3	SIST EN ISO 10304-1	SM 4500-NO3 B	SIST EN ISO 10304-1
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	SIST EN 26777	SIST EN 26777	SIST EN 26777	SIST EN 26777	SM 4500-NO2 B	SIST EN 26777	SIST EN ISO 10304-1
Si	SM 4500-SiO <sub>2</sub> -C		SM 4500 Si D.				
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	SIST ISO 7150-1, SIST ISO 5664	SIST ISO 5664	SIST ISO 7150-1	SIST ISO 7150-1	SIST ISO 7150-1, SM 4500-NH <sub>3</sub> B,C.	SIST ISO 7150-1, SIST ISO 5664	SIST ISO 5664
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	SIST EN ISO 6878	SIST EN ISO 6878	SIST EN ISO 6878	SIST EN ISO 6878	SM 4500-P C.	SIST EN ISO 6878	SIST EN ISO 6878
F	SIST EN ISO 10304-1		Interna	SIST EN ISO 10304-1		ISO 10359-1	SIST EN ISO 10304-1,2

Uporabljene metode so bolj pregledne kot pred leti, saj jih sedaj v poročilih navajajo poleg rezultatov geokemičnih analiz. Poleg tega zdaj različni zavodi oz. laboratoriji uporabljajo večinoma enake metode, zato so rezultati analiz po Sloveniji primerljivi. Tega pa ni mogoče zagotovo trditi za starejše analize, ker zanje podatkov o vrstah uporabljenih metod ni. Po informacijah (Fortuna, ZZV NM, osebni razgovor, 2008) se natančnost starejših analiz za glavne elemente giblje v območju  $\pm 15\%$ . Menim, da so tudi starejše metode za tiste elemente oz. ione, ki jih obravnavam v disertaciji, ustrezne, saj so razlike v natančnosti značilne predvsem za tiste elemente, ki se pojavljajo v majhnih koncentracijah. Metode, uporabljene v novejšem času v akreditiranih laboratorijih, so po natančnosti primerljive med seboj. Natančnost z ICP-MS metodo je tako 1–3 %, s plamensko AAS 0,1–1 % in z grafitno AAS (GF-AAS) 1–5 % (Tyler, 1994). Metode se bistveno ločijo v detekcijskih mejah elementov, saj je ICP-MS metoda precej natančnejša od ostalih (meja detekcije je večinoma manjša od 0,005  $\mu\text{g/l}$ ), absorpcijske metode pa imajo mejo detekcije okoli 0,5  $\mu\text{g/l}$  (GF-AAS) ali 100  $\mu\text{g/l}$  oz. bistveno več (plamenska AAS). Ponovljivost metod v akreditacijskih listinah laboratorijev večinoma ni omenjena, navedena sta le območje preizkušanja parametra ali spodnja meja detekcije. Nekaj informacij je na razpolago v ustreznih standardih (Tab. 2.6), kjer je ponovljivost podana kot koeficient variacije ali kot standardni odklon. Koeficient variacije se giblje večinoma okoli nekaj odstotkov, standardni odkloni pa so, razen nekaj izjem, majhni. Tudi med naštetimi standardi obstajajo razlike, saj so nekatere metode testirali na precej večjem številu vzorcev kot ostale.

Tab. 2.6 Primerjava natančnosti analitskih metod za glavne elemente oz. ione.

Standard SIST	Parameter	Koeficient variacije (%)	Standardni odklon (mg/l)	Natančnost	Metoda
ISO 9963-2	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> , CO <sub>2</sub> (ALK)	3,5 %			titrimetrična
ISO 6878	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>		0,002 – 0,006	±5 mg/l	spektrometrična
ISO 6058	Ca <sup>2+</sup>			±5 mg/l	titrimetrična
ISO 6059	Mg <sup>2+</sup>				titrimetrična
ISO 9964-1	Na <sup>+</sup>	3,5 – 3,8 %	0,211 – 11,071		AAS
ISO 9964-2	K <sup>+</sup>	3,6 – 5,9 %	0,058 – 0,240		AAS
ISO 10523	pH			±0,05	elektrometrična
EN 27888	EC		0,262 – 0,355 (-)		
EN ISO 10304-1	F <sup>-</sup>	4,1	0,086		ion. kromatografija
EN ISO 10304-1	Cl <sup>-</sup>	1,5 – 2,1	0,275 – 0,580		ion. kromatografija
EN ISO 10304-1	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	10,8	0,0,176		ion. kromatografija
EN ISO 10304-1	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	2,0 – 2,8	0,112 – 0,400		ion. kromatografija
EN ISO 10304-1	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1,4 – 2,3	0,620 – 1,297		ion. kromatografija
ISO 7150-1	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>		0,002 – 0,036	±0,69 mg/l pri 0,200 mg/l	spektrometrična
ISO 8288	Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb	2,7 – 16,5 %	0,3 – 4,7		plamenska AAS
EN ISO 15586	Ag, Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, Fe, Mn, Al	0,7 – 11,7 %			GF-AAS
EN ISO 17294-1,2	62 elementov	6,4 – 20,3 %	0,046 – 2,56		ICP-MS

## 2.15 Statistična obdelava podatkov

Podatke sem prikazal tako grafično kot tudi numerično, pri čemer sem za testiranje porazdelitev in statističnih razlik med skupinami uporabil statistične teste. Statistični pristop sem izbral, ker je za obravnavane lastnosti vodonosnikov najbolj ustrezen (Neuman, 2005). Za testiranje porazdelitve normalnosti sem uporabil Shapiro-Wilksov test, ki naj bi bil med testi normalnosti najbolj natančen in tudi najbolj primeren za testiranje pri skupinah z manjšimi vzorci (de Sá, 2003). V prejšnjih raziskavah (Verbovšek, 2008a; Verbovšek in Veselič, 2007) sem preizkusil tudi Kolmogorov-Smirnov (K-S) in Lillieforsov (L) test. Oba dajeta podobne rezultate, le da je K-S test manj občutljiv oz. bolj »toleranten« in ne določa prilagajanj normalnim porazdelitvam tako natančno kot ostala dva. Zato sem v disertaciji uporabljal izključno Shapiro-Wilksov test, saj je bilo število podatkov včasih majhno.

Za testiranje razlik med analiziranimi skupinami sem v disertaciji uporabil dva različna testa, glede na ugotovljeni tip porazdelitve podatkov. Če so bili podatki porazdeljeni po normalni distribuciji, sem si pomagal s parametričnimi t-testi (Borradaile, 2003; de Sá, 2003). Te teste sem uporabil tudi, kadar so bili podatki porazdeljeni po lognormalni distribuciji, saj jih je bilo v tem primeru mogoče transformirati v normalno distribucijo. Ko podatki niso bili normalno porazdeljeni, sem uporabil neparametrične Mann-Whitney (M-W) teste. Ti testi predstavljajo alternativo t-testom in se jih uporablja v primeru, da podatki niso porazdeljeni po normalni distribuciji. Podobno sem za ugotavljanje statične značilnosti korelacij uporabljal Pearsonov korelacijski koeficient ( $r$ ) v primeru, da so podatki pripadali normalni (oz. transformirani lognormalni distribuciji) in Spearmanov korelacijski koeficient ( $r'$ ), če so pripadali ostalim distribucijam. Vse podatke sem testiral na nivoju stopnje verjetnosti 95 %.

## 2.16 Pridobivanje podatkov za analizo fraktalnih dimenzij mrež razpok

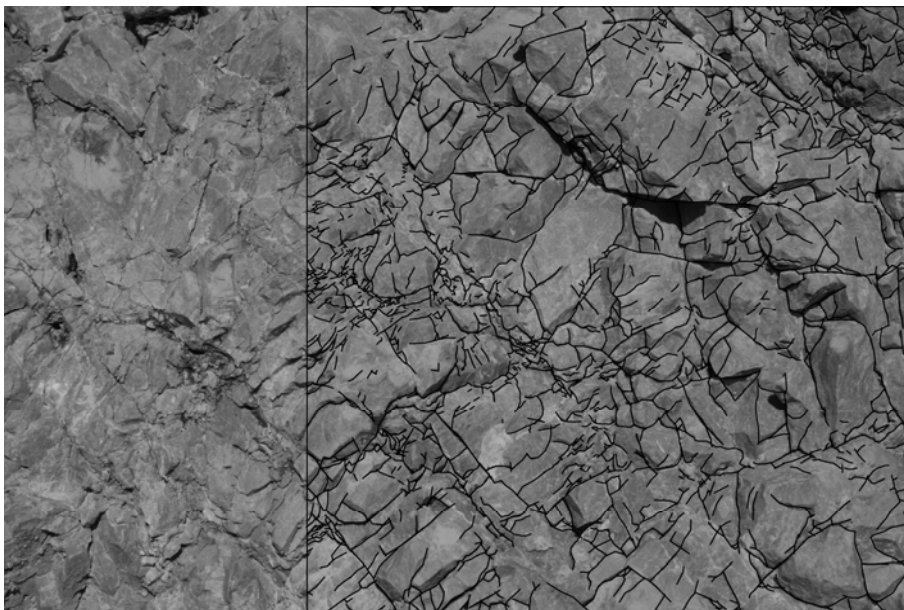
Ker sem želel proučiti, kakšna je fraktalna dimenzija razpok na terenu, ter ugotoviti, ali obstaja kakšna povezava med fraktalno dimenzijo razpok ter dimenzijo toka, sem določil tudi fraktalne dimenzije mrež razpok. Da bi zajel čim bolj raznolike oz. naključne vrednosti ter obenem zagotovil tudi primerjavo teh z dimenzijami toka, sem se odločil, da izberem razpoke ob vrtinah oz. vodnjakih, ki so glede na geografsko lokacijo izvrtani bolj ali manj naključno po Sloveniji, seveda tam, kjer se pojavljajo karbonatne kamnine. S tem sem se

obenem izognil temu, da bi bile analizirane razpoke le iz ene tektonske enote in da bi pripadale enakemu tektonskemu vzorcu.

Podatke sem pridobil s pomočjo dvodimenzionalne metode (Badabagli 2001; Barton 1995) in ne po enodimenzionalni metodi merskih daljic oz. po modelu Cantorjevega prahu (Velde et al., 1990). S slednjim sicer lahko ocenimo vrednost fraktalnih dimenzij v dveh dimenzijah, a je vsekakor podatke bolje zajeti v več dimenzijah.

Zajemanje mreže razpok in pretvarjanje v obliko, ustrezno za analizo, je potekalo na naslednji način. Sprva sem z digitalnim fotoaparatom v ločljivosti 3504 x 2336 točk oz. 8,2 milijona točk razpoke fotografiral (Sl. 2.48) s približno enake razdalje nekaj metrov, da so narejene slike primerljive. Nekatere fotografije sem nato obdelal v računalniških programih, tako da so bile razpoke bolj vidne. Izboljšal sem le svetlost fotografije in kontrast, tako da same informacije o razpokah oz. o sliki nisem spremenil. Fotografije sem nato natisnil v A4 formatu v originalnem razmerju 1 : 1, razpoke pa nato narisal na prosojen papir, položen čez originalno fotografijo. Na risbi sem zajel vse razpoke sem zajel v kvadratnem polju velikosti 194 x 194 mm, kar predstavlja maksimalno širino fotografije, natisnjene v A4 formatu. Konture razpok sem začrtal z markerji deklarirane debeline 0,05 mm, kar pri velikosti okna fotografije 194 x 194 mm ustreza končni sliki 3880 x 3880 točk. Ker je dejanska debelina markerjev približno dvakrat večja kot deklarirana, je bila končna velikost želene slike določena kot 2048 x 2048 točk, kar praktično ustreza (razlika je 5 %) kvocientu velikosti okna 194 x 194 mm ter debelini markerja 0,1 mm (1940 x 1940 točk). Ta ločljivost popolnoma ustreza in je dovolj velika za analizo, saj so zanjo nekateri avtorji uporabljali celo slike velikosti od 128 x 128 točk (Berkowitz in Hadad, 1997) do ustrežnejših 2063 x 1463 točk (Roy et al., 2007).

Sl. 2.48 Fotografija in digitalizirana mreža razpok na subvertikalnem izdanku dolomita.



Predpostavljajo, da je za kvalitetno določanje eksponenta v potenčni zvezi potrebno zajeti vsaj dvesto razpok (Barton, 1995). V svoji disertaciji sem na vsaki posamezni karti analiziral po nekaj sto do tudi več kot tisoč razpok, tako da je kvalitetni prag zagotovo dosežen in presežen.





### 3. REZULTATI

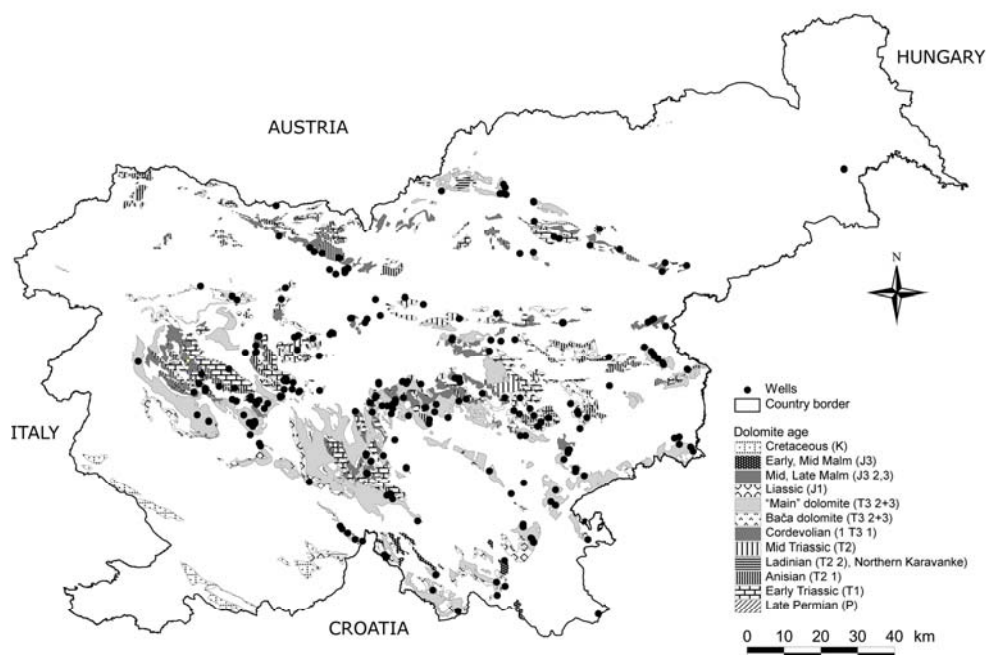
#### 3.1 Povzetki že objavljenih del s področja disertacije

V tem poglavju bom na kratko predstavil poglavitne ugotovitve svojih že objavljenih del s podobno tematiko, s kakršno sem se ukvarjal v disertaciji. Te raziskave so zato del disertacije, saj so temelj vseh analiz v njej. Vanjo sem jih tako smiselno vključil, tako da sem jih omenjal na ustreznih mestih, obenem pa sem jih dodal tudi v priloge VI–X.

##### 3.1.1 *Vpliv različnih geoloških in tehnoloških faktorjev na izdatnost dolomitnih vodonosnikov*

V predhodnih raziskavah (Verbovšek, 2008a; priloga VI in Verbovšek in Veselič, 2007; priloga VII) sem sam in z M. Veseličem določil hidrogeološke in hidrološke parametre dolomitnih vodonosnikov ter številne vplive na vrednosti parametrov. Analiziral sem podatke iz 298 vrtin, lociranih v dolomitne vodonosnike v Sloveniji (Sl. 3.1). Rezultati so pokazali, da so vrednosti hidravličnih parametrov porazdeljene po logaritemsko normalni distribuciji, zato je pri statističnih analizah bolj ustrezna uporaba logaritemsko transformirane ( $\log K$ ) kot normalne ( $K$ ) vrednosti. Ta porazdelitev velja za koeficient prepustnosti  $K$ , transmisivnost  $T$ , specifično izdatnost  $Q/s$ , indeks specifične izdatnosti  $S_i$  (Davis in DeWeist, 1966) in za maksimalne pretoke  $Q_{max}$ . Glede na te rezultate tudi v disertaciji namesto originalnih uporabljam logaritmirane vrednosti parametrov.

Sl. 3.1 Lokacije vrtin in dolomitnih vodonosnikov v Sloveniji (Verbovšek, 2008a).



V eni od razprav (Verbovšek in Veselič, 2007) sem obravnaval vplive osmih različnih faktorjev na vrednosti hidravličnih parametrov v dolomitnih vodonosnikih. Ti vplivi so bili: litološke značilnosti kamnin, njihova starost, oddaljenost od rek, topografska lokacija, globina vodnjakov, globina do statičnega nivoja podzemne vode, stopnja popolnosti ter vpliv neprepustne krovline nad vodonosniki. Izkazalo se je, da na hidravlične parametre najpomembneje vplivajo litološke značilnosti kamnin, saj so najvišje vrednosti koeficienta prepustnosti in ostalih parametrov v cordevolskih dolomitih ( $1T_3^1$ ), ki imajo velik odstotek karbonata, veliko primarno poroznost in so precej razpokani. Nekoliko manjše vrednosti  $K$  so značilne za anizijske ( $T_2^1$ ) in glavne dolomite ( $T_3^{2+3}$ ), ki imajo prav tako velik delež karbonata in veliko debelino. Ostali vodonosniki imajo manjše vrednosti hidravličnih parametrov zaradi večje vsebnosti klastičnih komponent, delne dolomitizacije ali zaradi manjših debelin plasti. Razlike med visoko izdatnimi (cordevolski, anizijski in glavni dolomit) ter nizko izdatnimi skupinami (jurski  $J_3^{1,2}$ , spodnjetriasni  $T_1$  in permijski  $P$ ) so tudi statistično značilne, kar potrjujejo tako Mann-Whitney (M-W) kot tudi t-testi.

Sama starost kamnin na vrednosti hidravličnih parametrov ne vpliva, saj ni opaznih trendov povečevanja ali zmanjševanja parametrov od najstarejših permijskih preko triasnih do jurskih vodonosnikov (Verbovšek in Veselič, 2007). Bližina rek oz. površinskih vodnih teles opazno vpliva na parametre. Parametre sem analiziral v dveh skupinah, določenih glede na

oddaljenost od rek; manj ali več kot 200 m. To vrednost sem izbral iz analize Mabeeja (1999), kjer je bilo vplivno območje napajanja rek ocenjeno na 200m. Uporabil sem zgornjo vrednost velikostnih razredov, saj je pri drugačnem izboru število podatkov v skupini < 200 m premajhno za analizo. Rezultati (Tab. 3.1) so pokazali, da so višje vrednosti parametrov v skupini vodonosnikov, ki so bližje rekam, kar lahko razlagamo na dva načina. Pri nekaterih vrtnah, ki imajo nivo podzemne vode plitvo pod površjem, je ta nivo pred in med črpanjem v nekaterih primerih nespremenjen, kar dokazuje, da med vrtnami in vodnimi telesi obstaja neposredna hidravlična zveza. Razen tega so kamnine, še posebej karbonati oz. trše kamnine, v dnu dolin velikokrat bolj razpokane, saj doline in s tem tudi reke potekajo po tektonskih strukturah.

Tab. 3.1 Vpliv bližine rek na hidravlične parametre (Verbovšek in Veselič, 2007).  $N$  = število vzorcev,  $x$  = povprečna vrednost,  $s$  = standardni odklon (velja tudi za nadaljnje tabele)

Parameter	Bližina	N	x	s	t in M-W testa
log K	< 200 m	2	-4,55	0,66	N
	> 200 m	116	-5,58	1,13	
log T	< 200 m	7	-1,77	0,69	Y
	> 200 m	95	-3,68	1,06	
log Q/s	< 200 m	45	0,30	0,76	Y
	> 200 m	253	-0,55	0,89	
log S <sub>i</sub>	< 200 m	27	-1,83	0,76	Y
	> 200 m	172	-2,27	0,89	
log Q <sub>max</sub>	< 200 m	34	1,11	0,47	Y
	> 200 m	238	0,37	0,67	

Zelo opazen vpliv na vodonosnike ima tudi topografska lokacija. Vrtine sem glede na položaj na topografski karti 1 : 25.000 ločil na šest razredov: doline, planote, nižje ležeče ravnine, pobočja, grebene ter na vznožja. Najvišje geometrične vrednosti parametrov so v nižje ležečih ravninah ter v dolinah, najnižje pa na planotah. Razlike med prvima dvema razredoma in večino ostalih štirih so tudi statistično značilne (Tab. 3.2). Podobno so opazili tudi ostali avtorji (Henriksen, 1995; Mabee, 1999), da so bolj izdatne vrtine locirane v topografsko nižjih predelih. Večje izdatnosti lahko podobno kot pri prejšnjem vplivnem faktorju razlagamo s hidravlično zvezo ali z večjo stopnjo razpokanosti kamnin v dolinah, za nižje ležeče ravnine pa tudi s splošnim gradientom in tokom podzemne vode, saj topografsko nižje lokacije predstavljajo lokalno hidrološko bazo.

Tab. 3.2 Vpliv topografske lokacije (Verbovšek in Veselič, 2007). Oznaki N in Y predstavljata pozitiven in negativen rezultat t-testov in neparametričnih Mann-Whitney testov. Kjer se rezultati testov razlikujejo, označuje prva črka rezultat M-W testa, druga pa t-testa. Legenda velja tudi za naslednje tabele.

Parameter	N	x	s	Lokacija	Dolina	Greben	Planota	Pobočje	Ravnina	Vznožje
<b>log K</b>	69	-5,35	1,16	Dolina	-	-	-	-	-	-
	2	-5,94	0,37	Greben	N	-	-	-	-	-
	24	-5,89	0,95	Planota	Y	N	-	-	-	-
	17	-6,14	1,09	Pobočje	Y	N	N	-	-	-
	5	-4,63	0,12	Ravnina	N	NY	Y	Y	-	-
	1	-6,30	-	Vznožje	-N	-N	-N	-N	-Y	-
<b>log T</b>	66	-3,24	1,13	Dolina	-	-	-	-	-	-
	5	-3,88	1,51	Greben	N	-	-	-	-	-
	20	-4,34	0,77	Planota	Y	N	-	-	-	-
	8	-4,33	0,59	Pobočje	Y	N	N	-	-	-
	4	-2,72	0,11	Ravnina	N	N	Y	Y	-	-
	1	-3,94	-	Vznožje	-N	-N	-N	-N	-Y	-
<b>log Q/s</b>	164	-0,21	0,80	Dolina	-	-	-	-	-	-
	9	-0,76	0,45	Greben	Y	-	-	-	-	-
	36	-1,02	0,96	Planota	Y	N	-	-	-	-
	54	-0,61	0,90	Pobočje	Y	N	Y	-	-	-
	14	-0,09	0,85	Ravnina	N	NY	Y	N	-	-
	36	-0,69	1,16	Vznožje	Y	N	N	N	N	-
<b>log S<sub>i</sub></b>	99	-2,10	0,82	Dolina	-	-	-	-	-	-
	9	-2,43	0,58	Greben	N	-	-	-	-	-
	21	-2,77	1,03	Planota	Y	N	-	-	-	-
	33	-2,19	0,87	Pobočje	N	N	Y	-	-	-
	13	-1,36	0,88	Ravnina	Y	Y	Y	Y	-	-
	24	-2,55	0,73	Vznožje	Y	N	N	N	Y	-
<b>log Q<sub>max</sub></b>	117	0,78	0,56	Dolina	-	-	-	-	-	-
	9	0,21	0,32	Greben	Y	-	-	-	-	-
	44	-0,06	0,66	Planota	Y	N	-	-	-	-
	46	0,31	0,60	Pobočje	Y	N	Y	-	-	-
	16	0,50	0,58	Ravnina	N	N	Y	N	-	-
	40	0,35	0,81	Vznožje	Y	N	Y	N	N	-

Globina vodnjakov (Tab. 3.3) na parametre bolj malo vpliva, saj med skupinami, razvrščenimi po globinah po 50 m (0–50 m, 50–100 m...) ni bistvenih razlik ali pa so te naključne, kot so podobno ugotovili Loisselle in Evans (1995) ter LeGrand (1967). Čeprav je znano, da se z globino izdatnost vodnjakov zmanjšuje, je ta efekt opazen le pri zelo globokih (nekaj sto metrov in več) vodnjakih, največkrat izvrtanih za potrebe naftne industrije. Nasprotno je velika večina obravnavanih vodnjakov plitvejša od 300 m, do te globine pa so razpoke večinoma porazdeljene enakomerno po globini. Nižje ležeče vrtnice so lahko tudi bolj izdatne zaradi porazdelitve potenciala in dejstva, da so vodnjaki večinoma nepopolni. V tem primeru zaradi hidravlike in oblike tokovnic toka lahko prihaja do izdatnejših vrtnic v bližini rek.

Tab. 3.3 Vpliv globine vodnjakov (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2.

Parameter	N	x	s	Globina	0– 50 m	50– 100 m	100– 150 m	150– 200 m	> 200 m
<b>log K</b>	1	-4,49	-	0–50 m	-	-	-	-	-
	9	-5,44	1,26	50–100 m	N-	-	-	-	-
	17	-4,87	0,64	100–150 m	N-	N	-	-	-
	15	-5,38	0,88	150–200 m	N-	N	NY	-	-
	16	-6,04	1,09	> 200 m	N-	N	NY	N	-
<b>log T</b>	0	-	-	0–50 m	-	-	-	-	-
	5	-3,81	0,69	50–100 m	-	-	-	-	-
	16	-2,72	0,75	100–150 m	-	Y	-	-	-
	12	-3,30	0,92	150–200 m	-	N	N	-	-
	16	-3,93	1,06	> 200 m	-	N	Y	N	-
<b>log Q/s</b>	17	-0,60	0,99	0–50 m	-	-	-	-	-
	44	-0,64	0,99	50–100 m	N	-	-	-	-
	57	-0,16	0,77	100–150 m	NY	Y	-	-	-
	49	-0,55	0,81	150–200 m	N	N	Y	-	-
	33	-0,86	1,02	> 200 m	N	N	Y	N	-
<b>log S<sub>i</sub></b>	13	-1,89	0,91	0–50 m	-	-	-	-	-
	28	-1,99	0,71	50–100 m	N	-	-	-	-
	42	-2,00	0,78	100–150 m	N	N	-	-	-
	35	-2,48	0,84	150–200 m	Y	Y	Y	-	-
	20	-3,01	0,86	> 200 m	Y	Y	Y	Y	-
<b>log Q<sub>max</sub></b>	34	0,13	0,76	0–50 m	-	-	-	-	-
	66	0,23	0,71	50–100 m	N	-	-	-	-
	79	0,72	0,58	100–150 m	Y	Y	-	-	-
	62	0,66	0,46	150–200 m	Y	Y	N	-	-
	45	0,35	0,76	> 200 m	N	N	Y	Y	-

Pri vplivu globine do statičnega nivoja podzemne vode sem vrtine razporedil v pet razredov po 20 m. Ker so rezultati pokazali, da je število podatkov vselej precej večje v prvem razredu in ker so globine do nivoja podzemne vode porazdeljene lognormalno, sem podatke ponovno porazdelil v logaritmirane razrede; < 1, 1–3,16, 3,16–10, 10–32 in > 32 m. V tem primeru so razlike bolj opazne, saj je različnih razredov statistično več, podatki pa so po novih intervalih porazdeljeni bolj enakomerno. Drugače kot pri prvotni klasifikaciji, kjer so bile najvišje vrednosti hidravličnih parametrov zabeležene v najplitvejšem razredu, pri novi klasifikaciji (Tab. 3.4) ni opaznih razredov, kjer bi bile vrednosti višje. Zato lahko sklepamo, da ta dejavnik na parametre nima večjega vpliva. Plitva gladina do statičnega nivoja lahko namreč odraža slabo razpokanost kamnin in s tem njihovo slabšo prepustnost (LeGrand, 1967), obenem pa odraža gladina podzemne vode ravnotežno stanje napajanja in praznjenja vodonosnika, zato ni pričakovati, da bo prepustnost odvisna od globine.

Tab. 3.4 Vpliv globine do statičnega nivoja podzemne vode (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2.

Parameter	N	x	s	Razred	< 1	1-3,16	3,16-10	10-32	> 32
log K	9	-5,05	0,50	< 1	-	-	-	-	-
	10	-4,60	0,28	1-3,16	Y	-	-	-	-
	15	-5,13	0,74	3,16-10	N	Y	-	-	-
	19	-5,26	0,76	10-32	N	Y	N	-	-
	24	-6,13	0,88	> 32	Y	Y	Y	Y	-
log T	9	-3,12	0,72	< 1	-	-	-	-	-
	5	-2,59	0,31	1-3,16	N	-	-	-	-
	13	-3,28	1,07	3,16-10	N	N	-	-	-
	16	-3,66	0,90	10-32	N	Y	N	-	-
	16	-4,32	0,66	> 32	Y	Y	Y	Y	-
log Q/s	25	-0,29	0,65	< 1	-	-	-	-	-
	35	-0,03	0,83	1-3,16	N	-	-	-	-
	47	-0,46	0,76	3,16-10	N	Y	-	-	-
	53	-0,78	1,04	10-32	Y	Y	NY	-	-
	57	-0,94	0,98	> 32	Y	Y	Y	N	-
log S <sub>i</sub>	24	-2,04	0,68	< 1	-	-	-	-	-
	32	-1,73	0,74	1-3,16	N	-	-	-	-
	44	-2,17	0,61	3,16-10	N	Y	-	-	-
	39	-2,49	1,01	10-32	NY	Y	NY	-	-
	43	-2,64	1,06	> 32	Y	Y	Y	N	-
log Q <sub>max</sub>	22	0,65	0,63	< 1	-	-	-	-	-
	42	0,60	0,70	1-3,16	N	-	-	-	-
	52	0,60	0,58	3,16-10	N	N	-	-	-
	50	0,29	0,71	10-32	Y	Y	Y	-	-
	72	0,08	0,58	> 32	Y	Y	Y	N	-

Stopnja popolnosti vodnjakov (ali je vodnjak izvrtan do neprepustne podlage ali ne) ne vpliva na omenjene parametre. Višje vrednosti hidravličnih parametrov je mogoče zaznati v nepopolnih vodnjakih, razlike pa so neznačilne (Tab. 3.5), kar lahko razlagamo z dejstvom, da se vrtanje vodnjakov v visoko izdatnih vodonosnikih zaključi, preden vodnjak zadane ob neprepustno podlago, saj že zajame zadostno količino vode, kar povzroči neznačilne razlike med obema razredoma.

Tab. 3.5 Vpliv popolnosti vodnjakov (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2.

Parameter	Stopnja popolnosti	N	x	s	t in M-W
log K	Popoln	8	-5,55	0,89	N
	Nepopoln	114	-5,57	1,13	
log T	Popoln	5	-4,09	0,66	N
	Popoln	101	-3,53	1,14	
log Q/s	Popoln	39	-0,60	0,74	N
	Nepopoln	259	-0,47	0,96	
log S <sub>i</sub>	Popoln	24	-2,46	0,61	N
	Nepopoln	169	-2,22	0,94	
log Q <sub>max</sub>	Popoln	32	0,29	0,65	N
	Nepopoln	243	0,46	0,68	

Raziskava vpliva slabo prepustne krovnine nad vodonosnikom na hidravlične parametre kaže, da so vrednosti parametrov večinoma višje v vodonosnikih, ki niso prekriti z nekaj metrov debelo slabo prepustno plastjo gline ali ostalih sedimentov. Kljub temu so razlike dokaj majhne, razen tega pa so značilne razlike vidne le pri dveh parametrih (Tab.

3.6). Zato je mogoče sklepati, da so te bolj ali manj naključne in da ta faktor nima večjega vpliva na parametre.

Tab. 3.6 Vpliv slabo prepustne krovnine (Verbovšek in Veselič, 2007). Za oznake glej Tab. 3.2.

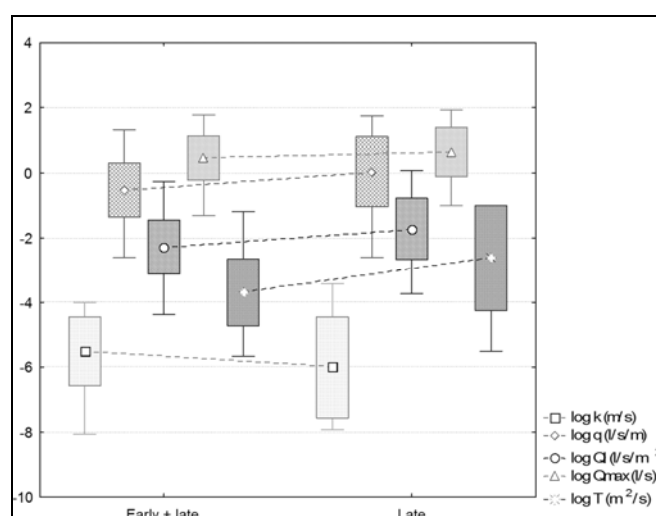
Parameter	Prisotnost krovnine	N	x	s	t in M-W
log K	Ne	81	-5,44	1,06	N
	Da	41	-5,82	1,17	
log T	Ne	69	-3,31	1,13	Y
	Da	38	-4,01	0,97	
log Q/s	Ne	210	-0,50	0,91	N
	Da	88	-0,52	0,91	
log S <sub>i</sub>	Ne	130	-2,30	0,84	N
	Da	63	-2,15	1,03	
log Q <sub>max</sub>	Ne	177	0,51	0,71	Y
	Da	95	0,31	0,62	

Bistveno pa vplivajo na vrednosti parametrov diagenetski procesi, s katerimi dolomitne kamnine preko procesov dolomitizacije nastanejo iz apnencev (Verbovšek, 2008a). Zgodnjediagenetski dolomiti nastanejo blizu površja iz karbonatnega sedimenta. Zanje so tipični majhni kristali, stromatolitne plasti in izsušitvene pore. Poznodiagenetski dolomiti nasprotno nastanejo globlje iz že strjenih kamnin in imajo zato večje kristale. Njihova prepustnost je zaradi zvečanja dolomitnih kristalov ponavadi boljša kot pri zgodnjediagenetskih dolomitih (Warren, 2000), obenem pa kamnine zaradi večjih kristalov v primerjavi z apnenci postanejo tudi bolj dovzetne za razpokanje (Aguilera, 1980). Rezultati (Sl. 3.2, Tab. 3.7) te teoretične predpostavke potrjujejo, saj so vrednosti večine analiziranih parametrov (transmisivnosti, specifične izdatnosti, indeksa specifične izdatnosti in maksimalnih pretokov) nižje v tisti skupini, ki je nastala tako z zgodnjo kot tudi s pozno diagenozo (glavni T<sub>3</sub><sup>2+3</sup>, anizijski T<sub>2</sub><sup>1</sup>, srednjetriasni T<sub>2</sub>, spodnjeskitski sp. T<sub>1</sub> in skitski T<sub>1</sub> dolomit) in ne le s pozno diagenozo (baški T<sub>3</sub><sup>2+3</sup>, cordevolski <sub>1</sub>T<sub>3</sub><sup>1</sup>, liasni J<sub>1</sub>, malmski J<sub>3</sub>, zgornjepermski žažarski P<sub>3</sub> ter zgornjeskitski zg. T<sub>1</sub> dolomit). Izjema so le koeficienti prepustnosti, najverjetneje zaradi nepravilne uporabe metod določevanja ter neznane debeline plasti. Razlike med skupinami so značilne za vse parametre razen za maksimalne pretoke (zaradi tehničnih in človeških faktorjev) ter za koeficient prepustnosti (zaradi zgoraj naštetih razlogov).

Tab. 3.7 Vpliv diagenetskih faktorjev (Verbovšek, 2008a). Za oznake glej Tab. 3.2.

Parameter	Diogeneza	N	x	s	t	M-W
log K (m/s)	Pozna	11	-6.00	1.56	N	N
	Zgodnja + pozna	100	-5.51	1.06	N	N
log T (m <sup>2</sup> /s)	Pozna	10	-2.62	1.62	Y	Y
	Zgodnja + pozna	87	-3.69	1.04	Y	Y
log Q/s (l/s/m)	Pozna	53	0.04	1.07	Y	Y
	Zgodnja + pozna	204	-0.52	0.83	Y	Y
log S <sub>i</sub> (l/s/m <sup>2</sup> )	Pozna	28	-1.72	0.95	Y	Y
	Zgodnja + pozna	146	-2.28	0.83	Y	Y
log Q <sub>max</sub> (l/s)	Pozna	41	0.64	0.75	N	N
	Zgodnja + pozna	171	0.46	0.67	N	N

Sl. 3.2 Škatlasti diagrami parametrov za skupini pozno- ter zgodnje- in poznodiagenetskih dolomitov (Verbovšek, 2008a).



### 3.1.2 Korelacija med transmisivnostjo in specifično izdatnostjo ter med koeficientom prepustnosti in indeksom specifične izdatnosti

V obravnavani analizi (Verbovšek, 2008b; priloga VIII) sem proučil zvezo med štirimi hidravličnimi parametri v dolomitnih vodonosnikih, natančneje med transmisivnostjo  $T$  in specifično izdatnostjo  $Q/s$  (količnik med pretokom in pripadajočim znižanjem) ter med koeficientom prepustnosti  $K$  in indeksom specifične izdatnosti  $S_i$  (količnik med  $Q/s$  in omočeno debelino vodonosnika; Davis in de Wiest, 1966). Parametri so bili obravnavani na istih vrtnah kot pri prejšnjih dveh raziskavah (Sl. 3.1). Vsi parametri segajo preko več redov velikosti, kar lahko nakazuje heterogenost vodonosnikov, različno prepustnost in poroznost razpok in matriksa ter različno stopnjo razpokanosti. Rezultati so pokazali, da lahko transmisivnost zelo zanesljivo ocenimo iz podatkov o specifični izdatnosti. To ima velik praktičen pomen, saj predstavlja prva parameter vodonosnika, druga pa je tehnični parameter, ki ga brez težavnih izračunov zlahka pridobimo pri črpanju. Zveza drži najboljše v zaprtih



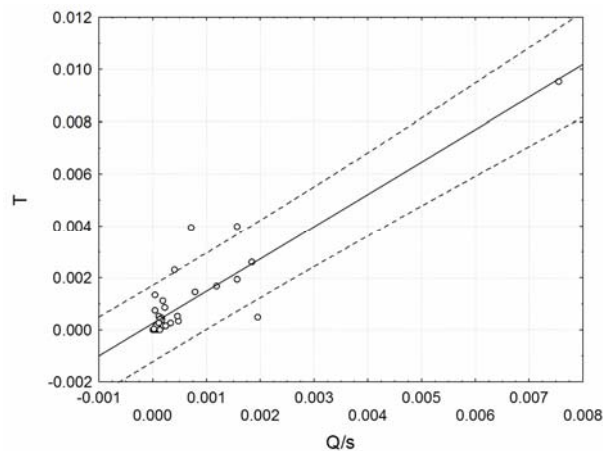
vodonosnikih ( $r = 0,99$ ), kjer je tudi teoretično podprta (Kruseman in de Ridder, 1994), prav tako pa velja tudi v odprtih ( $r = 0,97$ ) in v vseh vodonosnikih skupaj ( $r = 0,89$ ). Podobna zveza velja tudi za ocenitev koeficienta prepustnosti iz indeksa specifične izdatnosti, saj so korelacijski koeficienti za te zveze prav tako zelo visoki (Tab. 3.8; Verbovšek, 2008b).

Tab. 3.8 Zveze med  $T$ - $Q/s$  ni  $K$ - $Si$ .  $N$ : število vzorcev,  $r$ : Pearsonov korelacijski koeficient,  $p$ : izračunana statistična značilnost za  $r$ ,  $r'$ : Spermanov korelacijski koeficient,  $p'$ : izračunana statistična značilnost za  $r'$ . (Verbovšek, 2008b)

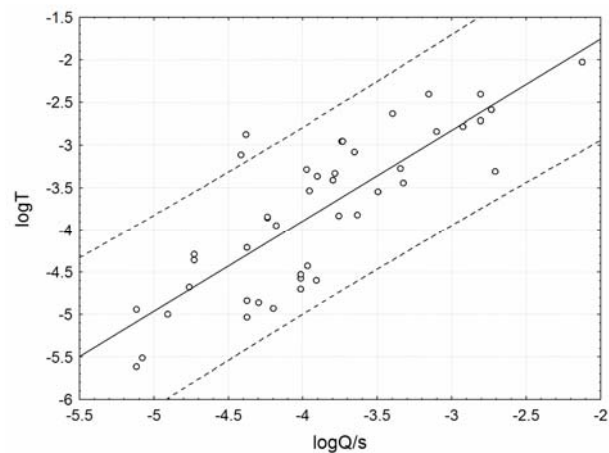
	Zveza ( $m^2/s$ )	N	r	p	r'	p'
Vsi podatki	$T = 2.42 E-04 + 1.24 (Q/s)$	48	0.89	< 0.001	0.78	< 0.001
Vsi podatki – log. transformacija	$T = 2.39 (Q/s)^{1.07}$	48	0.80	< 0.001	0.78	< 0.001
Odprti vodonosniki	$T = 1.33 E-04 + 1.29 (Q/s)$	29	0.97	< 0.001	0.63	< 0.001
Odprti vodonosniki – log. transf.	$T = 1.96 (Q/s)^{1.07}$	29	0.77	< 0.001	0.63	< 0.001
Zaprti vodonosniki	$T = 1.83 E-04 + 1.46 (Q/s)$	8	0.99	< 0.001	0.92	< 0.01
Zaprti vodonosniki – log. transf.	$T = 0.45 (Q/s)^{0.85}$	8	0.96	< 0.001	0.92	< 0.01
Vsi podatki	$K = 2.98 E-06 + 0.63 Ql$	33	0.69	< 0.001	0.89	< 0.001
Vsi podatki – log. transformacija	$K = 0.95 (Ql)^{1.00}$	33	0.88	< 0.001	0.89	< 0.001
Odprti vodonosniki	$K = 2.63 E-06 + 0.58 Ql$	28	0.68	< 0.001	0.89	< 0.001
Odprti vodonosniki – log. transf.	$K = 0.67 (Ql)^{0.98}$	28	0.87	< 0.001	0.89	< 0.001
Zaprti vodonosniki	$K = -2.20 E-07 + 1.22 Ql$	4	0.94	0.06 *	0.80	0.20
Zaprti vodonosniki – log. transf.	$K = 59.7 (Ql)^{1.35}$	4	0.99	0.02	0.80	0.20

V nasprotju z ostalimi avtorji predstavlja bistveno novost raziskave ugotovitev, da je zveza med  $T$  in  $Q/s$  boljša za originalne (npr.  $T$ ) in ne za logaritemsko transformirane ( $\log T$ ) podatke (Sl. 3.3 in Sl. 3.4), najverjetneje zaradi dejstva, da ležijo ti podatki zelo blizu teoretični premici in da zato logaritemska transformacija nanje nima večjega vpliva (Borradaile, 2003). Če odstranimo točko v zvezi netransformiranih podatkov (Sl. 3.3), se interpretacija korelacije bistveno ne spremeni. Četudi je korelacijski koeficient pri upoštevanju vseh podatkov malo višji ( $r = 0,89$ ) kot v primeru, ko točko odstranimo ( $r = 0,80$ ), sta oba še vedno precej visoka, poleg tega pa je v obeh primerih zveza visoko statistično ( $p < 0,001$ ). Tovrstne raziskave za dolomitne kamnine še niso bile opravljene, izredno redke pa so tudi korelacije med koeficientom prepustnosti in indeksom specifične izdatnosti.

Sl. 3.3 Korelacija med  $T$  in  $Q/s$ , netransformirani podatki (Verbovšek, 2008b).  $r = 0,89$ ,  $p < 0,001$



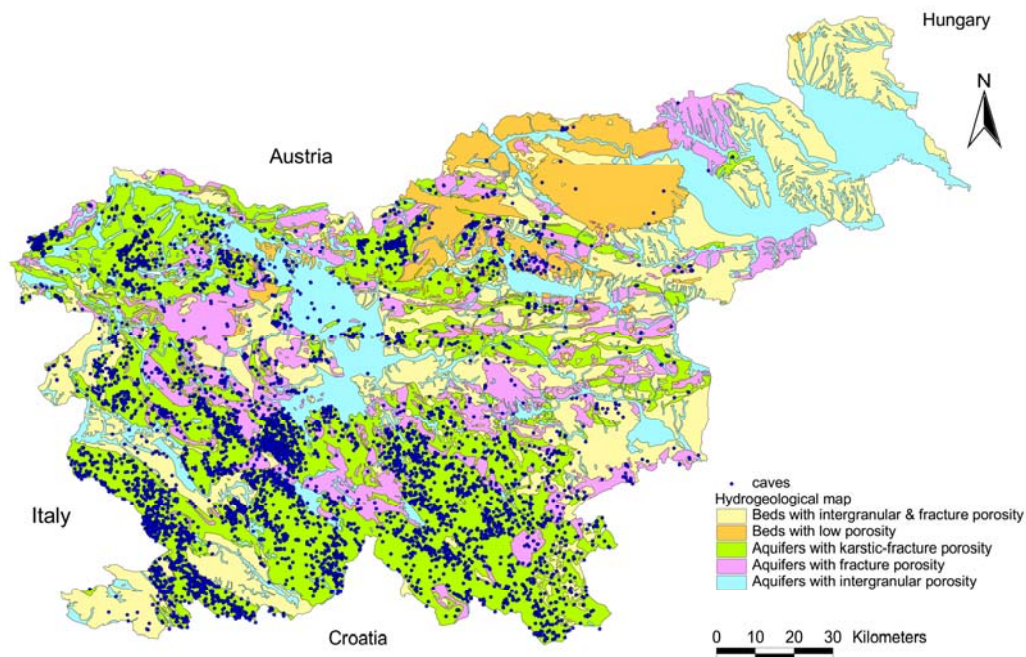
Sl. 3.4 Korelacija med  $T$  in  $Q/s$ , logaritemsko transformirani podatki (Verbovšek, 2008b)  $r = 0,80$ ,  $p < 0,001$



### 3.1.3 Fraktalna analiza vpliva hidrogeološkega in strukturno-tektonskega okolja na porazdelitev dolžin jam

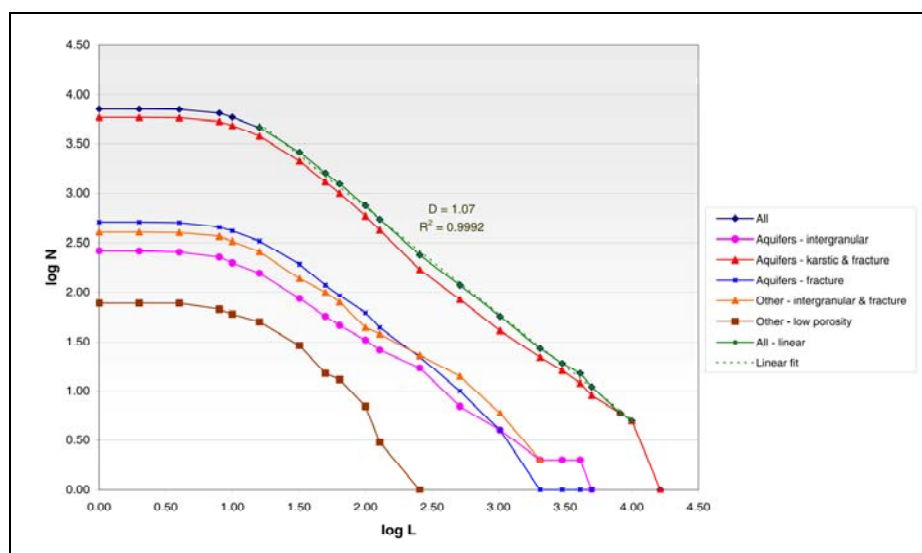
Efekte, povezane z zmanjšanjem dimenzij glede na prvotne fraktalne dimenzije mrež razpok, sem obravnaval v posebnem prispevku (Verbovšek, 2007a; priloga IX). V tej analizi sem analiziral vplive različnih hidrogeoloških in strukturno-tektonskih okolij na porazdelitve dolžin jam. Lokacije in porazdelitev jam so prikazane na spodnji sliki (Sl. 3.5).

Sl. 3.5 Lokacije jam v različnih hidrogeoloških okoljih (Verbovšek, 2007a).



Izmed potencialnih objektov, primernih za analizo v kraško-razpoklinskih vodonosnikih, sem namreč izbral jame, saj nastajajo z zakrasevanjem oz. raztapljanjem po prevodnih strukturah vzdolž razpok in lezik. Tako sem lahko proučil medsebojne efekte zakrasevanja in predhodnih mrež razpok. Izkazalo se je, da so dimenzije, pridobljene s fraktalnimi analizami porazdelitev dolžin številnih jam v Sloveniji ( $N = 7552$ ), okoli 1,07, kar je manj, kot znašajo povprečne vrednosti za mreže razpok (Bonnet et al., 2001). Razen tega so opazne tudi razlike med fraktalnimi dimenzijami v različnih okoljih (Sl. 3.6). Najvišje vrednosti se tako pojavljajo v kamninah s kraško-razpoklinsko in razpoklinsko poroznostjo, najmanjše pa v slabo prepustnih kamninah. Pomembno dejstvo je, da teh efektov z navadnimi statističnimi metodami ni bilo opaziti. Jame z največjimi fraktalnimi dimenzijami se torej lahko razvijejo v kamninah, ki imajo že predhodno razvite prevodne strukture s fraktalnimi lastnostmi. Te nato jame »podedujejo«, ko se kraški kanali tvorijo po omenjenih mrežah razpok in se tok kanalizira. Iz teh rezultatov je tako mogoče sklepati, da je s pomočjo fraktalnih metod mogoče še bolje razumeti procese v kamninah s kraško-razpoklinsko in razpoklinsko poroznostjo.

Sl. 3.6 Porazdelitev števila ( $\log N$ ) jam, daljših od določene dolžine ( $\log L$ ) v dvojnem logaritmskem merilu v različnih hidrogeoloških okoljih (Verbovšek, 2007a).



### 3.1.4 Uporaba ustreznih analiz črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih

V enem izmed objavljenih prispevkov (Verbovšek, 2005; priloga X) sem opozoril na morebitne napake, ki jih povzročimo z uporabo neustreznih metod za obravnavo črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Podal sem tudi kratek pregled do sedaj uporabljenih metod in nekaj primerov z dejanskimi podatki. Ustrezne metode so obširneje opisane v disertaciji, kjer sem jih tudi uporabil in preizkusil, v prispevku pa je poudarek na modelih dvojne poroznosti, katerih efekte je opaziti pri nekaterih vodonosnikih z veliko poroznostjo matriksa. Ti rezultati so natančneje opisani v posebnem poglavju o koeficientih prepustnosti razpok in matriksa. Glavna ugotovitev analize je bila, da za kraško-razpoklinske vodonosnike velikokrat ni ustrezno uporabiti pri nas uveljavljenih metod (predvsem Theisove in Cooper-Jacobove), ki so bile razvite za medzrnske vodonosnike. Pri tem lahko namreč zagrešimo ne le kvantitativne, temveč tudi pomenske napake in precenimo ali podcenimo določene parametre vodonosnika (koeficient prepustnosti ali transmisivnost). Samodejno (slepo) prilagajanje krivulj modelov torej ni vselej ustrezno. Pomembno je tudi, da je pretok čim bolj konstanten, saj v tem primeru lahko uporabimo več ustreznih metod.

### 3.2 Primerjava metod, uporabljenih v hidrogeoloških poročilih, z Barkerjevim GRF modelom

Ko sem izdeloval relacijsko bazo podatkov, sem naredil tudi seznam metod, s katerimi so hidrogeološke parametre do sedaj določali v hidrogeoloških poročilih, namenjenih obravnavi črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih v Sloveniji. Poročila sem zbral pri podjetjih, naštetih v poglavju 2.13. Od 726-ih zabeleženih parametrov jih 526 (72 %) nima informacije o uporabljeni metodi. Ostalih 200 primerov (28 %) je bilo analiziranih po naslednjih metodah, ki so razvrščene po pogostosti uporabe:

Tab. 3.9 Uporabljene metode analize črpalnih poizkusov, zabeležene v poročilih. S poudarjeno pisavo so označene metode, primerne za analizo kraško-razpoklinskih vodonosnikov.

Uporabljena metoda	N	%
Cooper-Jacob	68	34,00 %
Theis – dvig	48	24,00 %
Theis	41	20,50 %
Babuškin in Girinski	7	3,50 %
Babuškin in Girinski ter Girinski (nepopolni vodnjak)	5	2,50 %
Aron-Scott	4	2,00 %
Dupuit	4	2,00 %
Neuman	3	1,50 %
padanje (Jacob?)	3	1,50 %
Hvorslev, odsek – 15m	2	1,00 %
<b>Kazemi</b>	<b>2</b>	<b>1,00 %</b>
povprečje Dupuita, Neumana, Theisa in Theisa-steptest	2	1,00 %
teoretični koeficient prepustnosti, pridobljen iz zrcalne slike nalivalnih poizkusov	1	0,50 %
<b>Moench fracture flow</b>	<b>1</b>	<b>0,50 %</b>
Hantush-Jacob	1	0,50 %
DST	1	0,50 %
Babuškin	1	0,50 %
Girinski (prilagojena formula Dupuita)	1	0,50 %
teoretično (Heinrich-Miletić, 1981)	1	0,50 %
teoretično iz preslikave	1	0,50 %
Dobrovolski	1	0,50 %
teoretično	1	0,50 %
Logan	1	0,50 %

Velika večina parametrov (Tab. 3.9) je izračunana s pomočjo treh metod (Cooper-Jacobove (Cooper in Jacob, 1946) in Theisove (1935) za padanje ter Theisove za dvig gladine podzemne vode po koncu črpanja). Te tri metode zajemajo kar 79 % vseh uporabljenih metod, čeprav so razvite za vodonosnike z medzrnsko poroznostjo in ne za tiste s kraško-razpoklinsko. Ob uporabi neustreznih metod pa se lahko pojavijo temeljne napake pri izračunu hidravličnih parametrov. Tako z omenjenimi tremi metodami ne moremo določiti efektov dvojne poroznosti in s tem ločiti prepustnosti razpok ter matriksa. Ti rezultati lahko posledično vodijo do napačno določenih hitrosti onesnaževal. Uporabo ustreznih metod ter

njihove prednosti in pomanjkljivosti sem natančneje opisal v posebni razpravi (Pogl. 3.1.4; Verbovšek, 2005).

V zgornji tabeli sta s krepko pisavo označeni metodi, ki veljata za razpoklinske vodonosnike, Kazemi et al. (1969) in Moench (1984). Ti sta bili uporabljeni le v treh primerih oz. v 1,5 % vseh analiziranih metod. V nadaljevanju sem zato primerjal rezultate Barkerjeve (1988) metode s tremi najbolj uporabljenimi metodami; Cooper-Jacoba in Theisa za padanje (Kruseman in de Ridder, 1994) ter Theisa za dvig gladine podzemne vode.

### 3.2.1 Odstopanja modeliranih vrednosti po Barkerjevem (1988) modelu ter modelov Cooper-Jacoba in Theisa za padanje ter Theisa za dvig podzemne vode od podatkov črpalnih poizkusov

Za omenjene metode sem kvantitativno določil, koliko se realni podatki o znižanju podzemne vode pri črpanju razlikujejo od modeliranih. Za oceno odstopanj sem uporabil rezidualne vrednosti RSS (*Residual Sum of Squares*), ki jih izračunamo po enačbi:

$$e_i = y_i - \hat{y}_i \quad (3.1)$$

$e_i$  = rezidualna vrednost

$y_i$  = realna vrednost

$\hat{y}_i$  = modelirani približek

ter:

$$RSS = \sum_{i=1}^N e_i^2 \quad (3.2)$$

Odstopanja med metodami sem primerjal tudi z izražanjem RSS v odstotkih glede na Barkerjev model, npr.:

$$\% \text{ RSS}_{Theis} = \frac{(RSS_{Theis} - RSS_{Barker})}{RSS_{Barker}} \quad (3.3)$$

Rezidualne vrednosti najenostavneje pokažejo, kako dobro se modelirani podatki ujemajo z realnimi, pri čemer manjše vrednosti RSS kažejo boljša ujemanja in boljši model. Rezultati so podani v tabeli (Tab. 3.10) za vsako obravnavano vrtno s črpalnim poizkusom, popolni rezultati vseh črpalnih poizkusov pa so v prilogi V.

Tab. 3.10 Rezultati rezidualnih vrednosti za različne metode. N.P.: ni podatka.

ID vrtine	RSS – Barker (m <sup>2</sup> )	RSS – Cooper- Jacob (m <sup>2</sup> )	RSS – Theis (m <sup>2</sup> )	% RSS Cooper- Jacob	% RSS Theis
2	627,70	934,00	48,42	49 %	-92 %
3	N.P.	0,67	0,44	N.P.	N.P.
10	25,69	225,40	---	777 %	N.P.
13	0,08	0,87	0,87	941 %	941 %
18	N.P.	38,53	3,46	N.P.	N.P.
26	4,46	33,79	37,49	658 %	741 %
37	960,50	263,30	75,84	-73 %	-92 %
41	51,55	42,78	37,80	-17 %	-27 %
42	N.P.	478,90	---	N.P.	N.P.
46	918,20	16,56	2346,80	-98 %	156 %
47	32,85	431,50	373,10	1214 %	1036 %
51	5,80	6,98	5,66	20 %	-2 %
53	0,11	0,12	0,12	10 %	3 %
59	N.P.	377,60	341,20	N.P.	N.P.
60	221,00	495,90	517,80	124 %	134 %
70	183,30	978,90	1754,70	434 %	857 %
73	0,89	10,33	76,18	1063 %	8479 %
74	14,96	32,96	28,29	120 %	89 %
82	3,35	54,49	46,28	1525 %	1280 %
89	0,08	0,17	0,17	106 %	101 %
93	5472,80	6612,00	50680,00	21 %	826 %
97	1,98	148,50	---	7419 %	N.P.
100	22,80	22,10	24,72	-3 %	8 %
109	2,45	9,90	10,28	304 %	320 %
174	0,37	3,31	3,41	790 %	815 %
181	0,11	0,63	0,43	462 %	291 %
191	47,00	49,45	49,71	5 %	6 %
196	4,86	7,92	7,92	63 %	63 %
210	N.P.	26,05	25,83	N.P.	N.P.
223	3,89	4,49	4,27	15 %	10 %
225	N.P.	5826,90	26230,00	N.P.	N.P.
228	21,57	26,64	26,27	24 %	22 %
229	0,06	3,92	3,78	6478 %	6245 %
230	N.P.	240,00	---	N.P.	N.P.
238	N.P.	1,04	1,02	N.P.	N.P.
239	N.P.	22,15	22,05	N.P.	N.P.
249	0,00	0,00	0,35	132 %	33274 %
261	N.P.	294,20	293,20	N.P.	N.P.
262	0,59	66,51	45,26	11167 %	7567 %
280	1,49	6,64	6,64	347 %	347 %
281	10,23	10,87	10,87	6 %	6 %
300	N.P.	23190,00	23170,00	N.P.	N.P.
301	N.P.	2802,50	2802,50	N.P.	N.P.
302	1,85	5,32	3,81	187 %	106 %
303	142,30	1129,10	1129,10	693 %	693 %
304	N.P.	179,20	179,20	N.P.	N.P.
305	220,20	223,80	221,20	2 %	0 %
307	N.P.	28130,00	---	N.P.	N.P.

310	71,54	7555,90	---	10462 %	N.P.
312	N.P.	1672,40	176,70	N.P.	N.P.
313	43,09	964,90	---	2139 %	N.P.
315	N.P.	5279,30	---	N.P.	N.P.
321	463,50	13,98	46,75	-97 %	-90 %
334	0,03	7,04	2,25	22524 %	7121 %
338	0,02	0,07	0,07	228 %	228 %
339	0,04	0,38	0,29	902 %	674 %
344	14,89	136,60	---	817 %	N.P.
345	0,00	0,00	0,00	370 %	371 %
346	N.P.	5532,00	4908,60	N.P.	N.P.
347	0,18	2,86	0,39	1474 %	112 %
351	1,13	1,43	1,41	26 %	25 %
352	N.P.	232,80	231,70	N.P.	N.P.
359	0,21	1,60	59,43	667 %	28390 %
360	1,17	5,75	2,49	391 %	113 %
364	5,56	233,40	---	4095 %	N.P.
365	0,45	1,19	1,58	164 %	249 %
366	1,32	5,68	3,19	331 %	142 %
380	0,01	0,37	0,38	2453 %	2478 %
381	N.P.	4,53	25,55	N.P.	N.P.
382	2,74	39,66	5,69	1350 %	108 %
383	326,20	3319,10	3319,10	918 %	918 %
385	N.P.	53,83	---	N.P.	N.P.
386	1745,30	2000,90	---	15 %	N.P.
387	N.P.	607,00	---	N.P.	N.P.
388	N.P.	87260,00	243700,00	N.P.	N.P.
390	N.P.	99,51	99,51	N.P.	N.P.
392	N.P.	1,38	0,74	N.P.	N.P.
394	N.P.	69,73	23,07	N.P.	N.P.
396	N.P.	10960,00	3698,90	N.P.	N.P.

Nekaterih rezidualnih vrednosti za Barkerjevo in Theisovo metodo za padanje gladine ni bilo mogoče izračunati zaradi napake v programu AQTESOLV. Napaka ni vezana na trajanje črpalnega poizkusa oz. na preveliko število podatkov, saj so tudi pri daljših poizkusih rezidualne vrednosti mnogokrat določene. Vzrok napake mi ni znan in ga zato ni mogoče odpraviti.

Za kvalitativno primerjavo vseh treh metod je bilo potrebno izločiti manjkajoče vrednosti, za katere ni podatkov o RSS, ki so v zgornji tabeli označene kot NP (ni podatka). Popolna primerjava je zato opravljena na manjšem številu vzorcev (46). V tem primeru (Tab. 3.11) vidimo, da sta tako vsota RSS kot tudi povprečna vrednost rezidualnih vrednosti za Barkerjev model manjši kot za Cooper-Jacobovo ter za Theisovo metodo. Razlike so podane na dva načina, kot absolutne vrednosti RSS ter tudi kot razlika v odstotkih % RSS. Kot je razvidno iz slednjih podatkov, so razlike lahko tudi precejšnje. Negativne vrednosti RSS v odstotkih ustrezajo situaciji, ko se Cooper-Jacobov ali Theisov model bolje prilega podatkom kot Barkerjev, kar je pri Cooper-Jacobovem modelu mogoče le v pet primerih, pri Theisovem



pa v štirih. Iz primerjave rezidualnih vrednosti lahko torej sklepamo, da je uporaba slednjih dveh metod manj primerna za obdelavo, saj se podatki v veliki večini slabše ujemajo z modeliranimi vrednostmi. Hkrati je potrebno omeniti tudi, da Cooper-Jacobova (Cooper in Jacob, 1946) metoda ne upošteva vseh podatkov, temveč le njihov linearni del, ki velja za pozne čase črpanja, zato je še dodatno neustrezna.

Tab. 3.11 Rezultati rezidualnih vrednosti za različne metode brez manjkajočih podatkov.

ID vrtine	RSS Barker (m <sup>2</sup> )	RSS Cooper- Jacob (m <sup>2</sup> )	RSS Theis (m <sup>2</sup> )	% RSS Cooper- Jacob	% RSS Theis
2	627,70	934,00	48,42	49 %	-92 %
13	0,08	0,87	0,87	941 %	941 %
26	4,46	33,79	37,49	658 %	741 %
37	960,50	263,30	75,84	-73 %	-92 %
41	51,55	42,78	37,80	-17 %	-27 %
46	918,20	16,56	2346,80	-98 %	156 %
47	32,85	431,50	373,10	1214 %	1036 %
51	5,80	6,98	5,66	20 %	-2 %
53	0,11	0,12	0,12	10 %	3 %
60	221,00	495,90	517,80	124 %	134 %
70	183,30	978,90	1754,70	434 %	857 %
73	0,89	10,33	76,18	1063 %	8479 %
74	14,96	32,96	28,29	120 %	89 %
82	3,35	54,49	46,28	1525 %	1280 %
89	0,08	0,17	0,17	106 %	101 %
93	5472,80	6612,00	50680,00	21 %	826 %
100	22,80	22,10	24,72	-3 %	8 %
109	2,45	9,90	10,28	304 %	320 %
174	0,37	3,31	3,41	790 %	815 %
181	0,11	0,63	0,43	462 %	291 %
191	47,00	49,45	49,71	5 %	6 %
196	4,86	7,92	7,92	63 %	63 %
223	3,89	4,49	4,27	15 %	10 %
228	21,57	26,64	26,27	24 %	22 %
229	0,06	3,92	3,78	6478 %	6245 %
249	0,00	0,00	0,35	132 %	33274 %
262	0,59	66,51	45,26	11167 %	7567 %
280	1,49	6,64	6,64	347 %	347 %
281	10,23	10,87	10,87	6 %	6 %
302	1,85	5,32	3,81	187 %	106 %
303	142,30	1129,10	1129,10	693 %	693 %
305	220,20	223,80	221,20	2 %	0 %
321	463,50	13,98	46,75	-97 %	-90 %
334	0,03	7,04	2,25	22524 %	7121 %
338	0,02	0,07	0,07	228 %	228 %
339	0,04	0,38	0,29	902 %	674 %
345	0,00	0,00	0,00	370 %	371 %
347	0,18	2,86	0,39	1474 %	112 %
351	1,13	1,43	1,41	26 %	25 %
359	0,21	1,60	59,43	667 %	28390 %
360	1,17	5,75	2,49	391 %	113 %

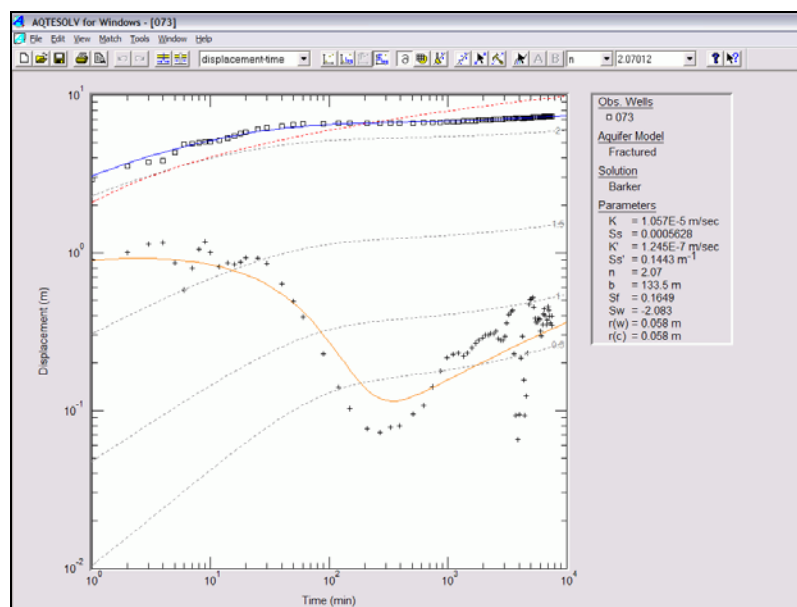
365	0,45	1,19	1,58	164 %	249 %
366	1,32	5,68	3,19	331 %	142 %
380	0,01	0,37	0,38	2453 %	2478 %
382	2,74	39,66	5,69	1350 %	108 %
383	326,20	3319,10	3319,10	918 %	918 %
<i>vsota</i>	<i>9774</i>	<i>14884</i>	<i>61021</i>		
<i>povprečje</i>	<i>212,49</i>	<i>323,57</i>	<i>1326,53</i>		

Odstopanja je mogoče videti tudi vizualno na grafih črpalnih poizkusov v prilogi III (Pril. 99–Pril. 177), kjer so z modro označene krivulje Barkerjevega (1988), z rdečo pa krivulje Theisovega modela. Dodatno so s sivo označene tudi krivulje za poglavitne ostale dimenzije toka ( $n = 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5$  in  $3,0$ ). Dejanski podatki se morajo čim bolj prilegati tako Barkerjevi krivulji kot tudi odvodu te krivulje (označen z oranžno), s pomočjo katerega lahko lažje določimo dimenzijo toka in ostale parametre. Pri skoraj vseh rezultatih je razvidno, da se Barkerjev model precej bolje prilagaja realnim podatkom kot Theisov model. S tem se namreč podatki skoraj nikoli ne ujemajo, prav tako pa jim ni mogoče prilagoditi različnih krivulj za ostale dimenzije toka.

### 3.3 Dimenzija toka

S programom AQTESOLV (Hydrosolve, 2006) sem poleg ostalih parametrov, opisanih v nadaljevanju, določil dimenzijo toka (Barker, 1988; Black, 1994; Pogl. 2.12). Modelirane vrednosti sem prilagodil realnim podatkom, pri čemer sem uporabil tudi odvode krivulj znižanj podzemne vode (Renard, 2005) in ne le krivulje znižanj. Odvod znižanj je namreč precej bolj občutljiv na spremembe, zato je posebno uporaben pri dveh postopkih. Iz oblike krivulje odvoda (Sl. 3.7) lahko določimo efekte dvojne poroznosti (Warren in Root, 1963; Hamm in Bidaux, 1996), zelo uporaben pa je odvod znižanj tudi pri določevanju dimenzij toka, ki so večje od 2, saj je na standardni krivulji znižanj razlika med dimenzijami v intervalu med 2 in 3 zelo težko vidna. Za vse nadaljnje analize sem uporabil podatke o 79-ih črpalnih poizkusih na številnih vrtnah in vodnjakih, kot sem opisal v predhodnih poglavjih. Število vzorcev je dovolj veliko za statistične analize, saj so nekateri avtorji uporabljali tudi bistveno manjše število podatkov (Nastev et al., 2004). Kjer je število vzorcev izredno majhno, sem to ustrezno komentiral.

Sl. 3.7 Krivulja znižanja (modra) ter njen odvod (oranžen) pri vodonosniku z dvojno poroznostjo (ID = 73). Dodatno so označene tudi krivulje Theisovega modela (rdeča) in modelirane vrednosti za različne dimenzije toka (sive).



### 3.3.1 Vrednosti dimenzije toka v vseh vodonosnikih

Vsi uveljavljeni modeli toka podzemne vode v vodonosnikih, razen dveh poglavitnih, Barkerjevega (1988) ter Acune in Yortsosa (1995), predpostavljajo, da je dimenzija toka  $n$  enaka 2. Rezultati (Tab. 3.12; Sl. 3.8) kažejo, da je ta dimenzija večinoma višja od 2 in znaša povprečno 2,16. Dimenzija je porazdeljena po normalni distribuciji, kar dokazuje Shapiro-Wilksov test (Tab. 3.12). Dejanska izračunana stopnja statistične značilnosti  $p = 0,06$  je namreč večja od mejne stopnje zaupanja  $\alpha = 0,05$ . Celotne rezultate podajam v tabeli (Tab. 3.13).

Tab. 3.12 Dimenzija toka ( $n$ ) v vseh vodonosnikih.  $N$ : št. opazovanj,  $n$ : povprečna vrednost dimenzije toka,  $s$ : standardni odklon,  $W$ : Shapiro-Wilks test,  $p$  = izračunana stopnja statistične značilnosti

Dimenzija toka	N	n	s	Min	Max	W
Vsi vodonosniki	79	2,16	0,45	1,00	3,00	N (p = 0,06)

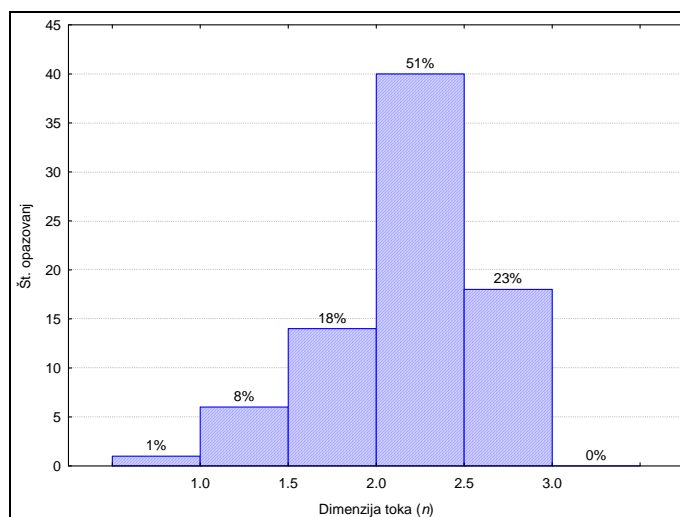
Tab. 3.13 Vrednosti dimenzij toka v vodonosnikih. Skupina dol/apn predstavlja kamnine, v katerih je vrtina zajela vodo tako v apnencih kot tudi v dolomitih.

ID vrtine	n	starost	starost/litologija
2	2,20	J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	dolomit
3	2,32	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
10	1,48	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
13	2,58	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
18	2,09	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
26	2,02	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
37	2,17	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
41	2,01	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
42	2,69	T1	skit
46	2,87	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
47	3,00	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
51	2,02	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
53	1,85	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
59	2,30	<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	cordevol
60	2,29	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
70	2,08	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
73	2,07	<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	cordevol
74	3,00	<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	cordevol
82	2,54	<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	cordevol
89	2,69	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
93	2,25	J, K ?	dol/apn
97	1,07	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
100	2,00	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
109	1,33	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
174	2,44	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
181	2,98	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	anizij
191	1,94	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni
196	2,53	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	glavni

210	2,07	$T_3^{2+3}$	glavni
223	2,22	${}_1T_3^1$	cordevol
225	2,27	$T_3^{2+3}$	glavni
228	2,14	$T_2^1$	anizij
229	2,05	$T_3^{2+3}$	baški dol. baški
230	1,82	$T_1$	skit
238	2,12	${}_1T_3^1$	cordevol
239	2,09	${}_1T_3^1$	cordevol
249	1,88	$T_3^{2+3}$	glavni
261	2,12	$T_3^{2+3}$	glavni
262	2,49	$T_3^{2+3}$	glavni
280	2,90	$T_3^{2+3}$	glavni
281	2,18	$T_3^{2+3}$	glavni
300	1,14	$T_3^{2+3}$	glavni
301	1,87	$T_3^{2+3}$	glavni
302	2,54	${}_1T_3^1$	cordevol
303	1,58	$T_3^{2+3}$	glavni
304	2,12	${}_1T_3^1$	cordevol
305	2,06	${}_1T_3^1$	cordevol
307	2,70	$T_3^{2+3}$	glavni
310	2,22	$T_3^{2+3}$	glavni
312	1,57	$T_3^{2+3}$	glavni
313	2,62	$T_3^{2+3}$	glavni
315	2,02	$T_1$	skit
321	2,23	$T_2^1$	anizij
334	2,07	$T_3^{2+3}$	glavni
338	2,43	${}_1T_3^1$	cordevol
339	2,07	$T_3^{2+3}$	glavni
344	3,00	$T_3^{2+3}$	baški apn. apnenec
345	2,32	$T_3^{2+3}$	baški dol. baški
346	2,20	$T_3^{2+3}$	glavni
347	1,69	$T_2^2$	dol/apn
351	2,12	$T_3^{2+3}$	glavni
352	2,08	${}_1T_3^1$	cordevol
359	2,52	${}_1T_3^1$	cordevol
360	2,71	$T_3^{2+3}$	glavni
364	2,24	$T_3^{2+3}$	glavni
365	1,88	$T_2^1$	anizij
366	2,68	${}_1T_3^1$	cordevol
380	2,43	$J_1$	apnenec
381	2,32	$T_3^{2+3}$	glavni
382	1,86	$K_1^1$	apnenec
383	1,85	$T_2^1$	anizij
385	1,67	$K_2$	apnenec
386	2,20	$T_3^{2+3}$	baški dol. baški
387	1,22	$T_1$	skit
388	1,00	$T_1$	skit
390	2,98	$T_1$	skit
392	1,74	$T_3^{2+3}$	glavni
394	1,43	$T_3^{2+3}$	glavni
396	2,36	$K_1^{4+5}$	apnenec

Na histogramu dimenzije toka (Sl. 3.8) je razvidno, kako je ta porazdeljena po intervalih. 74 % dimenzij toka je večje od 2,00, 26 % pa manjše od 2,00. Dimenzijo toka  $n = 2,00 \pm 0,05$ , značilno za radialen tok, ima le 6 opazovanj 8 (%). Torej velja, da je tok v obravnavanih kraško-razpoklinskih vodonosnikih radialno-sferičen in ne le radialen. Ta ugotovitev je bistvena novost in ima posledice za konceptualno razumevanje načina toka v vodonosniku. Mreža prevodnih razpok torej omogoča razširjanje toka ne le radialno okoli vrtin, kakor predvidevajo klasični modeli, temveč se tok razširja tudi v tretjo dimenzijo, kadar je dimenzija večja od 2 (National Research Council, 1996). Tako situacijo sem opazil v večini obravnavanih primerov (76 %). Nasprotno je v 26 % primerov tok subradialen, kar pomeni, da se v njem hidravlične motnje razširjajo težje kot pri radialnem toku, zato je ta tok linearno-radialen. Pri teh situacijah tudi ne more priti do stabilizacije nivoja ob črpanju, razen kadar je v bližini bolj prepustna bariera.

Sl. 3.8 Histogram dimenzije toka, porazdeljene v razrede po  $\Delta n = 0,5$ .



Ugotovitev, da so vrednosti dimenzije toka različne od 2, ima bistvene posledice tudi na prenos snovi v vodonosnikih. Pri analizi sledilnih poizkusov so namreč tako s teoretičnimi analizami kot tudi z realnimi poizkusi določili, da so hitrosti onesnaževal pri dimenziji, ki ni enaka dva, določene napačno (van Tonder et al., 2002). Tako so dejanske hitrosti večje, če je  $n < 2$  in če predpostavimo radialen tok namesto dejanskega subradialnega, in manjše od tistih, ki jih dobimo z radialnimi modeli toka, če je  $n > 2$ .

### 3.3.2 Vrednosti dimenzije toka v posameznih vodonosnikih

Pri razdelitvi vodonosnikov v posamezne litološko-starostne skupine je razvidno, da med njimi obstajajo določene razlike (Tab. 3.14) pri vrednostih dimenzije toka. Če ne upoštevamo vrednosti, pridobljenih z enim samim opazovanjem, je mogoče primerjati pet skupin. Najvišje vrednosti veljajo za dolomitne vodonosnike cordevolske starosti ( ${}_1T_3^1$ ), ki znašajo 2,39, in za anizijske dolomite ( $T_2^1$ ), kjer je  $n$  enak 2,22. Vrednosti, višje od dva, so značilne tudi za glavni ( $T_3^{2+3}$  glavni) in za baški dolomit ( $T_3^{2+3}$  baški dol.). Delno subradialen oz. linearno-radialni tok velja za spodnjetriasne vodonosnike, kjer je  $n$  enak 1,96. Ostali vodonosniki imajo zabeleženo le po eno vrednost, zato jih ni mogoče ustrezno komentirati. Cordevolski dolomiti ( ${}_1T_3^1$ ) so izmed vseh obravnavanih kamnin najbolj masivni. Nastali so s pozno diagenozo (Pogl. 3.1.1; Verbovšek, 2008a), ki je povzročila rast kristalov in s tem tudi večjo prepustnost. Največje dimenzije gre verjetno pripisati dejstvu, da razpoke v njih niso vezane na plastnatost in se zato lahko povezujejo v treh dimenzijah, obenem pa lahko tudi velika prepustnost matriksa prispeva k razširjanju toka v tretjo dimenzijo. Kamnine z večjo poroznostjo namreč bolj razpokajo. V njih je več odprtih por, ki so si zato bližje. Tako so razpoke, ki nastanejo med eno in drugo poro, krajše, posledično jih pa je tudi več (Gaswirth et al., 2006). Zagotovo ima veliko vlogo večja razpokanost, saj je dokazano, da so poznodiagenetski in zrnati (saharoidni) dolomiti zaradi večjih kristalov bolj krhki in dovzetni za razpokanje (Aguilera, 1980; Tomašič et al., 1990; Gaswirth et al., 2006). Podobne sklepe lahko naredimo tudi za anizijske dolomite ( $T_2^1$ ), čeprav je dimenzija toka v njih manjša. Glavni dolomit ( $T_3^{2+3}$  glavni) in baški dolomit ( $T_3^{2+3}$  baški dol.) imata v primerjavi s prej omenjenima več primesi in sta bolj plastnata. Zato lahko ob lezikah, ki poleg razpok v dolomitih predstavljajo tudi možno, a manj verjetno pot za pretakanje vode (Muldoon et al., 2001), lažje prihaja do efektov zakrasevanja, kar naj bi znižalo dimenzijo toka. Žal je to nemogoče preveriti z obstoječimi metodami. Vpogled v dejansko stopnjo razpokanosti bi bil mogoč z določenimi karotažnimi meritvami, ki pa za omenjene vrtine niso bile izdelane. Uporabljajo se namreč metode upornosti, lastnega potenciala, gama in temperaturna karotaža, za analizo posameznih razpok pa so poleg meritev premera vrtine (*caliper-ja*) ustrezne tudi akustične in predvsem vizualne metode.

Tab. 3.14 Vrednosti dimenzije toka v posameznih vodonosnikih, razvrščenih po starosti.

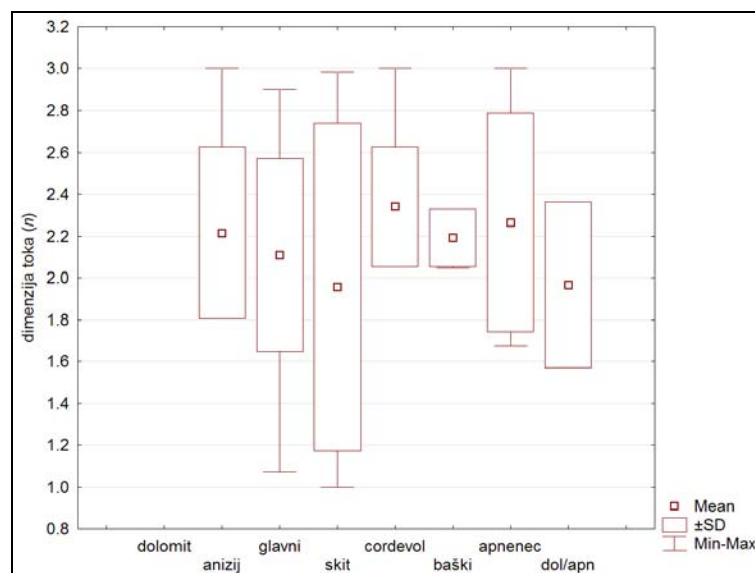
Starost	N	n	s	Min	Max
K <sub>2</sub>	1	1,67	-	-	-
K <sub>1</sub> <sup>4+5</sup>	1	2,36	-	-	-
K <sub>1</sub> <sup>1</sup>	1	1,86	-	-	-
J <sub>1</sub>	1	2,43	-	-	-
J, K?	1	2,25	-	-	-
J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	1	2,20	-	-	-
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški apn.	1	3,00	-	-	-
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški dol.	3	2,19	0,14	2,05	2,32
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> glavni	37	2,11	0,46	1,07	2,90
<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	14	2,34	0,29	2,06	3,00
T <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1	1,69	-	-	-
T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	11	2,22	0,41	1,85	3,00
T <sub>1</sub>	6	1,96	0,78	1,00	2,98

Kljub omenjenim razlikam se skupine na stopnji zaupanja 95 % statistično ne razlikujejo med seboj, kar dokazujejo t-testi (Tab. 3.15). Primerjavo sem naredil le za tiste skupine, ki imajo število opazovanj večje od 1. Čeprav so nekatere *p*-vrednosti blizu značilnega praga, razlike niso značilne, najverjetneje zaradi velikih razponov dimenzij toka.

Tab. 3.15 Rezultati testiranja starostnih skupin s t-testi glede na dimenzijo toka. Številke označujejo *p*-vrednosti (*p* > 0,05: statistična razlika).

Starost	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški dol.	T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> glavni dol.	<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	T <sub>1</sub>
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški dol.	-	-	-	-	-
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> glavni	N (0,76)	-	-	-	-
<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	N (0,40)	N (0,09)	-	-	-
T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	N (0,92)	N (0,49)	N (0,38)	-	-
T <sub>1</sub>	N (0,63)	N (0,50)	N (0,12)	N (0,38)	-

Sl. 3.9 Škatlasti diagrami dimenzije toka v različnih vodonosnikih.



Podobne rezultate dobimo, če zgornje skupine združimo v litološke enote glede na to, ali podatki veljajo za dolomit ali za apnenec (Tab. 3.16):



Tab. 3.16 Vrednosti dimenzije toka v dolomitnih in apnenčastih vodonosnikih.

Litološka skupina	N	n	s	Min	Max
dolomit	72	2,16	0,45	1,00	3,00
dol/apn	2	1,97	0,40	1,69	2,25
apnec	5	2,26	0,52	1,67	3,00

V tem primeru dobimo informacijo o dimenziji toka v apnencih. Razvidno je, da sta dimenziji toka zelo podobni, prav tako tudi standardna odklona. Tudi v apnencih je torej dimenzija toka višja od 2,00, vendar ima ta skupina malo opazovanj ( $N = 5$ ), zato rezultati niso povsem primerljivi s skupino dolomitov. T-testi med skupinami niso značilni. Glede na podatke iz literature (Pogl. 2.12.4) so vrednosti primerljive z redkimi rezultati za apnence (Lods in Gouze, 2004), toda za ustrezen komentar sem imel premalo podatkov, saj so ti razen tega zbrani iz različnih starostno-litoloških skupin.

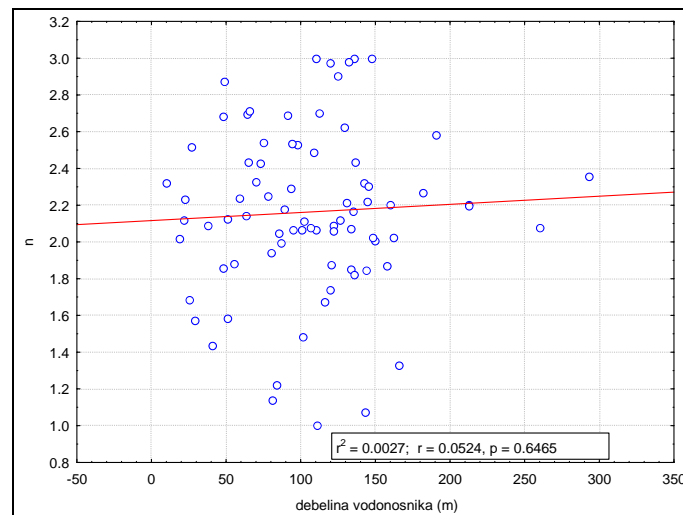
Dimenzijo toka lahko razlagamo na dva načina. Prva, teoretično veliko bolj podprta razlaga temelji na dejstvu, da razpoke in kraški kanali tvorijo prevodne strukture, ki jih lahko opišemo s fraktalno geometrijo. Drugi, manj uveljavljen način predpostavlja, da so vodonosniki heterogeni in da se prevodnost samih razpok spreminja v vodonosniku z razdaljo okoli vrtine. Žal je heterogenost razpoklinskih vodonosnikov izredno težko določiti (Renard, 2005; Neuman, 2005). Najverjetneje gre za hkraten vpliv obeh dejavnikov, pri čemer je z obravnavanimi metodami nemogoče ločiti heterogenost od geometrije razpok (Polek et al., 1990). Slednja je natančneje obravnavana v naslednjih poglavjih. Nižja dimenzija lahko nastopi tudi zaradi efektov zakrasevanja, saj je linearen tok ( $n = 1$ ) značilen za kraške kanale. Toda dimenzija se tudi v tem primeru zveča, če so ob kraških kanalih prisotne tudi bolj prevodne razpoke, kar vsekakor velja za dolomite. Nižje vrednosti v nekaterih dolomitih lahko torej razlagamo tudi z zakrasevanjem in preusmeritvijo toka v bolj zakrasele predele, torej s kanalskimi efekti. Te efekte lahko razložimo npr. pri glavnih in spodnjetrijskih (skitskih) dolomitih, kjer je veliko primesi. V nekaterih dolomitih lahko ob oksidaciji pirita prihaja do nastanka žveplove kisline, ki je zelo pomemben dejavnik pri procesih dedolomitizacije, ker lahko spremeni hidrološke lastnosti kamnine (Pezdič et al., 1998).

Tok v obravnavanih vodonosnikih torej lahko v splošnem obravnavamo kot linearno-sferičen (Black, 1994; National Research Council, 1996), kar pomeni, da se tok in z njim tudi prenos snovi v kamninah bolj razširjata v prostoru kot pri radialnih modelih Theisa, Cooper-Jacoba ter ostalih.

### 3.3.3 Povezava dimenzije toka in debeline vodonosnika

Pričakujemo lahko, da je v debelejših vodonosnikih fraktalna dimenzija toka večja, saj se lahko tako hidravlične motnje lažje razširjajo v vseh treh dimenzijah. Nasprotno pa naj bi bile dimenzije toka v plastnatih vodonosnikih, ki se razširjajo bolj ali manj v dveh dimenzijah med neprepustnimi plastmi, manjše. Iz rezultatov primerjave (Sl. 3.10) je razvidno, da dimenzija toka ni odvisna od debeline vodonosnika, saj je korelacijski koeficient izredno majhen ( $r = 0,05$ ). Seveda je pri tem upoštevana le omočena debelina vodonosnika in ne celotna debelina skladovnice med neprepustnimi plastmi.

Sl. 3.10 Povezava dimenzije toka  $n$  in omočene debeline vodonosnika  $b$ .



### 3.4 Koeficient prepustnosti razpok in matriksa vodonosnikov

Med številnimi parametri, ki lahko predstavljajo lastnosti vodonosnika, sta poglavitna koeficient prepustnosti in posledično tudi transmisivnost. Med tehnične parametre spadajo maksimalni pretoki ter z njimi povezana parametra specifična izdatnost in indeks specifične izdatnosti. Ker sem se s temi parametri že ukvarjal v predhodnih poglavjih (3.1.1, 3.1.2) in so neodvisni od metode izračuna koeficienta prepustnosti in transmisivnosti, jih tu nisem ponovno analiziral.

V nadaljevanju sem opisal vrednosti in različne vplive na koeficient prepustnosti ( $K$ ) vodonosnikov, ki predstavlja osnovni parameter prepustnosti vodonosnika, drugače od transmisivnosti, pri kateri množimo  $K$  z debelino vodonosnika. Pomembna novost glede na predhodne raziskave je, da sem vrednosti koeficienta prepustnosti opisal ločeno za razpoke in za matriks. Vrednosti sem določil z računalniškim programom AQTESOLV (Hydrosolve, 2006). To prej zaradi narave metod ni bilo mogoče, saj so bili v poročilih podani le podatki za eno vrednost koeficienta prepustnosti. Poznavanje koeficienta prepustnosti in koeficienta elastičnega uskladiščenja matriksa ima pri analizi prenosa snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih pomembno vlogo, saj se npr. interpretacija sledilnih poizkusov bistveno razlikuje, če vanjo vključimo tudi lastnosti matriksa (Maloszewski in Zuber, 1985; Motyka et al., 1998).

#### 3.4.1 Vrednosti koeficienta prepustnosti razpok in matriksa po Barkerjevi metodi

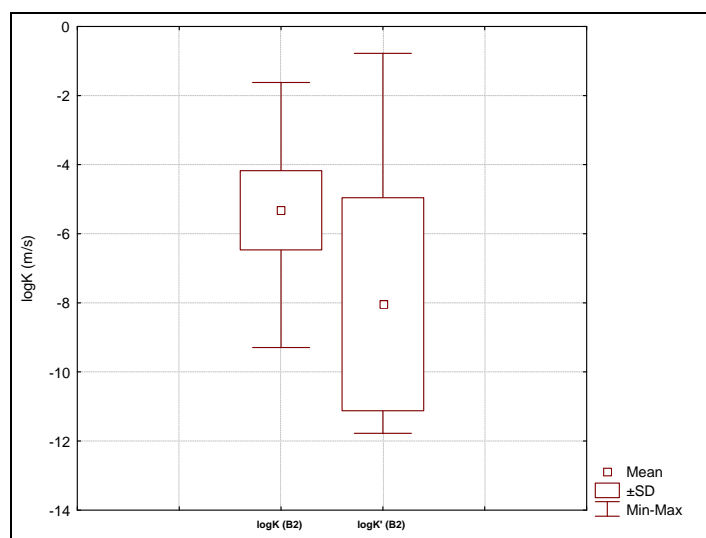
Za kraško-razpoklinske vodonosnike je znano, da se lahko obnašajo kot vodonosniki z dvojno poroznostjo (Warren-Root, 1963; Moench, 1984; Pogl. 2.11.1), če je poroznost matriksa dovolj velika, ali celo trojno, če so v kamnini prisotni dovolj prevodni kraški kanali (Worthington, 1999). Ker z ustreznimi metodami, opisanimi v poglavju 3.1.4 (Verbovšek in Veselič, 2007) lahko določimo koeficiente prepustnosti ter koeficiente specifičnega uskladiščenja tako razpok kot tudi matriksa, sem te vrednosti določil z Barkerjevo metodo (1988), dopolnjeno z modelom dvojne poroznosti (Hamm in Bidaux, 1996) v programu AQTESOLV. Rezultati kažejo, da razlike med koeficientom prepustnosti razpok in matriksa obstajajo (Tab. 3.17; Sl. 3.11) in so tudi visoko značilne ( $p < 0,001$ ). Razpoke in matriks imajo precej različne hidrogeološke značilnosti, kar vpliva tudi na transport onesnaževal. Tok

v razpokah je precej hitrejši kot v matriksu, obenem pa je uskladiščenje v matriksu ponavadi večje, kar potrjujejo tudi moji izračuni.

Tab. 3.17 Vrednosti koeficientov prepustnosti razpok ( $\log K$ ) in matriksa ( $\log K'$ ).

	N	x	s	Min	Max	t-test
$\log K$	79	-5,32	1,15	-9,29	-1,62	Y (p = 0.00*)
$\log K'$	79	-8,04	3,08	-11,78	-0,78	

Sl. 3.11 Škatlasti diagram koeficienta prepustnosti po Barkerjevi (1988) metodi.  $\log K$ : logaritmirane vrednosti koeficienta prepustnosti razpok,  $\log K'$ : logaritmirane vrednosti koeficienta prepustnosti matriksa.



Po razvrstitvi podatkov v starostno-litološke skupine se pojavijo dodatne razlike. Če ne upoštevamo tistih skupin z le enim opazovanjem, lahko primerjamo pet skupin. Pri teh je razvidno, da je koeficient prepustnosti matriksa  $K'$  za tri do štiri rede velikosti manjši kot koeficient prepustnosti razpok  $K$  (Tab. 3.18). Največjo razliko je opaziti pri baškem dolomitu, kjer ima matriks okoli 10.000-krat manjšo prepustnost kot razpoke. Najverjetneje je to posledica okremenjenega matriksa, saj je v tem dolomitu veliko rožencev (tabela 1 v prilogi 7; Verbovšek, 2008a). V tem dolomitu je torej za prenos snovi temeljnega pomena upoštevanje koeficienta prepustnosti razpok. Manjše razlike so pri glavnem ( $T_3^{2+3}$  glavni), anizijskem ( $T_2^1$ ) ter spodnjetriasnem dolomitu ( $T_1$ ), kjer znašajo malo nad tri rede velikosti. Najmanjša je razlika pri cordevolskem dolomitu, kjer je njena vrednost le 2,41. Tudi sicer je vrednost koeficienta prepustnosti matriksa v teh dolomitih za red velikosti večja od prepustnosti matriksa ostalih dolomitov. Očitno je, da imajo ti dolomiti precej višjo prepustnost. To najlažje razlagamo z dejstvom, da so ti dolomiti nastali izključno s pozno diagenozo (Pogl. 3.1.1), ki povzroči precejšnjo rast zrn in s tem tudi zviša primarno poroznost, kar se odraža

kot povečana poroznost matriksa (Budd in Vacher, 2004). Ta je tolikšna, da se v teh dolomitih že pojavljajo efekti dvojne poroznosti, katere količino in tip (predvsem primarni) bi bilo smotno proučiti tudi s sedimentološkimi metodami z optičnim mikroskopom. Seveda bi bilo potrebno take analize opraviti na dovolj velikem vzorcu, ki bi bil primeren za statistične obdelave.

Zaradi majhnega števila vzorcev (povsod po  $N = 1$ ) žal ni mogoče ustrezno komentirati podatkov v apnencih. Za primerjavo lahko navedem le Krivičeve (1984) rezultate, ki je ugotovil, da imajo drenažne prepustne cone v apnencih na Krasu transmisivnost  $10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  ali več, v vmesnih blokih pa je ta tudi 100.000-krat manjša.

Tab. 3.18 Vrednosti koeficientov prepustnosti razpok in matriksa v različnih vodonosnikih.

Starost	N	x (log K)	s (K)	x (log K')	s (K')	log K-log K'
K <sub>2</sub>	1	-9,29	-	-8,28	-	-1,01
K <sub>1</sub> <sup>4+5</sup>	1	-5,21	-	-2,45	-	-2,76
K <sub>1</sub> <sup>1</sup>	1	-7,50	-	-5,74	-	-1,76
J <sub>1</sub>	1	-5,84	-	-8,33	-	2,50
J, K?	1	-6,48	-	-10,75	-	4,25
J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	1	-6,89	-	-7,80	-	0,92
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški apn.	1	-4,60	-	-1,78	-	-2,82
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški dol.	3	-4,55	2,55	-8,55	2,23	4,00
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> glavni	37	-5,38	1,08	-8,39	2,89	3,02
<sub>1</sub> T <sub>3</sub> <sup>1</sup>	14	-4,61	0,48	-7,02	3,56	2,41
T <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1	-5,17	-	-9,52	-	4,35
T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	11	-5,38	1,00	-8,56	3,10	3,18
T <sub>1</sub>	6	-5,50	0,39	-8,67	3,45	3,16

### 3.4.2 Koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja

S programom AQTESOLV sem poleg koeficientov prepustnosti za iste vrtine določil tudi koeficiente specifičnega elastičnega uskladiščenja vodonosnikov (Kruseman in de Ridder, 1994). Rezultate podajam ločeno za razpoke (Ss) ter za vrednosti v matriksu (Ss') v logaritmirani obliki:

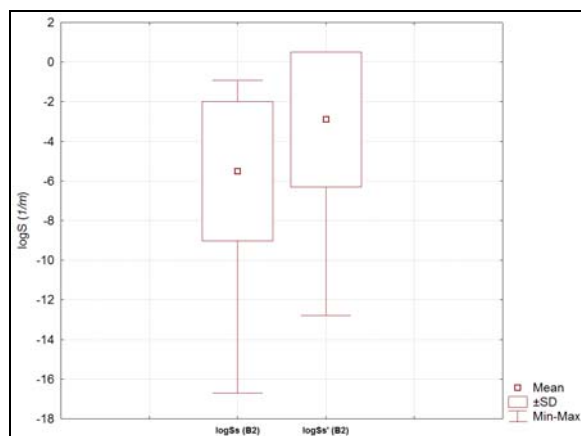
Tab. 3.19 Vrednosti koeficientov specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok (log Ss) in matriksa (log Ss') v vseh vodonosnikih skupaj.

	N	x	s	Min	Max	t-test
log Ss	79	-5,51	3,52	-16,71	-0,92	Y (p = 0,00*)
log Ss'	79	-2,89	3,40	-12,78	0,00	

Vrednosti so različne, kar je razvidno iz grafa (Sl. 3.12) in iz tabele. Razlika med skupinama je tudi visoko značilna ( $p < 0,001$ ). Drugače kot pri koeficientih prepustnosti so razponi vrednosti precej večji. Pav tako je večji tudi standardni odklon za oba koeficienta, ki

znaša več kot tri rede velikosti (Tab. 3.19). Uskladiščenje v matriksu je torej precej večje kot v razpokah. Ugotovitev se sklada s teoretičnimi predpostavkami (Hamm in Bidaux, 1996). Povprečne vrednosti za matriks ( $10^{-2,89}$ ) se popolnoma ujemajo z vrednostmi za dolomite v raziskavi, namenjeni hidrogeološkim lastnostim matriksa v karbonatnih kamninah (Motyka et al., 1998), v kateri so določili geometrično povprečje  $Ss' = 1,3 \cdot 10^{-3}$  oz. preračunano  $10^{-2,89}$ .

Sl. 3.12 Koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja v razpokah ( $\log Ss$ ) in v matriksu ( $\log Ss'$ ).



V nadaljevanju sem podobno kot za koeficiente prepustnosti določil tudi koeficiente specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa ločeno glede na starostno-litološke skupine:

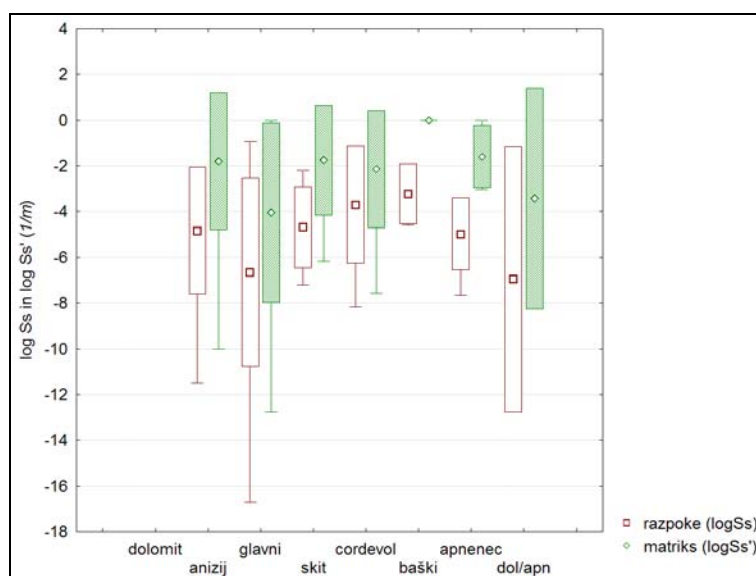
Tab. 3.20 Vrednosti koeficientov specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa v posameznih vodonosnikih.

Starost	N	log Ss	st.odk. (Ss)	log Ss'	st.odk. (Ss')	log Ss'-log Ss
K <sub>2</sub>	1	-3,97	-	-0,28	-	3,70
K <sub>1</sub> <sup>4+5</sup>	1	-7,65	-	-3,02	-	4,63
K <sub>1</sub> <sup>1</sup>	1	-3,71	-	-2,10	-	1,61
J <sub>1</sub>	1	-4,82	-	0,00	-	4,82
J, K?	1	-11,07	-	-6,83	-	4,24
J <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup>	1	-7,70	-	-3,92	-	3,78
T <sub>3</sub> <sup>2+3</sup> baški apn.	1	-4,69	-	-2,52	-	2,17
<b>T<sub>3</sub><sup>2+3</sup> baški dol.</b>	<b>3</b>	<b>-3,22</b>	<b>1,30</b>	<b>0,00</b>	-	<b>3,22</b>
<b>T<sub>3</sub><sup>2+3</sup> glavni</b>	<b>37</b>	<b>-6,66</b>	<b>4,12</b>	<b>-4,05</b>	<b>3,92</b>	<b>2,62</b>
<b>T<sub>3</sub><sup>1</sup></b>	<b>14</b>	<b>-3,69</b>	<b>2,57</b>	<b>-2,14</b>	<b>2,55</b>	<b>1,55</b>
T <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1	-2,84	-	0,00	-	2,84
T <sub>2</sub> <sup>1</sup>	11	-4,83	2,77	-1,79	3,01	3,04
T <sub>1</sub>	6	-4,67	1,78	-1,75	2,40	2,92

Rezultati kažejo, da so vrednosti koeficienta specifičnega elastičnega uskladiščenja v vseh primerih višje v matriksu kot v razpokah (Sl. 3.13). To je najbolj razvidno iz pozitivnih razlik  $\log Ss' - \log Ss$  (Tab. 3.20). Največje razlike se pojavljajo pri apnencih, čeprav je za te skupine izredno malo podatkov in zato komentarji niso zanesljivi. Ta odkritja se skladajo z

rezultati raziskav Gaswirthove in sodelavcev (2006), ki kažejo, da je poroznost matriksa apnencev lahko desetkrat večja kot poroznost matriksa dolomitov. Pri skupinah dolomitnih vodonosnikov s številom opazovanj večjim od ena, so rezultati nepričakovani. Spodnjetriasni dolomit ( $T_1$ ) ima npr. višje vrednosti koeficienta specifičnega elastičnega uskladiščenja kot cordevolski ali anizijski, čeprav je znano, da imata slednja višjo primarno poroznost. Verjetno na te rezultate vpliva tudi velik razpon podatkov. Standardni odkloni za nekatere skupine so namreč večji kot sama razlika  $\log Ss' - \log Ss$ , kar prav gotovo vpliva, da so končni podatki manj zanesljivi. Preverili bi jih lahko tudi s sedimentološkimi analizami, tako da bi primarno poroznost določili kvantitativno in jo nato uporabili kot oceno lastnosti matriksa.

Sl. 3.13 Koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja matriksa in razpok v različnih vodonosnikih.



### 3.4.3 Primerjava koeficientov prepustnosti, pridobljenih po različnih metodah

Zanimala me je tudi primerjava koeficientov prepustnosti razpok in matriksa, določenih po metodi Barkerja (1988) s programom AQTESOLV, z vrednostmi  $K$ , izračunanimi v hidrogeoloških poročilih. Slednji so bili določeni po treh najbolj uporabljenih metodah Cooper-Jacoba in Theisa za padanje ter Theisa za dvig podzemne vode.

Primerjalne metode med različnimi koeficienti prepustnosti sta uporabila tudi Ratej in Brenčič (2005); metode Cooper-Jacoba in Theisa za kratke črpalne in nalivalne poizkuse ter tri druge metode za impulzne oz. slug teste. Za kraško-razpoklinske vodonosnike ne velja nobena izmed teh metod. Opažene razlike med koeficienti so bile velike, tudi do več kot dva reda velikosti. Razlike sta pripisala tehničnim lastnostim izvedbe vrtin, času črpanja in metodi preizkusov, saj so bili nekateri testi nalivalni, drugi pa črpalni. Končni rezultati so torej po

njunih ugotovitvah odvisni od izbire metode, razen tega pa na dobljene vrednosti deloma vpliva tudi izbira merila opazovanja in način izvedbe poizkusov (Nastev et al., 2004).

Rezultati primerjave koeficientov prepustnosti sicer kažejo, da so vrednosti koeficienta razpok, določene po metodi Barkerja (1988), primerljive z ostalimi vrednostmi  $\log K$  (Tab. 3.21), vendar takšno vzporejanje ni popolnoma ustrezno, saj za omenjene tri metode ni določeno, kaj koeficient prepustnosti sploh predstavlja. Te metode so namreč namenjene kamninam z medzrnsko poroznostjo, kjer je prisoten le en tip poroznosti. V večini primerov gre seveda za razpoke, saj so te bolj prepustne. Iz rezultatov lahko torej sklepamo, da dajo glede na Barkerjev model primerljive vrednosti rezultati iz poročil, dobljeni po metodi Theisa za padanje podzemne vode, medtem ko so vrednosti  $\log K$  po Theisu za dvig podzemne vode glede na Barkerjeve vrednosti podcenjene in vrednosti po Cooper-Jacobovi metodi precenjene. Dobljene vrednosti koeficientov prepustnosti so torej vsekakor odvisne od uporabe metode. Zaradi napačno določenih vrednosti tega parametra so napačno določene tudi ostale vrednosti, ki temeljijo na izračunu koeficienta prepustnosti (npr. dovoljene vstopne hitrosti vode v vrtino, analiza sledilnih poizkusov itd.).

Tab. 3.21 Vrednosti koeficientov prepustnosti, določenih po različnih metodah.

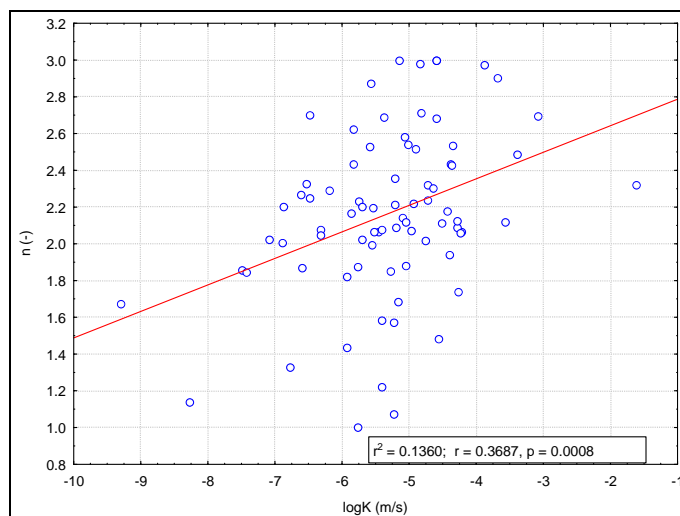
	N	x	s	Min	Max
log K (Barker)	79	-5,32	1,15	-9,29	-1,62
log K' (Barker)	79	-8,04	3,08	-11,78	-0,78
log K (Theis)	11	-5,37	1,08	-7,15	-3,62
log K (Cooper-Jacob)	31	-4,91	0,94	-7,07	-3,22
log K (Theis – dvig)	11	-5,79	1,00	-7,25	-4,45

#### 3.4.4 Povezava dimenzije toka in koeficienta prepustnosti razpok

V nadaljevanju sem proučil, ali obstaja zveza med dimenzijo toka  $n$  in koeficientom prepustnosti razpok  $K$  (logaritmirane vrednosti), določenim po metodi Barkerja (1988), saj je mogoče sklepati, da se pri bolj prepustnih vodonosnikih z večjim  $K$  pojavlja tudi večja dimenzija toka. Rezultati (Sl. 3.14) kažejo, da so podatki precej razpršeni in zato zveza ni popolnoma prepričljiva ( $r = 0,37$ ). Če odstranimo dve točki, ki ležita pri skrajnih vrednostih koeficienta prepustnosti razpok, se korelacijski koeficient celo zmanjša. Rezultati torej kažejo, da je dimenzija toka parameter, neodvisen od prepustnosti samih razpok, čeprav je iz enačbe Barkerjevega modela možno sklepati drugače.

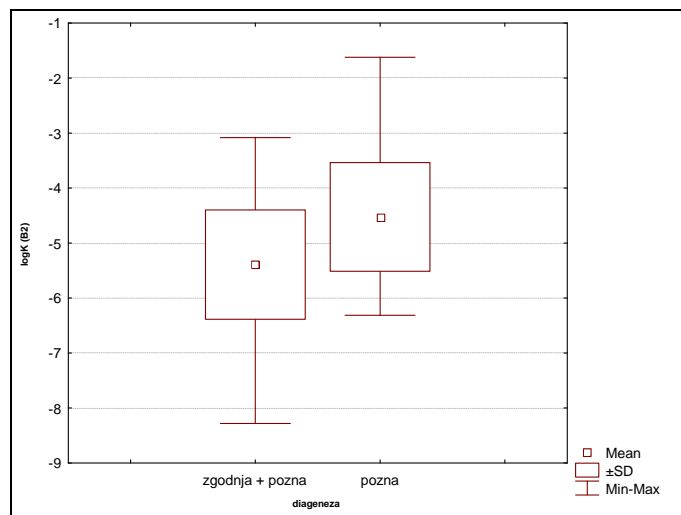


Sl. 3.14 Povezava dimenzije toka in koeficienta prepustnosti razpok.



### 3.4.5 Vpliv diagenetskih faktorjev na koeficient prepustnosti

Kot sem že omenil v poglavju 3.1, sem vplive stopnje diageneze na izdatnost dolomitnih plasti (Verbovšek, 2008a) že obravnaval. Dolomiti, nastali izključno s pozno in ne tudi z zgodnjo diagenezo so bolj izdatni in imajo višje vrednosti vseh parametrov (transmisivnosti, specifičnih izdatnosti, indeksov specifičnih izdatnosti ter maksimalnih pretokov), razen koeficienta prepustnosti. Vrednosti transmisivnosti in koeficientov prepustnosti so bile pridobljene iz razpoložljivih podatkov, torej iz hidrogeoloških poročil. Kot sem že zapisal, so bile v veliki večini izračunane s Theisovo ali Cooper-Jacobovo metodo. Zato sem domneval, da se odstopanja koeficienta prepustnosti od ostalih štirih parametrov pojavljajo najverjetneje zaradi nepravilne uporabe metod določanja ter zaradi dejstva, da je koeficient prepustnosti določen iz transmisivnosti preko neznane debeline plasti.

Sl. 3.15 Vrednosti  $\log K$  razpok za zgodnjo in pozno ter za pozno diagenetsko skupino.

Vrednosti, določene po metodi Barkerja (1988), po kateri lahko ločimo koeficient prepustnosti razpok in matriksa, kažejo drugačne rezultate. Vrednosti koeficientov so višje v tistih dolomitih, ki so nastalih le s pozno diagenezo. Rezultati (Tab. 3.22; Sl. 3.15) so v skladu s teoretičnimi predpostavkami, opisanimi v poglavju 3.1.1 in v predhodnih raziskavah (Verbovšek, 2008a), zato zanje velja enak trend kot za ostale štiri parametre. Razlike med vrednostmi v dveh skupinah (dolomiti, nastali le s pozno in dolomiti, nastali tako z zgodnjo kot tudi s pozno diagenezo), so značilne na več kot 99% stopnji verjetnosti. Izračun po ustrezni metodi (Barker, 1988; Hydrosolve, 2006) daje torej rezultate, ki so bolj logični in ne odstopajo od teoretičnih predpostavk.

Tab. 3.22 Vrednosti koeficienta prepustnosti razpok ( $\log K$ ) in matriksa ( $\log K'$ ) za različni diagenetski skupini.

	<i>N</i>	<i>Sr. vrednost</i>	<i>St. odklon</i>	<i>t-test</i>
<i>log K (zgodnja in pozna)</i>	54	-5,39	0,99	Y (p = 0,00*)
<i>log K (pozna)</i>	16	-4,53	0,99	
<i>log K' (zgodnja in pozna)</i>	54	-8,46	2,93	N (p = 0,12)
<i>log K' (pozna)</i>	16	-7,10	3,37	

### 3.5 Geokemija podzemnih vod

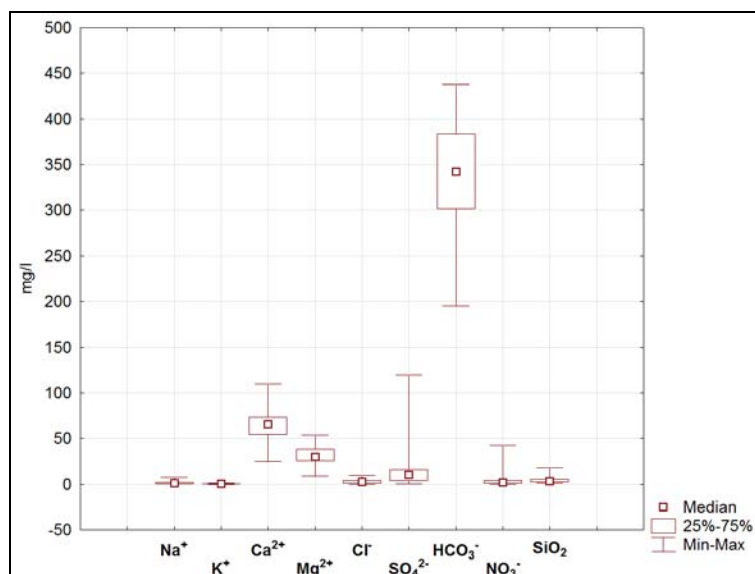
#### 3.5.1 Verjetnostne porazdelitve in vrednosti ionov

Testiranje normalnosti (Tab. 3.23) kaže, da so nekateri ioni porazdeljeni po normalni distribuciji ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  in  $\text{HCO}_3^-$ ), ostali pa po lognormalni. Izjema je natrijev ion, ki ne pripada nobeni porazdelitvi od teh dveh. Porazdelitev kalcijevega iona sicer lahko opišemo tudi z lognormalno porazdelitvijo, vendar je ta na meji značilnosti ( $p = 0,06$ ). Zato je normalna porazdelitev veliko bolj verjetna. Podobno je ugotovila tudi Juranji (1998) za vode iz vseh izvirov po Sloveniji, kjer sta bila iona  $\text{Ca}^{2+}$  in  $\text{HCO}_3^-$  porazdeljena normalno, ostali pa lognormalno. Zato sem v nadaljevanju za prikaz v škatlastih diagramih (Sl. 3.16) uporabil mediane in percentile namesto srednjih vrednosti in standardnega odklona, ki se uporabljata za normalno porazdeljene podatke. S tem pristopom se izognemo nepravilni uporabi porazdelitev, saj za neparametrične metode porazdelitev ni pomembna (de Sá, 2003). Podoben pristop z medianami ter kvartili so za prikaz regionalnih geokemičnih podatkov uporabili tudi številni drugi avtorji (Juranji 1998; Šajn, 1999; Helstrup et al., 2007). Za testiranje sem uporabil Shapiro-Wilksov W test (Statsoft, 1999).

Tab. 3.23 Statistične vrednosti analiziranih ionov,  $p(W)$ :  $p$ -vrednost Shapiro-Wilks testa, \*: rezultat testiranja porazdelitve je statistično značilen na stopnji verjetnosti 95 %, LOGN: lognormalna, NOR: normalna porazdelitev. Vse vrednosti so v mg/l. +: vrednosti so preračunane iz mg/l Si na mg/l  $\text{SiO}_2$ . ME SLO: Mediana povprečja vod izvirov v Sloveniji (Juranji, 1998).

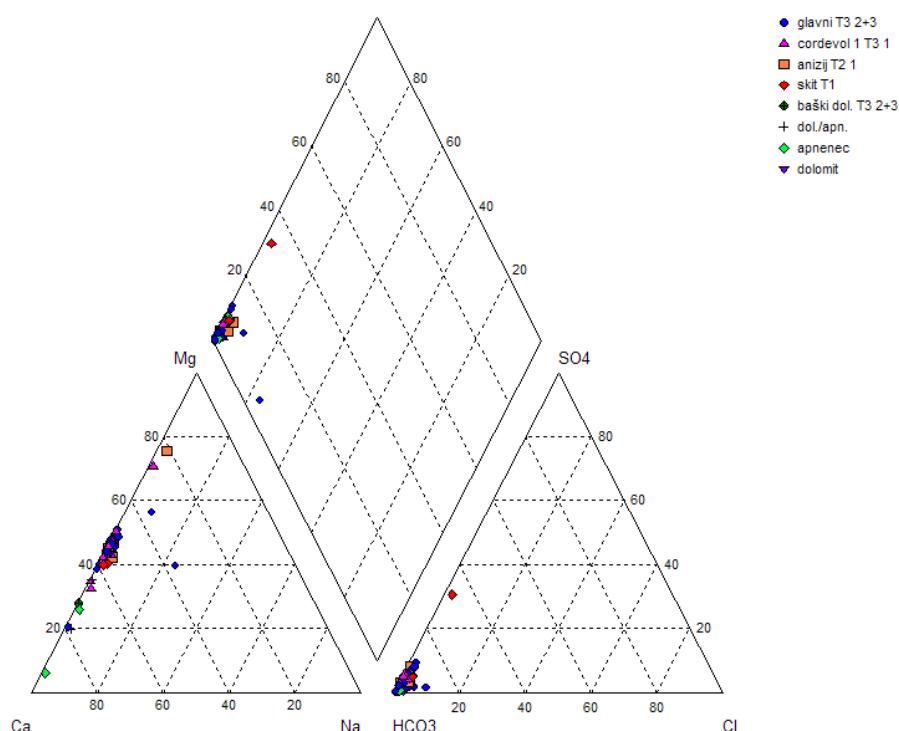
Ion	N	Me	Me SLO	Min	Max	$p(W)$ NOR	$p(W)$ LOGN	porazdelitev
$\text{Na}^+$	37	0,94	2,14	0,60	7,53	0,00*	0,00*	-
$\text{K}^+$	27	0,39	0,70	0,17	1,60	0,00*	0,29	LOGN
$\text{Ca}^{2+}$	35	65,70	54,39	25,00	110,00	0,44	0,06	N (ali LOGN)
$\text{Mg}^{2+}$	35	29,90	8,37	8,80	54,00	0,93	0,00	NOR
Cl	44	2,85	3,00	0,00	10,00	0,00*	0,17	LOGN
$\text{SO}_4^{2-}$	39	10,50	22,7	0,50	120,00	0,00*	0,16	LOGN
$\text{HCO}_3^-$	32	342,50	214,30	195,00	438,00	0,24	0,03*	NOR
$\text{NO}_3^-$	46	2,15	4,96	0,00	42,60	0,00*	0,09	LOGN
$\text{SiO}_2$	23	3,59	6,16 <sup>+</sup>	1,20	18,30	0,00*	0,20	LOGN

Sl. 3.16 Škatlasti diagram koncentracij glavnih parametrov.



Iz primerjave analiz sestave vod iz vrtin in vod iz vseh izvirov po Sloveniji (Juranji, 1998) je razvidno (Tab. 3.23), da je v analiziranih vodah, obravnavanih v disertaciji, približno dvakrat manj kalija, natrija, SiO<sub>2</sub>, nitratnih in sulfatnih ionov, približno enako kloridnih ionov ter bistveno več magnezija, kalcija in hidrogenkarbonatnih ionov. To potrjuje, da so analizirane vode iz dolomitnih vodonosnikov. Na Piperjevem diagramu (Hem, 1985) so ločeno prikazani različni vodonosniki (Sl. 3.17), pri čemer med njimi na prvi pogled ni bistvenih razlik. Sestave so v glavnem podobne in se zaradi načina prikaza ne ločijo med seboj. Podrobneje so razlike opisane v naslednjih poglavjih. Ta diagram torej ni najbolj ustrezen za prikaz obravnavanih vod, temveč je namenjen razločevanju vod oz. faciesov z bistveno bolj različno sestavo.

Sl. 3.17 Piperjev diagram analiziranih vod.



Pri večini analiz so relativne napake med vsotami anionov ( $\Sigma^-$ ) in kationov ( $\Sigma^+$ ), izražene v meq/l, manjše od 5 % (prilogi IV in V). Vrednosti analiziranih ionov ter modeliranih vrednosti indeksov nasičenja, parcialnega tlaka  $\text{CO}_2$  ter količine raztopljenih mineralov (opisanih v nadaljevanju), podajam v tabelah Tab. 3.24 in Tab. 3.25. Tip vode predstavlja hidrogeokemijski tip vode po Jäckliju (1970), ki se določi tako, da se koncentracije glavnih ionov izrazi v meq/l in pretvori v meq% tako, da se za katione upošteva vsota pozitivnih ionov ( $\Sigma^+$ ), za anione pa negativnih ( $\Sigma^-$ ). Vsi parametri, ki ne dosežajo 10 %, se odstrani iz poimenovanja, ostale pa se razvrsti po njihovih deležih tako, da prvi del imena predstavljajo kationi, drugega pa anioni (Lapanje, 2006).

Podatki so pridobljeni iz geokemičnih analiz vod iz hidrogeoloških poročil, razen tipov vode in indeksov nasičenja kalcita ( $SI_{cal}$ ), dolomita ( $SI_{dol}$ ) ter parcialnih tlakov ogljikovega dioksida ( $P_{\text{CO}_2}$ ), ki sem jih izračunal sam. Metode analiz podzemnih vod se razlikujejo v časovnih obdobjih, manj pa med različnimi laboratoriji, kot opisano v poglavju 2.14.2.1.

Tab. 3.24 Podatki kemičnih analiz (desna polovica tabele se nadaljuje na naslednji strani).

ID vrtine	Laboratorij	starost	starost/litologija	tip	Si <sub>cal</sub>	Si <sub>dol</sub>	P <sub>CO2</sub>	pH	T
2	ZZV NM	J1, T3 2+3	dolomit	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,14	0,16	-2,53	7,8	11
3	-	T2 1	anizij						
10	IVZ LJ	T3 2+3	glavni						
13	ZZV NM	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	-0,16	-0,43	-2,46	7,66	10
18	ZZV NM	T2 1	anizij	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,54	1,04	-2,19	7,7	18
26	ZZV NG	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	-0,05	-0,21	-2,31	7,6	9,5
37	-	T3 2+3	glavni						
41	-	T2 1	anizij						
42	-	T1	skit						
46	-	T3 2+3	glavni						
47	-	T2 1	anizij						
51	ZZV KR	T2 1	anizij	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>					
53	-	T2 1	anizij						
59	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,76	1,16	-2,56	8	10
60	-	T3 2+3	glavni						
70	ZZV NM	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,08	0,01	-2,41	7,7	10,3
73	ZZV CE	1 T3 1	cordevol					7,9	12
74	-	1 T3 1	cordevol						
82	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,30	0,45	-2,00	7,5	11
89	ZZV NM	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,14	0,08	-1,92	7,4	9,9
93	IVZ RS	J, K ?	dol/apn	Ca-HCO <sub>3</sub>	0,11	-0,46	-1,72	7,2	11
97	IVZ RS	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,08	-0,05	-1,95	7,4	10,4
100	IVZ LJ	T3 2+3	glavni					7,2	11
109	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,5	11
174	ZZV CE	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,04	-0,05	-1,98	7,4	11
181	ZZV NM	T2 1	anizij	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,35	0,59	-2,04	7,55	13
191	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,2	12
196	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,3	11
210	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,3	11,8
223	ZZV MB	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,19	0,24	-2,03	7,5	9,5
225	-	T3 2+3	glavni						
228	-	T2 1	anizij						
229	ZZV NM	T3 2+3 baški	baški	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,66	0,81	-2,17	7,7	10,1
230	ZZV CE	T1	skit	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>	0,11	0,00	-1,93	7,35	11,4
238	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol					8,1	13,2
239	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol					7,6	
249	-	T3 2+3	glavni						
261	-	T3 2+3	glavni						
262	-	T3 2+3	glavni						
280	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,3	
281	ZZV CE	T3 2+3	glavni					7,3	10,5
300	IVZ RS *	T3 2+3	glavni					7,3	8,5
301	JP VO-KA *	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,17	0,24	-2,23	7,62	11,8
302	ZZV CE	1 T3 1	cordevol					7,65	9
303	IVZ RS *	T3 2+3	glavni					7,2	10
304	IVZ RS	1 T3 1	cordevol					7,2	9,8
305	IVZ RS *	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,16	0,19	-2,05	7,5	10
307	IVZ RS *	T3 2+3	glavni					7,5	10,5
310	ZZV NM *	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,16	0,18	-1,92	7,41	10
312	-	T3 2+3	glavni						
313	IVZ RS *	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,02	-0,09	-2,12	7,5	10
315	ZZV CE *	T1	skit					7,25	13,3
321	ZZV MB *	T2 1	anizij	Mg-Ca-HCO <sub>3</sub>	0,51	1,48	-2,90	8,3	10,4
334	-	T3 2+3	glavni						
338	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,12	0,12	-1,92	7,4	10,8
339	-	T3 2+3	glavni						
344	-	T3 2+3 baški apn.	apnenec						
345	-	T3 2+3 baški	baški						
346	ZZV NM *	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	-0,35	-0,91	-1,67	7,07	9,1
347	ZZV NM *	T2 2	dol/apn	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,42	0,53	-2,45	7,82	9,7
351	ZZV NM	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,37	0,47	-1,96	7,5	14,4
352	IVZ RS *	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	-0,13	-0,41	-1,88	7,3	8,2
359	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,18	0,17	-2,20	7,6	9
360	ZZV NM	T3 2+3	glavni	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,00	-0,07	-1,67	7,2	10,5
364	IVZ RS *	T3 2+3	glavni					7,7	15
365	IVZ LJ	T2 1	anizij					7,7	11,5
366	IVZ LJ	1 T3 1	cordevol	Mg-Ca-HCO <sub>3</sub>	0,34	0,60	-2,09	7,6	10
380	-	J1	apnenec						
381	-	T3 2+3	glavni						
382	-	K1 1	apnenec						
383	-	T2 1	anizij						
385	-	K2	apnenec						
386	-	T3 2+3 baški	baški						
387	-	T1	skit						
388	ZZV KR *	T1	skit	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	0,19	0,13	-2,23	7,6	11
390	ZZV NG *	T1	skit					7,63	11,6
392	ZZV NG *	T3 2+3	glavni					7,82	9,8
394	-	T3 2+3	glavni						
396	ZZV NG	K1 4+5	apnenec	Ca-HCO <sub>3</sub>	0,17	-0,33	-2,46	7,7	11,5

Tab. 3.25 Podatki kemičnih analiz (vse koncentracije so v mg/l).

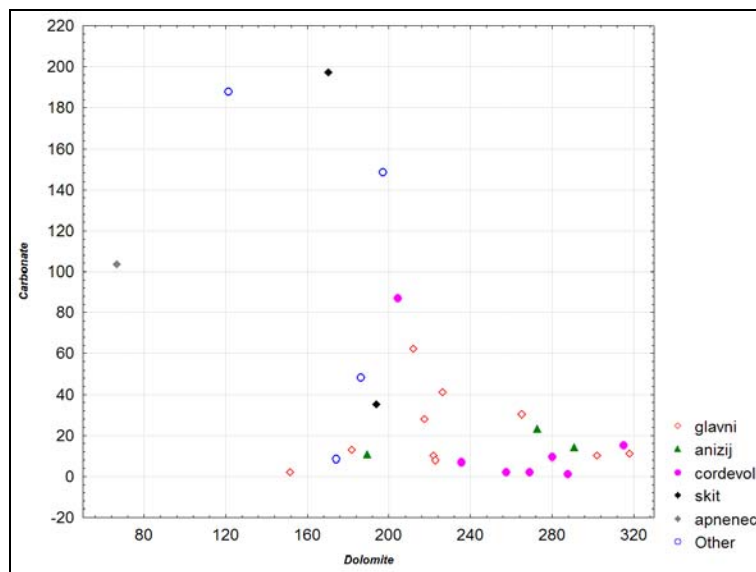
ID vrtine	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
2	0,85	0,59	42	23	3,4	1,5	231	7,5	2,60
3									
10	0,66	0,2	73	28	2,01	3,6	350	0,9	1,20
13	0,68	0,22	34,1	20	0,8	0,57	195	0	5,70
18	1	0,8	71	36	4,2	5,5	378	8,9	5,30
26	1,92		42,9	25,7	7,9	3,89	246,153	2,33	
37									
41									
42									
46									
47									
51	3,7	1,6	53	25	1,7	18	260	2,2	18,30
53									
59	0,7		83	27	3,7	8,6	360	3,4	3,60
60									
70	0,76	0,31	45	24	1	0,5	236	9,5	2,80
73			54,6	26,1	2,8	83,9		1,2	
74									
82	0,94	0,27	81,5	41,6	4,4	16,5	399	42,6	3,00
89	3,2	0,85	72	35	3,7	5,2	388	9,3	6,40
93	3,2	1,2	105	16	4,5	7,95	379	17,6	3,60
97			65,7	29,9			352	2,8	
100					6				
109					5			0,09	
174	0,8	0,37	64,6	34,5	4,3	27,7	329,361	1,9	
181	1,7	1,3	73,4	38,4	1,41	10,5	398	0,71	7,20
191					8,1				
196					2,3				
210			74,2	44,1				0,8	
223	0,7	0,3	66	37	3,2	2,8	381	4,9	3,70
225									
228									
229	0,8	0,3	110	26	2,9	18,5	438	2,1	3,20
230	5,1	0,48	93	40	7	120	332,945	0,6	5,10
238					10			0,6	
239			56	29,7		18,5		1,3	
249									
261									
262									
280					3,9			1,3	
281					3,2				
300								1,4	
301	1,06	0,72	53,4	29,3	0,81	2,36	300		
302	1,1				1,3	13,7		3	
303	2,3				1,3	15,3		4,7	
304	0,87				1,3	12,9		2,3	
305	0,65	0,17	64,1	35,5	0	11,1	360	2,1	3,00
307								3,2	
310	0,92	0,26	72,1	39,9	1,55	5,53	396	2,46	2,04
312									
313	0,62	0,42	52,5	29,4	1	2,1	303,166	1,7	1,60
315	0,6				1	17		1	
321	4,5	0,3	25	54	6	9	330	0	
334									
338	1,4	0,4	69	38	6,4	13,9	381	2,5	3,60
339									
344									
345									
346	0,63	0,31	59,1	28,7	0,53	1,27	319	0,083	5,16
347	1,6	0,59	65,9	24,6	1,02	14,4	303	0,71	3,59
351	1,9	0,8	78	42	3,7	10,5	429	6,7	3,50
352			56,9	34			335		
359	0,67	0,24	60,5	31,1	1	15,5	320,645	2,1	1,60
360	0,76	0,39	74,4	47,4	1,28	7,95	433	4	
364	7,53					4,2		1,7	
365								8,1	
366	0,76	0,37	70,7	43,8	1,1	17,6	412,84	1,8	2,91
380									
381									
382									
383									
385									
386									
387									
388	2,2	0,52	61,3	25,6	6,18	12,2	294,813	3,56	
390	1,3				2,3	26,9		0,62	
392	0,91				2,4	1,66		4,2	
394									
396	2,14		59	8,8	2,9	7,45	215,008	3,1	

### 3.5.2 Modeliranje količine raztopljenih mineralov

V programu AquaChem sem z interno metodo enostavnega inverznega modeliranja določil, kolikšna količina mineralov se je morala raztopiti, da ima voda določeno sestavo. Program glede na koncentracije glavnih ionov v vodni raztopini ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SiO_2$ ) izračuna predpostavljene raztopljene minerale v naslednjem vrstnem redu: silvin, halit, karbonat (kalcit in aragonit), dolomit, glede na preostalo količino kremenice pa poda tudi vrednosti za kremen oz. glinenec. Pod oznako karbonat sta zajeti obe mineralni obliki kalcijevega karbonata ( $CaCO_3$ ), tako kalcit kot tudi aragonit, predpostavlja pa se, da prevladuje kalcitna oblika. Modelirane vrednosti so le orientacijske, saj program predpostavlja, da se elementi oz. ioni sproščajo v raztopino le iz omenjenih raztopljenih mineralov v kamnini in ne tudi iz ostalih mineralov ali iz zunanjih izvorov. Tako se npr. kalij sprošča tudi pri preperevanju K-glinencev (Pogl. 2.5.2.3), kalijevih sljud ali glinenih mineralov (illita), lahko pa tudi iz gnojil. Vendar je koncentracija kalija v mojih analiziranih vodah zelo majhna, zato ti procesi na modelirane vrednosti bistveno ne vplivajo. Večino raztopljenih snovi predstavljajo kalcijevi in hidrogenkarbonatni ioni, ki so večinoma prisotni v kalcitu in dolomitu, ter tudi magnezijevi ioni, ki jih najdemo le v dolomitu. Kalcij in magnezij se sicer lahko sproščata tudi pri preperevanju piroksenov in amfibolov ter nekaterih glinencev, toda teh mineralov v karbonatnih kamninah ni. Na izločanje ali raztapljanje karbonatnih mineralov vplivajo tudi ioni, ki jih ni v kamninah, temveč pridejo v raztopino iz atmosfere ( $CO_2$ ). Kloridni ioni izvirajo iz halita, silicijevi pa iz več mineralov, predvsem kremenca in silikatov. Sulfatni ioni se sproščajo v raztopino predvsem iz sadre, manjše koncentracije teh pa lahko nastanejo z dedolomitizacijo (Pogl. 2.5.2.3) ali z oksidacijo pirita. Iz navedenih ugotovitev lahko predvidevamo, da modelirane vrednosti precej verjetno veljajo za večino mineralov, sploh za kalcit (oz. aragonit), dolomit in halit, malo manj pa za silvin, saj je bolj verjetno, da je izvor kalija tudi drugod. Glede na to, da so analize opravljene v karbonatnih kamninah, te predpostavke torej večinoma držijo. Popolni rezultati izpisov so podani v prilogi IV.



Sl. 3.18 Količina raztopljenega karbonata (kalcita) in dolomita v mg/l po izračunu iz analize.



Iz primerjave modeliranih količin raztopljenega kalcita oz. karbonata ter dolomita (Sl. 3.18; Tab. 3.26) je razvidno, da ležijo podatki za cordevolske dolomite ( $T_3^1$ ) pri vrednostih, ki kažejo na visok delež raztopljenega dolomita in na zelo malo raztopljenega kalcita. Podoben sklep velja tudi za dolomite anizijske ( $T_2^1$ ) starosti, čeprav je podatkov zelo malo in je za to skupino komentar zato manj zanesljiv. Podatki za glavne dolomite ( $T_3^{2+3}$ ) so bolj razpršeni in kažejo na večji delež raztopljenih ostalih komponent, tudi kalcita. Analize ostalih dolomitnih vodonosnikov izkazujejo velik delež raztopljenega kalcita, kar seveda velja tudi za apnenec. Čeprav je podatkov dokaj malo za ustrezen komentar, se kažejo očitne razlike v sestavi vod v različnih vodonosnikih. Cordevolski in anizijski dolomiti vsebujejo največ karbonata, okoli 98 % (tabela 1 v prilogi 7; Verbovšek in Veselič, 2007) in od tega tudi največ dolomita. Podobne rezultate je s kemičnimi analizami dobila tudi Gregorič (1969), le da je analizirala predvsem glavne in cordevolske dolomite. Delež karbonata je v glavnih dolomitih relativno nižji (še posebej v zgornjih delih plasti), tako da je delež nekarbonatnih primesi (mineralov), pa ustrezno višji, kar se odraža tudi v sestavi vod, ki tečejo skozi omenjene vodonosnike. Spodnjetriasni dolomiti, še posebej starejše plasti, imajo med vsemi najmanj karbonata (54–89 %) in posledično tudi dolomita, zato je delež raztopljenih nekarbonatnih primesi največji. V primerjavi z glavnimi in cordevolskimi dolomiti, ki imajo od 2 do 3 % netopnega ostanka, imajo ti tudi več kot 15 % netopnih snovi (Gregorič, 1969).

Tab. 3.26 Vrednosti modeliranih vrednosti raztopljenega karbonata (kalcita) in dolomita v posameznih vodonosnikih.

	<i>N</i>	<i>Me (kalcit)</i>	<i>N</i>	<i>Me (dolomit)</i>
dolomit	1	8,63	1	174,18
anizij	3	14,26	4	230,98
glavni	10	11,98	13	222,65
skit	2	116,08	2	182,01
cordevol	7	6,89	8	274,52
baški	1	148,39	1	196,99
apnenec	1	103,35	1	66,64
dol/apn	2	118,18	2	153,73

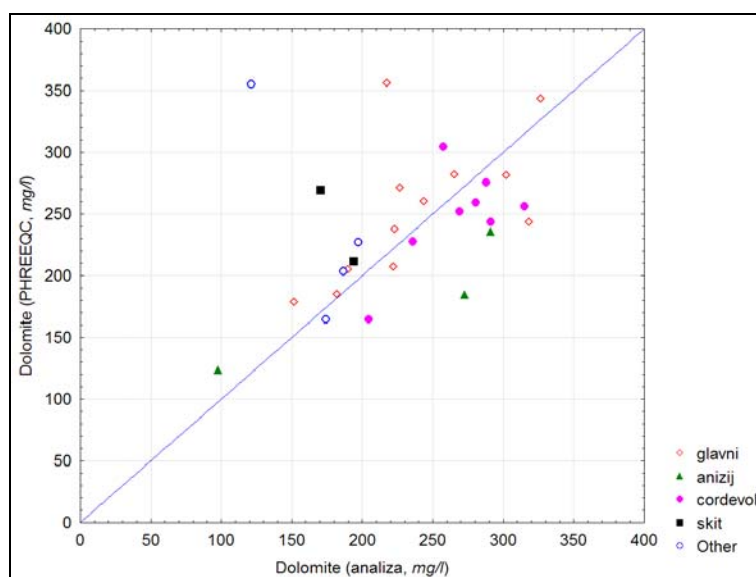
Za dodaten vpogled v procese, ki določajo sestavo vode v vodonosnikih, sem uporabil geokemični program za modeliranje PHREEQC for Windows (Appelo in Postma, 2005). Izmed vseh analiz sem, enako kot pri prejšnji primerjavi izbral le popolne, ki so zajemale analizo glavnih kationov in anionov. Postavil sem enostaven geokemični model, ki predvideva raztapljanje čistega dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  v vodi, ki ima raztopljeno določeno količino  $\text{CO}_2$  pri izbrani temperaturi in pH. Slednje tri vrednosti sem izbral tako, da so ustrezale pogojem analiz za posamezne vrtine. Tako sem analiziral, kakšna bi bila sestava vod pri raztapljanju čistega dolomita pri teh pogojih, nato pa sem te rezultate primerjal z vrednostmi dejansko opravljenih analiz vod v realnih »nečistih« dolomitih. Primer vhodne datoteke za PHREEQC, ki simulira vodno raztopino pri  $T = 11,8 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\text{pH} = 7,62$  in  $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2,23}$  bar (ID = 301), je podan spodaj:

```
SOLUTION 1 ID301
  units      mol/l
  pH        7.62
  temp     11.8
  pe        4
  density   1.0
  redox     pe
USE solution 1
EQUILIBRIUM_PHASES 1
  Dolomite 0.0 10
  CO2(g) -2.23 10
SAVE solution 1
END
```

Na ta način sem iz rezultatov koncentracije raztopljenega dolomita (v mmol/l pod oznako *Phase Assemblage* v izhodni datoteki) za vse izbrane analize določil, koliko dolomita se raztopi pri danih fizikalno-kemičnih pogojih. Take razmere torej veljajo za popolnoma čiste dolomite brez primesi. Te vrednosti sem nato primerjal z vrednostmi, ki sem jih določil s programom AquaChem (Calmbach, 1999; Verbovšek, 2007b) glede na realno sestavo

raztopine. Vrednosti sem nato primerjal na grafu, kjer je odvisnost razmerja modeliranih vrednosti za »čisti« dolomit ter za dejanske vrednosti iz analize v razmerju 1 : 1 označena z modro premico. Vrednosti, ki ležijo na tej premici ali tik ob njej, predstavljajo torej vode iz tistih vodonosnikov, ki imajo sestavo čistih dolomitov. Rezultati (Sl. 3.19) kažejo, da korelacija obstaja in se spreminja v različnih vodonosnikih. Najbližje idealni premici ležijo vrednosti za cordevolske dolomite. Tako so potrjeni literaturni podatki (Gregorič, 1969), da imajo ti največji delež dolomita. Vrednosti za glavni dolomit sicer ležijo približno na premici, vendar so bolj razpršeni, kar nakazuje nedolomitne primesi. Voda iz spodnjetriasnih (skitskih) vodonosnikov leži nad premico, kar nakazuje manjše vrednosti dejansko raztopljenega dolomita, kot predvidevajo modelirane vrednosti čistih dolomitov. Poleg dolomita torej kamnine vsebujejo tudi ostale minerale (Gregorič, 1969), predvsem kremen, hematit, limonit in ostale. V vseh dolomitih se pogosto pojavljajo tudi tanjše kalcitne žile.

Sl. 3.19 Primerjava dejanske izračunane količine raztopljenega dolomita z modelirano idealno vrednostjo s programom PHREEQC for Windows.



### 3.5.3 Indeksi nasičenja kalcita in dolomita

S programom *PHREEQC for Windows* sem izračunal indekse nasičenja kalcita in dolomita, ter s tem določil, ali so obravnavane vode v kemičnem oz. karbonatnem ravnotežju glede na oba minerala. Vrednosti so pripadajo normalni porazdelitvi, zato podajam vrednosti kot povprečje in standardni odklon. Vode so rahlo prenasočene tako s kalcitom kot tudi z dolomitom (Tab. 3.27), oz. so z dolomitom v ravnotežju, če upoštevamo, da je območje

kemičnega ravnotežja pri dolomitu širše kot pri kalcitu,  $SI_{dol} = -0,5$  do  $+0,5$  (López-Chicano et al., 2001; Pogl. 2.5.1.1). Maksimalni zabeleženi indeks nasičenja dolomita je bistveno višji od indeksa nasičenja kalcita, vendar se dolomit ne izloča. Najverjetnejši razlog je počasnost procesa, saj se dolomit izloča le izjemoma v vroči klimi in nikoli pri normalnih pogojih (Warren, 2000). Zadrževanje vod v vodonosnikih je torej dovolj dolgo, da infiltrirana voda reagira s prikamnino in da se zato vzpostavi ravnovesje (Appelo in Postma, 2005).

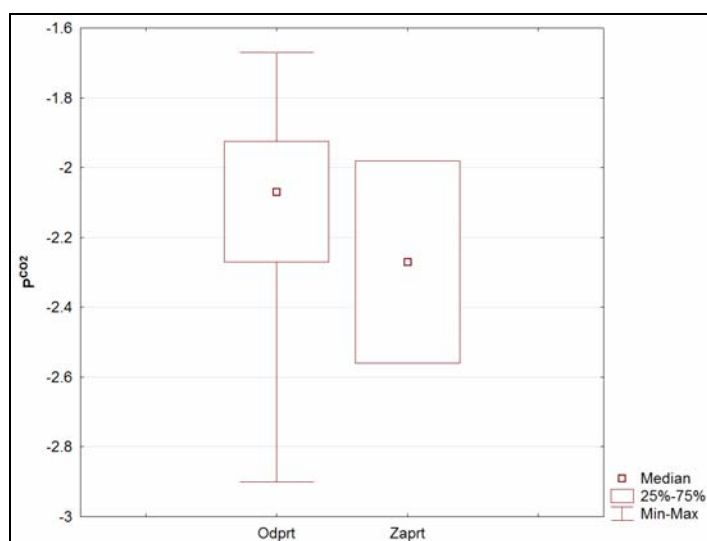
Tab. 3.27 Vrednosti indeksov nasičenja kalcita in dolomita ter  $CO_2$  v odprtih in zaprtih vodonosnikih.

	<i>N</i>	<i>Sr. vrednost</i>	<i>St. odklon</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>
$SI_{cal}$	30	0,19	0,24	-0,35	0,76
$SI_{dol}$	30	0,19	0,51	-0,91	1,48

### 3.5.4 Parcialni tlak $CO_2$

V odprtih vodonosnikih je tlak višji kot v zaprtih (Sl. 3.20; Tab. 3.28), toda razlika ni velika niti značilna ( $p = 0,49$ ). Vrednosti parcialnega tlaka v vodonosnikih so okoli  $10^{-2,34}$  bar in so bistveno večje od tistih v atmosferi ( $P_{CO_2} = 10^{-3,5}$ ) ter manjše od zgornje znane meje  $P_{CO_2} = 10^{-1,5}$  (Appelo in Postma, 2005). Višje vrednosti lahko pripišemo izmenjavi ogljikovega dioksida iz tal v podzemno vodo, saj je v tleh zaradi bioloških procesov količina  $CO_2$  bistveno višja kot v atmosferi. Kljub temu je pri interpretaciji potrebno upoštevati, da je število podatkov za skupino zaprtih vodonosnikov precej manjše kot za odprte vodonosnike, kar lahko tudi vpliva na manjši razpon vrednosti pri zaprtih vodonosnikih.

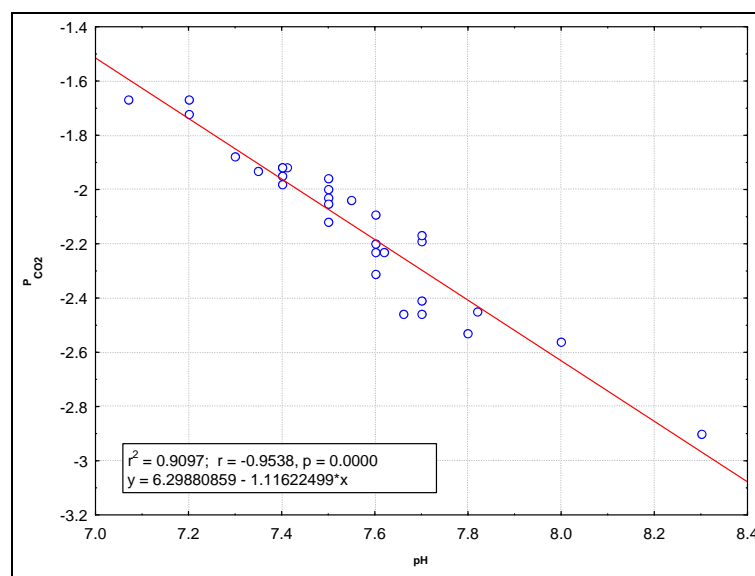
Sl. 3.20 Vrednosti  $P_{CO_2}$  v odprtih in zaprtih vodonosnikih.



Tab. 3.28 Vrednosti parcialnega tlaka CO<sub>2</sub> v odprtih in zaprtih vodonosnikih.

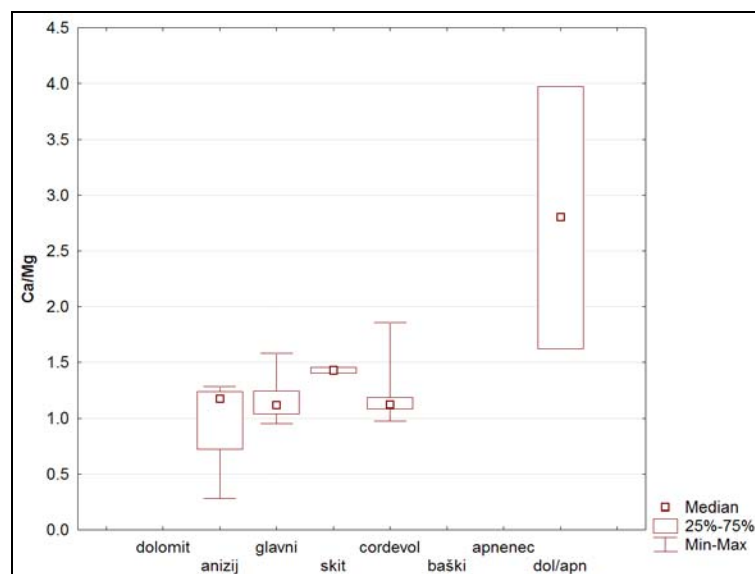
	<i>N</i>	<i>Sr. vrednost</i>	<i>St. odklon</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>t-test</i>
<i>Odprt</i>	28	-2,12	0,28	-2,90	-1,67	
<i>Zaprt</i>	2	-2,27	0,41	-2,56	-1,98	N (p = 0,49)
<i>Vsi</i>	30	-2,13	0,28	-2,90	-1,67	

Parcialni tlak CO<sub>2</sub> je povezan s pH vrednostjo podzemne vode (Sl. 3.21), kar dokazuje močna negativna korelacija ( $r = -0,95$ ), ki je tudi visoko statistično značilna ( $p = 0,0000$ ). Vsebnost raztopljenega CO<sub>2</sub> torej odločilno vpliva na pH vrednost vode v vodonosnikih.

Sl. 3.21 Korelacija  $P_{CO_2}$  in pH.

### 3.5.5 Razmerje Ca/Mg

Za idealne dolomite je stehiometrično molsko razmerje Ca : Mg enako 1 : 1. Prebitek Ca je največkrat povezan z raztapljanjem kalcita CaCO<sub>3</sub>, ki se pojavlja kot zapolnitev v razpokah oz. žilicah, ali pa zaradi raztapljanja sadre CaSO<sub>4</sub>\*2H<sub>2</sub>O (Lapanje, 2006), ki v raztopino prispeva kalcijeve ione.

Sl. 3.22 Vrednosti molskega razmerja Ca/Mg. Škatlasti diagrami s številom vzorcev  $N = 1$  niso prikazani.

Analize kažejo, da so vrednosti molskega razmerja Ca/Mg različne glede na tip kamnin in da so najnižje v glavnih in cordevolskih dolomitih (Sl. 3.22; Tab. 3.29). Kljub očitnim razlikam na Sl. 3.22 razlike niso statistično značilne, razen skupin »glavni« - »dol/apn«. Precej razlik je zelo blizu značilnega praga (0,05), a ga zaradi majhnega števila vzorcev ne presežejo. Najvišje najdemo v apnencih, kar je seveda razumljivo, ker je v njih glavni mineral kalcit. Visoke vrednosti ima tudi skupina združenih dolomitnih in apnenčastih kamnin (skupina *dol/apn*), kar odraža mešano sestavo teh kamnin, saj ležijo vrednosti med rezultati za čiste dolomite in čiste apnence. Višje vrednosti v spodnjetriasnih (skitskih) kamninah lahko pripišemo vplivu primesi nekarbonatnega izvora (tabela 1 v prilogi 7; Verbovšek in Veselič, 2007), ki lahko vsebujejo tudi do 13 % kremenca (Gregorič, 1969). Rezultati torej potrjujejo ugotovitve prejšnjih poglavij. Spodnjetriasni dolomiti najmanj ustrezajo čistim dolomitom z molskim razmerjem Ca : Mg = 1 : 1.

Tab. 3.29 Vrednosti molskega razmerja Ca/Mg v posameznih vodonosnikih.

	Mediana	N	Min	Max
dolomit	1,11	1	1,11	1,11
anizij	1,18	4	0,28	1,28
glavni	1,11	14	0,95	1,58
skit	1,43	2	1,41	1,45
cordevol	1,12	10	0,98	1,86
baški	2,56	1	2,56	2,56
apnenec	4,06	1	4,06	4,06
dol/apn	2,80	2	1,62	3,98

### 3.5.6 Korelacija med geokemičnimi parametri in dimenzijo toka

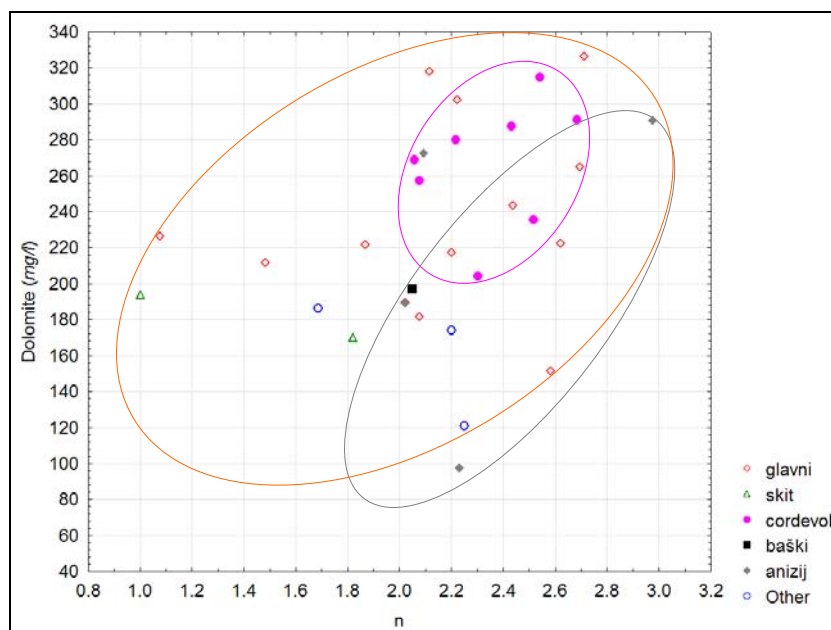
Glede na sestavo raztopine ter na dimenzijo toka sem primerjal tudi modelirano količino raztopljenega dolomita. Zaradi majhnega števila podatkov so vrednosti rezultatov, ki jih bom podal v tem poglavju, le orientacijske. Čeprav je povezava med obema parametroma dokaj slaba za vse analize skupaj ( $r = 0,27$ ), med posameznimi skupinami vodonosnikov obstajajo določene razlike. Če upoštevamo le vrednosti v dolomitih, saj v apnencih minerala dolomita seveda ni mogoče pričakovati, je korelacija boljša ( $r = 0,34$ ; Tab. 3.30) in na meji značilnosti ( $p = 0,06$ ). Na sliki (Sl. 3.23) so označene vrednosti za ločene starostno-litološke skupine s polji. Polja so za cordevolski in anizijski dolomit usmerjena v smeri korelacije, kar nakazuje zvezo med parametroma, usmerjenost pa ni očitna za ostale dolomite. Iz tabele (Tab. 3.30) je razvidno, da je povezava šibka in neznačilna, najverjetneje zaradi velikih sipanj majhnega števila podatkov. Izstopajo cordevolski dolomiti, ki se nahajajo v polju z veliko dimenzijo toka in količino raztopljenega dolomita. Večja dimenzija toka in s tem boljše prostorsko razširjanje toka v razpokah torej povzročita, da se v vodonosniku raztaplja večja količina dolomita. Podobna interpretacija velja tudi za anizijske dolomite, ki imajo prav tako dokaj veliko dimenzijo toka, toda manjše količine raztopljenega dolomita, kar se kaže v tem, da njihovo polje leži nižje na grafu. Čeprav je vzorcev bistveno manj, je tudi to polje usmerjeno v smeri od nizkih vrednosti dimenzije toka in raztopljenega dolomita proti višjim. Rezultati za glavni dolomit so bolj ali manj razpršeni. Zanje zveza ne velja tako kot za omenjeni skupini, najverjetneje zaradi že opisanih vplivov. Vse ostale skupine, ki zaradi manjšega števila vzorcev niso označene s polji, ležijo na grafu na območju z nižjo dimenzijo toka in z nižjo količino raztopljenega dolomita.

Rezultati potrjujejo ugotovitve McCartan et al. (1998), da bolj prepustne kamnine z reaktivnimi minerali bistveno bolj vplivajo na sestavo podzemnih vod kot manj prepustne. V kraško-razpoklinskih vodonosnikih predstavljajo prepustnost kanali in v dolomitih predvsem razpoke. To prepustnost lahko izrazimo s fraktalno dimenzijo toka, ki odraža tudi njihovo povezanost v prostoru (Bour in Davy, 1997; 1998).

Tab. 3.30 Povezava med modeliranimi količinami raztopljenega dolomita in dimenzijo toka v posameznih vodonosnikih.  $r$ : korelacijski koeficient,  $p$ : izračunana statistična značilnost

	$N$	$r$	$p$
vsi	32	0,27	0,14
vsi razen apnencev	31	0,34	0,06
glavni	13	0,22	0,48
skit	2	-	-
cordevol	8	0,30	0,46
baški	1	-	-
anizij	4	0,47	0,53

Sl. 3.23 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in dimenzijo toka.



### 3.5.7 Korelacija med geokemičnimi parametri in koeficienti prepustnosti ter uskladiščenja

Zanimalo me je tudi, ali med geokemičnimi parametri in koeficienti prepustnosti in koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja obstaja kakšna zveza. Pričakovali bi lahko namreč, da v bolj prepustnih kamninah prihaja do učinkovitejšega raztapljanja mineralov zaradi hitrejšega toka vode ali večjega stika vode s prikamnino v tistih kamninah z višjim uskladiščenjem v matriksu. Rezultati (Tab. 3.31) kažejo, da zveze ni, razen deloma pri parametrih, ki veljajo za mineral dolomit. V tem primeru je korelacijski koeficient med koeficientom prepustnosti razpok in ioni magnezija ter hidrogenkarbonata okoli 0,40, ter posledično povečan tudi za predvidene količine raztopljenega dolomita ( $r = 0,51$ ). Vse tri zveze so tudi statistično značilne ( $p < 0,05$ ). Te vrednosti lahko razlagamo z večjim raztapljanjem zaradi večje prepustnosti razpok.



Tab. 3.31 Korelacijski koeficienti ( $r$ ) za geokemične parametre ter  $\log K$ ,  $\log K'$ ,  $\log Ss$  in  $\log Ss'$ . S krepko pisavo so označeni korelacijski koeficienti  $r > 0,35$ , z zvezdico \* pa tisti, katerih zveza je statistično značilna ( $p < 0,05$ )

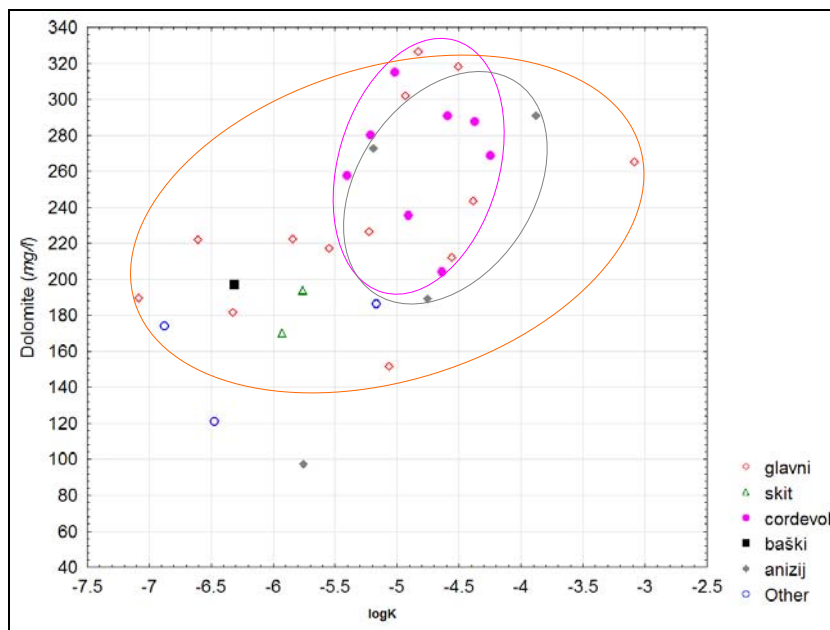
	$\log K$	$\log K'$	$\log Ss$	$\log Ss'$
$Na^+$	-0,02	-0,13	<b>-0,35*</b>	-0,33*
$K^+$	0,09	0,30	0,01	-0,11
$Ca^{2+}$	0,16	0,30	0,15	-0,07
$Mg^{2+}$	<b>0,37*</b>	0,24	0,24	0,05
$Cl^-$	-0,04	-0,03	-0,14	-0,06
$SO_4^{2-}$	-0,02	0,06	0,26	0,21
$HCO_3^-$	<b>0,43*</b>	0,01	0,24	0,00
$NO_3^-$	-0,05	0,03	0,06	-0,05
$SiO_2$	0,22	-0,17	0,17	-0,04
TDS	0,26	-0,02	0,22	0,03
EC	0,33	-0,03	0,27	0,05
halit	-0,17	0,31	-0,20	-0,07
silvin	0,16	0,16	0,00	-0,16
karbonat	-0,32	-0,10	-0,09	0,09
dolomit	<b>0,51*</b>	0,14	<b>0,38*</b>	-0,05
anhidrit	0,36	-0,05	0,24	0,11
kremen	0,22	0,03	0,18	-0,02
glinenec	0,22	0,07	0,18	-0,02

Omenjene korelacije pridejo do izraza, če vodonosnike ločimo po starostno-litoloških skupinah (Sl. 3.24), kjer primerjamo količino raztopljenega dolomita in koeficient prepustnosti razpok  $K$ .

Tab. 3.32 Povezava med modeliranimi količinami raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti razpok ( $\log K$ ) ter koeficientom prepustnosti matriksa ( $\log K'$ ) v posameznih vodonosnikih.  $r$ : korelacijski koeficient,  $p$ : izračunana statistična značilnost, \*: zveza je statistično značilna

	$N$	$r$ ( $\log K$ )	$p$ ( $\log K$ )	$r$ ( $\log K'$ )	$p$ ( $\log K'$ )
vsi	32	0,51	0,003 *	0,06	0,75
vsi razen apnencev	31	0,58	0,001 *	0,21	0,26
glavni	11	0,49	0,09	-0,14	0,65
skit	2	-	-	-	-
cordevol	8	-0,02	0,97	0,15	0,73
baški	1	-	-	-	-
anizij	4	0,75	0,25	0,44	0,56

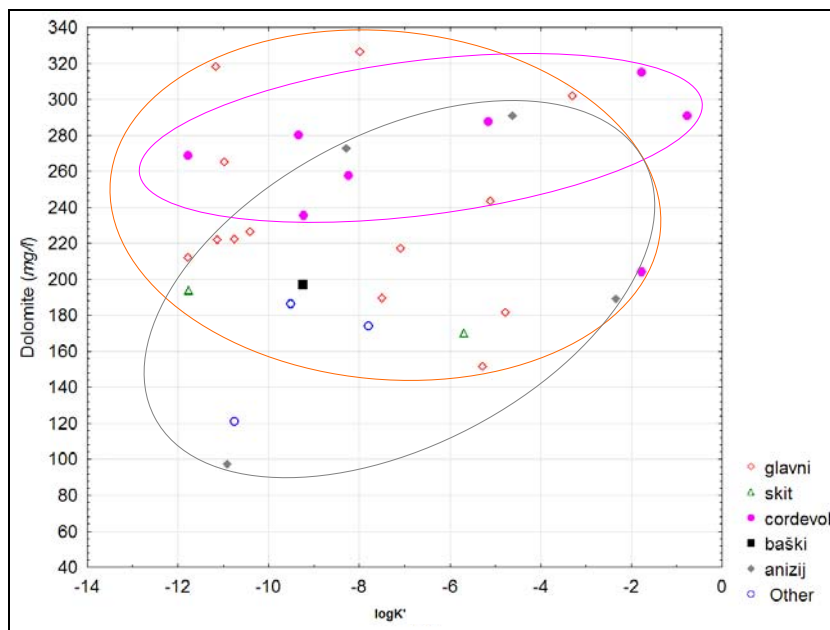
Sl. 3.24 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti razpok.



Korelacijski koeficient je za vse podatke v tem primeru celo višji ( $r = 0,51$ ) kot pri primerjavi modelirane količine raztopljenega dolomita in dimenzije toka, zveza pa tudi statistično značilna ( $p = 0,003$ ). Boljšo zvezo, tudi značilno, dobimo, če ne upoštevamo vod iz apnencev ( $r = 0,58$  in  $p = 0,001$ ). Očitno na količino raztopljenega dolomita delno vpliva tudi višja prepustnost razpok, ki omogoča večji pretok vode in s tem večje raztapljanje dolomita. Čeprav so nekatere zveze šibke, so verjetno vredne nadaljnjega raziskovanja, da bi se na večjem številu analiz preverilo, ali korelacije držijo.

Da na količino raztopljenega dolomita vplivajo prepustnosti razpok in ne prepustnosti matriksa, dokazuje korelacija med omenjeno količino in koeficientom prepustnosti razpok (Sl. 3.25), saj je korelacijski koeficient skoraj ničen ( $r = 0,06$ ), zveza pa tudi ni značilna ( $p = 0,75$ ), ker je tudi razvidno iz razpršenih podatkov. Ta ugotovitev je v skladu s pričakovanji, saj so razpoke bolj prevodne, voda pa se v matriksu zadržuje dalj časa in se s prikamnino uravnoteži. Zato ni pričakovati, da se bo količina raztopljenih mineralov (v tem primeru dolomita) odvisna od prepustnosti matriksa, temveč od prepustnosti razpok.

Sl. 3.25 Povezava med modelirano količino raztopljenega dolomita in koeficientom prepustnosti matriksa.

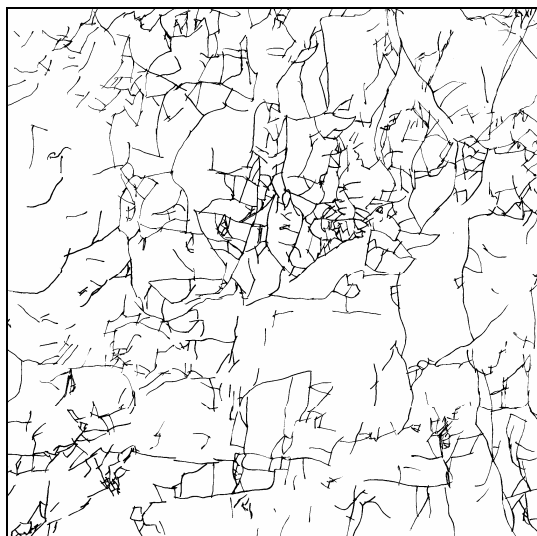


### 3.6 Fraktalne dimenzije razpok

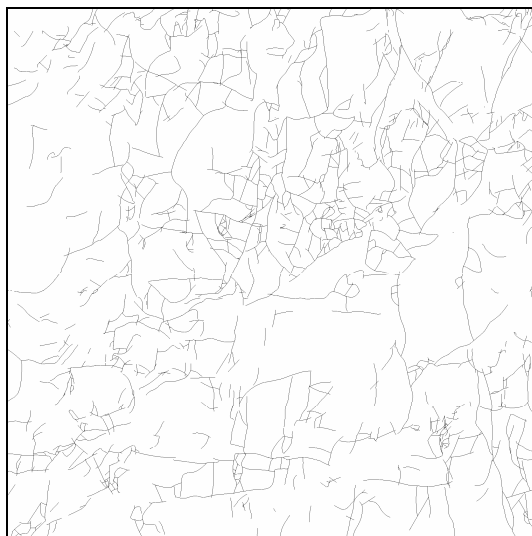
Kot sem razložil v poglavju 2.6.3, sem fraktalne dimenzije mrež razpok določil s fotografiranjem in nadaljnjo digitalizacijo. Okna fotografij so bila zajeta v digitalno obliko z optičnim čitalcem oz. scannerjem v končno velikost 2048 x 2048 točk, slika pa je bila označena kot dvobarvna (1-bit) in posneta v formatu BMP (Windows Bitmap). Le v tem formatu je namreč mogoče opraviti analizo fraktalne dimenzije v programu Benoit (Trusoft, 1999). Primer zajete mreže razpok je označen na sliki Sl. 3.26. Opazno je, da vse črte niso enake debeline, kar za analizo ni popolnoma ustrezno. Različna debelina namreč vpliva na rezultate, dobljene z *box-counting* metodo. Analizirani objekti naj bi bili tako čim tanjši oz. naj bi se uporabljali le skeletni obris namesto originalnih slik (Foroutan-pour et al., 1999)

Vse slike sem zato vektoriziral oz. pretvoril iz rastrskega formata (BMP) v vektorski format (AI) v programu Adobe Illustrator. Tam sem vsem razpokam določil minimalno enotno debelino črt. Slike sem nato pretvoril nazaj v rastrski format (BMP) iste velikosti (2048 x 2048) točk (Sl. 3.27).

Sl. 3.26 Primer mreže razpok (ločljivost 2048 x 2048, BMP format), originalen sken.. Velikost slike je približno 1 x 1 m.



Sl. 3.27 Primer mreže razpok (ločljivost 2048 x 2048, BMP format), vektorizirana slika.



Omeniti je treba, da sem za vsako lokacijo vrtine izbral le eno fotografijo, saj je bilo število fotografij za posamezno lokacijo sicer vselej različno. Pri nekaterih vrtnah izdankov kamnine oz. razpoke niso bile vidne, zato zanje nimam podatkov. Pri ostalih sem izbral tisto fotografijo, kjer so bile razpoke najbolj vidne, ali pa tisto, ki je predstavljala najbolj ravno

ploskev. Vse ploskve ležijo subvertikalno in so fotografirane predvsem v cestnih usekih iz razdalje nekaj metrov ali v kamnolomih, velikost kvadratnih izsekov pa je približno 1 x 1 m. Izdanki so določeni v neposredni bližini vrtin. Za nekatere lokacije nisem mogel določiti mrež razpok, saj so bile kamnine preperete ali pokrite z zemljino. Analize sem opravil na večjem vzorcu (49) kot do sedaj znane analize, kjer je bilo analiziranih 15 (Barton, 1995) ali 7 (Odling, 1997) mrež razpok. Fotografije in digitalizirane mreže razpok sem disertaciji priložil kot prilogo I (Pril. 1–Pril. 49).

### 3.6.1 Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok

S komercialnim programom Benoit, verzija 1.31 (Trusoft, 1999), sem določil fraktalno dimenzijo  $D$  mrež razpok iz vektoriziranih slik izbranih fotografij, poleg teh vrednosti pa tudi standardni odklon, ki služi kot mera za odstopanje od idealno prilagojene premice. Sprva sem fraktalne vrednosti določal s programom BCFD, ki sem ga napisal sam v programskem jeziku Visual Basic, končne rezultate pa sem izračunal s programom Benoit, saj ta upošteva metodi rotacije in spremenljivih velikosti škatel (*box-rotate* in *box-flex*). Vrednosti podajam v spodnji tabeli (Tab. 3.33).

Tab. 3.33 Fraktalne dimenzije mrež razpok za posamezne vrtine. N.P.: ni podatka.  $D_{POV}$ : povprečna vrednost fraktalnih dimenzij, prilagojena vsem podatkom,  $D_{LEVO}$ ,  $D_{DESNO}$ : vrednosti fraktalnih dimenzij levo in desno od prelomne točke, opisanih v nadaljevanju in prikazanih na Sl. 3.28. Tabela se nadaljuje na naslednji strani.

ID vrtine	$D_{POV}$	St. odklon	$D_{LEVO}$	$D_{DESNO}$	koef.A ( $y = Ax^{-D}$ )	slika	$D_{POV}$ 3-D	$D_{DESNO}$ 3-D
2	N.P.							
3	1,452	2,316	0,997	1,79	2,84E+05	6074	2,452	2,79
10	1,421	2,386	1,01	1,79	2,39E+05	6921	2,421	2,79
13	1,404	2,226	1,00	1,77	2,09E+05	7174	2,404	2,77
18	1,406	2,571	0,952	1,79	2,21E+05	7197	2,406	2,79
26	1,37	1,927	1,03	1,74	1,67E+05	7357	2,37	2,74
37	1,313	1,787	0,996	1,68	1,16E+05	6943	2,313	2,68
41	N.P.							
42	N.P.							
46	1,453	2,316	0,988	1,79	2,85E+05	6432	2,453	2,79
47	1,455	2,313	0,999	1,79	2,88E+05	6037	2,455	2,79
51	N.P.							
53	N.P.							
59	1,409	2,031	1,03	1,75	2,15E+05	6522	2,409	2,75
60	1,392	2,14	1,01	1,76	1,97E+05	6516	2,392	2,76
70	N.P.							
73	1,428	2,335	1,00	1,79	2,48E+05	6231	2,428	2,79
74	1,432	2,333	1,01	1,79	2,53E+05	6213	2,432	2,79
82	1,43	2,072	1,03	1,76	2,44E+05	6780	2,43	2,76
89	1,427	2,544	0,99	1,81	2,50E+05	7189	2,427	2,81
93	N.P.							
97	1,433	2,184	1,00	1,77	2,53E+05	6933	2,433	2,77
100	N.P.							
109	1,433	2,235	1,03	1,79	2,54E+05	6262	2,433	2,79
174	N.P.							

181	N.P.							
191	1,419	2,151	1,03	1,78	2,30E+05	6247	2,419	2,78
196	N.P.							
210	N.P.							
223	1,425	2,273	1,03	1,79	2,42E+05	6743	2,425	2,79
225	N.P.							
228	1,384	1,965	1,05	1,75	1,78E+05	7212	2,384	2,75
229	1,449	2,33	1,03	1,81	2,81E+05	7224	2,449	2,81
230	N.P.							
238	1,404	2,09	1,02	1,76	2,10E+05	7066	2,404	2,76
239	N.P.							
249	1,426	2,22	1,02	1,78	2,43E+05	6989	2,426	2,78
261	1,424	2,51	0,987	1,8	2,45E+05	6001	2,424	2,8
262	1,448	2,207	1,02	1,78	2,75E+05	5995	2,448	2,78
280	N.P.							
281	1,411	2,411	0,993	1,79	2,25E+05	6276	2,411	2,79
300	1,511	2,197	1,05	1,82	3,99E+05	6423	2,511	2,82
301	1,362	1,958	1,02	1,74	1,61E+05	6448	2,362	2,74
302	N.P.							
303	1,413	2,303	1,01	1,79	2,25E+05	6456	2,413	2,79
304	1,355	2,053	1,02	1,74	1,56E+05	6698	2,355	2,74
305	1,429	2,283	1,02	1,79	2,47E+05	6711	2,429	2,79
307	N.P.							
310	1,449	2,082	1,04	1,78	2,75E+05	6814	2,449	2,78
312	1,403	2,282	0,997	1,77	2,11E+05	6725	2,403	2,77
313	1,396	2,132	1,02	1,76	2,01E+05	6133	2,396	2,76
315	1,447	2,387	0,987	1,8	2,77E+05	6022	2,447	2,8
321	1,445	2,253	1,01	1,79	2,73E+05	6753	2,445	2,79
334	N.P.							
338	1,438	2,148	1,05	1,79	2,56E+05	6675	2,438	2,79
339	1,336	1,988	1,01	1,73	1,38E+05	6012	2,336	2,73
344	N.P.							
345	N.P.							
346	1,449	2,569	0,966	1,81	2,85E+05	7176	2,449	2,81
347	N.P.							
351	1,384	2,306	0,991	1,77	1,90E+05	6770	2,384	2,77
352	1,315	1,97	0,982	1,7	1,20E+05	6388	2,315	2,7
359	1,349	2,391	0,976	1,77	1,53E+05	6839	2,349	2,77
360	1,39	2,335	1,01	1,79	1,97E+05	6785	2,39	2,79
364	N.P.							
365	N.P.							
366	1,461	0,685	1,00	1,85	3,39E+05	5933	2,461	2,85
380	N.P.							
381	1,337	1,741	1,05	1,72	1,36E+05	6983	2,337	2,72
382	N.P.							
383	N.P.							
385	1,403	2,545	0,974	1,8	2,17E+05	7163	2,403	2,8
386	N.P.							
387	1,415	2,115	1,00	1,75	2,25E+05	6097	2,415	2,75
388	1,412	2,302	1,00	1,78	2,25E+05	6113	2,412	2,78
390	1,393	2,053	1,02	1,75	1,95E+05	7351	2,393	2,75
392	1,379	1,998	1,02	1,76	1,76E+05	7339	2,379	2,76
394	N.P.							
396	N.P.							

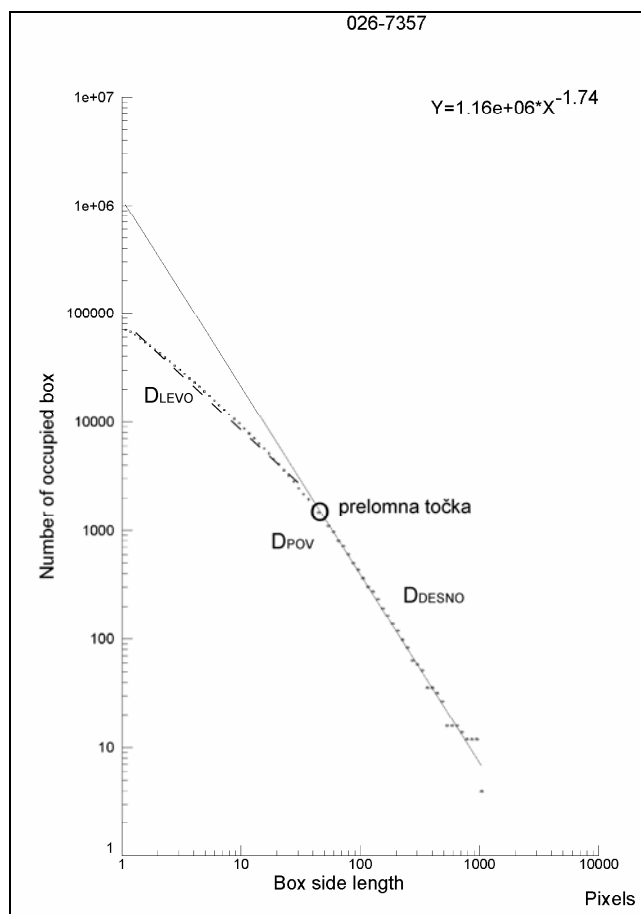
Iz rezultatov je razvidno, da se povprečne vrednosti fraktalnih dimenzij razpok v dveh dimenzijah ( $D_{POV}$ , ostale so razložene kasneje) gibljejo okoli 1,41. Vrednosti so primerljive s tistimi iz literature (Pogl. 2.6.3.4; La Pointe, 1988; Sahimi, 1995). Te vrednosti predstavljajo »slepo« aplikacijo box-counting metode na mrežo razpok. Če natančneje pogledamo porazdelitev števila zasedenih škatel  $\log N$  v odvisnosti od njihove velikosti  $\log L$  (Sl. 3.28, priloge Pril. 50–Pril. 98), je očitno, da porazdelitev ni fraktalna po celotnem intervalu dolžin, temveč gre pri veliki večini primerov za dva fraktalna pojava. V dvojnem logaritmskem

merilu se namreč odvisnost med  $\log N$  in  $\log L$  ne obnaša kot popolna premica, temveč kot krivulja, sestavljena iz premice ter krivulje oz. iz dveh premic. Od teh ima vsaka svojo fraktalno dimenzijo. Ker se prehod z ene premice na drugo zgodi približno na polovici dolžin, predstavlja omenjena fraktalna dimenzija  $D$  približno povprečje vrednosti obeh premic. Ti efekti niso vidni pri samih številčnih vrednostih fraktalnih dimenzij ali pri njihovem standardnem odklonu, temveč le na grafu  $\log N$ - $\log L$  (Sl. 3.28). Seveda se pojavlja vprašanje, ali so mreže razpok tedaj res fraktalne oz. katera vrednost fraktalne dimenzije je prava. S tem vprašanjem se je ukvarjalo že nekaj avtorjev (Walsh in Watterson, 1993; Barton, 1995), najnovejše raziskave (Roy et al., 2007) pa kažejo, da je ustrezno uporabiti le tisto vrednost dimenzije, ki se pojavlja pri škatlah večje dimenzije (torej dimenzije večje vrednosti) na dvojnih logaritemskih grafih odvisnosti števila zasedenih škatel od njihove velikosti (priloga II; Pril. 50–Pril. 98). Zanimivo je, da so se nekateri avtorji izognili temu efektu in v svojih rezultatih upoštevali le linearno območje podatkov, ki sega preko manjšega reda velikosti (Barton, 1995), kar seveda krši načelo samopodobnosti. Ponovna revizija teh podatkov (Roy et al., 2007) je pokazala, da podatki ne ležijo na popolnoma ravnih črtah.

Tab. 3.34 Vrednosti fraktalnih dimenzij mrež razpok v dveh dimenzijah.  $N$ : št. opazovanj,  $s$ : standardni odklon,  $W$ :  $p$ -vrednosti Shapiro-Wilks testa, \*: značilen test.

	$N$	Sr. vrednost	Min	Max	St. odklon	$W$
$D_{POV}$	49	1,41	1,31	1,51	0,04	0,06
$D_{LEVO}$	49	1,01	0,95	1,05	0,02	0,34
$D_{DESNO}$	49	1,77	1,68	1,85	0,03	0,01*

Sl. 3.28 Odvisnost št. zasedenih škatel ( $\log N$ ) od njihovih velikosti ( $\log L$ ) za primer ID = 26.  $D_{LEVO}$  = fraktalna dimenzija podatkov levo od prelomne točke (---),  $D_{DESNO}$  = fraktalna dimenzija podatkov desno od prelomne točke (—),  $D_{POV}$  = povprečna fraktalna dimenzija vseh podatkov (črta zaradi preglednosti ni prikazana)



Iz omenjenih razlogov sem upošteval vrednosti, ki ležijo na tistem ravnem delu odvisnosti  $\log N$  od  $\log L$ , ki velja za škatle večjih dimenzij. Prelomna točka, od katere dalje so točke upoštevane v izračunih, sem določil z interno metodo (*chord method*) v programu Benoit, po kateri je izbrana točka tista, pri kateri je razdalja od podatkov do idealne premice, ki povezuje skrajni točki podatkov, največja. V programu je mogoče uporabiti tudi tri ostale metode določitve prelomnih točk (*cutoff points*), toda te dajejo nelogične rezultate, obenem pa je uporabljena metoda najbližja metodi, uporabljeni v analizah Roya in sodelavcev (2007). Vrednosti, ki jih je torej primerno upoštevati, so okoli  $D_{DESNO} = 1,77$  (Tab. 3.34). Vrednosti dimenzije za podatke, ki ležijo pod prelomno točko, se gibljejo okoli vrednosti  $D_{LEVO} = 1,01 \pm 0,05$ , kar ustreza dimenziji premice. To potrjuje tudi majhna vrednost standardnega odklona oz. odstopanj od srednje vrednosti. Odstopanja od srednjih vrednosti za dimenzije s podatki nad prelomno točko, so večja in tudi standardni odklon je dvakrat večji. Vsekakor ta dimenzija ni enaka dimenziji ploskve ( $D = 2$ ), kakor to zagovarjajo nekateri avtorji, tako za mreže razpok (Bonnet et al., 2001), kot tudi za fraktalne rečne mreže (Schuller et al., 2001).



Da so fraktalne dimenzije res neodvisne od merila opazovanja, potrjujejo raziskave Odling (1997), ki so jih ponovno analizirali Roy et al. (2007). Ugotovili so, da se fraktalna dimenzija ne spreminja z merilom opazovanja, kar je tudi pogoj za fraktalne objekte. Fraktalna dimenzija je bila dokaj konstantna (1,80–1,84) prek sedmih meril opazovanja, od terena velikosti 18 x 18 m do 720 x 720 m. Še za večje razpoke meril, od 1 m do 1 km, torej za tri rede velikosti, so ugotovili potenčno porazdelitev dolžin razpok (Odling, 2001). Nasprotno so ostali avtorji (Volland in Kruhl, 2004) uporabili zelo majhne površine vzorcev in dobili primerljive rezultate ( $D = 1,87$ ).

### 3.6.2 Ekstrapolacija fraktalnih dimenzij v tri dimenzije

Po omenjeni zvezi  $D_{3-D} = D_{2-D} + 1$ , ki velja za idealne izotropne fraktale (Barton, 1995), oz.  $D_{3-D} = 1,28 * D_{2-D} + 0,23$  (Bonnet et al., 2001), lahko ocenimo vrednost fraktalnih dimenzij mrež razpok v treh dimenzijah. Tako dobimo dve vrednosti, ki ju lahko privzamemo kot povprečni vrednosti vseh analiziranih mrež razpok ( $N = 50$ ):

$$D_{3-D} = 1,77 + 1 = 2,77 \text{ oz.}$$

$$D_{3-D} = 1,28 * 1,77 + 0,23 = 2,50$$

Če upoštevamo, da ti vrednosti predstavljata skrajno zgornjo in spodnjo mejo intervala, so prave vrednosti fraktalnih dimenzij v treh dimenzijah verjetno bližje 2,77, saj to vrsto ekstrapolacije upošteva večina avtorjev. Druga zveza je empirična in velja le za določen tip kamnin v specifičnem geološkem okolju, zato je njena aplikacija v drugih razmerah vprašljiva. Določena je bila na vzorcu granodiorita.

Vrednost 2,77 je relativno blizu teoretični vrednosti modela Turcotte (1992), po katerem je dimenzija enaka  $D = 2,59$  (Pogl. 2.6.2). Dobljene vrednosti so dejansko nekoliko večje od teoretičnih, kar lahko razlagamo z dejstvom, da je teoretični model idealen in popolnega ujemanja ne moremo pričakovati. Razen tega so ugotovili (Barton, 1995), da večje število tektonskih faz vpliva na rahlo povečanje fraktalnih dimenzij. Najverjetneje lahko uporabimo prvo razlago. Druga ni izključena, a tako obširnih podatkov o razlikovanju različnih tektonskih faz na kamnine na območju celotne Slovenije ni.

Vrednosti pridobljenih fraktalnih dimenzij so višje od praga povezanosti razpok, ki znaša po Bartonu (1995) okoli 2,35 v treh dimenzijah, oz. zelo blizu temu pragu, če upoštevamo skrajne vrednosti okoli 2,89 (Feder, 1988; Pogl. 2.7.5). Vrednosti pragov se razlikujejo, saj so odvisne od izbora perkolacijskega modela oz. od izbora dvodimenzionalne

mreže. Sklepamo torej lahko, da so razpoke v glavnem povezane do te mere, da je prenos toka in transporta skozi njih omogočen.

### 3.6.3 Korelacija fraktalne dimenzije mrež razpok in gostote razpok

Fraktalna dimenzija mrež razpok naj bi bila odvisna tudi od gostote razpok (Roy et al., 2007) in ne samega od števila razpok na obravnavanem območju. Skupno število je namreč odvisno od merila opazovanja, kar se ne sklada s fraktalno teorijo. Tako naj bi bila pri majhni stopnji razpokanosti fraktalna dimenzija majhna in se večala z večjo gostoto razpok. Zato sem proučil, ali ta zveza velja tudi za analiziranih 50 mrež razpok. Gostoto sem določil tako, da sem vektorizirane slike pretvoril v DWG format programa AutoCad. Z aplikacijo *length.lsp* v internem programskem jeziku LISP za AutoCad (<http://discussion.autodesk.com/thread.jspa?threadID=462688>) sem nato določil skupno dolžino vseh razpok za izbrane slike. Gostoto sem nato izrazil kot količnik med skupno dolžino razpok in površino slike, ki je bila za vse slike enaka, 1387 x 1387 dolžinskih enot<sup>2</sup> (zadnji stolpec v Tab. 3.35).

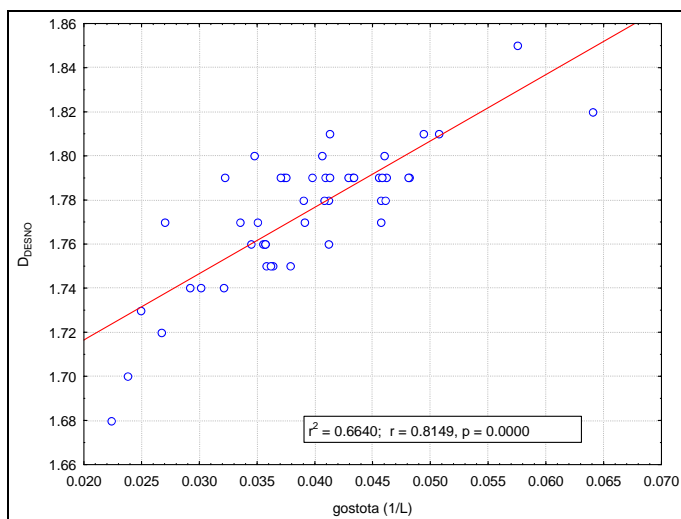
Tab. 3.35 Fraktalne dimenzije in gostote razpok.

ID vrtine	D <sub>POV</sub>	St. odklon	D <sub>Levo</sub>	D <sub>Desno</sub>	$y = Ax^{-D}$	slika	št. razpok	dolžina (L)	dolžina/ploščina (L/L)
2	N.P.								
3	1,452	2,316	0,997	1,79	2,84E+05	6074	17079	87615	0,046
10	1,421	2,386	1,01	1,79	2,39E+05	6921	18205	76564	0,040
13	1,404	2,226	1,00	1,77	2,09E+05	7174	11006	67373	0,035
18	1,406	2,571	0,952	1,79	2,21E+05	7197	14195	71729	0,037
26	1,37	1,927	1,03	1,74	1,67E+05	7357	13231	61845	0,032
37	1,313	1,787	0,996	1,68	1,16E+05	6943	7291	43116	0,022
41	N.P.								
42	N.P.								
46	1,453	2,316	0,988	1,79	2,85E+05	6432	17376	92588	0,048
47	1,455	2,313	0,999	1,79	2,88E+05	6037	18345	88803	0,046
51	N.P.								
53	N.P.								
59	1,409	2,031	1,03	1,75	2,15E+05	6522	11356	69912	0,036
60	1,392	2,14	1,01	1,76	1,97E+05	6516	12213	66235	0,034
70	N.P.								
73	1,428	2,335	1,00	1,79	2,48E+05	6231	13974	78700	0,041
74	1,432	2,333	1,01	1,79	2,53E+05	6213	19163	83238	0,043
82	1,43	2,072	1,03	1,76	2,44E+05	6780	14523	79206	0,041
89	1,427	2,544	0,99	1,81	2,50E+05	7189	15742	79400	0,041
93	N.P.								
97	1,433	2,184	1,00	1,77	2,53E+05	6933	19332	87854	0,046
100	N.P.								
109	1,433	2,235	1,03	1,79	2,54E+05	6262	17203	82538	0,043
174	N.P.								
181	N.P.								

191	1,419	2,151	1,03	1,78	2,30E+05	6247	12957	75002	0,039
196	N.P.								
210	N.P.								
223	1,425	2,273	1,03	1,79	2,42E+05	6743	16287	79403	0,041
225	N.P.								
228	1,384	1,965	1,05	1,75	1,78E+05	7212	16253	68902	0,036
229	1,449	2,33	1,03	1,81	2,81E+05	7224	24066	97528	0,051
230	N.P.								
238	1,404	2,09	1,02	1,76	2,10E+05	7066	10662	68323	0,036
239	N.P.								
249	1,426	2,22	1,02	1,78	2,43E+05	6989	15064	79137	0,041
261	1,424	2,51	0,987	1,8	2,45E+05	6001	15326	78078	0,041
262	1,448	2,207	1,02	1,78	2,75E+05	5995	16584	87957	0,046
280	N.P.								
281	1,411	2,411	0,993	1,79	2,25E+05	6276	11880	72200	0,037
300	1,511	2,197	1,05	1,82	3,99E+05	6423	22649	123178	0,064
301	1,362	1,958	1,02	1,74	1,61E+05	6448	10441	57990	0,030
302	N.P.								
303	1,413	2,303	1,01	1,79	2,25E+05	6456	11648	71285	0,037
304	1,355	2,053	1,02	1,74	1,56E+05	6698	11551	56041	0,029
305	1,429	2,283	1,02	1,79	2,47E+05	6711	26591	88169	0,046
307	N.P.								
310	1,449	2,082	1,04	1,78	2,75E+05	6814	16751	88711	0,046
312	1,403	2,282	0,997	1,77	2,11E+05	6725	19813	75128	0,039
313	1,396	2,132	1,02	1,76	2,01E+05	6133	12196	68645	0,036
315	1,447	2,387	0,987	1,8	2,77E+05	6022	17642	88434	0,046
321	1,445	2,253	1,01	1,79	2,73E+05	6753	21434	92426	0,048
334	N.P.								
338	1,438	2,148	1,05	1,79	2,56E+05	6675	16576	83454	0,043
339	1,336	1,988	1,01	1,73	1,38E+05	6012	7654	47965	0,025
344	N.P.								
345	N.P.								
346	1,449	2,569	0,966	1,81	2,85E+05	7176	21056	95000	0,049
347	N.P.								
351	1,384	2,306	0,991	1,77	1,90E+05	6770	11783	64505	0,034
352	1,315	1,97	0,982	1,7	1,20E+05	6388	8510	45708	0,024
359	1,349	2,391	0,976	1,77	1,53E+05	6839	11920	51954	0,027
360	1,39	2,335	1,01	1,79	1,97E+05	6785	14950	61960	0,032
364	N.P.								
365	N.P.								
366	1,461	0,685	1,00	1,85	3,39E+05	5933	26672	110672	0,057
380	N.P.								
381	1,337	1,741	1,05	1,72	1,36E+05	6983	11942	51327	0,027
382	N.P.								
383	N.P.								
385	1,403	2,545	0,974	1,8	2,17E+05	7163	11638	66820	0,035
386	N.P.								
387	1,415	2,115	1,00	1,75	2,25E+05	6097	13796	72900	0,038
388	1,412	2,302	1,00	1,78	2,25E+05	6113	17933	78504	0,041
390	1,393	2,053	1,02	1,75	1,95E+05	7351	14938	69603	0,036
392	1,379	1,998	1,02	1,76	1,76E+05	7339	19204	68614	0,036
394	N.P.								
396	N.P.								

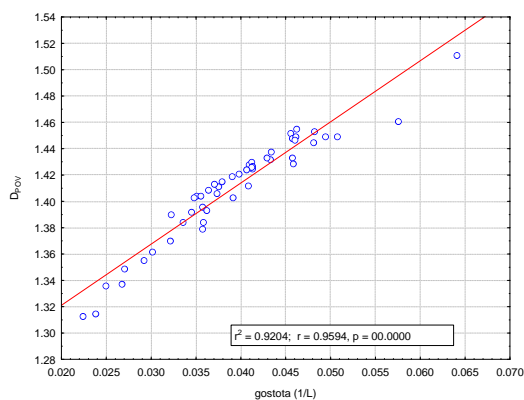
Primerjal sem tako povprečne fraktalne dimenzije  $D_{POV}$ ,  $D_{LEVO}$  ter ustrezne  $D_{DESNO}$ . Rezultati kažejo, da zveza med  $D_{DESNO}$  in gostoto razpok velja, saj imajo gostejše razpoke višje dimenzije (Sl. 3.29). Zveza je tudi statistično značilna, saj je korelacijski koeficient velik,  $r = 0,81$ , in stopnja značilnosti  $p = 0,00$ .

Sl. 3.29 Korelacija  $D_{DESNO}$  in gostote razpok.

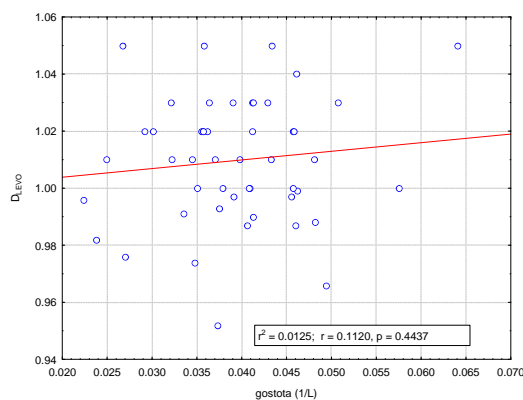


Zveza velja tudi za dimenzijo  $D_{POV}$ , ki sicer ni ustrezna za nadaljnje aplikacije, čeprav je v tem primeru zveza (Sl. 3.30) celo boljša kot za ustrezne dimenzije ( $D_{DESNO}$ ; korelacijski koeficient  $r = 0,92$ ,  $p = 0,96$ ). Povezava med fraktalno dimenzijo in gostoto razpok pa ne velja za podatke, ki ležijo levo od prelomne točke, saj je  $r = 0,11$  in  $p > 0,05$  (Sl. 3.31).

Sl. 3.30 Korelacija  $D_{POV}$  in gostote razpok.



Sl. 3.31 Korelacija  $D_{LEVO}$  in gostote razpok.

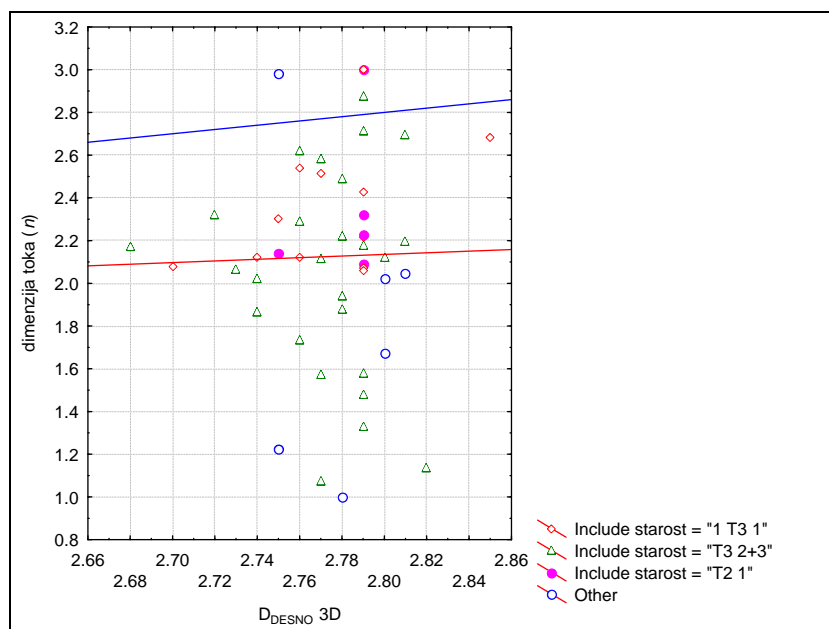


Rezultati kažejo, da zveza med fraktalno dimenzijo in gostoto razpok vsekakor obstaja in da velja tako za ustrezne dimenzije desno od prelomne točke ( $D_{DESNO}$ ) kot tudi za dimenzije, ki jih dobimo z avtomatičnim prilagajanjem vseh podatkom ( $D_{POV}$ ). Za dimenzije okoli vrednosti  $D_{LEVO} = 1,01$  zveza ne velja. Najverjetnejša razlaga je, da ta korelacija ni fizikalno utemeljena.  $D_{LEVO}$  v tem primeru predstavlja le dimenzijo samih izoliranih premic oz. daljic, ki pa niso fraktalne. Zato je smiselno, da teh v analizah ne upoštevamo, temveč da določamo le podatke desno od prelomne točke.

### 3.6.4 Korelacija fraktalnih dimenzij mrež razpok in dimenzij toka

Ker sem želel ugotoviti, ali med fraktalnimi dimenzijami mrež razpok ter dimenzijami toka obstaja povezava, sem soodvisnost obeh količin analiziral statistično. Rezultati (Sl. 3.32) kažejo, da korelacije med parametroma ni, saj je korelacijski koeficient izredno majhen,  $r = 0,02$ . Vendar je večina vrednosti obeh dimenzij nespregledljivo večja od 2,00. Povprečne vrednosti dimenzije toka so tako 2,16 (Tab. 3.12), medtem ko imajo fraktalne dimenzije razpok povprečje okoli 2,77 (Tab. 3.34; Tab. 3.36).

Sl. 3.32 Korelacija med dimenzijo toka ( $n$ ) in fraktalno dimenzijo razpok ( $D_{DESNO}$ ). Modra premica označuje zvezo enakih vrednosti  $n = D_{DESNO}$ , oranžna pa dejansko prilagojeno zvezo iz realnih podatkov.



Dimenzije toka so torej v veliki večini manjše od fraktalnih dimenzij razpok. To je mogoče razložiti na dva načina. Tok ne more potekati po vseh razpokah (Polek et al., 1990),

ki so prisotne v kamnini, ker vse niso dovolj odprte oz. povezane, da bi prevajale podzemno vodo. Podatki o mrežah razpok so bili pridobljeni na površini, kjer se lahko zaradi razbremenitvenih pritiskov pojavijo dodatne razpoke, kar more vplivati na rezultate. Obenem so v kamninah prisotni tudi večji bloki, ki niso toliko pretrti. Take razlike so očitno opazne pri razpoklinskih, porušenih in zdrobljenih conah (Čar, 1982). Žal z uporabljenimi analizami fraktalnih dimenzij razpok zaradi premajhne vzorčne površine razpok nisem mogel določiti, kako (in če sploh) se dimenzije razpok spreminjajo v posameznih delih prelomnih con. Vsekakor je proučevanje dimenzij v različnih delih prelomnih con perspektivno področje za nadaljnje raziskovanje, saj so tovrstne raziskave še redke (Billi in Storti, 2004), metode zanje pa šele razvijajo.

Tab. 3.36 Vrednosti fraktalnih dimenzij mrež razpok. *N*: št. opazovanj, *s*: standardni odklon. Vrednosti *D* so transformirane v tri dimenzije.

	<i>N</i>	<i>Sr. vrednost</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>St. odklon</i>
<i>n</i>	79	2,16	1,00	3,00	0,45
<i>D<sub>DESNO</sub></i>	49	2,78	2,68	2,85	0,03

### 3.6.5 Primerjava fraktalnih dimenzij mrež razpok v različnih vodonosnikih

Ker so rezultati primerjav dimenzije toka in fraktalne dimenzije razpok pokazali, da med njimi ni statistične zveze, sem proučil tudi, ali se fraktalna dimenzija mrež razpok spreminja glede na različne starostno-litološke tipe kamnin. Iz rezultatov (Tab. 3.37) je očitno, da so fraktalne dimenzije analiziranih mrež razpok neodvisne od tipa kamnin in da se gibljejo v razponu med 2,77 in 2,81 (transformiranim v tri dimenzije). Največja razlika znaša torej le 1–2 %, kar je pod vrednostjo 6 %, ki naj bi predstavljala dejansko razliko med fraktalnimi dimenzijami (Ehlen, 1999). Razlike tudi niso statistično značilne. Vsekakor je primerjava med različnimi tipi kamnin le orientacijska, saj je z vsakega vzorčnega mesta analizirana le po ena vrednost fraktalnih dimenzij. Za statistično obdelavo bi bila ustrezna dva pristopa. Z vsakega vzorčnega mesta bi bilo predvsem po globini potrebno analizirati večje število mrež razpok. Ker je to zaradi narave pridobivanja podatkov nemogoče, saj so vrtnice enodimenzionalni objekti, je ta pristop otežen. Pri drugem pristopu bi bilo potrebno za vsak tip kamnine zbrati precejšnje število podatkov za *D* ne glede na lokacije vrtnic in s tem pridobiti zadostno število podatkov za statistične analize in primerjave. Seveda tudi ob tem nastajajo težave zaradi pridobivanja premalo kvalitetnih izdankov, ki bi omogočali analizo mrež razpok.

Tab. 3.37 Vrednosti fraktalnih dimenzij razpok po posameznih vodonosnikih ( $D_{DESNO}$ ).

Starost	N	$D_{DESNO}$	st.odk.	min	Max
$K_2$	1	2,80	-	-	-
$K_1^{4+5}$	0	-	-	-	-
$K_1^1$	0	-	-	-	-
$J_1$	0	-	-	-	-
$J, K?$	0	-	-	-	-
$J_1, T_3^{2+3}$	0	-	-	-	-
$T_3^{2+3}$ abški apn.	0	-	-	-	-
$T_3^{2+3}$ baški dol.	1	2,81	-	-	-
<b><math>T_3^{2+3}</math> glavni</b>	<b>26</b>	<b>2,77</b>	<b>0,03</b>	<b>2,68</b>	<b>2,82</b>
$1T_3^1$	12	2,77	0,04	2,75	2,80
$T_2^2$	0	-	-	-	-
$T_2^1$	5	2,78	0,02	2,75	2,79
$T_1$	4	2,77	0,03	2,75	2,80





## 4. RAZPRAVA

V svoji doktorski disertaciji sem raziskoval vpliv prevodnih struktur na tok in prenos snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Izdelal sem hidrogeološko bazo podatkov, ki vsebuje podatke o hidrogeoloških parametrih, tehničnih lastnostih ter ostalih parametrih za 397 vrtin in vodnjakov, izvrtanih v različne karbonatne vodonosnike v Sloveniji (Pogl. 2.14). Izmed teh sem za 79 vrtin zbral podatke o črpalnih poizkusih in jih obdelal po še ne uporabljenih fraktalnih metodah, ki upoštevajo tako efekte dvojne poroznosti kot tudi fraktalne dimenzije toka. Lastnosti vodonosnikov sem določil s pomočjo obstoječe literature in geoloških kart. Na podlagi teh izsledkov v računalniškem GIS okolju sem sam izdelal karto izdanjanja karbonatnih kamnin (Sl. 2.4). Sestavil sem tudi geokemično bazo in jo uporabil kot podlago za nadaljnje analize in modeliranje geokemičnih procesov. Kvaliteta analiziranih podatkov se razlikuje, saj so bile analize opravljene v različnih obdobjih in v različnih laboratorijih. Za starejše podatke (približno pred letom 2003) podatki o merskih metodah v izpisih analiz niso na voljo, novejša analiza pa te podatke imajo. Poleg tega so slednje analize med seboj primerljive, saj akreditirani laboratoriji večinoma uporabljajo iste metode, ki so tudi standardizirane. Za te metode je kvaliteta podatkov omenjena v poglavju 2.14.2.1. Iz podatkov kemičnih analiz vod iz vrtin sem raziskal tudi lastnosti vodnih raztopin. Določil sem fraktalne dimenzije 49-ih mrež razpok, pridobljenih na terenu. Glavne ugotovitve komentiram v naslednjih točkah.

V svojih že objavljenih raziskavah sem ugotovil, da na vrednosti hidravličnih parametrov vodonosnikov (koeficienta prepustnosti, transmisivnosti, specifične izdatnosti, indeksa specifične izdatnosti in maksimalnih pretokov) vpliva precej parametrov, obravnavanih v poglavju 3.1.1 (Verbovšek in Veselič, 2007). Izmed osmih obravnavanih na vodonosnike najbolj vplivajo litološke lastnosti dolomitnih plasti in topografska lokacija. Najvišje vrednosti parametrov so značilne za cordevolske dolomite, ki imajo največji delež karbonata in veliko primarno poroznost. Višje vrednosti so značilne tudi za glavne in anizijske dolomite z večjo debelino plasti in velikim deležem karbonata. Ostali vodonosniki imajo manjše vrednosti zaradi večje vsebnosti klastičnih komponent, delne dolomitizacije ali manjših debelin plasti. Pri topografskih lokacijah (Tab. 3.2) so najvišji parametri zabeleženi v nižje ležečih ravninah in v dolinah, najnižji pa na višjih planotah. Večje izdatnosti lahko razlagamo z večjo stopnjo razpokanosti kamnin v dolinah zaradi poteka tektonskih struktur ali v nižje ležečih ravninah zaradi lokalnih hidroloških baz. Podobno se bolj izdatne vrtnice bližje rekam najverjetneje zaradi hidravlične zveze ali večje razpokanosti v dnu dolin, kjer se

nahajajo reke (Tab. 3.1). Globina vodnjakov in globina do statičnega nivoja podzemne vode nimata večjega vpliva (Tab. 3.3, Tab. 3.4), saj je stopnja razpokanosti v plitvih vodnjakih dokaj enakomerna in nima učinka na prepustnost. Prav tako na izdatnost ne vplivata prisotnost slabo prepustne krovnine nad vodonosniki (Tab. 3.6) in stopnja popolnosti vodnjakov (Tab. 3.5), saj se vrtanje nepopolnih vodnjakov, kadar so ti vrtani v izdatne vodonosnike, večinoma zaključijo pred neprepustno podlago.

Bistven vpliv ima stopnja diageneze (Pogl. 3.1.1; Verbovšek, 2008a). Višje vrednosti hidravličnih parametrov so zabeležene v dolomitih, nastalih le s pozno diagenozo, in ne v tistih, nastalih tako z zgodnjo kot tudi s pozno diagenozo (Sl. 3.2, Tab. 3.7). Izjema je le koeficient prepustnosti. Razlog za odstopanje je verjetno v tem, da so koeficienti prepustnosti in transmisivnosti v hidrogeoloških poročilih izračunani po neustreznih metodah za medzrnske vodonosnike, koeficient prepustnosti pa še dodatno preračunan iz transmisivnosti preko debeline. Omenjene rezultate iz obstoječih poročil sem v disertaciji analiziral z ustreznimi metodami v poglavju 3.4.5.

Z analizo zveze med štirimi hidravličnimi parametri v dolomitnih vodonosnikih, natančneje med transmisivnostjo  $T$  in specifično izdatnostjo  $Q/s$  (količnik med pretokom in pripadajočim znižanjem) ter med koeficientom prepustnosti  $K$  in indeksom specifične izdatnosti  $S_i$  sem dokazal (Pogl. 3.1.2; Verbovšek, 2008b), da lahko transmisivnost zelo zanesljivo ocenimo iz specifične izdatnosti. To ima velik praktičen pomen, saj je transmisivnost parameter vodonosnika, specifična izdatnost pa je tehnični parameter, ki ga zlahka in brez težavnih izračunov pridobimo med črpanjem. Zveza drži najboljše v zaprtih vodonosnikih ( $r = 0,99$ ; Tab. 3.8), kar je tudi teoretično podprto (Kruseman in de Ridder, 1994), prav tako pa velja tudi v odprtih ( $r = 0,97$ ). Drži tudi, če združimo vse podatke vseh vodonosnikov skupaj ( $r = 0,89$ ), čeprav v tem primeru zveza upade, najverjetneje zaradi mešanja dveh populacij. Podobna zveza velja tudi, če koeficient prepustnosti ocenjujemo iz indeksa specifične izdatnosti (Tab. 3.8). Moja najpomembnejša ugotovitev je, da je zveza med  $T$  in  $Q/s$  boljša za originalne (npr.  $T$ ) in ne za logaritemsko transformirane ( $\log T$ ) podatke, saj je korelacijski koeficient v prvem primeru višji kot v drugem (Sl. 3.3, Sl. 3.4). Skleпам, da je zveza boljša, ker originalni podatki ležijo zelo blizu teoretične premice in tako nanje logaritemska transformacija nima večjega vpliva (Borradaile, 2003).

Izmed potencialnih objektov, primernih za analizo v kraško-razpoklinskih vodonosnikih, sem v poglavju 3.1.3 analiziral jame oz. njihovo porazdelitev dolžin (Verbovšek, 2007a). Znano je, da te nastajajo z zakrasevanjem oz. raztapljanjem vzdolž prevodnih struktur razpok in lezik. Raziskal sem vplive na jame v različnih strukturno-

tektonskih in hidrogeoloških okoljih (Sl. 3.5). Rezultati kažejo, da se za razliko od klasičnih statističnih metod (povprečne vrednosti dolžin) pri uporabi fraktalnih metod pokažejo dodatne informacije o vplivih na porazdelitve dolžin jam. Jame z največjimi fraktalnimi dimenzijami se torej lahko razvijejo v kamninah, ki imajo že predhodno razvite prevodne strukture s fraktalnimi lastnostmi. Te lastnosti nato jame »podedujejo«, ko se kraški kanali tvorijo po omenjenih mrežah razpok in se tok v njih kanalizira. Fraktalna dimenzija porazdelitve jam (Sl. 3.6) je tudi manjša od fraktalne dimenzije mrež razpok, kar lahko razlagamo s kanaliziranjem toka, čeprav je pri tej interpretaciji potrebna previdnost, saj omenjeni dimenziji nista neposredno primerljivi. Bližina tektonskih struktur zelo vpliva na porazdelitev dolžin, kar se odraža kot sprememba fraktalne dimenzije porazdelitve zaradi tektonskega prelamljanja in s tem povezanega »skrajšanja« daljših jam v krajše (Pogl. 3.1.3). Posledica je tudi sprememba lastnosti toka. Večji vpliv je tako videti pri manjši oddaljenosti od struktur.

Dokazal sem torej, da z uporabo neustreznih metod, razvitih za medzrnske vodonosnike, za obravnavo črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih lahko naredimo tako vsebinske kot kvantitativne napake ter precenimo ali podcenimo določene parametre vodonosnika.

V disertaciji sem zato sprva analiziral obstoječa hidrogeološka poročila, v poglavju 3.2. Ugotovil sem, da so ustrezne metode črpalnih poizkusov za kraško-razpoklinske vodonosnike uporabili le v 1,5 % primerov, pri katerih je bila zabeležena vrsta metode, kar seveda ni ustrezno. V veliki večini primerov (79 %) so uporabljali Theisovo metodo in njeno poenostavitev (Cooper-Jacob) za padanje ter Theisovo metodo za dvig gladine podzemne vode po črpanju. Ponoven izračun sem opravil sam po ustrezni Barkerjevi metodi (1988), ki poleg efektov dvojne poroznosti upošteva tudi fraktalne lastnosti toka. Izkazalo se je, da je napaka, izražena kot rezidualne vrednosti RSS, v nasprotju z omenjenimi tremi metodami, razvitimi za vodonosnike z medzrnsko poroznostjo, pri prilagajanju Barkerjevega modela bistveno manjša (Tab. 3.10, Tab. 3.11).

Poglavitna novost, ugotovljena med analizo kraško-razpoklinskih vodonosnikov, je, da dimenzija toka v splošnem ni enaka 2, kot predpostavljajo klasični modeli, temveč ima vrednosti okoli 2,16 (Tab. 3.12). Dimenzija toka je porazdeljena normalno. Večina vrednosti (74 %) je večjih od 2,00, 26 % pa manjših. Le 6 opazovanj (8 %) ima dimenzijo toka enako  $2,00 \pm 0,05$ .

Dimenzije toka, različne od 2,00, so sicer v svetovni literaturi že obravnavali, toda za karbonatne kamnine ne sistematično in nikakor ne v primernem številu. Rezultati torej kažejo, da je tok proti vodnjakom in vrtinam v obravnavanih kraško-razpoklinskih vodonosnikih v

splošnem radialno-sferičen in ne radialen, kako predvidevajo »klasični« radialni modeli (Theis, Cooper-Jacob, Neuman, modeli nalivalnih poizkusov itd). Mreža prevodnih struktur, ki jih predstavljajo večinoma razpoke in manj tudi kraški kanali, očitno omogoča razširjanje toka ne le radialno okoli vrtin, temveč tudi dodatno v tretjo dimenzijo. Ta ugotovitev vpliva tudi na prenos snovi, saj je pri sledilnih poizkusih v kraško-raspoklinskih vodonosnikih potrebno upoštevati tudi dimenzijo toka, ki ni nujno enaka 2, kakor kažejo teoretični modeli in rezultati (van Tonder et al., 2002; Riemann et al., 2002). Dejanske hitrosti v primerih, ko je  $n < 2$ , so večje od tistih, pridobljenih z radialnimi modeli. Nasprotno so hitrosti manjše, kjer je  $n > 2$ . Če tega ne upoštevamo, lahko napačno določimo hitrost onesnaževal. Na dimenzijo toka lahko vplivajo tudi robni pogoji, saj se lahko hidravlični odziv in s tem izračun dimenzije toka pri črpanju spremenita, če se v bližini vodonosnika nahajajo bolj prepustne kamnine ali prelomne cone, reke, večje prepustne plasti aluvija ali pa manj prepustne kamnine oziroma prelomi. Pri tem ima vlogo tudi čas črpanja, saj z daljšim črpanjem večamo reprezentativni volumen in s tem širimo depresijski lijak, ki lahko tako zadane ob bolj ali manj prepustne kamnine ali prelome. Iz dostopnih podatkov takih vplivov večinoma nisem opazil ali pa podatki niso bili dovolj kakovostni, da bi vplive lahko določil.

Dimenzija toka se razlikuje glede na različne starostno-litološke skupine vodonosnikov (Tab. 3.13, Tab. 3.14). Največja je v cordevolskih dolomitih ( $n = 2,34$ ). Manjše vrednosti opazimo v anizijskih dolomitih ( $n = 2,22$ ), vrednosti nad 2 pa najdemo tudi v glavnih dolomitih. Razpoke torej v cordevolskih dolomitih tvorijo najbolj povezane in prepustne prevodne poti, najverjetneje zaradi hkratnih efektov dovzetnosti za razpokanje zaradi velikih kristalov, večje debeline in čistosti dolomitov. Podobno velja tudi za anizijske dolomite, ki imajo podobne lastnosti, a manj prepusten matriks. Ostali dolomiti so plastnati, zato se tok v njih lahko razširja tudi po lezikah, obenem pa imajo tudi več primesi. Ob lezikah lahko prihaja do obsežnejšega zakrasevanja, kar zniža dimenzijo. Za apnence je v primerjavi z dolomiti precej manj podatkov, zato komentarji niso zanesljivi. Očitno vrtine načrtno locirajo v dolomitnih vodonosnikih, ki so znani kot bolj izdatni. Druga možna razlaga za znižanje dimenzij je povezana s prostorskim spreminjanjem hidravličnih lastnosti vodonosnikov v prostoru, saj lahko tudi te vplivajo na vrednosti dimenzije. Žal teh efektov z obravnavanimi metodami ni mogoče določiti.

Z ustreznimi metodami sem v poglavju 3.4 določil tudi ločene vrednosti koeficienta prepustnosti razpok ter matriksa, kar z ostalimi metodami (Theis, Cooper-Jacob in druge) ni bilo mogoče. Pri analizi vrednosti koeficientov prepustnosti matriksa ( $\log K$ ) in razpok ( $\log K'$ ) so razlike visoko značilne, vrednosti pa se razlikujejo za skoraj tri rede velikosti (Tab.

3.17). Koeficienti prepustnosti so porazdeljeni po lognormalni distribuciji. Pri analizi vrednosti koeficientov v posameznih vodonosnikih glede na starostno-litološke skupine (Tab. 3.18) je razvidno, da je najmanjša razlika med  $\log K$  in  $\log K'$  pri cordevolskem dolomitu, obenem pa je koeficient prepustnosti matriksa za red velikosti večji kot pri ostalih dolomitih. Večjo prepustnost matriksa najlažje razlagamo z dejstvom, da so ti dolomiti nastali izključno s pozno diagenozo (Pogl. 3.1.1; Verbovšek, 2008a). Precejšnja rast zrn zviša primarno poroznost, kar se odraža kot povečana poroznost matriksa (Budd in Vacher, 2004). Najmanjše prepustnosti matriksa so vidne v baškem dolomitu, kjer je razlika štiri rede velikosti (10.000-kratna). Nizke vrednosti so verjetno posledica okremenjevanja dolomita. V kamninah z izredno majhno poroznostjo matriksa imajo temeljno vlogo pri procesih toka in prenosa snovi le razpoke oz. kraški kanali in ne tudi matriks. Nasprotno pa so vplivi prepustnosti matriksa vidni kot efekti dvojne poroznosti, predvsem na odvodih krivulj znižanj pri črpalnih poizkusih, ki so bistveno bolj občutljivi na spremembe.

Podobno sem določil tudi koeficiente specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa (3.4.2). Razlike so visoko značilne, uskladiščenje v matriksu pa je precej večje kot v razpokah, kar je tudi v skladu z ugotovitvami ostalih tujih avtorjev (Motyka et al., 1998). Razponi podatkov so veliko večji kot pri koeficientih prepustnosti, kar kažejo tudi bistveno večji standardni odkloni (Tab. 3.20), zato ti podatki niso toliko zanesljivi.

Primerjava koeficientov prepustnosti razpok in matriksa, določenih po metodi Barkerja (1988) in dopolnjenih z modelom dvojne poroznosti (Hamm in Bidaux, 1996; Hydrosolve, 2006) z vrednostmi, izračunanimi v hidrogeoloških poročilih po ostalih treh metodah, kaže, da se vrednosti jasno razlikujejo (Pogl. 3.4.3, Tab. 3.21). Primerjava ni popolnoma primerna, saj pri neustreznih metodah ni določeno, kaj koeficient prepustnosti predstavlja. Najverjetneje gre za kombiniran tok iz razpok in iz matriksa, predvsem pri poznih časih črpanja. Primerjava kaže, da so vrednosti koeficientov prepustnosti  $K$  po Theisovi metodi glede na vrednosti  $K$  razpok podcenjene, vrednosti po Cooper-Jacobovi metodi pa precenjene. Koeficienti prepustnosti morajo biti torej določeni po ustreznih metodah, saj so sicer napačni tudi nadaljnji izračuni. Ločeno moramo obravnavati tudi razpoke in matriks. Poznavanje koeficienta prepustnosti in koeficienta elastičnega uskladiščenja matriksa je temeljnega pomena pri analizi prenosa snovi v kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Interpretacija sledilnih poizkusov se bistveno razlikuje, če vanjo vključimo tudi lastnosti matriksa (Maloszewski in Zuber, 1985; Motyka et al., 1998). Ugotovil sem tudi, da je povezava dimenzije toka in koeficientov prepustnosti razpok slaba (Sl. 3.14), saj je korelacijski koeficient nizek ( $r = 0,37$ ), čeprav bi zvezo iz enačbe Barkerjevega modela lahko

pričakovali. Prav tako dimenzija toka ni odvisna od omočene debeline vodonosnika, kar kaže izredno majhen korelacijski koeficient ( $r = 0,05$ ).

Predhodne analize diagenetskih vplivov, omenjene v poglavju 3.1.1 (Verbovšek, 2008a), ki so temeljile na obstoječih hidrogeoloških poročilih, so pokazale, da vrednosti koeficienta prepustnosti odstopajo od ostalih parametrov in da niso v skladu s teoretičnimi predpostavkami (Sl. 3.2). Z ustreznimi metodami sem nato izračunal, da so vrednosti  $K$  razpok višje v dolomitnih vodonosnikih, nastalih le z pozno diagenozo in manjši v tistih, nastalih tako z zgodnjo kot tudi s pozno diagenozo (Tab. 3.22), kar je v skladu s pričakovanji in ostalimi parametri. Razlike so v tem primeru tudi visoko značilne, drugače kot pri predhodnih analizah, kjer je bil koeficient prepustnosti določen po neustreznih metodah.

Geokemične analize vode v obravnavanih vodonosnikih kažejo, da je v vodah iz vrtin v nasprotju z vodami iz vseh izvirov v različnih kamninah v Sloveniji (Jurani, 1998) bistveno več magnezija, kalcija in hidrogenkarbonatnih ionov in precej manj kalija, natrija,  $\text{SiO}_2$ , nitratnih in sulfatnih ionov (Tab. 3.23), kar nakazuje tipično sestavo dolomitov. Vode iz dolomitov pripadajo Ca-Mg- $\text{HCO}_3$  faciesu, zelo redke pa tudi Mg-Ca- $\text{HCO}_3$  faciesu. Izračunane vrednosti indeksov (SI) nasičenja kalcita in dolomita (Tab. 3.27) kažejo, da so vode večinoma v karbonatnem ravnotežju oz. v povprečju rahlo prenasičene z obema mineraloma ( $SI_{cal} = 0,19$  in  $SI_{dol} = 0,19$ ). Infiltrirana voda se torej v vodonosnikih zadržuje dovolj dolgo, da reagira s prikamnino in se vzpostavi ravnovesje.

Z metodo enostavnega inverznega modeliranja sem v poglavju 3.5.2 izračunal predvidene količine mineralov, ki se morajo raztopiti, da se vzpostavi določena koncentracija glavnih ionov v vodni raztopini. Med vodonosniki, ločenimi v starostno-litološke skupine, lahko opazimo razlike (Tab. 3.26). V cordevolskih dolomitih je največ raztopljenega dolomita ter najmanj ostalih mineralov. Podobne rezultate vidimo tudi pri anizijskih dolomitih. Za glavne in predvsem za spodnjetriasne dolomite pa podatki ležijo bolj razpršeno in kažejo na večji delež ostalih raztopljenih mineralov. Vode iz teh vodonosnikov ustrezajo stanju, ko so v ravnovesju z različnimi tipi karbonatnih kamnin (Pogl. 3.1.1; Verbovšek, 2008a), ki vsebujejo različne minerale.

Molsko razmerje Ca/Mg je za večino vod iz vodonosnikov večje od idealne vrednosti 1,00 za dolomite (Sl. 3.22, Tab. 3.29). Najmanjše razmerje je v glavnih in cordevolskih dolomitih (1,11 in 1,12), kar potrjuje, da so ti dolomiti najbolj čisti in vsebujejo le dolomit. Zelo podobne vrednosti so tudi v anizijskih (1,18), večje pa v spodnjetriasnih (skitskih) dolomitih, kjer so 1,48. V teh prihaja do zvišanih koncentracij kalcija, najverjetneje zaradi dodatnega raztapljanja kalcita iz razpok oz. žil ali pa zaradi raztapljanja ostalih mineralov

(najverjetneje sadre). Vrednosti za vode, ki izvirajo tako iz dolomitnih kot tudi iz apnenčastih kamnin (2,80), so med omenjenimi vrednostmi za dolomite ter vrednostmi za apnence (4,06), kar nakazuje dejanski vpliv obeh tipov vodonosnikov.

S primerjavo modeliranih vrednosti raztopljenega dolomita z dejanskimi podatki analiz sem v poglavju 3.5.6 nakazal, da obstaja vzročna zveza med temi vrednostmi in med dimenzijo toka. Najbolj izstopajo cordevolski dolomiti, ki se na grafu odvisnosti raztopljenega dolomita od dimenzije toka nahajajo v polju z večjima vrednostma obeh parametrov. To nakazuje, da dimenzija toka in s tem boljše prostorsko razširjanje toka v razpokah povzročita, da se lahko raztopi večja količina dolomita, s tem pa se zveča tudi mineralizacija. Podobno velja tudi za anizijske dolomite, ki imajo prav tako dokaj veliko dimenzijo toka, toda manjše količine raztopljenega dolomita, saj njihovo polje leži nižje na grafu. Čeprav je vzorcev bistveno manj, je tudi to polje usmerjeno v smeri korelacije od nizkih vrednosti dimenzije toka in raztopljenega dolomita proti višjim. Rezultati za glavni dolomit so bolj ali manj razpršeni in za njih zveza ne velja, najverjetneje zaradi že opisanih vplivov. Vse ostale skupine, ki zaradi manjšega števila vzorcev niso označene s polji, ležijo na grafu na območju z nižjo dimenzijo toka in nižjo količino raztopljenega dolomita. Ti rezultati dokazujejo ugotovitve McCartanove in sodelavcev (1998), da bolj prepustne kamnine z reaktivnimi minerali bistveno bolj vplivajo na sestavo podzemnih vod kot manj prepustne. V kraško-razpoklinskih vodonosnikih predstavljajo prepustnost kanali, v dolomitih pa predvsem razpoke. To prepustnost lahko izrazimo s fraktalno dimenzijo toka, ki odraža tudi njihovo povezanost v prostoru (Bour in Davy, 1997; 1998).

Korelacija med modeliranimi rezultati geokemičnih analiz ter koeficienti prepustnosti je boljša kot povezava med rezultati geokemičnih analiz in koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja vseh vodonosnikov (Pogl. 3.5.7). Razlike se pokažejo pri razdelitvi na posamezne vodonosnike. Podobno kot pri dimenziji toka so višje vrednosti raztopljenega dolomita povezane z višjimi koeficienti prepustnosti razpok, še posebej pri cordevolskih dolomitih, niso pa odvisne od prepustnosti matriksa, saj je tam korelacijski koeficient izredno majhen. Prepustnost razpok torej vpliva na kemično sestavo vod v vodonosnikih.

Rezultatov geokemičnega modeliranja je v primerjavi z ostalimi analizami (številom črpalnih poizkusov) manj, saj popolnih analiz, ki vsebujejo glavne ione, kot so  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  in  $\text{K}^+$ , pravilnik o pitni vodi (UL RS 19/2004; UL RS 26/2006), ne predpisuje. Teh dodatnih vrednosti žal zato ne analizirajo, čeprav je cena analize teh parametrov v primerjavi z vsemi ostalimi (tudi čez 100 analiziranimi elementi) zanemarljiva. S popolno kemično analizo bi dobili precej več bistvenih informacij in s tem zagotovili kvalitetne podatke za

natančnejše geokemično modeliranje. Rezultati disertacije sicer kažejo, da sem kljub minimalnemu številu geokemičnih podatkov lahko pridobil precej novih informacij za razumevanje geokemičnih procesov v obravnavanih vodonosnikih.

Z uveljavljeno fraktalno metodo štetja škatel oz. *box-counting* metodo sem v nadaljevanju disertacije v poglavju 3.6 določil fraktalne dimenzije 49-ih mrež razpok (Tab. 3.33), pridobljenih s fotografiranjem in digitalizacijo dolomitnih in apnenčastih subvertikalnih izdankov. Fraktalne vrednosti sem določil, da bi ugotovil, kolikšna je največja možna dimenzija, ki jo lahko zavzamejo mreže razpok v naravi v različnih vodonosnikih. Rezultati kažejo, da se fraktalne dimenzije skorajda ne spreminjajo in se v dveh dimenzijah gibljejo okrog vrednosti 1,77 (Tab. 3.34). Grafi v dvojnem logaritemskem merilu v celoti ne kažejo premice, ki naj bi veljala za idealne fraktalne objekte, temveč se pri štetju manjših škatel pojavljajo odstopanja, razvidna na Sl. 3.28 in v prilogi II. Pomembno je, da zato upoštevamo le vrednosti za podatke desno od prelomnih točk na grafih, torej dimenzije večjih vrednosti, saj je le ta način tudi teoretično utemeljen (Roy et al., 2007). Če »slepo« uporabimo metodo direktne aplikacije omenjene metode na celotno območje podatkov, je dimenzija nižja (1,41) in ne predstavlja realne fraktalne dimenzije razpok.

Pri ekstrapolaciji vrednosti, pridobljenih z analizami mrež razpok v 2-D okolju, v 3-D okolje, znašajo vrednosti fraktalnih dimenzij okoli 2,77. Primerjava dimenzij toka (2,16) in fraktalnih dimenzij razpok (2,77), opravljena v poglavju 3.6.4, kaže, da direktne korelacije med njimi ni, so pa dimenzije toka manjše od fraktalnih dimenzij mrež razpok. To lahko razlagamo na dva načina. Tok očitno ne more potekati po vseh razpokah, saj vse niso dovolj odprte, da bi prevajale vodo. Obenem so v kamninah v prelomnih in v obprelomnih conah prisotni tudi manj pretrti bloki (Čar, 1982; Placer, 1982; Caine et al., 1996), ki lokalno upočasnijo napredovanje hidravličnih motenj. Fraktalna dimenzija mrež razpok je povezana z gostoto razpok (Pogl. 3.6.3), določeno kot kvocient skupne dolžine razpok na obravnavanem območju in površine območja. Fraktalna dimenzija z gostoto razpok raste, a ta zveza velja le za tiste vrednosti dimenzij, ki ležijo desno od prelomne točke in nikakor ne za tiste, ki ležijo levo od nje (Sl. 3.29, Sl. 3.30, Sl. 3.31).

Analiza fraktalnih dimenzij v različnih tipih vodonosnikov je, presenetljivo, pokazala, da so si te dimenzije v vseh vodonosnikih zelo podobne (Tab. 3.37). Očitno so torej fraktalne lastnosti mrež razpok v kamninah neodvisne od tipa kamnin, saj vselej ostajajo v razponu od 2,77 do 2,81. Vsekakor so omenjene vrednosti višje od praga povezanosti razpok, ki znaša po Bartonu (1995) okoli 2,35 v treh dimenzijah oz. zelo blizu njega, če upoštevamo skrajne vrednosti okoli 2,89 (Feder, 1988). Sklepamo torej lahko, da so razpoke v glavnem povezane



do te mere, da je prenos toka in transporta skozi omogočen. Mogoče se vrednosti fraktalnih dimenzij razlikujejo v različnih območjih pretrtih con, kar bi lahko preverili z bistveno večjim številom analiz. V svoji disertaciji sem uporabil po en vzorčni primer z vsake lokacije, kar pa je še vedno precej več (49 primerov), kot znaša do sedaj najbolj obsežna analiza (Barton, 1995), ki daje podobne rezultate v drugih kamninah. Fraktalne lastnosti mrež razpok so vsekakor perspektivne za nadaljnje raziskovanje, saj jih v novejših raziskavah povezujejo s povezanostjo razpok v treh dimenzijah preko perkolacijske teorije (Walker et al., 2006a).

#### 4.1 Novosti disertacije

Disertacija odpira nov pogled na zapleteno problematiko razumevanja procesov toka in prenosa v kraško-razpoklinskih vodonosnikih tako v slovenskem kot tudi v svetovnem merilu.

V *svetovnem merilu* so tako novi pristopi naslednji. Dimenzijo toka v različnih kraško-razpoklinskih vodonosnikih sem prvič sistematično analiziral ter razložil s pomočjo razpoložljivih litoloških oz. sedimentoloških podatkov o kamninah. Ugotovil sem, da je dimenzija toka porazdeljena normalno. Prvič sem primerjal odvisnosti dimenzije toka od omočene debeline vodonosnika. Fraktalne dimenzije mrež razpok sem obdelal v najobsežnejšem številu (49) v primerjavi z obstoječimi analizami, kjer so obravnavali 15 (Barton, 1995) oz. 7 (Odling, 1997) mrež razpok. Ob tem sem fraktalne dimenzije mrež razpok prvič sistematično analiziral v različnih kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Podal sem tudi primerjavo metod Barkerja (1988) in Theisa ter Cooper-Jacoba z RSS, pri čemer sem najboljše ujemanje ugotovil pri Barkerjevem modelu. Prav tako še nikjer nisem zasledil primerjave rezultatov geokemičnega modeliranja z dimenzijo toka, s koeficienti prepustnosti razpok in matriksa ter s koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok in matriksa. Novost predstavljajo tudi analize fraktalnih dimenzij porazdelitev dolžin jam, ki sem jih primerjal s fraktalnimi dimenzijami mrež razpok v različnih hidrogeoloških in strukturno-tektonskih okoljih. Določil sem še vplive tektonskih struktur na fraktalno porazdelitev ter raziskal zveze med transmisivnostjo in specifično izdatnostjo ter med koeficientom prepustnosti in indeksom specifične izdatnosti za dolomitne kamnine.

V *slovenskem merilu* predstavljajo novosti naslednji pristopi. Bistvena novost je uporaba fraktalnih metod za obdelavo črpalnih poizkusov kot ustrezna metoda za kraško-razpoklinske vodonosnike. Poleg parametra dimenzije toka je mogoče pridobiti tudi ločene

vrednosti koeficientov prepustnosti in vrednosti koeficientov specifičnega elastičnega uskladiščenja tako za razpoke kot tudi za matriks. Prvi sem primerjal tudi odvisnost dimenzije toka od koeficientov prepustnosti razpok. Obenem sem podal tudi razlage omenjenih parametrov v različnih vodonosnikih. Obravnaval sem še efekte dvojne poroznosti. Prvič sem v takem obsegu uporabil inverzno modeliranje razvoja sestave vod s programoma AquaChem in PHREEQC in sistematično v kombinaciji z hidrogeološkimi in fraktalnimi analizami predstavil geokemične rezultate za dolomitne in delno tudi za apnenčaste vodonosnike. Fraktalne metode nisem uporabil le za analizo dimenzij toka, temveč tudi za analizo fraktalnih dimenzij mrež razpok. Pri teh sem predstavil tudi natančnejšo analizo fraktalnih porazdelitev razpok ter pri tem upošteval ustrezne podatke desno od prelomne točke. Pri obravnavi črpalnih poizkusov sem uporabil odvod krivulj nivoja podzemne vode poleg navadnih znižanj. Prvič sem predstavil tudi vplive topografske lokacije, globine vodnjakov, globine do statičnega nivoja podzemne vode v vodnjakih, bližine vodnjakov do rek, stopnje popolnosti in prisotnosti slabo prepustne krovnine na izdatnost različnih hidravličnih parametrov: koeficient prepustnosti, transmisivnost, specifično izdatnost, indeks specifične izdatnosti in na maksimalne pretoke.

Pri izdelavi disertacije sem potrdil ali nadgradil številne teze in ugotovitve tujih avtorjev. Tako sem ugotovil, da dimenzija toka v veliki večini primerov ni enaka 2,00, kar se sklada z ugotovitvami številnih avtorjev (Pogl. 2.12.4). Dimenzije toka so v skoraj vseh primerih manjše od fraktalnih dimenzij mrež razpok, kar so opazili tudi Polek s sodelavci (1990) ter Doughty in Karasaki (2002). Potrdil sem tudi dognanja (Barton, 1995; Bonnet et al., 2001), da so mreže razpok fraktalne (Barton, 1995; Bonnet et al., 2001), toda le v določenem območju, ter da je fraktalna dimenzija mrež razpok odvisna od gostote razpok (Roy et al., 2007). Prav tako se moji rezultati skladajo z ugotovitvami, da je uskladiščenje v matriksu precej večje kot v razpokah (Hamm in Bidaux, 1996) in da je zadrževalni čas podzemne vode v vodonosnikih dovolj dolg, da so vode v ravnotežju, saj so indeksi nasičenja glavnih kamninotvornih mineralov (dolomita in delno tudi kalcita) približno enaki nič (Appelo in Postma, 2005). Moje analize se ujemajo tudi z izsledki, da na izdatnost vplivata topografska lokacija vrtin in vodnjakov (Henriksen, 1995; Mabee, 1999) in bližina do rek (Tam et al., 2004), nanjo pa globina vodnjakov (Loiselle in Evans, 1995; LeGrand, 1967), stopnja popolnosti vodnjakov (Halford et al., 2006) in prisotnost slabo prepustne krovnine nad vodonosnikom (Mabee, 1999; Yin in Brook, 1992) ne vplivajo. Delno sem potrdil tudi rezultati Mabeeja (1999), da globina do statičnega nivoja ne vpliva na izdatnost. Zveza med transmisivnostjo in specifično izdatnostjo obstaja (vsi avtorji, navedeni v delu Verbovšek,

2008b), toda za razliko od ostalih študij sem ugotovil, da so zveze statistično bolj značilne za podatke, ki niso logaritemsko transformirani. Pri analizi porazdelitev dolžin jam sem potrdil spoznanja Curla (1986), da je porazdelitev jam fraktalna, dodatno pa sem ugotovil, da se ta razlikuje v različnih hidrogeoloških in strukturno-tektonskih okoljih.

Vse omenjene analize in seveda z njihovo pomočjo pridobljeni rezultati imajo tudi praktičen pomen. Vsekakor daje uporaba ustreznih metod, predstavljenih v disertaciji, bolj logične rezultate, saj z njimi pridobimo vrednosti koeficientov prepustnosti in koeficientov elastičnih specifičnih uskladiščenj ločeno za razpoke in za matriks. Interpretacija sledilnih poizkusov se namreč lahko bistveno spremeni, če vanjo vključimo tudi lastnosti matriksa (Motyka et al., 1998). Poznavanje dimenzije toka in ostalih parametrov vodonosnikov ima torej tudi praktične vidike, saj so vodonosniki z višjimi vrednostmi parametrov (dimenzijo toka, koeficienti prepustnosti) ekonomsko bolj zanimivi za izkoriščanje. Ker sem potrdil ugotovitve, da dimenzija toka ni nujno enaka 2, sledi, napačno predpostavljene geometriji toka v razpokah precenimo ali podcenimo hitrosti onesnaževal (van Tonder et al., 2002; Riemann et al., 2002). Dimenzija toka je v pomoč tudi pri prostorskem vizualnem predstavljanju toka v razpokah in kraških kanalih v vodonosnikih, saj je povezana z geometrijo prevodnih struktur. Tako njene večje vrednosti predstavljajo večje razširjanje toka v prostoru.

## 4.2 Predlogi nadaljnjih raziskav

Ob izdelavi disertacije se je odprlo tudi veliko novih vprašanj, hipotez in področij, ki zahtevajo nadaljnje raziskovanje in rešitve. Tako menim, da je potrebno raziskovanje usmeriti najprej v podrobne stratigrafske, sedimentološke in geokemične analize kamnin. Raziskovanje mora potekati sistematično v vseh karbonatnih kamninah. V mikroskopskem merilu bi bilo potrebno določiti količino in tip poroznosti matriksa, ki ima vpliva tudi na tok in prenos snovi v nekaterih kraško-razpoklinskih vodonosnikih. Pri analizah kraško-razpoklinskih vodonosnikov je potrebno izdelati natančne geološke, hidrogeološke in strukturno-tektonske karte v natančnem merilu, da bi iz njih lahko določili vplive hidroloških barier.

Veliko nadaljnjih raziskav zahteva novi parameter, dimenzija toka. To bi bilo potrebno določiti pri vseh analizah črpalnih poizkusov ter tudi po odsekih v vrtinah s tesnili (packerji), da bi lahko določili geometrijo posameznih prevodnih con. Vsekakor so zanimive tudi nadaljnje aplikacije dimenzije toka z uporabo sledilnih poizkusov, ki upoštevajo fraktalne dimenzije toka (van Tonder et al., 2002).

Posebne, bolj zahtevne analize bi se morale usmeriti v študij anomalne difuzije v fraktalnih mrežah razpok (Acuna in Yortsos, 1995; de Dreuzy in Davy, 2007), ki predstavlja nadgradnjo Barkerjevega (1988) GRF modela, čeprav bi ob tem za analize potrebovali tudi dodatne piezometre. Tako bi še bolj opredelili heterogeno obnašanje vodonosnikov.

Precej neraziskano je področje analize mrež razpok in njihove povezanosti, zato se tu pojavlja veliko odprtih vprašanj. Ker so ugotovili, da je fraktalna dimenzija mrež razpok merilo za povezanost razpok v prostoru, sta posledično tudi tok in prenos snovi povezana s povezanostjo razpok. Raziskave bi bilo torej vredno usmeriti v perkolacijsko teorijo (Walker et al., 2006; de Dreuzy in Davy, 2007), ki se ukvarja s to povezanostjo, pa tudi v študij fraktalnih dimenzij mrež in gostote razpok v različnih prelomnih conah (Čar, 1982; Placer, 1982; Billi in Storti, 2004), saj se prepustnost v različnih prelomnih conah lahko bistveno spreminja. Zanimive bi bile tudi fraktalne analize ločenih generacij razpok, saj so dimenzije mrež razpok odvisne od števila generacij razpok in od njihove gostote. Raziskave mrež razpok bi morale potekati v različnih merilih, od mikroskopskega do satelitskih posnetkov. Prav tako bi morali analizirati orientacije razpok in predvsem porazdelitve njihovih dolžin, saj so tudi te povezane s fraktalnimi lastnostmi in povezanostjo razpok v prostoru (Bour in Davy, 1997; 1998). Ker so bile moje raziskave usmerjene predvsem v dvodimenzionalne analize mrež razpok, bi bilo nujno potrebno določiti ustrezne transformacije podatkov, pridobljenih v dveh dimenzijah, v tri dimenzije.

Pri tem bi morali opraviti geofizikalne meritve, ki omogočajo tridimenzionalno vizualizacijo mrež razpok. Med temi metodami bi lahko raziskali kraško-razpoklinske vodonosnike z določenimi karotažnimi meritvami (predvsem z akustično, nevtronsko in slikovno karotažo), da bi lahko določili lokacije in gostote razpok. S temi geofizikalnimi metodami in z uporabo merskih daljic (Tancar, 2002) bi dobili informacije o enodimenzionalnih podatkih o razpokah ter tako raziskali ekstrapolacije podatkov o razpokah iz 1-D v 2-D z metodo Cantorjevega prahu (Velde et al., 1990) in predvsem iz 2-D v 3-D okolje. Žal so v uporabi trenutno predpisane karotažne metode, ki tega ne omogočajo (predvsem upornost, lastni potencial, gama in temperatura) in zato niso najbolj primerne za kraško-razpoklinske vodonosnike.

Veliko raziskav je potrebno opraviti tudi na področju geokemičnih analiz vod v različnih vodonosnikih, ki jih trenutno izvajajo večinoma v aluvialnih plasteh. Pri razširjenih geokemičnih analizah vode bi morali uvesti obvezne analize vseh glavnih in ne le nekaterih osnovnih ionov in elementov, kot je trenutno določeno v pravilniku o pitni vodi. Tako bi omogočili precej kvalitetnejše podatke za modeliranje. Za natančno analizo črpalnih

poizkusov z ustreznimi metodami, uporabljenimi v disertaciji, ter predvsem za uporabo odvoda krivulj znižanj pri črpalnih poizkusih je potrebno pridobiti kvalitetne podatke o znižanjih nivojev podzemne vode. Črpalni poizkusi, pri katerih moramo ohranjati čim bolj konstanten pretok, morajo biti čim daljši. S tem namreč testiramo dovolj velik del vodonosnika in vplive heterogenosti v vodonosniku.

Vsi omenjeni podatki bi lahko bili tudi javno dostopni, saj bi tako raziskovalci in ostali uporabniki imeli boljši vpogled v baze podatkov, kar bi jim omogočilo bolj kvalitetne analize parametrov in posledično boljše rezultate.



## 5. SKLEPI

- Pri oceni vplivov spodaj naštetih dejavnikov na vrednosti hidravličnih parametrov vodonosnikov (na koeficient prepustnosti, transmisivnost, specifično izdatnost, indeks specifične izdatnosti in na maksimalne pretoke) sem ugotovil, da nanje najbolj vplivajo topografska lokacija in litološka sestava vodonosnikov, bližina do rek in stopnja diageneze (Pogl. 3.1.1). Najvišje vrednosti parametrov sem ugotovil v cordevolskih, anizijskih in glavnih dolomitih, ki ležijo v dolinah ali v nižje ležečih ravninah ter blizu rek. Globina vodnjakov in globina do statičnega nivoja podzemne vode na izdatnost vodonosnikov nimata večjega vpliva, prav tako pa na parametre ne vplivata prisotnost slabo prepustne krovnine in stopnja popolnosti vodnjakov. Vseh pet parametrov pripada normalni porazdelitvi. Višje vrednosti omenjenih parametrov so ugotovljene v dolomitih, nastalih le s pozno diagenezo, in ne v tistih, nastalih tako z zgodnjo kot tudi s pozno diagenezo (Pogl. 3.4.5). Transmisivnost zelo zanesljivo ocenimo iz specifične izdatnosti (Pogl. 3.1.2), koeficient prepustnosti pa iz indeksa specifične izdatnosti. Prva zveza je boljša za nelogaritmirane podatke.
- Dokazal sem, da na porazdelitev dolžin jam v Sloveniji vplivajo različna hidrogeološka in strukturno-tektonska okolja, prav tako pa tudi bližina do tektonskih struktur, saj prelamljanje skrajša dolžine jam (Pogl. 3.1.3). Jame z največjimi fraktalnimi dimenzijami se lahko razvijejo v kamninah z že predhodno razvitimi prevodnimi strukturami s fraktalnimi lastnostmi, te pa nato jame ob svojem nastanku »podedujejo«.
- Z uporabo fraktalnega Barkerjevega (1988) modela za analizo črpalnih poizkusov, ki se bolje prilega podatkom kot Theisov ali Cooper-Jacobov za medzrnske vodonosnike (Pogl. 3.2), sem ugotovil, da je dimenzija toka večinoma večja od 2,00 (Pogl. 3.3). Mreže razpok torej omogočajo razširjanje toka proti vrtnam in vodnjakom radialno-sferično tudi v tretjo dimenzijo in ne le radialno okoli vodnjakov. Fraktalna dimenzija toka se loči po starostno-litoloških skupinah vodonosnikov (Pogl. 3.3.2), najvišja pa je v masivnih cordevolskih in anizijskih dolomitih, ki imajo le malo primesi. Povezava dimenzije toka in koeficientov prepustnosti razpok (Pogl. 3.4.4) je slaba, dimenzija toka pa tudi ni odvisna od omočene debeline vodonosnika (Pogl. 3.3.3). Porazdeljena je po normalni distribuciji.
- Koeficienti prepustnosti razpok in matriksa se statistično razlikujejo (Pogl. 3.4), podobno kot koeficienti specifičnega elastičnega uskladiščenja. Najvišja prepustnost

matriksa je v cordevolskih dolomitih, kar je posledica poznodiagenetskega nastanka, najmanjše vrednosti prepustnosti pa so v baškem dolomitu zaradi okremenitve matriksa. Uskladiščenje v matriksu je precej višje kot v razpokah. Vrednosti koeficientov prepustnosti, določene s Theisovo metodo, so glede na vrednosti koeficientov prepustnosti razpok po Barkerjevem modelu podcenjene, glede na vrednosti po Cooper-Jacobovi metodi pa precenjene (Pogl. 3.4.3), zato lahko uporaba trenutno uporabljanih neustreznih metod vodi do pomenskih in kvantitativnih napak pri določevanju hidravličnih parametrov (Pogl. 3.1.4).

- Z enostavnim geokemičnim inverznim modeliranjem predvidenih količin raztopljenih mineralov sem ugotovil, da vode iz cordevolskih in tudi iz anizijskih dolomitov vsebujejo največ raztopljenega dolomita in manj ostalih mineralov (Pogl. 3.5.2), prav tako pa je v vodah teh dolomitov razmerje Ca/Mg najmanjše (Pogl. 3.5.5). Glede na rezultate omenjeni dolomiti torej vsebujejo najmanj primesi, največ pa jih imajo skitski dolomiti. Vode pripadajo večinoma Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> faciesu (Pogl. 3.5) in so s kamninami v ravnotežju (Pogl. 3.5.3). Med modeliranimi vrednostmi raztopljenega dolomita in med dimenzijo toka (Pogl. 3.5.6) ter med koeficienti prepustnosti razpok (Pogl. 3.5.7) obstajajo šibke zveze, zveze med vrednostmi raztopljenega dolomita in koeficienti prepustnosti matriksa pa, po pričakovanjih, ni. Boljše prostorsko razširjanje toka v prostoru torej povzroči večjo mineralizacijo, saj bolj prepustne kamnine bolj vplivajo na sestavo vod.
- Z uporabo box-counting metode za analizo mrež razpok sem ugotovil, da so fraktalne vrednosti mrež razpok, ekstrapolirane v tri dimenzije, okoli 2,77 (Pogl. 3.6.2), in da se skorajda ne spreminjajo glede na lastnosti vodonosnikov (Pogl. 3.6.5). Te vrednosti ležijo nad perkolacijskim pragom. Pri primerjavi dimenzij toka in fraktalnih dimenzij mrež razpok (Pogl. 3.6.4) sem ugotovil, da korelacije med tema parametroma ni, so pa prve manjše od drugih. Tok torej ne poteka po vseh razpokah, saj niso vse dovolj odprte. Fraktalna dimenzija mrež razpok raste z njihovo gostoto (Pogl. 3.6.3).
- Raziskovalno tezo svoje disertacije sem nazadnje potrdil, saj sem dokazal, da s fraktalnimi metodami za črpalne poizkuse (za kraško-razpoklinske in ne za medzrnske vodonosnike) in z geokemičnimi analizami vode pri črpalnih poizkusih lahko določimo dimenzijo toka kot merilo geometrije prevodnih struktur (razpok) in vplive na sestavo vod v obravnavanih kraško-razpoklinskih vodonosnikih ter obenem pridobimo tudi ostale rezultate prepustnosti razpok in matriksa kamnin. Disertacija torej prinaša nov pogled na razumevanje toka in prenosa snovi v kraško-razpoklinskih



vodonosnikih in hkrati odpira tudi nova področja raziskovanja. Upam, da bo kot taka tudi osnova za nadaljnje analiziranje teh izredno zanimivih in čedalje bolj perspektivnih vodnih virov.



## 6. LITERATURA

- ACUNA, J. A., YORTSOS, Y. C. Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient. *Water Resources Research*, 1995, vol. 31, no. 3, str. 527–540.
- AGUILERA, R. *Naturally Fractured Reservoirs*. Pennwell Books, 1980. 703 str.
- AGUILERA, R. Well Test Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. *Soc. of Petrol. Engrs. SPE Formation Evaluation*, 1987, str. 239–252.
- ANGELES, G. R., PERILLO, M. E., PICCOLO, M. C., PIERINI, J. O. Fractal analysis of tidal channels in the Bahía Blanca Estuary (Argentina). *Geomorphology*, 2004, vol. 57, str. 263–274.
- ANIČIČ, B., JURIŠA, M. *Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000 Tolmač lista Rogatec : L33-68*. Beograd : Zvezni geološki zavod, 1985.
- APPELO, C. A. J., POSTMA, D. *Geochemistry, Groundwater and Pollution. 2<sup>nd</sup> ed.* Taylor and Francis, 2005. 649 str.
- ASTM standard: *Standard Guide for Design of Ground-Water Monitoring Systems in Karst and Fractured-Rock Aquifers*. ASTM D5717-95:1995a.
- ASTM standard: *Standard Guide for Planning and Conducting Borehole Geophysical Logging*. D5753-95:1995b.
- ÅSTRÖM, J. A. Statistical models of brittle fragmentation. *Advances in Physics*, 2006, vol. 55, no. 3–4, str. 247–278.
- BADABAGLI, T. Fractal analysis of 2-D fracture networks of geothermal reservoirs in south-western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001, vol. 112, str. 83–103.
- BADABAGLI, T. Scanline Method to Determine the Fractal Nature of 2-D Fracture Networks. *Mathematical Geology*, 2002, vol. 34, no. 6, str. 647–670.
- BAK, P. *How Nature Works*. Springer, 1996. 212 str.
- BAKALOWICZ, M. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 2005, vol. 13, str. 148–160.
- BANGOY, L. M., RICHARD, D. Détermination de l'évolution de la transmissivité fissurale et son implication sur l'étude de la fracturation. (Determination of fractured transmissivity trend and its contribution to a fractured media study. *Bull. Soc. géol. France*, 1999, vol. 170, no. 3, str. 391–399.
- BANGOY, L., BIDAUX, P., DROGUE, C., PLÉGAT, R., PISTRE, S. A new method of characterizing fissured media by pumping tests with observation wells. *Journal of Hydrology*, 1992, vol. 138, str. 77–88.
- BANGOY, L., DROGUE, C. Analysis of intermittent pumping tests in fissured fractal aquifers: theory and applications. *Journal of Hydrology*, 1994, vol. 158, str. 47–59.
- BARENBLATT, G. I., ZHELTOV, Iu. P., KOCHINA, I. N. Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks [Strata]. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 1960, vol. 24, no. 5, str. 1286–1303.
- BARKER, J. A. Generalized Radial Flow Model for Hydraulic Tests in Fractured Rock. *Water Resources Research*, 1988, vol. 24, no. 10, str. 1796–1804.
- BARTON, C. C. Fractal Analysis of Scaling and Spatial Clustering of Fractures. V *Fractals in the Earth Sciences*. Editors C. C. Barton, P. R. La Pointe. New York: Plenum Press, 1995, str. 141–178.

- BARTON, C. C., La POINTE, P. R. *Fractals in Petroleum Geology and Earth Processes*. New York : Plenum Press, 1995b. 317 str.
- BARTON, C. C., La POINTE, P. R. *Fractals in the Earth Sciences*. New York : Plenum Press, 1995a. 265 str.
- BATU, V. *Aquifer Hydraulics. A comprehensive guide to hydrogeologic data analysis*. John Wiley & Sons Inc., 1998. 727 str.
- BAVEC, M. Ladinjske in piroklastične kamnine med Jagrščami in Želinom (Ladinian carbonate and pyroclastic rocks between Jagršče and Želin, Slovenia). *Geologija*, 1999, 41, str. 41–69.
- BEAR, J. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York : Elsevier, 1972.
- BEAR, J. Modeling flow and contaminant transport in fractured rocks. V *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks*. Editors J. Bear, C.-F. Tsang, G. de Marsily. San Diego: Academic Press, 1993, str. 1–37.
- BEAR, J., VERRUIJT, A. *Modeling Groundwater Flow and Pollution: With Computer Programs for Sample Cases*. D. Reidel Publishing Company, 1987. 414 str.
- BEAUHEIM, R. L., ROBERTS, R. M. Hydrology and hydraulic properties of a bedded evaporite formation. *Journal of Hydrology*, 2002, vol. 259, str. 66–88.
- BEAUHEIM, R. L., ROBERTS, R. M., AVIS, J. D. Well testing in fractured media: flow dimensions and diagnostic plots. *Journal of Hydraulic Research*, 2004, vol. 42, str. 69–76.
- BEN-AVRAHAM, D., HAVLIN, S. *Diffusion and Reactions in Fractals and Disordered Systems*. Cambridge University Press, 2000. 316 str.
- BERKOWITZ, B. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 2002, vol. 25, str. 861–884.
- BERKOWITZ, B., HADAD, A. Fractal and multifractal measures of natural and synthetic fracture networks, *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B6), 12205–12218, doi:10.1029/97JB00304.
- BEVC, S. *Začetki zakrasevanja na kontaktu dolomit-apnenec v Lenarčičevi jami : diplomsko delo v izdelavi*. Ljubljana, 2005.
- BILLI, A., STORTI, F. Fractal distribution of particle size in carbonate cataclastic rocks from the core of a reginal strike-slip fault zone. *Tectonophysics*, 2004, vol. 384, str. 115–128.
- BIRD, N., DÍAZ, M. C., SAA, A., TARQUIS, A. M. Fractal and multifractal analysis of pore-scale images of soil. *Journal of Hydrology*, 2006, vol. 322, str. 211–219.
- BLACK, J.H. Hydrogeology of fractured rocks – A question of uncertainty about geometry. *Applied Hydrogeology*, 1994, vol. 3, str. 56–70.
- BODIN, J., DELAY, F., de MARSILY, G. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 1. Fundamental mechanisms. *Hydrogeology Journal*, 2003, vol. 11, str. 418–433.
- BONNET, E., BOUR, O., ODLING, N. E., DAVY, P., MAIN, I., COWIE, P., BERKOWITZ, B. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 2001, vol. 39, no. 3, str. 347–383.
- BOONSTRA, J., BOEHMER, W. K. Analysis of data from aquifer and well tests in intrusive dikes. *Journal of Hydrology*, 1986, vol. 88, str. 301–317.
- BORGOS, H. G., COWIE, P. A., DAWERS, N. H. Practicalities of extrapolating one-dimensional fault and fracture size-frequency distributions to higher-dimensional samples. *Journal of Geophysical Research*, 2000, vol. 105, no. B12, str. 28.377–28.391.
- BORRADAILE, G. *Statistics of Earth Science Data*. Berlin: Springer, 2003. 351 str.

- BOUR, O., DAVY, P. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 1997, vol. 33, no. 7, str. 1567–1583.
- BOUR, O., DAVY, P. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 1998, vol. 34, no. 10, str. 2611–2622.
- BOURDET, D., GRINGARTEN, A. C. Determination of fissure volume and block size reservoirs by type-curve analysis. *Paper SPE 9293*, Presented at 1980 SPE Annual Fall Techn. Conf. and Exhib., 1980, Dallas.
- BRENČIČ, M. *Hidrogeološka analiza velikih kraških izvirov v Sloveniji : doktorska disertacija*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- BRENČIČ, M. Konceptualni model razvoja krasa. Conceptual approach to modeling karst development. *Geologija*, 1996, vol. 37,38, str. 391–414.
- BRENČIČ, M. O zgodnjih stopnjah zakrasevanja – oris teoretičnih predpostavk.. *Naše jame*, 1994, vol. 36, str. 31–42.
- BREWER, J., DI GIROLAMO, L. Limitations of fractal dimension estimation algorithms with implications for cloud studies. *Atmospheric Research*, 2006, vol. 82, str. 433–454.
- BRILLY, M., ŠRAJ, M. *Osnove hidrologije*. Ljubljana: Fakulteta za gradbeništvo, 2000.
- BUDD, D. A., VACHER, H. L. Matrix permeability of the confined Floridan aquifer, Florida, USA. *Hydrogeology Journal*, 2004, vol. 12, str. 531–549.
- BUSER, S., CAJHEN, J. *Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000 Tolmač lista Celovec (Klagenfurt) : L33-53*. Beograd : Zvezni geološki zavod, 1980.
- BUSER, S. Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and the intermediate Slovenian basin (NW-Yugoslavia). V *Evolution of the Karstic carbonate platform: relation with other periadriatic carbonate platforms*. Editors G. B. Carulli, F. Cucchi, C. P. Radrizzani. Roma: Mem. Soc. Geol. Ital., 40 (1987), 1989, str. 313-320.
- BUSER, S. *Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000 Tolmač lista Gorica : L33-76*. Beograd : Zvezni geološki zavod, 1973.
- BUSER, S., KOLAR-JURKOVŠEK, T., JURKOVŠEK, B., Triasni konodonti Slovenskega bazena. *Geologija*, 2007, vol. 50, no. 1, str. 19-28.
- CACAS, M. C., LEDOUX, E., de MARSILY, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., Peaudecerf, P. Modeling Fracture Flow With a Stochastic Discrete Fracture Network: Calibration and Validation. 1. The Flow Model. *Water Resources Research*, 1990a, vol. 26, no. 3, str. 479–489.
- CACAS, M. C., LEDOUX, E., de MARSILY, G. Modeling Fracture Flow With a Stochastic Discrete Fracture Network: Calibration and Validation. 2. The Transport Model. *Water Resources Research*, 1990b, vol. 26, no. 3, str. 491–500.
- CAINE, J. S., EVANS, J. P., FORSTER, C. B. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 1996, vol. 24, no.11, str. 1025–1028.
- CAINE, J. S., FORSTER, C. B. Fault Zone Architecture and Fluid Flow: Insights From Field Data and Numerical Modeling. V *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*. Editors W. C. Haneberg, P. S. Mozley, J. C. Moore, L. B. Goodwin. Washington: American Geophysical Union, 1999, str. 101–127.
- CALMBACH, L. *AquaChem – User's Manual (AquaChem for Windows 95/98/NT) – Aqueous Geochemical Analysis, Plotting and Modeling*. Waterloo Hydrogeologic, Inc., 1999.

- CARR, J. R. Statistical self-affinity, fractal dimension, and geological interpretation. *Engineering Geology*, 1997, vol. 48, str. 269–282.
- CHANG, J., YORTSOS, Y. C. Pressure-Transient Analysis of Fractal Reservoirs. *Soc. of Petrol. Engrs. SPE Formation Evaluation*, 1990, str. 31–38.
- CHILÉS, J. P. Fractal and Geostatistical Methods for Modeling of a Fracture Network. *Mathematical Geology*, 1988, vol. 20, no. 6, str. 631–654.
- CHILÉS, J. P., de MARSILY, G. Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling. V *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks*. Editors J. Bear, C.-F. Tsang, G. de Marsily. San Diego : Academic Press, 1993, str. 169–235.
- CHON, B., CHOI, Y-S. Modeling of Three-dimensional Groundwater Flow Using the Method to Calculate Fractal Dimension. *Korean J. Chem. Eng.*, 2001, vol. 18, no. 3, str. 382–386.
- CLOUTIER, V., LEFEBVRE, R., SAVARD, M. M., BOURQUE, É., THERRIEN, R. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 2006, vol. 14, str. 573–590.
- COOPER, H. H., JACOB, A. C. E. Generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 1946, vol. 27, str. 526–534.
- CURL, R. L. Fractal dimensions and geometries of caves. *Mathematical Geology*, 1986, vol. 18, no. 2, str. 765–783.
- ČAR, J. Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja. Geologic setting of the Planina polje ponor area. *Acta carsologica*, 1982, vol. 10, str. 75–105.
- ČAR, J., ŠEBELA, S. Kraške značilnosti naravnega stika apnenec-dolomit pri Predjami. Karst characteristics of thrust contact limestone-dolomite near Pedjama. *Acta carsologica*, 2001, vol. 30, no. 2, str. 141–156.
- ČENČUR CURK, B. *Tok in prenos snovi v kamnini s kraško in razpoklinsko poroznostjo : doktorska disertacija*. Ljubljana, 2002. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- DARCEL, C., BOUR, O., DAVY, P. Stereological analysis of fractal fracture networks. *Journal of Geophysical Research*, 2003a, vol. 108, no. B9, 2451, doi:10.1029/2002JB002091.
- DARCEL, C., BOUR, O., DAVY, P., de DREUZY, J. R. Connectivity properties of two-dimensional fracture networks with stochastic fractal correlation. *Water Resources Research*, 2003b, vol. 39, no. 12, 1271, doi:10.1029/2002WR001628.
- DAVIS G. H., REYNOLDS, S. J. *Structural Geology of Rocks and Regions. 2nd ed.* Wiley, 1996. 800 str.
- DAVIS, S. N., de WIEST, R. J. M. *Hydrogeology*. John Wiley & Sons, Inc., 1966.
- DAVISON, I. Linked Fault Systems; Extensional, Strike-Slip and Contractional. V *Continental deformation*. Editor P.L. Hancock. Oxford : Pergamon Press, 1994, str. 121–142.
- de DREUZY, J-R., DAVY, P. Relation between fractional flow models and fractal or long-range 2-D permeability fields. *Water Resources Research*, 2007, vol. 43, W04431, doi:10.1029/2006WR005236.
- de DREUZY, J-R., DAVY, P., BOUR, O. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution. I. Effective connectivity. *Water Resources Research*, 2001a, vol. 37, no. 8, str. 2065–2078.

- de DREUZY, J-R., DAVY, P., BOUR, O. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution. II. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research*, 2001b, vol. 37, no. 8, str. 2079–2095.
- de DREUZY, J-R., DAVY, P., BOUR, O. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distribution of length and aperture. *Water Resources Research*, 2002, vol. 38, no.12, 1276, doi: 10.1029/2001WR001009.
- de MARSILY, G. *Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, 1986. 440 str.
- de SÁ. M. *Applied statistics using SPSS, Mathematica and MATLAB*. Berlin : Springer, 2003.
- DERSHOWITZ, W. S., FOXFORD, T., DOE, T. *Research Report - Fracture Data Analysis Technology*. Golder Associates, 1998. 80 str.
- DEVELI, K., BABADAGLI, T., COMLECKI, C. A new computer-controlled surface-scanning device for measurement of fracture surface roughness. *Computers & Geosciences*, 2001, vol. 27, str. 265–277.
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., BOUDIER, F., AL-HATTALI, LADOUCHE, B., PINAULT, J-P., AL-SULEIMANI, Z. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology Journal*, 2005, vol. 13, str. 708–726.
- DILLON, C. G., CAREY, P. F., WORDEN, R. H. Fractscript: A macro for calculating the fractal dimension of object perimeters in images of multiple objects. *Computers & Geosciences*, 2001, vol. 27, str. 787–794.
- DOE, T. Fractional Dimension Analysis of Constant-Pressure Well Tests. *Soc. of Petrol. Engrs. SPE paper 22702*, 1991, str. 461–467.
- DOE, T., GEIER, J. *Interpretation of fracture system geometry using well test data. Stripa Project Technical Report 91-03*. Stocholm : Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., 1990.
- DOLENEC, T., OGORLEC, B., PEZDIČ, J. Zgornjevermske in skitske plasti pri Tržiču. (Upper Permian and Scythian beds in the Tržič area). *Geologija*, 1981, vol. 24, no. 2, str. 217–238.
- DOMENICO, P. A., SCHWARTZ, F. W. *Physical and Chemical Hydrogeology, 2<sup>nd</sup> ed.* Wiley, 1998. 528 str.
- DOUGHTY, C., KARASAKI, K. Flow and transport in hierarchially fractured rock. *Journal of Hydrology*, 2002, vol. 263, str. 1–22.
- DOZET, S., ŠRIBAR, L. Biostratigraphy of Shallow Marine Jurassic beds in Southeastern Slovenia. *Geologija*, 1998, vol. 40, str. 187–221.
- DREYBRODT, W., EISENLOHR, L., MADRY, B., RINGER, S. Precipitation kinetics of calcite in the system  $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ : The conversion to  $\text{CO}_2$  by the slow process  $\text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  as a rate limiting step. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, vol. 61, no. 18, str. 3897–3904.
- DUNNE, W. M., HANCOCK, P. L. Palaeostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures. V *Continental deformation*. Editor P. L. Hancock. Oxford: Pergamon Press, 1994, str. 101–120.
- EHLEN, J. Fracture characteristics in weathered granites. *Geomorphology*, 1999, vol. 31, str. 29–45.
- ESI Ltd. *Aquifer Win32*. 2007. Dostopno na svetovnem spletu: <http://www.esinternational.com>
- FEDER, J. *Fractals*. New York : Plenum Press, 1988. 283 str.

- FETTER, C. W. *Applied Hydrogeology*, 4<sup>th</sup> ed. Prentice-Hall, 2001. 598 str.
- FETTER, C. W. *Contaminant Hydrogeology*. 2<sup>nd</sup> ed. Prentice Hall, 1999. 500 str.
- FORD, D. C., WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology & Geomorphology*. Wiley, 2007. 576 str.
- FOROUTAN-POUR, K., DUTILLEUL, P. in SMITH, D. L. Advances in the implementation of the box-counting method of fractal dimension estimation. *Appl. Math. Comput.*, 1999, vol. 105 str. 195–210.
- GABROVŠEK, F., DREYBRODT, W. Role of mixing corrosion in calcite-aggressive H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CaCO<sub>3</sub> solutions in the early evolution of karst aquifers in limestone solutions in the early evolution of karst aquifers in limestone. *Water Resources Research*, 2000, vol. 36, no. 5, str. 1179–1188.
- GASWIRTH, S. B., BUDD, D. A., CRAWFORD, B. R. Textural and stratigraphic controls on fractured dolomite in a carbonate aquifer system, Ocala limestone, west-central Florida. *Sedimentary Geology*, 2006, vol. 184, str. 241-254.
- GAVRILENKO, P., GUÉGUEN, Y. Flow in fractured media: A modified renormalization method. *Water Resources Research*, 1998, vol. 24, no. 2, str. 177–191.
- GE, S. Estimation of groundwater velocity in localized fracture zones from well temperature profiles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, vol. 84, str. 93–101.
- GLYNN, P. D., PLUMMER, L. N. Geochemistry and the understanding of groundwater systems. *Hydrogeology Journal*, 2005, vol. 13, str. 263–287.
- GOSAR, A. *Uporabna geofizika. Seizmične metode : skripta*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- GOSAR, A., RAVNIK, D. *Uporabna geofizika. Gravimetrija, magnetometrija: skripta*. Ljubljana, 2004. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- GOSPODARIČ, R., HABIČ, P. *Underground water tracing. Investigations in Slovenia 1972-1975*. Ljubljana: Institute for Karst Research SAZU, 1976. 312 str.
- GRAD, K., OGORELEC, B. Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju. (Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area). *Geologija*, 1980, vol. 23, no. 2, str. 189–220.
- GREGORIČ, V. Nastanek tal na triadnih dolomitih. *Geologija*, 1969, vol. 12, str. 201–230.
- GRINGARTEN A. C., RAMEY, H. J. Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration, or restricted entry, *Soc Petrol Eng J*, 1974, vol. 14, str. 413–426.
- GRINGARTEN, A. C., WITHERSPOON, P. A. A method of analyzing pump test data from fractured aquifers. V *Int. Soc. Rock Mechanics and Int. Ass. Eng. Geol., Proc. Symp. Rock Mechanics*. Stuttgart, 1972. vol. 3-B, str. 1–9.
- GUPTA, R.P. *Remote Sensing Geology*. Berlin : Springer-Verlag, 2003. 655 str.
- HALFORD, K. J., WEIGHT, W. D., SCHREIBER, R. P., Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Ground Water*, 2006, vol. 44, no. 3., str. 467-471.
- HALL, S. H., LUTTRELL, S. P., CRONIN, W. E. A method for estimating effective porosity and groundwater velocity. *Ground Water*, 1991, vol. 29, no. 2, str. 71–174.
- HAMM, S-Y., BIDAUX, P. Dual-porosity fractal models for transient flow analysis in fissured rocks. *Water Resources Research*, 1996, vol. 32, no. 9, str. 2733–2745.
- HELSTRUP, T., JØRGENSEN, N. O., BANOENG-YAKUBO, B. B. Investigation of hydrogeochemical characteristics of groundwater from the Cretaceous-Eocene



- limestone aquifer in southern Ghana and southern Togo using hierarchical cluster analysis. *Hydrogeology Journal*, 2007, vol. 15, str. 977–989.
- HEM, J. D. *Study and Interpretation of the chemical Characteristics of Natural Water USGS Water-Supply Paper 2254*. U. S. Geological Survey, 1985. 263 str.
  - HENRIKSEN, H. Relation Between Topography and Well Yield in Boreholes in Crystalline Rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Ground Water*, 1995, vol. 33, no. 4, str. 635–643.
  - HEYMANS, O., FISSETTE, J., VICO, P., BLACHER, S., MASSET, D., BROUERS, F. Is fractal geometry useful in medicine and biomedical sciences?. *Medical Hypotheses*, 2000, vol. 54, no. 3, str. 360–366.
  - HRIBERNIK, K., PRESTOR, J. Atributni podatkovni model nacionalne baze hidrogeoloških podatkov za opredelitev teles podzemne vode Republike Slovenije. *Geologija*, 2004, vol. 47, no. 1, str. 55–61.
  - HUDSON J. A., PRIEST S. D. Discontinuities and rock mass geometry. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 1979, vol.16, str. 339–362.
  - HUNKELER, D., MUDRY, J. Hydrochemical methods. V *Methods in Karst Hydrogeology. International Contributions to Hydrogeology 26*. Editors N. Goldscheider, D. Drew. London: Taylor & Francis, 2007, str. 93–122.
  - Hydrosolve Inc. *AQTESOLV for Windows. Version 3.5*. 2006. Dostopno na svetovnem spletu: <http://www.aqtesolv.com>
  - JÄCKLI, H. Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. *Eclogae Geol. Helv.*, 1970, vol. 63, no. 2, str. 389-434.
  - JANŽA, M. *Varovanje vodnega vira z uporabo GIS in hidrološkega modela : magistrsko delo*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
  - JENKO, F. *Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. The hydrogeology and water oeconomy of karst*. Ljubljana: Državna založba Slovenije, 1959, str. 237.
  - JOURDE, H., CORNATON, F., PISTRE, S., BIDAUX, P. Flow behavior in a dual fracture network. *Journal of Hydrology*, 2002a, vol. 266, str. 99–119.
  - JOURDE, H., PISTRE, S., PERROCHET, P., DROGUE, C. Origin of fractional flow dimension to a partially penetrating well in stratified fractured reservoirs. New results based on the study of synthetic fracture networks. *Advanced in Water Resources*, 2002b, vol. 25, str. 371–387.
  - JURANJI, N. *Geokemično kartiranje Slovenije z vodo izvirov : diplomsko delo*. Univerza v Ljubljani, Ljubljana, 1998. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
  - JURKOVŠEK, B., TOMAN, M., OGORELEC, B., ŠRIBAR, L., DROBNE, K., POLJAK, M., ŠRIBAR, L. *Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-komenske planote. Kredne in paleogenske karbonatne kamnine*. Ljubljana : Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, 1996. 143 str.
  - KALBACHER, T., WANG, W., MCDERMOTT, C., KOLDITZ, O., TANIGUCHI, T. Development and application of a CAD interface for fractured rock. *Environmental Geology*, 2005, vol. 47, str. 1017–1027.
  - KAZEMI, H., SETH, M. S., THOMAS, G. W. The Interpretation of Interference Tests in Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution. *Soc. of Petrol. Engrs. J.*, 1969, str. 463–472.
  - KOMATINA, M. M. *Hidrogeološka istraživanja. Metode istraživanja, I*. Beograd: SOUR »Geozavod«, 1984. 375 str.
  - KOŠIR, A., WRIGHT, P. Dolomitization and porosity pattern in Eocene hydrocarbon-stained limestones (alveolina-nummulites limestone, SW Slovenia). V *I. Slovenski*

- geološki kongres. (*1st Slovenian Geological Congress, Book of abstracts*). Uredili A. Horvat, A. Košir, P. Vreča, M. Brenčič. Ljubljana, 2002.
- KRAUSKOPF, K. B., BIRD, D. K. *Introduction to geochemistry*, 3<sup>rd</sup> ed. McGraw-Hill, 1995.
  - KRISHNAMURTHY, N. S., KUMAR, D., RAO, V. A., AHMED, J. S. Multi-parameter geophysics: an essential tool to delineate aquifers in fractured rocks. V *International Conference on Groundwater in fractured rocks*. Editors J. Krásny, Z. Hrkal, J. Bruthans. Prague : 15–19 September 2003, str. 169–170.
  - KRIVIC, P. Interprétation des essais par pompage réalisés dans un aquifère karstique. Obdelava črpalnih poizkusov v kraškem vodonosniku. *Geologija*, 1984, vol. 26, str. 149–186.
  - KRUSEMAN, G. P., de RIDDER, N. A. *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*, 2<sup>nd</sup> ed. *ILRI Publication 47*. Wageningen : International Institute for Land Reclamation and Improvement, 1994. 377 str.
  - KULATILAKE, P. H. S. W., WATHUGALA, D.N., STEPHANSSON, O. Joint Network Modeling with a Validation Exercise in Stripa Mine, Sweden. *Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr*, 1993, vol. 30, no. 5, str. 503–526.
  - KUSUMAYUDHA, S. B., ZEN, M. T., NOTOSISWOYO, S., SAYOGA GAUTAMA, R. Fractal analysis of the Oyo River, cave systems, and topography of the Gunungsewu karst area, central Java, Indonesia. *Hydrogeology Journal*, 2000, vol. 8, str. 271–278.
  - KUUSELA-LAHTINEN, A., NIEMI, A., LUUKKONEN, A. Flow Dimension as an Indicator of Hydraulic Behavior in Site Characterization of Fractured Rock. *Ground Water*, 2003, vol. 41, no. 3, str. 333–341.
  - La POINTE, P. R. A method to characterise fracture density and connectivity through fractal geometry. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 1988, vol. 25, str. 412–429.
  - LANG, Y-C., LIU, C-Q., ZHAO, Z-Q., LI, S-L., HAN, G-L. Geochemistry of surface and ground water in Guiyang, China: Water/rock interaction and pollution in a karst hydrological system. *Applied Geochemistry*, 2006, vol. 21, str. 887–903.
  - LAPANJE, A. *Hidrogeologija dolomitnega vodonosnika Mirne gore na severozahodu Bele krajine : magistrsko delo*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
  - LAPANJE, A. Izvor in kemijska sestava termalnih in termonineralnih vod v Sloveniji. *Geologija*, 2006, vol. 49, no. 2, str. 347–370.
  - LAPCEVIC, P. A., NOVAKOWSKI, K. S., SUDICKY, E. A. Groundwater Flow and Solute Transport in Fractured Media. V *The Handbook of Groundwater Engineering*. Editor J. W. Delleur. Boca Raton : CRC Press, 1999.
  - Le BORGNE, T., BOUR, O., de DREUZY, J. R., DAVY, P., Touchard, F. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research*, 2004, vol. 40, W03512, doi:10.1029/2003WR002436
  - LEBOEUF, P. P. Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry*, 2004, vol. 19, str. 1517–1527.
  - LEE, C.-H., FARMER, I. *Fluid Flow in Discontinuous Rocks*. London: Chapman & Hall, 1993. 169 str.
  - LEE, T-C. *Applied Mathematics in Hydrogeology*. CRC Press, 1998. 400 str.

- LeGRAND H. E. *Ground Water of the Piedmont and Blue Ridge Provinces in the Southeastern States Geological Survey Circular 538*. Washington, 1967.
- LENARČIČ, T. *Klasifikacija kraških vod iz Notranjskega na osnovi glavnih ionskih komponent : doktorska disertacija*. Ljubljana, 1990. Izdelano na Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo.
- LEVEINEN, J. Composite model with fractional flow dimensions for well test analysis in fractured rocks. *Journal of Hydrology*, 2000, vol. 234, str. 116–141.
- LEVEINEN, J., RÖNKÄ, E., TIKKANEN, J., KARRO, E. Fractional flow dimensions and hydraulic properties of a fracture-zone aquifer, Leppävirta, Finland. *Hydrogeology Journal*, 1998, vol. 6, str. 327–340.
- LODS, G., GOUZE, P. WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computers & Geosciences*, 2004, vol. 30, str. 937–947.
- LOISELLE, M., EVANS, D. Fracture Density Distributions and Well Yields in Coastal Maine. *Ground Water*, 1995, vol. 33, no. 2, str. 190–196.
- LONGLEY, P. A., GOODCHILD, M. F., MAGUIRE, D. J., RHIND, D. W. *Geographic Information Systems and Science*. 2<sup>nd</sup> ed. Wiley, 2005, 536 str.
- LÓPEZ-CHICANO, M., BOUAMAMA, M., VALLEJOS, A., PULIDO-BOSCH, A. Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry*, 2001, vol. 16, str. 1179–1192.
- LOWE, D. J., GUNN, J. Carbonate speleogenesis: an inception horizon hypothesis. Speleogeneza v karbonatnih kamninah: hipoteza začetnih horizontov. *Acta Carsologica*, 1997, vol. XXVI, no. 2, str. 457–488.
- MABEE, S. B. Factors Influencing Well Productivity in Glaciated Metamorphic Rocks. *Ground Water*, 1999, vol. 37, no. 1, str. 88–97.
- MABEE, S. B., HARDCASTLE, K. C., WISE, D. U. A Method of Collecting and Analyzing Lineaments for Regional-Scale Fractured-Bedrock Aquifer Studies. *Ground Water*, 1994, vol. 32, no. 6, str. 884–894.
- MALOSZEWSKI, P., ZUBER, A. Mathematical modeling of tracer behaviour in short-term experiments in fissured rocks. *Water Resources Research*, 1990, vol. 26, str. 1517–1528.
- MALOSZEWSKI, P., ZUBER, A. On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *Journal of Hydrology*, 1985, vol. 79, str. 333–358.
- MANDELROT, B. *The Fractal Geometry of Nature*. New York: W. H. Freeman & Co., 1983. 468 str.
- MARÉCHAL, J. C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*, 2004, vol. 40, W11508.
- MARÉCHAL, J. C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K., Torri, R. Specific methods for the evaluation of hydraulic properties in fractured hard-rock aquifers. *Current Science*, 2003, vol. 85, no. 4., str. 511–516.
- MCCARTAN, L., PEPER, J. D., BACHMAN, J., WRIGHT HORTON Jr., J. Application of geological map information to water quality issues in the southern part of the Chesapeake Bay watershed, Maryland and Virginia, eastern United States. *Journal of Geochemical Exploration*, 1998, vol. 64, str. 355–376.

- MCDERMOTT, C. I., SAUTER, M., LIEDL, R. New experimental techniques for pneumatic tomographical determination of the flow and transport parameters of highly fractured porous rock samples. *Journal of Hydrology*, 2003, vol. 278, str. 51–63.
- MERKEL, B. J., PLANER-FRIEDRICH, B. *Groundwater Geochemistry. A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems*. Berlin : Springer, 2005. 200 str.
- MIN, K-B., JING, L., STEPHANSSON, O. Determining the equivalent permeability tensor for fractured rock masses using a stochastic REV approach: Method and applications to the field data from Sellafield, UK. *Hydrogeology Journal*, 2004, vol. 12, no. 5, str. 497–510.
- MISSTEAR, B., BANKS, D., CLARK, L. *Water Wells and Boreholes*. Wiley, 2006. 514 str.
- MIYAKAWA, K., TANAKA, K., HIRATA, Y., KANAUCHI, M. Detection of hydraulic pathways in fractured rock masses and estimation of conductivity by a newly developed TV equipped flowmeter. *Engineering Geology*, 2000, vol. 56, str. 19–27.
- MOENCH, A. F. Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin. *Water Resources Research*, 1984, vol. 20, no. 7, str. 831–846.
- MOLZ, F. J., RAJARAM, H., LU, S. Stochastic fractal-based models of heterogeneity in subsurface hydrology: origins, applications, limitations and future research questions. *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 42, RG1002/2004, 2003RG000126.
- MORSE, J. W., ARVIDSON, R. S. The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews*, 2002, vol. 58, str. 51–84.
- MOTYKA, J., PULIDO-BOSCH, A., BORCZAK, S., GISBERT, J. Matrix hydrogeological properties of Devonian carbonate rocks of Olkusz (Southern Poland). *Journal of Hydrology*, 1998, vol. 211, str. 140–150.
- MULDOON, M. A., SIMO, (TONI), J. A., BRADBURY, K. R. Correlation of hydraulic conductivity with stratigraphy in a fractured-dolomite aquifer, northeastern Wisconsin, USA. *Hydrogeology Journal*, 2001, vol. 9, str. 570–583.
- NASTEV, M., SAVARD, M. M., LAPCEVIC, P., LEFEBVRE, R., MARTEL, R. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 2004, vol. 12, str. 257–269.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL *Rock Fractures and Fluid Flow. Contemporary Understanding and Applications*. Washington: National Academy Press, 1996.
- NEUMAN, S. P. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 2005, vol. 13, str. 124–147.
- NEWMAN, M. E. J. Power laws, Pareto distribution and Zipf's law. *Contemporary Physics*, 2005, vol. 46, str. 323–351.
- NOVAKOWSKI, K. S., LAPCEVIC, P. A. Field measurement of radial solute transport in fractured rock. *Water Resources Research*, 1994, vol. 30, str. 37–44.
- ODLING, N. E. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology*, 1997, vol. 19, no. 10, str. 1257–1271.
- ODLING, N. The Scaling of Hydraulic Conductivity in Rock Fracture Zones. *Geophysical Research Letters*, 2001, vol. 28, no. 15, str. 3019–3022.
- OGORELEC, B., DOLENEC, T., PEZDIČ, J. Izotopska sestava O in C v mezozojskih karbonatnih kamninan Slovenije – vpliv faciesa in diageneze. Isotope composition of O and C in Mesozoic carbonate rocks of Slovenia – effect of facies and diagenesis. *Geologija*, 2000, vol. 42, str. 171–205.

- OGORELEC, B., ROTHE, P. Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. Mikrofazies, diagenesa in geokemija dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji. *Geologija*, 1993, vol. 35, str. 81–191.
- OZKAYA, S. I., MATTNER, J. Fracture connectivity from fracture intersections in borehole image logs. *Computers & Geosciences*, 2003, vol. 29, str. 143–153.
- PAILLET, F. L., CROWDER, R. E. A Generalized Approach for the Interpretation of Geophysical Well Logs in Ground-Water Studies – Theory and Applications. *Ground Water*, 1996, vol. 34, no. 5, str. 883–898.
- PAILLET, F. L., PEDLER, W. H. Integrated borehole logging methods for wellhead protection applications. *Engineering Geology*, 1996, vol. 42, str. 155–165.
- PARKHURST, D. L. *User's Guide to PHREEQC – A Computer Program for Speciation, Reaction-path, Advective-transport, and Inverse Geochemical Calculations*. USGS Water-Resources Investigations Report 95-4227. Lakewood : U. S. Geological Survey, 1995.
- PARKHURST, D. L., APPELO, C. A. J. *User's guide to PHREEQC (version 2)-a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. USGS Water-Resources Investigations Report 99-4259. Denver : U. S. Geological Survey, 1999.
- PEITGEN, H-O., JÜRGENS, H., SAUPE, D. *Chaos and fractals*. *New Frontiers of Science*. New York : Springer-Verlag, 2004. 864 str.
- PERFECT, E. Fractal models for the fragmentation of rocks and soils: a review. *Engineering Geology*, 1997, vol. 48, str. 185–198.
- PETRIČ, M. *Značilnosti napajanja in praznenja kraškega vodonosnika v zaledju Vipave: doktorska disertacija*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- PEZDIČ, J. *Izotopi in geokemijski procesi*. Ljubljana : Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, 1999. 269 str.
- PEZDIČ, J. *Izotopi v termo-mineralnih vodnih sistemih : doktorska disertacija*. Ljubljana, 1991. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- PEZDIČ, J. Recharge and Retention time Study of a Partly Karstified Area of Boč (Eastern Slovenia) using Hydrogen, Oxygen and Carbon Isotope Composition as the Natural Tracers. *Isotopes in the Environmental and Health Studies*, 1997, vol. 33, str. 293–306.
- PEZDIČ, J., ŠUŠTERŠIČ, F., MIŠIČ, M. On the role of clay-carbonate reactions in speleo-inception: a contribution on the understanding of the earliest stage of karst channel formation. = O vlogi reakcij med glinenimi minerali in karbonati pri začetju: prispevek k razumevanju najzgodnejše stopnje nastanka kraških kanalov. *Acta carsologica*, 1998, vol. 27, no. 1, str. 187–200.
- PLACER, L. Tektonski razvoj Idrijskega rudišča. *Geologija*, 1982, vol. 25, no. 1, str. 7–94.
- PLENIČAR, M. s sodelavci, navedenimi v uvodu tolmača. *Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000 Tolmač lista Postojna : L33-77*. Beograd : Zvezni geološki zavod, 1970.
- PLUMMER, L. N., BUSBY, J. F., LEE, R. W., HANSHAW, B. B. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. *Water Resources Research*, 1990, vol. 9, str. 1981–2014.
- POLEK, J., KARASAKI, K., LONG, J. C. S., BARKER, J. *Flow to Wells in Fractured Rock with Fractal Structure*. UC Berkeley Rep. LBL-27900. Berkeley :

- Department of Material Science and Mineral Engineering, University of California, Lawrence Berkeley Laboratory, 1990.
- PRICE, N. J., COSGROVE, J. W. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 1990.
  - PRIEST S. D. and HUDSON J. A. Discontinuity spacings in rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 1976, vol. 13, str. 135–148.
  - PRIEST, S. D., HUDSON, J. A. Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline Surveys. *Int J Rock Mech Min Sci & Geomech Abstr.*, 1981, vol. 18, str. 183–197.
  - PURSER, B. H., BROWN, A., AISSAOUI, D. M. Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. V *Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol. 21*. Editors B. Purser, M. Tucker, D. Zenger. Cambridge : The International Association of Sedimentologists, 1994, str. 283-308.
  - RATEJ, J., BRENČIČ, M. Comparative Analysis of Single Well Aquifer Test Methods on the Mill Taining Site of Boršt Žirovski vrh, Slovenia. Primerjalna analiza metod obdelave hidravličnih poizkusov v črpanem vodnjaku na odlagališču hidrometalurške jalovine Boršt, Žirovski vrh, Slovenija. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 2005, vol. 52, no. 4, str. 669–684.
  - RENARD, P. The future of hydraulic tests. *Hydrogeology Journal*, 2005, vol. 13, str. 259–262.
  - RIBIČIČ, M. *Inženirska geologija: skripta*. Ljubljana, 1998. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
  - RIDER, M. *The Geological Interpretation of Well Logs. 2nd ed.* Whittles Publishing, 1996.
  - RIEMANN, K., VAN TONDER, G., DZANGA, P. Interpretation of single-well tracer tests using fractional-flow dimensions. Part 2:A case study. *Hydrogeology Journal*, 2002, vol.10, str. 357–367.
  - RILEY, K. F., HOBSON, M. P., BENCE, S. J. *Mathematical Methods for Physics and Engineering. 2nd ed.* Cambridge: Cambridge University Press, 2006, 1333 str.
  - RISMAL, M., KOMPARE, B. *Kemična stabilizacija vode v omrežju vodovoda Trebnje. IZH: d-315*. Ljubljana : Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Inštitut za zdravstveno hidrotehniko, Ljubljana, 1997.
  - RIVARD, C., DELAY, F. Simulation of solute transport in fractured porous media using 2D percolation networks with noncorrelated hydraulic conductivity fields. *Hydrogeology Journal*, 2004, vol.12, str. 613–627.
  - ROY, A., PERFECT, E., DUNNE, W. M., MCKAY, L. D. Fractal characterization of fracture networks: An improved box-counting technique. *Journal of Geophysical Research*, 2007, vol. 112, B12201, doi: 10.1029/2006JB004582.
  - SAHIMI, M. *Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock. From Classical Methods to Modern Approaches*, Weinheim : CVH, 1995. 480 str.
  - SAMMIS, C. G., STEACY, S. J. Fractal Fragmentation in Crustal Shear Zones. V *Fractals in the Earth Sciences*. Editors C. C. Barton, P. R. La Pointe. New York : Plenum Press, 1995, str. 179–204.
  - SCHULLER, D. J., RAO, A. R., JEONG, G. D. Fractal characteristics of dense stream networks. *Journal of Hydrology*, 2001, vol. 243, str. 1–16.
  - SCHWARTZ, W., ZHANG, H. *Fundamentals of Ground Water*. Wiley & Sons, Inc., 2003. 583 str.
  - SELLERS, S., BARKER, J. A. Anomalous diffusion in simulations of pumping tests on fractal lattices.V *Understanding the Micro to Macro Behaviour of Rock-Fluid*

- Systems*. Editor R. P. Shaw. London : Geological Society of London special Publication 249, 2006, str. 79–89.
- SMOLDERS, A. J. P., HUDSON-EDWARDS, K. A., VAN DER VELDE, G., ROELOFS, J. G. M. Controls on water chemistry of the Pilcomayo river (Bolivia, South-America). *Applied Geochemistry*, 2004, vol. 19, str. 1745–1758.
  - SNOYEINK, V. L., JENKINS, D. *Water Chemistry*. John Wiley & Sons, 1980.
  - Statsoft, Inc. *Statistica*. 1999. Dostopno na svetovnem spletu: <http://www.statsoft.com>
  - STAUFFER, D. *Introduction to percolation theory*. London : Waylor & Francis, 1985. 124 str.
  - STREETLY, M., CHAKRABARTY, C., MCLEOD, R. Interpretation of pumping tests in the Sherwood Sandstone Group, Sellafield, Cumbria, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 2000, vol. 33, str. 281–299.
  - STUMM, W., MORGAN, J.J. *Aquatic Chemistry 3<sup>rd</sup> ed.* John Wiley & Sons, 1996.
  - ŠAJN, R. *Geokemične lastnosti urbanih sedimentov na ozemlju Slovenije*. Ljubljana : Geološki zavod Slovenije, 1999. 136 str.
  - ŠIKIĆ, D., PLENIČAR, M. *Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000 Tolmač lista Ilirska Bistrica : L33-89*. Beograd : Zvezni geološki zavod, 1975.
  - ŠMUC, A. *Jurassic and Cretaceous stratigraphy and sedimentary evolution of the Julian Alps, NW Slovenia*. Ljubljana : Založba ZRC SAZU, 2005. 98 str.
  - ŠMUC, A., ČAR, J. Upper Ladinian to Lower Carnian Sedimentary Evolution in the Idrija-Cerkno Region, Western Slovenia. *Facies*, 2002, vol. 46 str. 205–216.
  - ŠUŠTERŠIČ, F. Determination of the unknown cave passages length by means of fractal analysis. V *Nove sméri ve speleologii (New trends in speleology)*. Editor A. Jančařík. 24.28.10.1983 (Proceedings), 1983, str. 61–62.
  - ŠUŠTERŠIČ, F. Model čistega krasa in nasledki v interpretaciji površja. *Acta carsologica*, 1986, vol. 21, str. 97–116.
  - ŠUŠTERŠIČ, F. Relationship between deflector faults, collapse dolines and collector channels formation: some examples from Slovenia. *International Journal of Speleology*, 2006, vol. 35, no. 1., str. 1–12.
  - TAKAYASU, H. *Fractals in the physical sciences*. John Wiley & Sons, 1990. 170 str.
  - TAM, V. T., DE SMEDT, F., BATELAAN, O., DASSARGUES, A. Study on the relationship between lineaments and borehole specific capacity in a fractured and karstified limestone area in Vietnam. *Hydrogeology Journal*, 2004, vol. 12, str. 662–672.
  - TANCAR, M. *Statistična analiza razpok za potrebe hidrogeologije in inženirske geologije na praktičnem primeru TEP Sinji Vrh : diplomska naloga*. Ljubljana, 2002. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
  - TANG, D., MARANGONI, A. G. 3D fractal dimension of fat crystal networks. *Chemical Physics Letters*, 2006, vol. 433, str. 248–252.
  - THEIS, C. V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of the discharge of the well using groundwater storage. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1935, vol. 16, str. 519–524.
  - TIRÉN, S. A., ASKLING, P., WÄNSTEDT, S. Geologic site characterization for deep nuclear waste disposal in fractured rock based on 3D data visualization. *Engineering Geology*, 1999, vol. 52, str. 319–346.
  - TOMAŠIĆ, I., SALOPEK, B., KRASIĆ, D. Utjecaj dijagenetskih i tektonskih procesa u dolomitima na njihovo sitnjenje. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, 1990, vol. 2, str. 47–51.

- TRČEK, B. *Spremljanje prenosa snovi v nezasičeni coni kraškega vodonosnika z naravnimi sledili : doktorska disertacija*. Ljubljana, 2001. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- TRČEK, B., CAR, M., VESELIČ, M. The use of isotopic, hydrogeochemical and ground-penetrating radar investigations in the study of the unsaturated zone of the karst aquifer. Uporaba izotopskih, hidrogeokemijskih in georadarskih raziskav pri študiju nezasičene cone kraškega vodonosnika. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 2000, vol. 47, no. 3–4, str. 335–244.
- TRČEK, B., VESELIČ, M., PEZDIČ, J. The vulnerability of karst springs – a case study of the Hubelj spring (SW Slovenia). *Environmental Geology*, 2006, vol. 49, str. 865–874.
- Trusoft International, Inc. *Benoit, version 1.31*. 1999. Dostopno na svetovnem spletu: <http://www.trusoft.netmegs.com>
- TSANG, C.-F. Tracer transport in fracture systems. V *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks*. Editors J. Bear, C.-F. Tsang, G. de Marsily. San Diego: Academic Press, 1993, str. 237–266.
- TSANG, C.-F., NERETNIEKS, I. Flow Channeling in Heterogeneous Fractured Rocks. *Reviews of Geophysics*, 1998, vol. 36, no.2, str. 275–298.
- TURCOTTE, D. L. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 221 str.
- TYLER, G. ICP-MS, or ICP-AES and AAS? A comparison. 1994. [Citirano 05.03.2008] Dostopno na svetovnem spletu: <http://varian.inc.com/media/sci/apps/icpms01.pdf>.
- URADNI LIST REPUBLIKE SLOVENIJE (UL RS) št. 19 z dne 1. 3. 2004. Pravilnik o pitni vodi, 2004, str. 2155–2166.
- URADNI LIST REPUBLIKE SLOVENIJE (UL RS) št. 26 z dne 10. 3. 2006. Pravilnik o spremembi Pravilnika o pitni vodi, 2006, str. 2751.
- URADNI LIST REPUBLIKE SLOVENIJE (UL RS) št. 64 z dne 11. 6. 2004. Pravilnik o kriterijih za določitev vodovarstvenega območja, 2004, str. 8111–8128.
- URBANC, J. *Značilnosti izotopske sestave ogljika in kisika v vodah s karbonatnih kamnin. : doktorska disertacija*. Ljubljana, 1993. Izdelano na Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo.
- VALVASOR, J. V. *Slava Vojvodine Kranjske: Izbrana poglavja*. Ljubljana : Mladinska knjiga, 1994, 355 str.
- VAN TONDER, G., RIEMANN, K., DENNIS, I. Interpretation of single-well tracer tests using fractional-flow dimensions. Part 1: Theory and mathematical models. *Hydrogeology Journal*, 2002, vol. 10, str. 351–56.
- VELDE, B., DUBOIS, J., TOUCHARD, G., BADRI, A. Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's dust method. *Tectonophysics*, 1990, vol. 179, str. 345–352.
- VERBOVŠEK, T. Diagenetic effects on well yield of dolomite aquifers in Slovenia. *Environmental Geology*, 2008a, vol. 53, str. 1173–1182, doi:10.1007/s00254-007-0707-9.
- VERBOVŠEK, T. Estimation of transmissivity and hydraulic conductivity from specific capacity and specific capacity index in dolomite aquifers. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2008b, [sprejet članek]
- VERBOVŠEK, T. Fractal analysis of the distribution of cave lengths in Slovenia = Fraktalna analiza porazdelitve dolžin jam v Sloveniji. *Acta Carsologica*, 2007a, vol. 36, no. 3, str. 369–377.



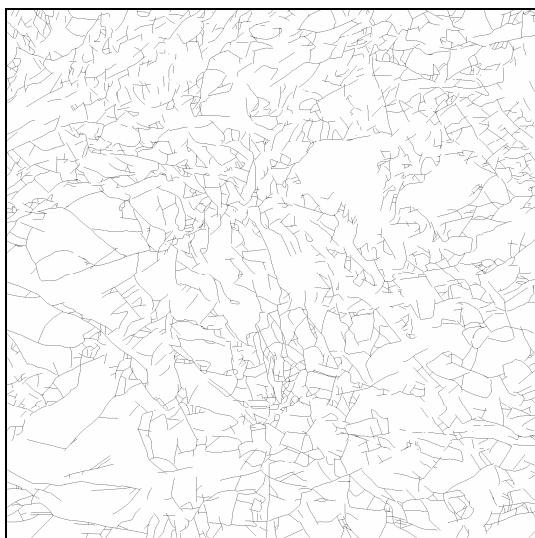
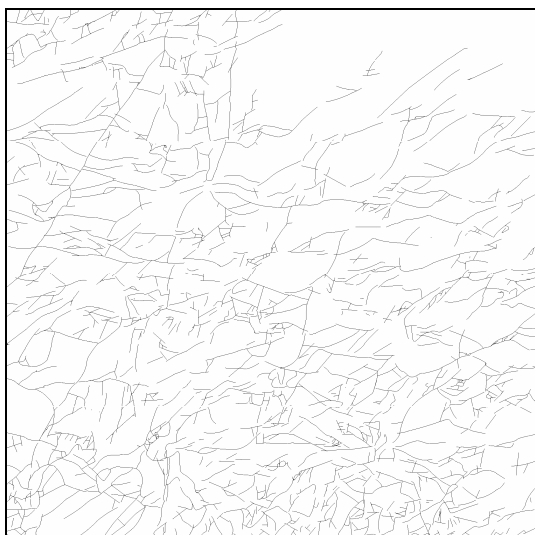
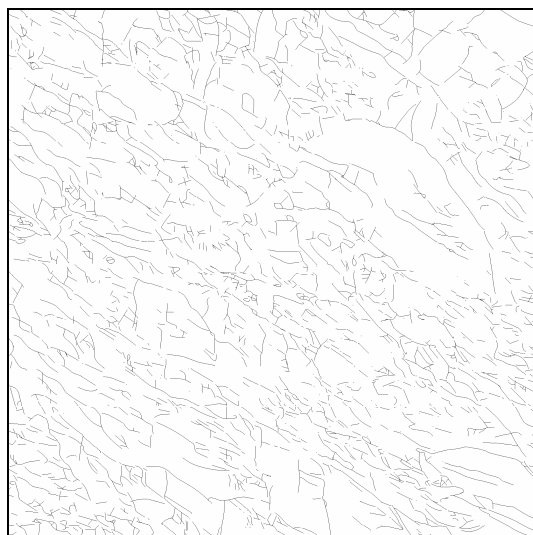
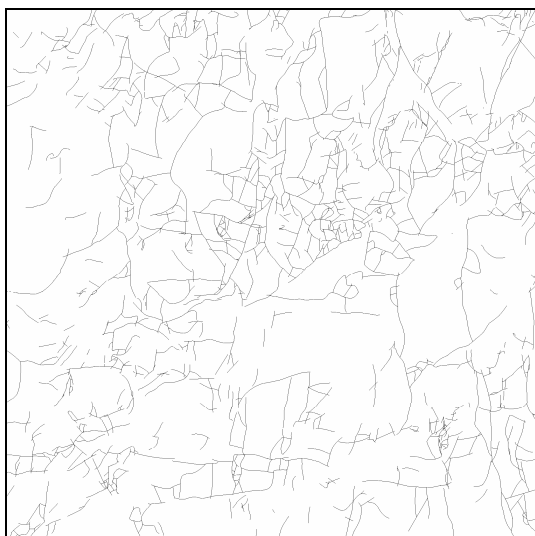
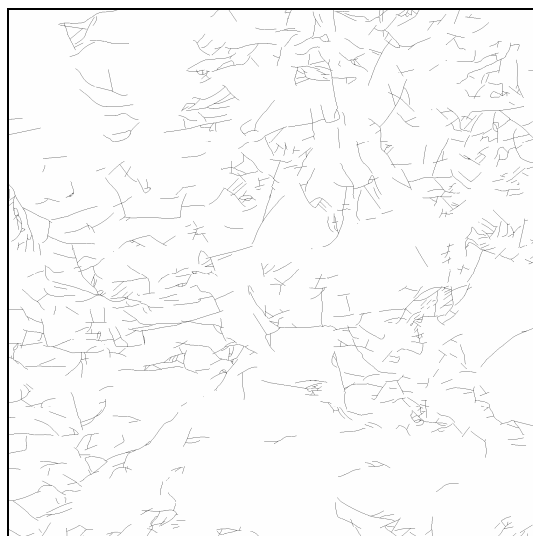
- VERBOVŠEK, T. *Izdatnost vrtin in vodnjakov v Sloveniji: skupina dolomitnih vodonosnikov : diplomsko delo*. Ljubljana, 2003. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- VERBOVŠEK, T. *Modeliranje geokemičnih procesov v okolju s programom AquaChem : študijsko gradivo za vaje iz predmeta Geokemija in okolje : nosilec predmeta: prof. dr. Jože Pezdič*. Ljubljana, 2007b. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- VERBOVŠEK, T. Ustrezne analize črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih. Appropriate analysis methods of pumping tests in fractured aquifers. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 2005, vol. 52, no. 4, str. 723–735.
- VERBOVŠEK, T., VESELIČ, M. Factors influencing the hydraulic properties of wells in dolomite aquifers. *Hydrogeology Journal*, 2007, [Online first], doi:10.1007/s10040-007-0250-5.
- VESELIČ, M. Flow and transport in fractured media as a basis for pollution control. V *Workshop Engineering in Karst* [posamezni avtorji]. Portorož, 1996, str. 1–30.
- VESELIČ, M. Il moto ed il trasporto nei mezzi fratturati come base per il controllo dell' inquinamento. (Flow and transport in fractured media as a basis for pollution control). V *Propagazione di inquinanti in sistemi porosi e fessurati (Pollutant transport in porous and fissured media)*. Editor S. Troisi. Editoriale Bios, Università della Calabria, 1995, str. 231–284.
- VESELIČ, M., ČENČUR CURK, B., ŠEBELA, S. Engineering method versus Eraso method of structural analysis in hydraulic study of fractured rock – case study at Unška Koliševka = Primerjava uporabe inženirske metode in metode Eraso strukturne analize pri hidravličnem proučevanju kamnine – primer Unške Koliševke. *Acta carsologica*, 1998, vol. 27, no. 2, str. 285–304.
- VIŽINTIN, G. *Hidravlika kaptažnih objektov podzemne vode in črpalnih poskusov. Kamnine z medzrnsko poroznostjo, I. del*. Ljubljana, 1998. Izdelano na Inštitutu za rudarstvo, geotehnologijo in okolje in na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- VOLLAND, S., KRUEHL, J. H. Anisotropy quantification: the application of fractal geometry methods on tectonic fracture patterns of a Hercynian fault zone in NW Sardinia. *Journal of Structural Geology*, 2004, vol. 26, str. 1499–1510.
- VRABEC, M. *Zapiski iz tektonike : skripta za predmet Tektonika*. Ljubljana, 2000. Izdelano na Naravoslovnotehniški fakulteti.
- VUKOVIĆ, M., SORO, A. *Dinamika podzemnih voda kroz rešene probleme. Ustaljena strujanja*. Beograd : Institut za vodoprivredu »Jaroslav Černi«, 1984. 500 str.
- WALKER, D. D., CELLO, P. A., VALOCCHI, A. J., LOFTIS, B. Flow dimensions corresponding to stochastic models of heterogeneous transmissivity. *Geophysical Research Letters*, 2006b, vol. 35, L07407, doi:10.1029/2006GL025695.
- WALKER, D. D., CELLO, P. A., VALOCCHI, A. J., LOFTIS, B. *High-Throughput Computing for the Analysis of Tracer Tests in Fractured Aquifers. ISWS Contract Report 2006-04*. Illinois State Water Survey, 2006a.
- WALKER, D. D., ROBERTS, R. M. Flow dimensions corresponding to hydrogeologic conditions. *Water Resources Research*, 2003, vol. 39, no. 12, doi: 10.1029/2002WR001511.
- WALSH, J. J., WATTERSON, J. Fractal analysis of fracture patterns using the standard box-counting technique: valid and invalid methodologies. *Journal of Structural Geology*, 1993, vol. 15, no. 12, str. 1509–1512.

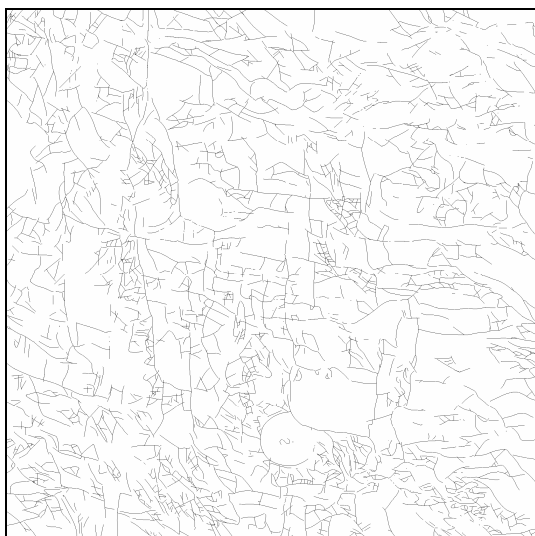
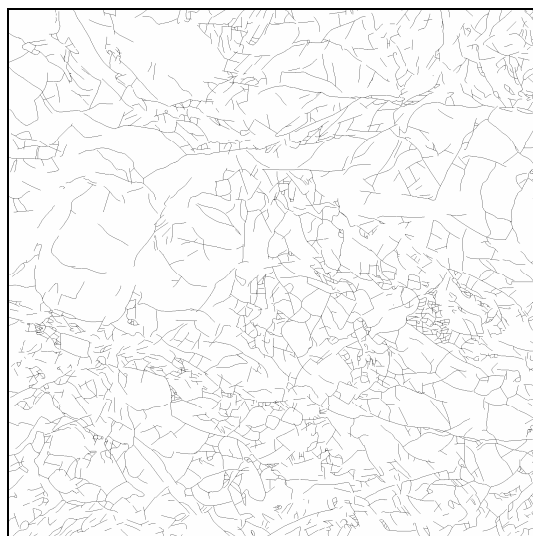
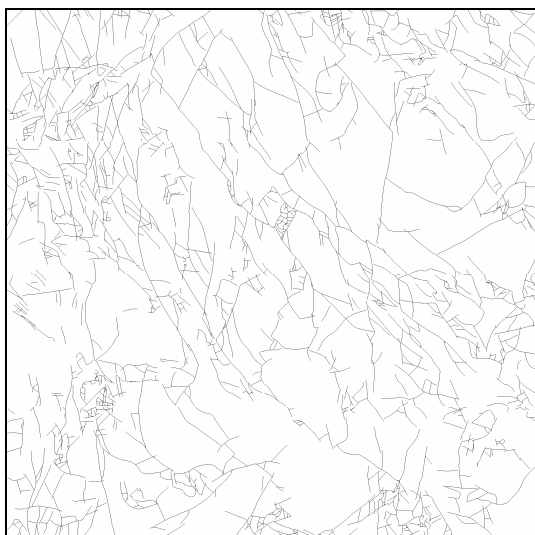
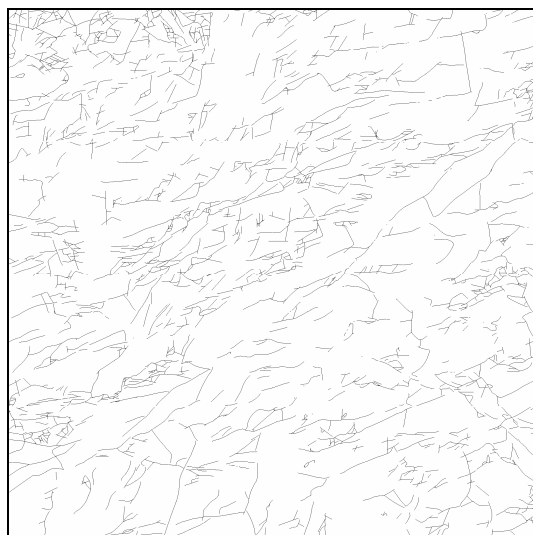
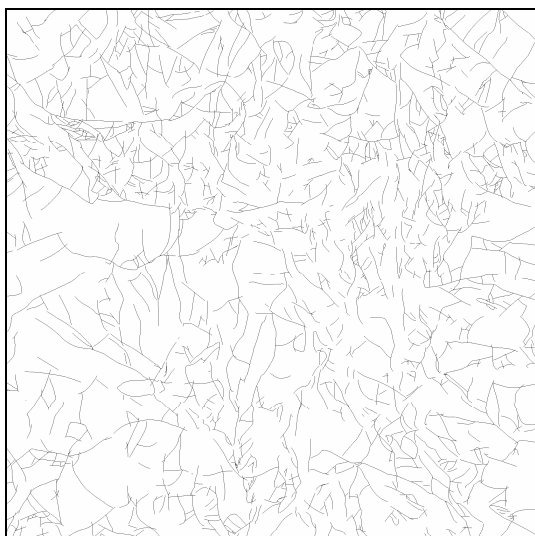
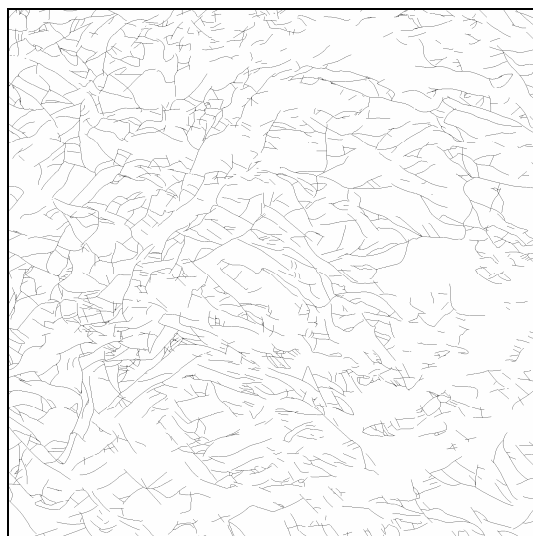
- WANG, H. F., ANDERSON, M. P. *Introduction to Ground Water Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods*. London : Academic Press, 1982.
- WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews*, 2000, vol. 52 str. 1–81.
- WARREN, J. E., ROOT, P. J. The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs. *Soc. of Petrol. Engrs. J.*, 1963, vol. 3, str. 245–255.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. *WHI AquiferTest, Version 3.01*, Waterloo Hydrogeologic Inc., 2001, Canada.
- WEEDE, M., LAMBERT, M., HÖTZL, H. Experiments on flow and transport processes in fractured porous media in dependence on fracture and rock permeability. V *International Conference on Groundwater in fractured rocks*. Editors J. Krásny, Z. Hrkal, J. Bruthans. Prague: 15–19 September 2003, str. 307–308.
- WHITE, W. B. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, 1988.
- WHITE, W. B., Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 2002, vol. 65, str. 85–105.
- WITHERSPOON, P. A., WANG, J. S. Y., IWAI, K., GALE, J. E. Validity of Cubic Law for Fluid Flow in a Deformable Rock Fracture. *Water Resources Research*, 1980, vol. 16, no. 6, str. 1016–1024.
- WORTHINGTON, S. R. H. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. V *Karst Modeling: Special Publication 5*. Editors A. N. Palmer, M. V. Palmer, I. D. Sasowsky. Charles Town: Karst Waters Institute, Inc., 1999, str. 30–37.
- YEHDGHO, B., REICHL, P. Recharge areas and hydrochemistry of carbonate springs issuing from Semmering Massif, Austria, based on long-term oxygen-18 and hydrochemical data evidence. *Hydrogeology Journal*, 2002, vol. 10, str. 628–642.
- YIN, Z-Y., BROOK, G. A. REPLY TO Preeceding discussions by Harry E. LeGrand and Ralph C. Heath of "The Topographic Approach to Locating High-Yield Wells in Crystalline Rocks: Does It Work?". *Ground Water*, 1992, vol. 30, no. 1, str. 96-102.
- ZHANG, D. D., PEART, M., ZHANG, Y-J., ZHU, A., CHENG, X. Natural water softening processes by waterfall effects in karst areas. *Desalination*, 2000, vol. 129, str. 247–259.
- ZIMMERMAN, G., BURKHARDT, H., ENGELHARD, L. Scale dependence of Hydraulic and Structural Parameters in the Cystalline Rock of the KTB. *Pure and Applied Geophysics*, 2003, vol. 160, str. 1067–1085.

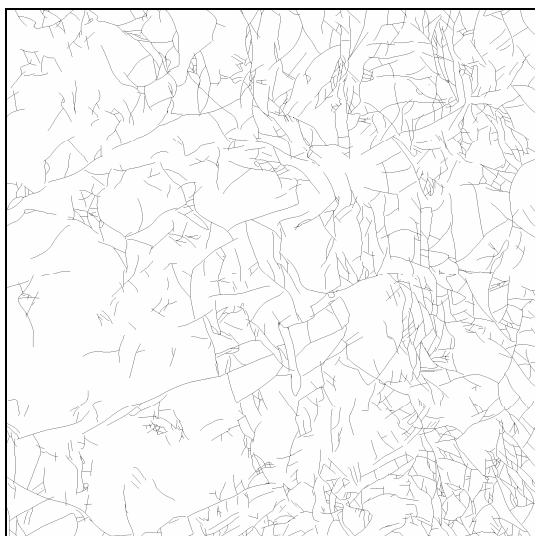
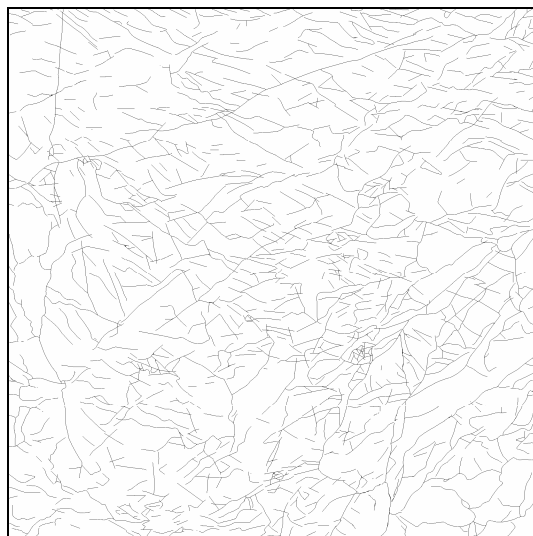
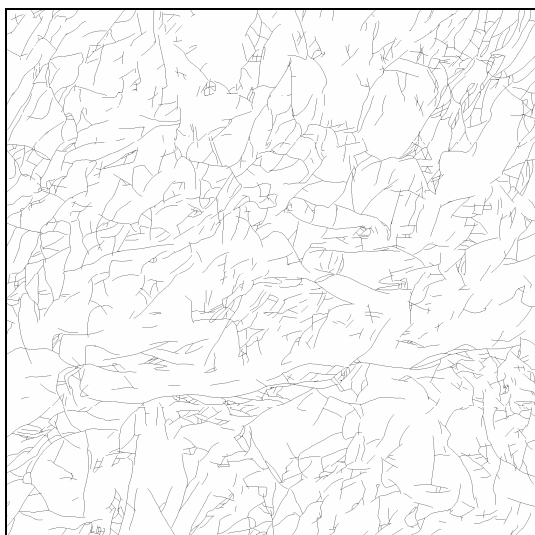
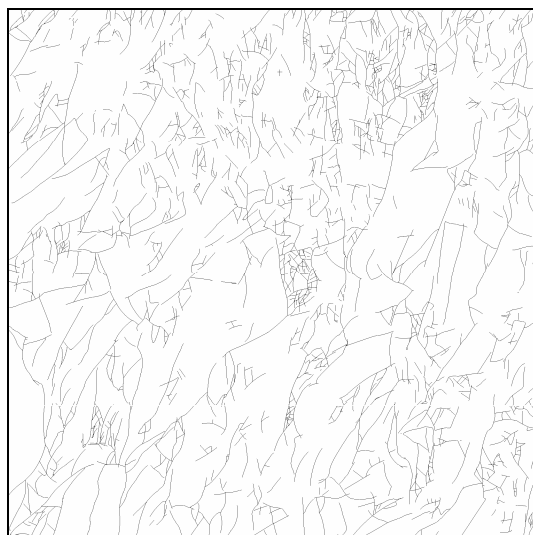
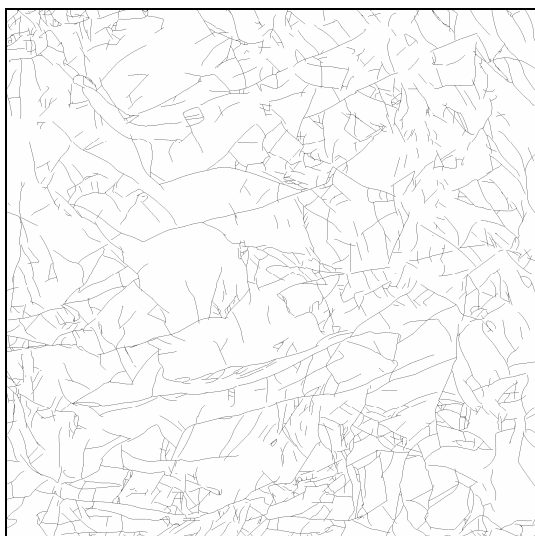
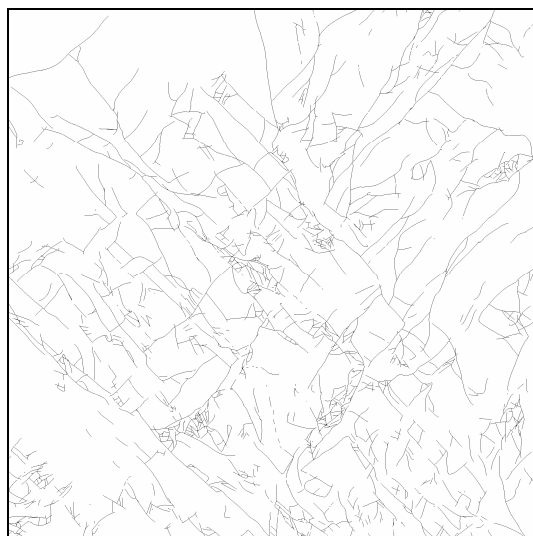
## **7. PRILOGE**

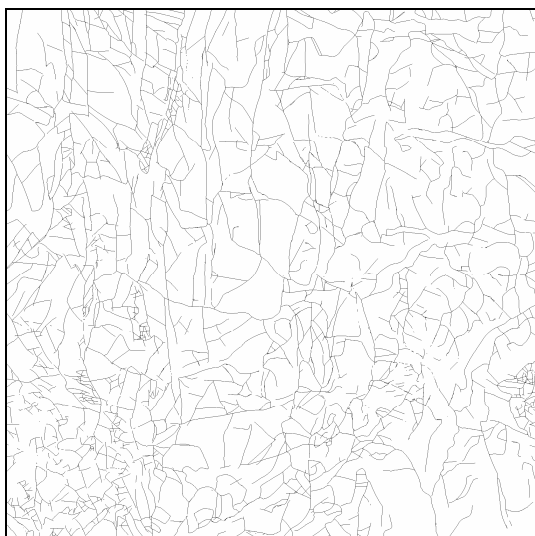
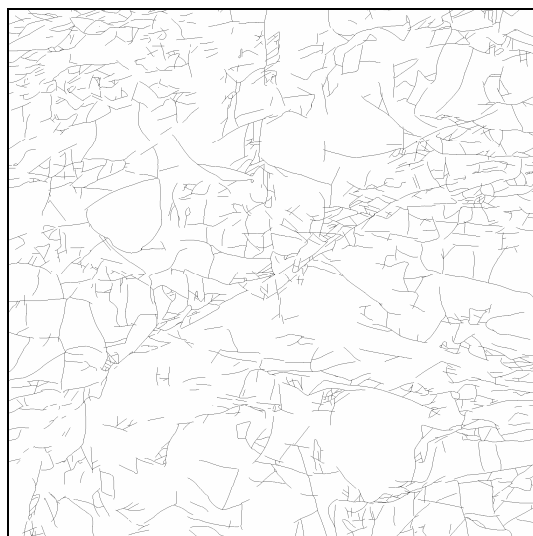
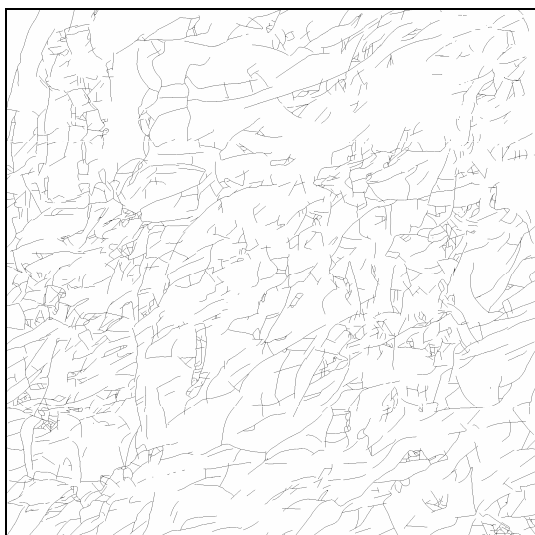
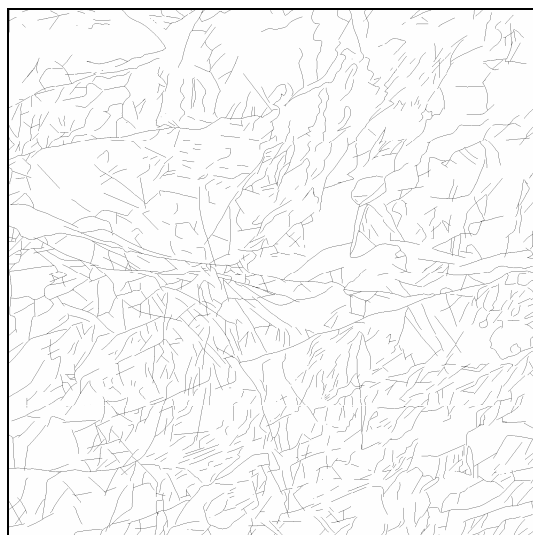
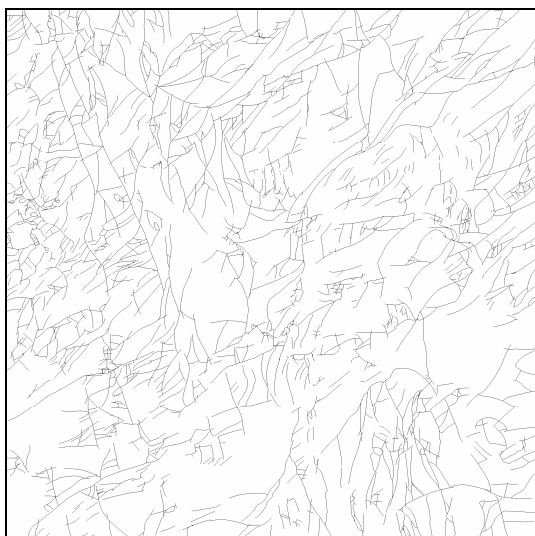
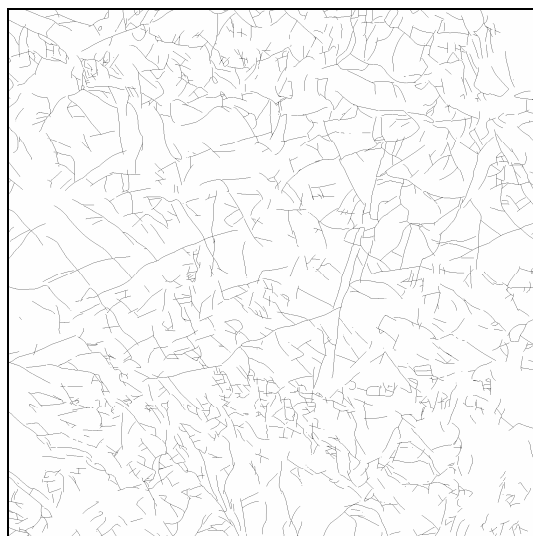
## **Priloga I**

Analizirane mreže razpok (2048 x 2048 točk, BMP format).  
Velikost izsekov je približno 1 x 1 m.

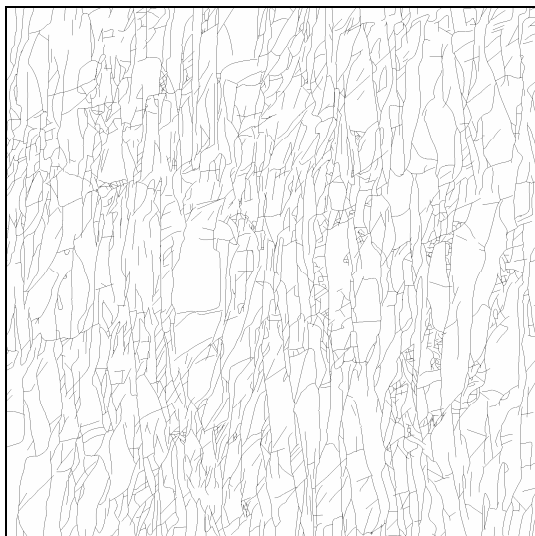
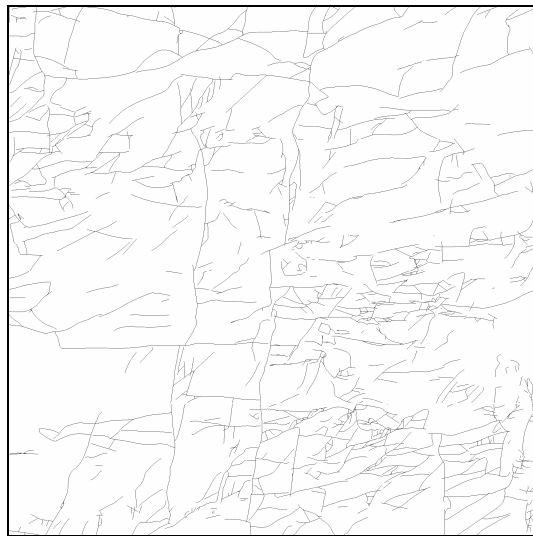
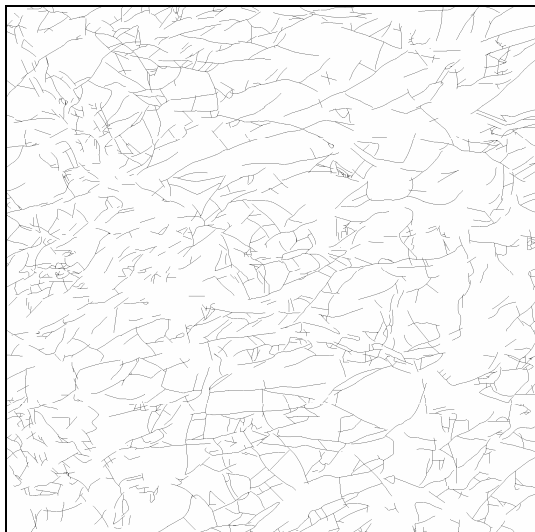
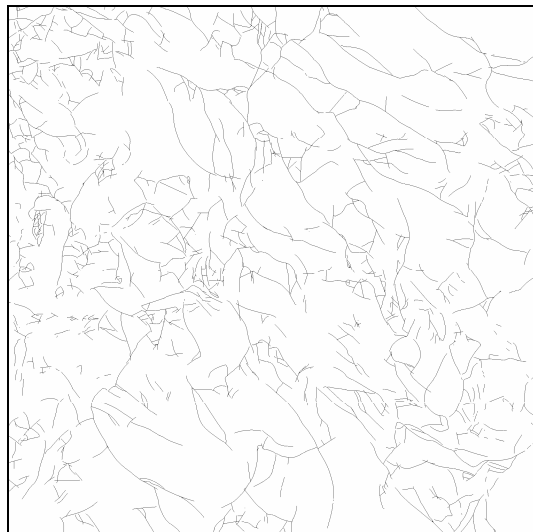
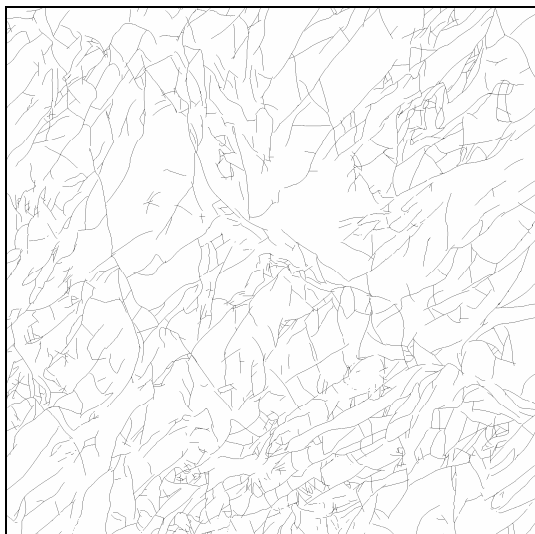
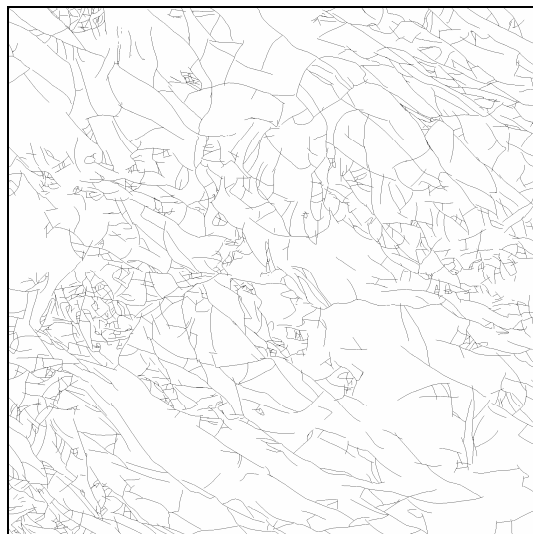
*Pril. 1 Mreža razpok (ID = 3).**Pril. 2 Mreža razpok (ID = 10).**Pril. 3 Mreža razpok (ID = 13).**Pril. 4 Mreža razpok (ID = 18).**Pril. 5 Mreža razpok (ID = 26).**Pril. 6 Mreža razpok (ID = 37).*

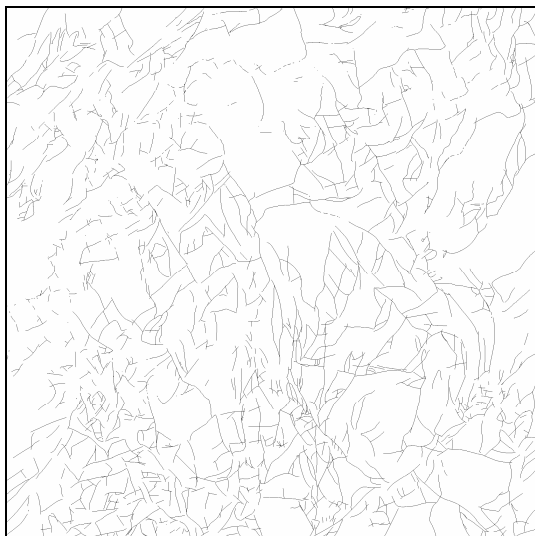
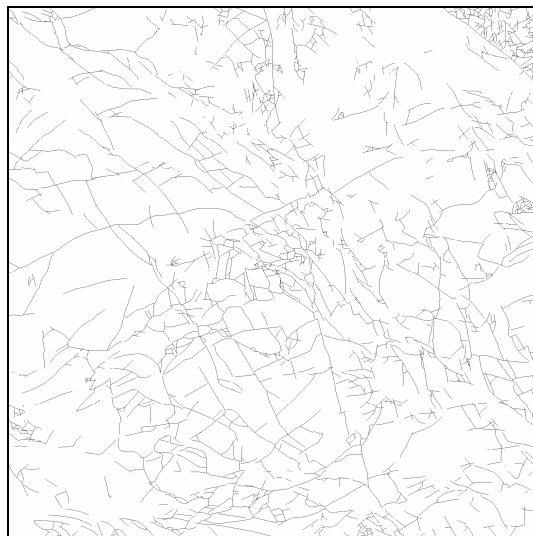
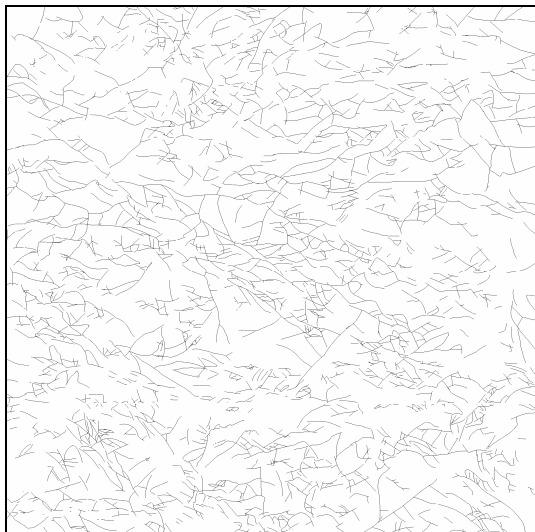
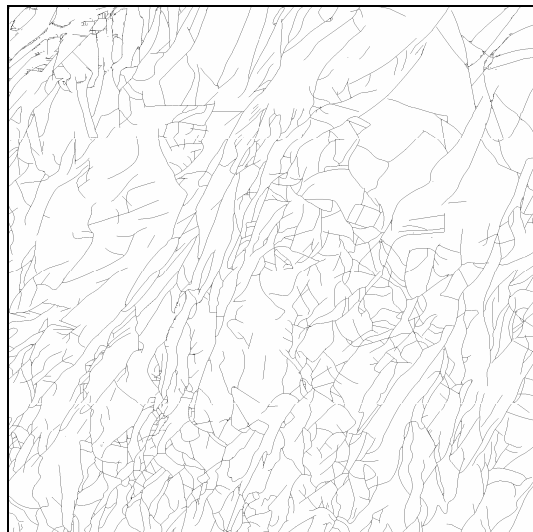
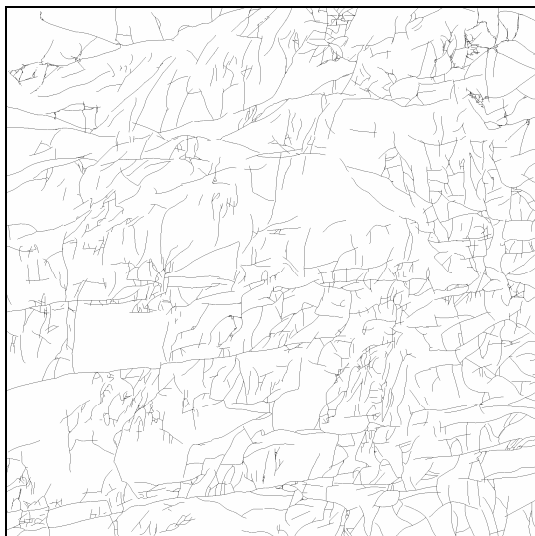
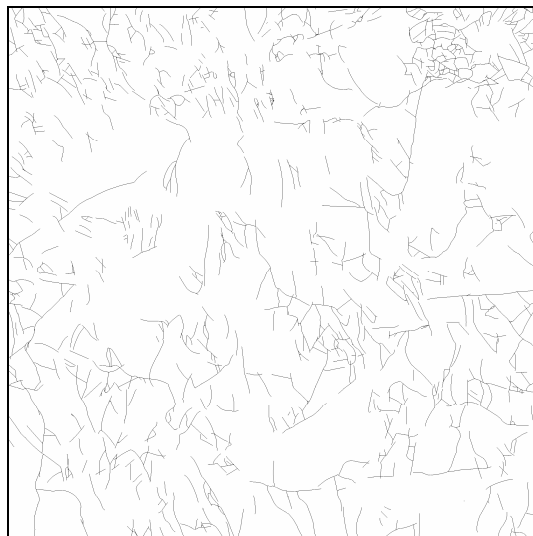
*Pril. 7 Mreža razpok (ID = 46).**Pril. 8 Mreža razpok (ID = 47).**Pril. 9 Mreža razpok (ID = 59).**Pril. 10 Mreža razpok (ID = 60).**Pril. 11 Mreža razpok (ID = 73).**Pril. 12 Mreža razpok (ID = 74).*

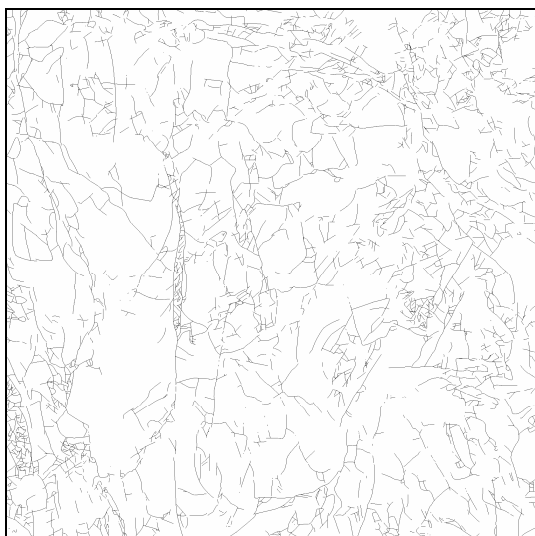
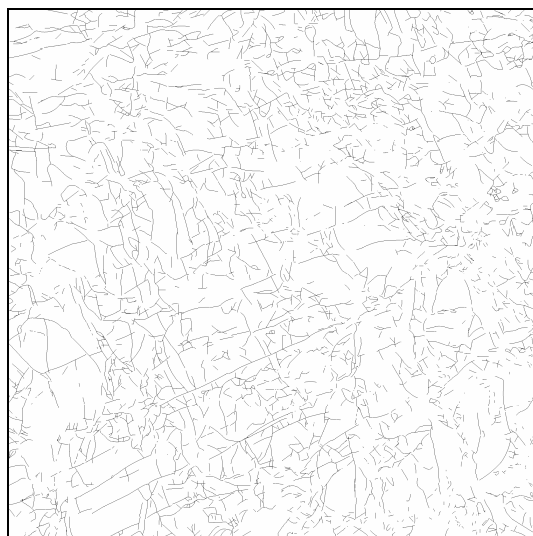
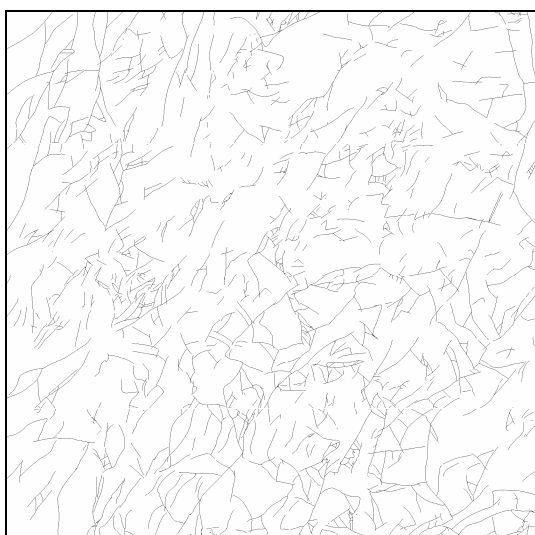
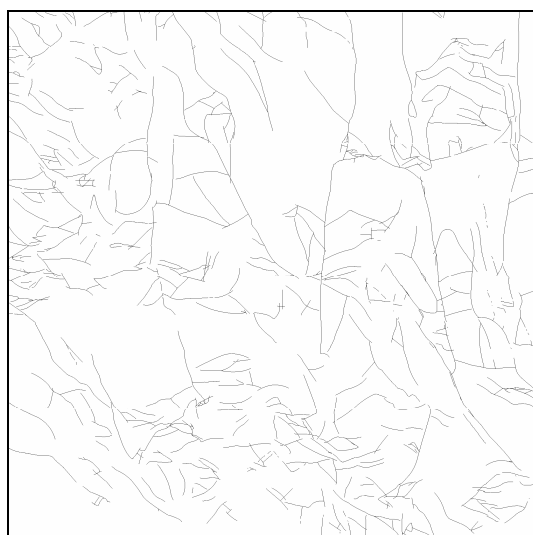
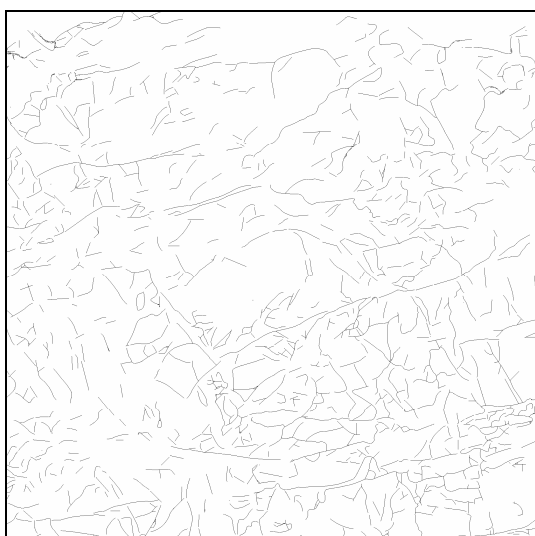
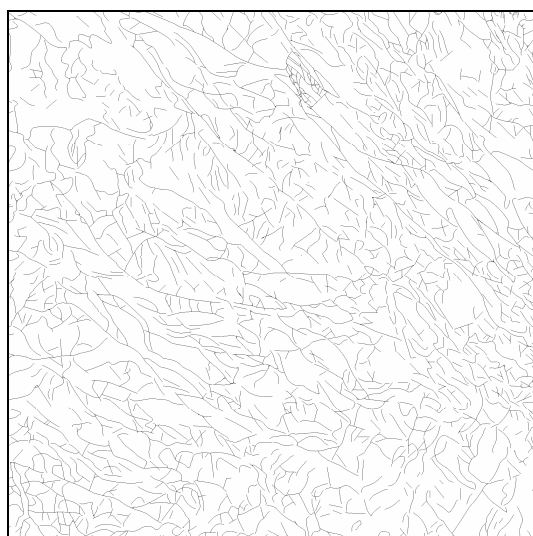
*Pril. 13 Mreža razpok (ID = 82).**Pril. 14 Mreža razpok (ID = 89).**Pril. 15 Mreža razpok (ID = 109).**Pril. 16 Mreža razpok (ID = 191).**Pril. 17 Mreža razpok (ID = 223).**Pril. 18 Mreža razpok (ID = 228).*

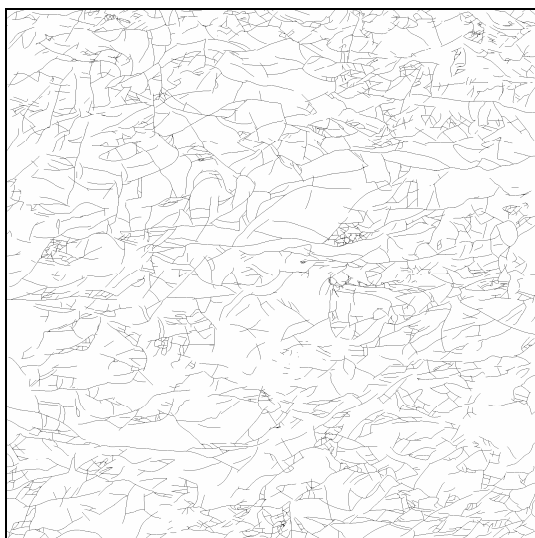
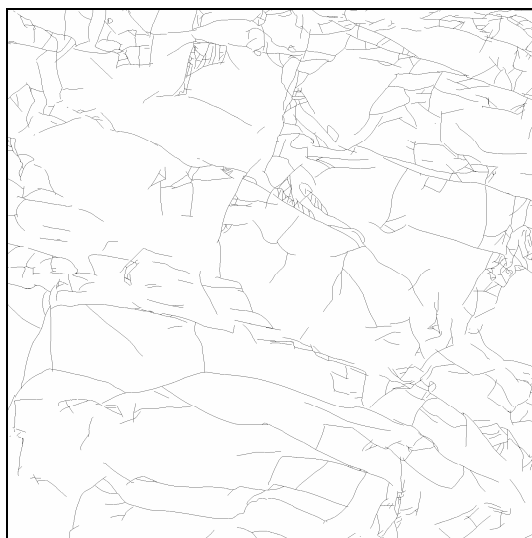
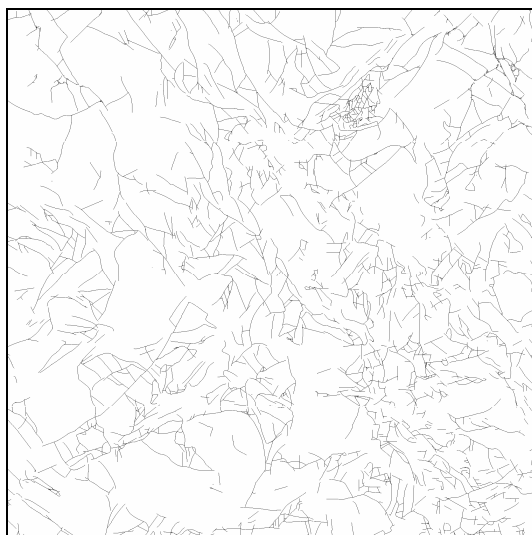
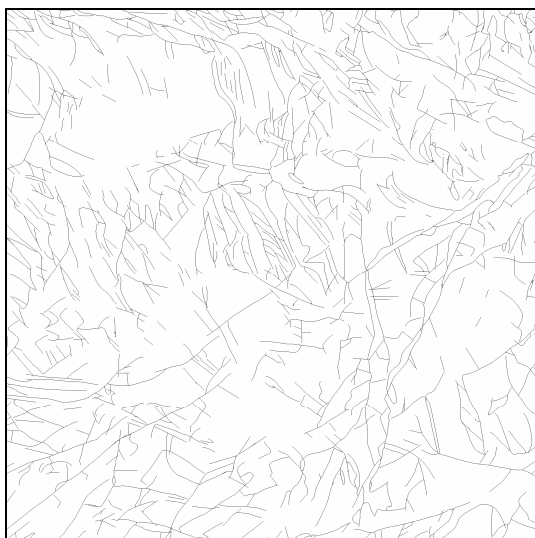
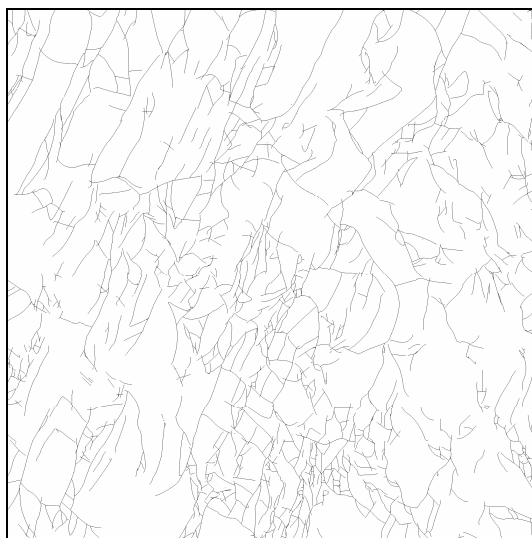
*Pril. 19 Mreža razpok (ID = 229).**Pril. 20 Mreža razpok (ID = 238).**Pril. 21 Mreža razpok (ID = 249).**Pril. 22 Mreža razpok (ID = 261).**Pril. 23 Mreža razpok (ID = 262).**Pril. 24 Mreža razpok (ID = 281).*



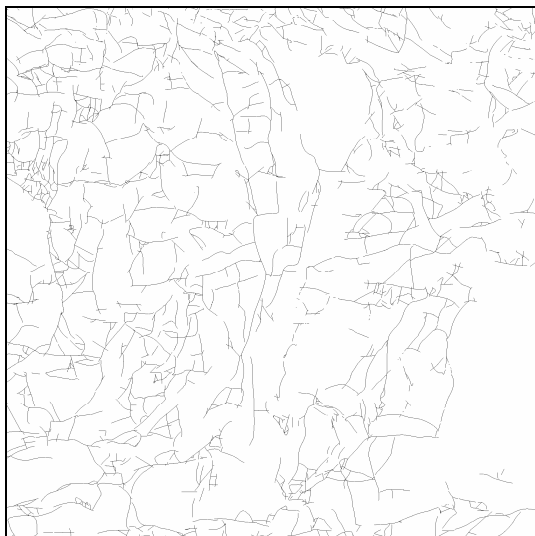
*Pril. 25 Mreža razpok (ID = 300).**Pril. 26 Mreža razpok (ID = 301).**Pril. 27 Mreža razpok (ID = 303).**Pril. 28 Mreža razpok (ID = 304).**Pril. 29 Mreža razpok (ID = 305).**Pril. 30 Mreža razpok (ID = 310).*

*Pril. 31 Mreža razpok (ID = 312).**Pril. 32 Mreža razpok (ID = 313).**Pril. 33 Mreža razpok (ID = 315).**Pril. 34 Mreža razpok (ID = 321).**Pril. 35 Mreža razpok (ID = 338).**Pril. 36 Mreža razpok (ID = 339).*

*Pril. 37 Mreža razpok (ID = 97).**Pril. 38 Mreža razpok (ID = 346).**Pril. 39 Mreža razpok (ID = 351).**Pril. 40 Mreža razpok (ID = 352).**Pril. 41 Mreža razpok (ID = 359).**Pril. 42 Mreža razpok (ID = 360).*

*Pril. 43 Mreža razpok (ID = 366).**Pril. 44 Mreža razpok (ID = 381).**Pril. 45 Mreža razpok (ID = 385).**Pril. 46 Mreža razpok (ID = 387).**Pril. 47 Mreža razpok (ID = 388).**Pril. 48 Mreža razpok (ID = 390).*

Pril. 49 Mreža razpok (ID = 392).

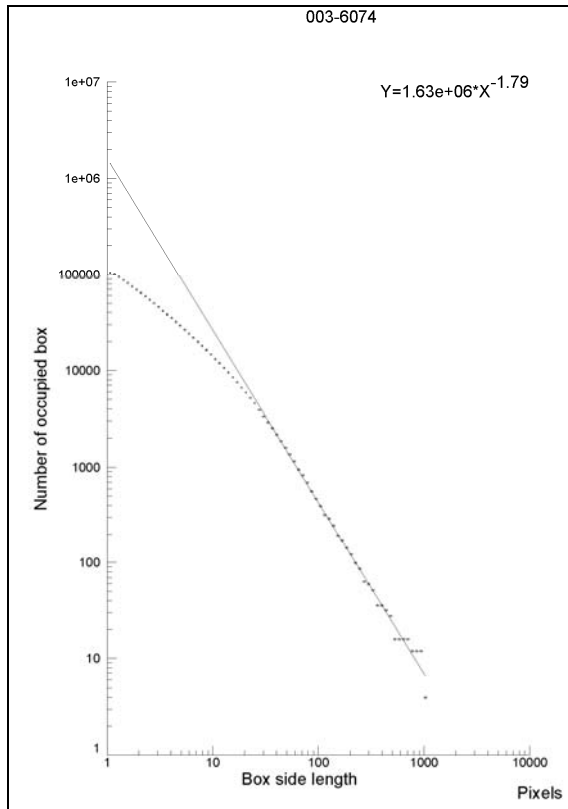




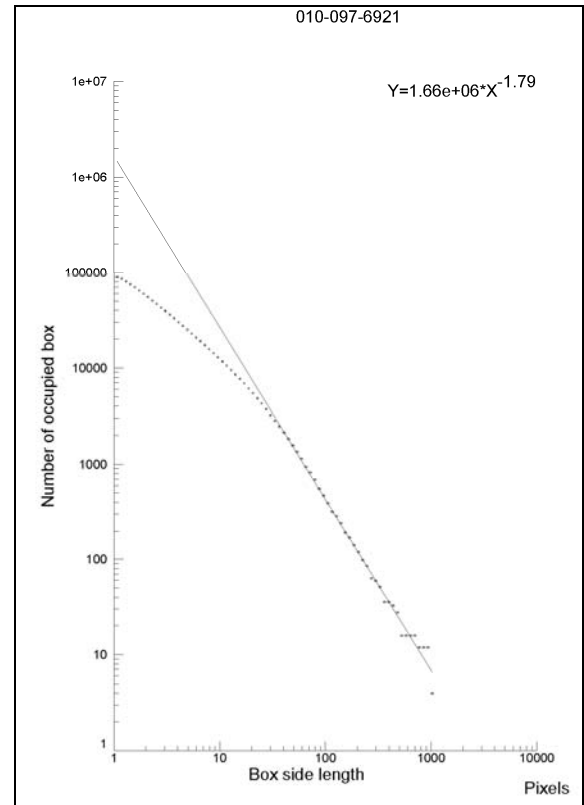
## **Priloga II**

Rezultati analize fraktalnih mrež razpok s programom Benoit.

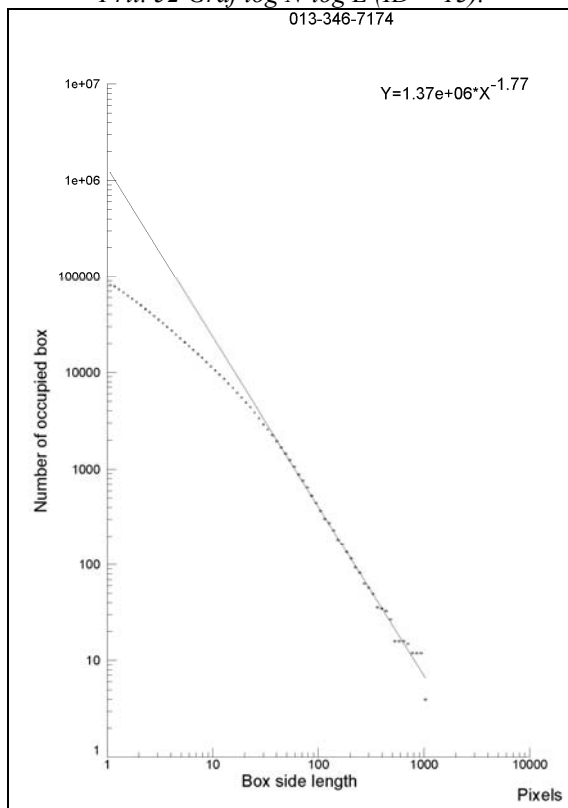
Pril. 50 Graf log N-log L (ID = 3).



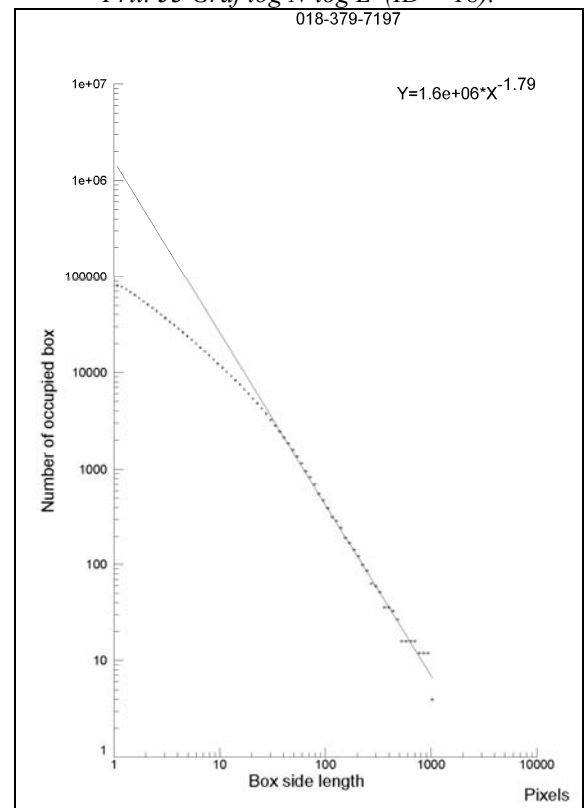
Pril. 51 Graf log N-log L (ID = 10).



Pril. 52 Graf log N-log L (ID = 13).

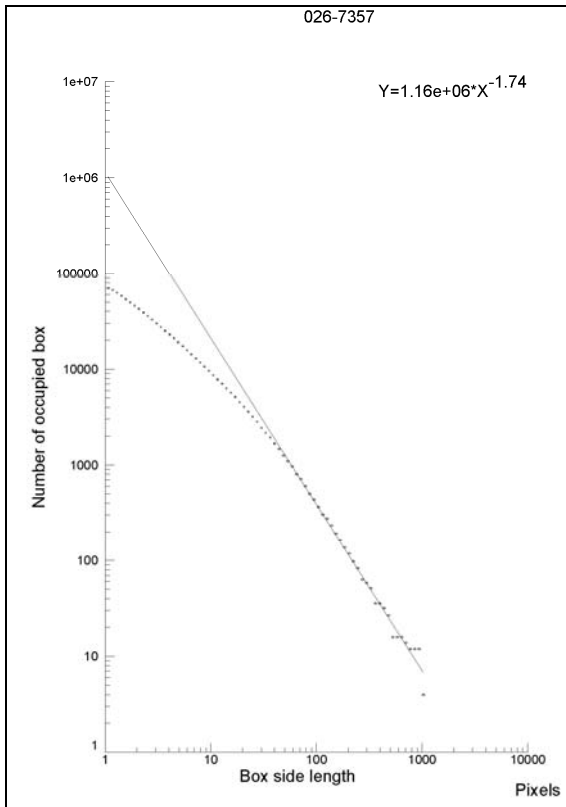


Pril. 53 Graf log N-log L (ID = 18).

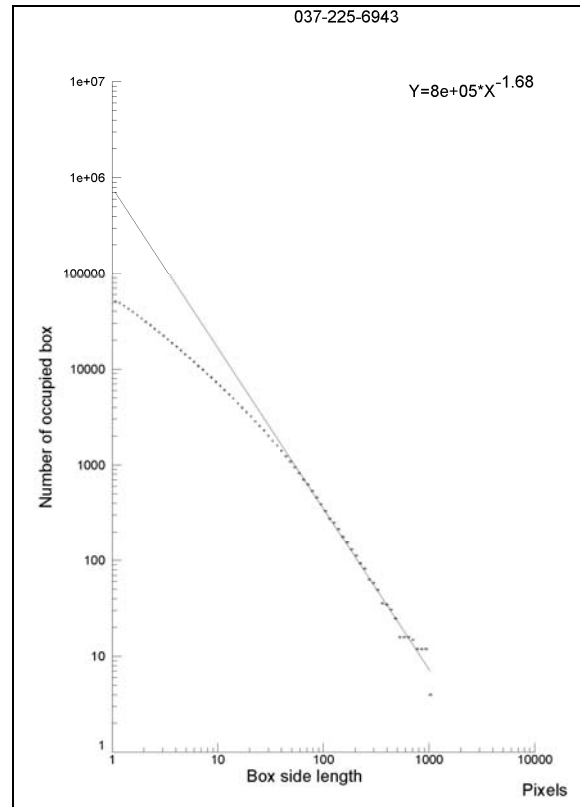




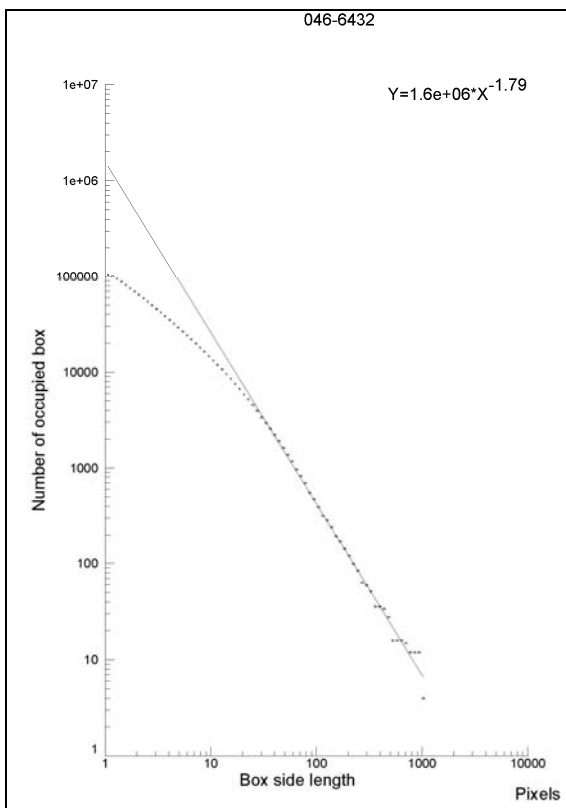
Pril. 54 Graf log N-log L (ID = 26).



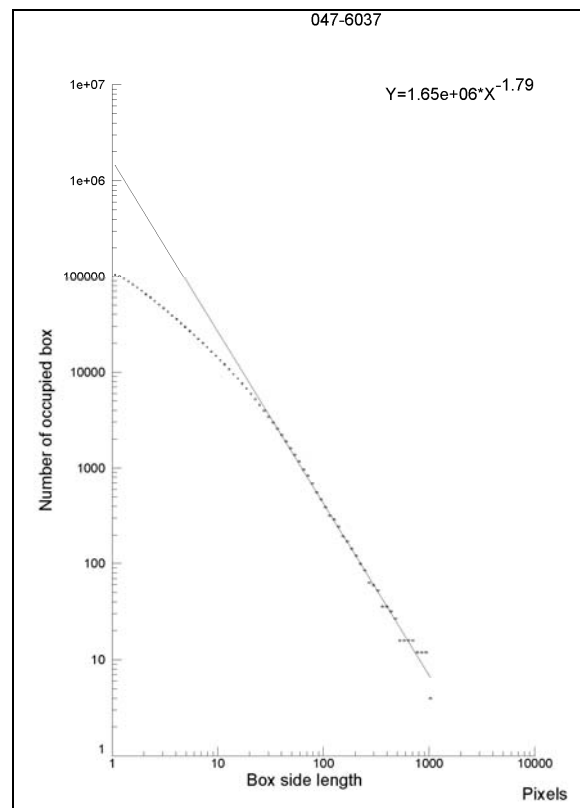
Pril. 55 Graf log N-log L (ID = 37).



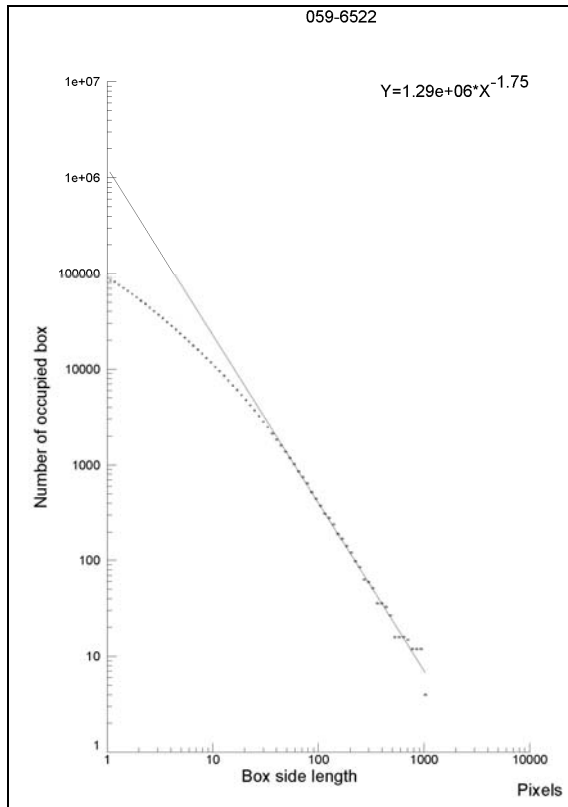
Pril. 56 Graf log N-log L (ID = 46).



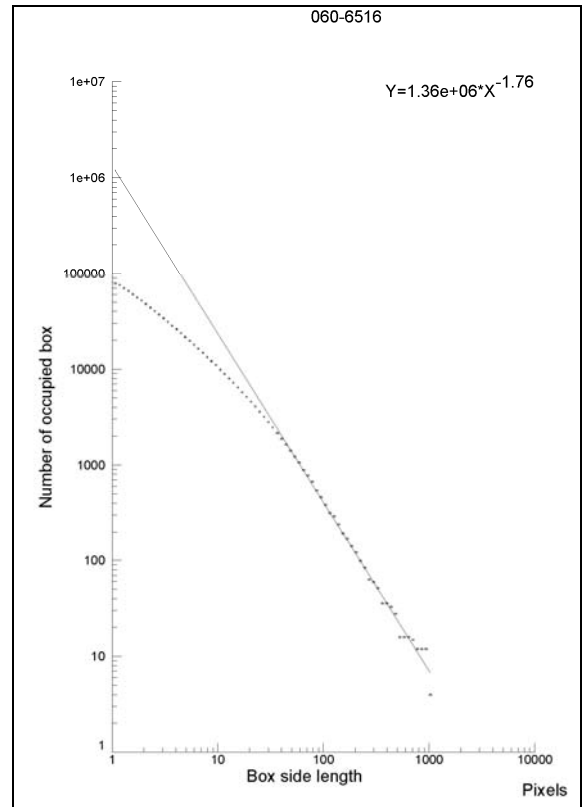
Pril. 57 Graf log N-log L (ID = 47).



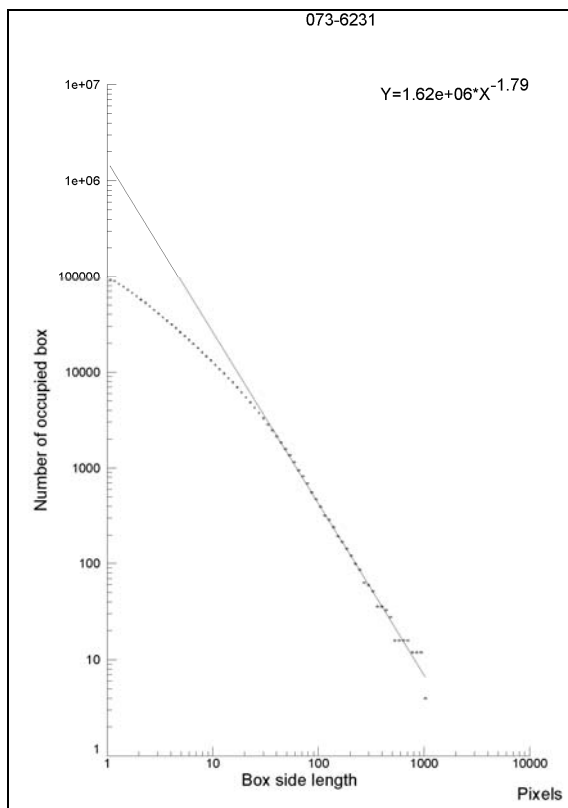
Pril. 58 Graf log N-log L (ID = 59).



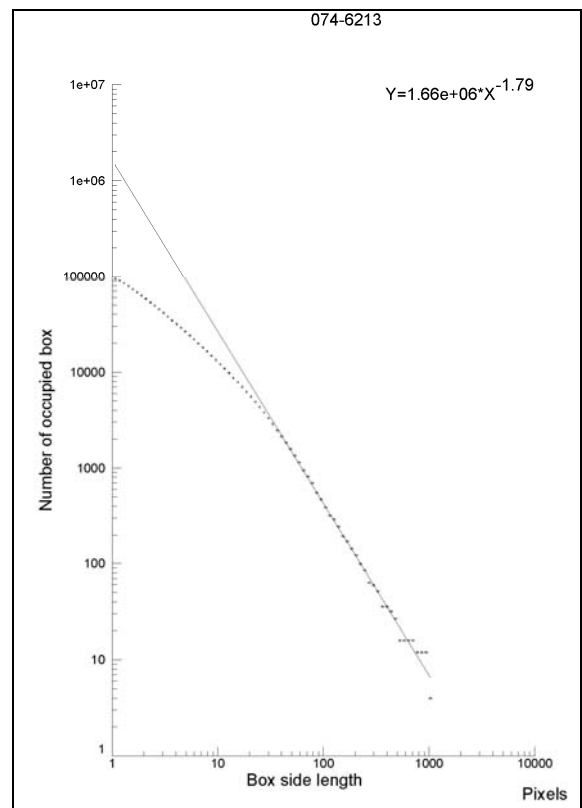
Pril. 59 Graf log N-log L (ID = 60).



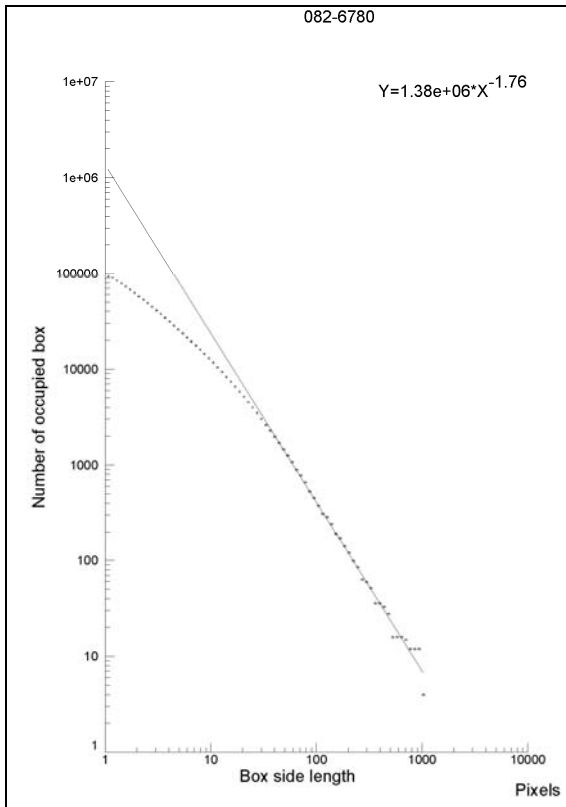
Pril. 60 Graf log N-log L (ID = 73).



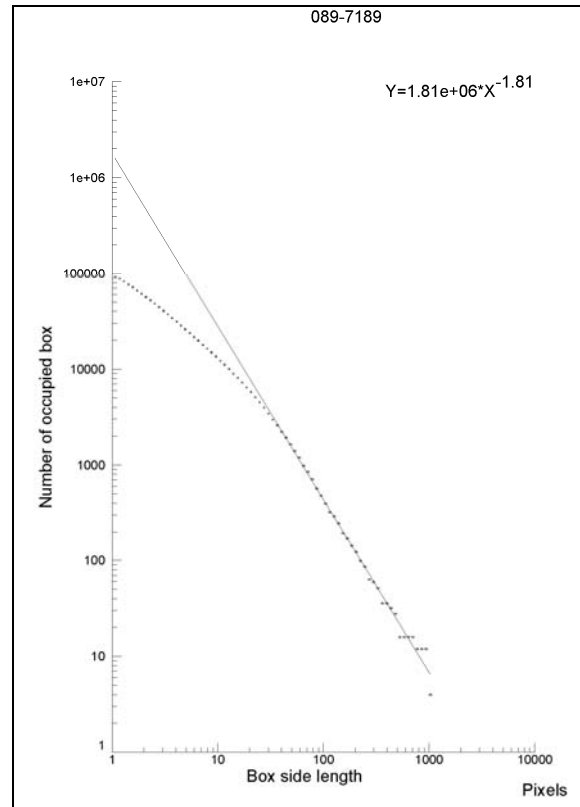
Pril. 61 Graf log N-log L (ID = 74).



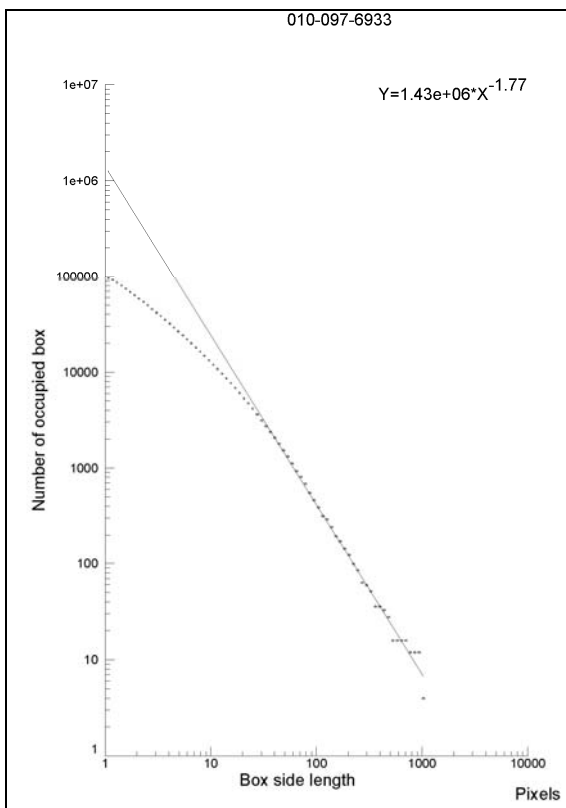
Pril. 62 Graf log N-log L (ID = 82).



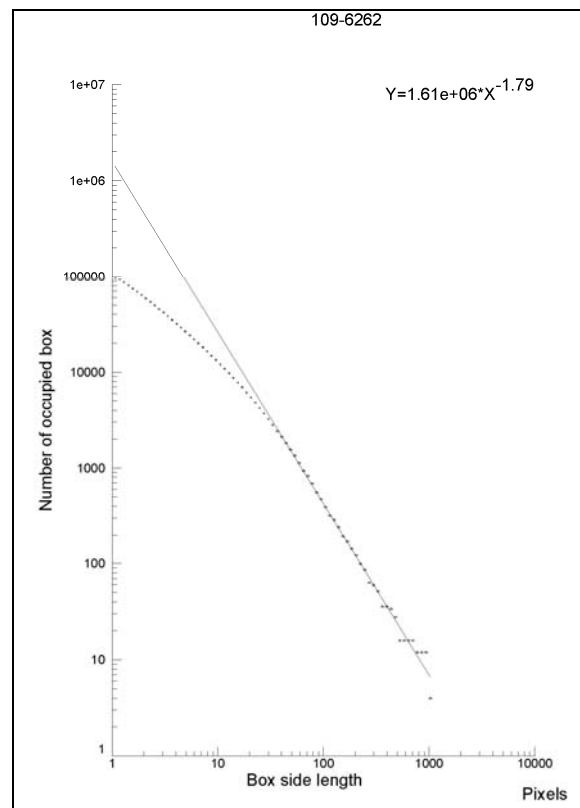
Pril. 63 Graf log N-log L (ID = 89).



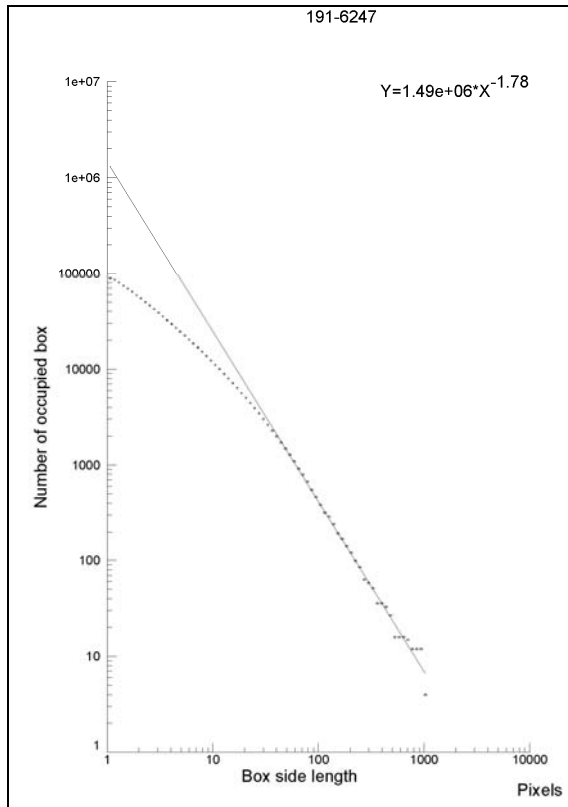
Pril. 64 Graf log N-log L (ID = 97).



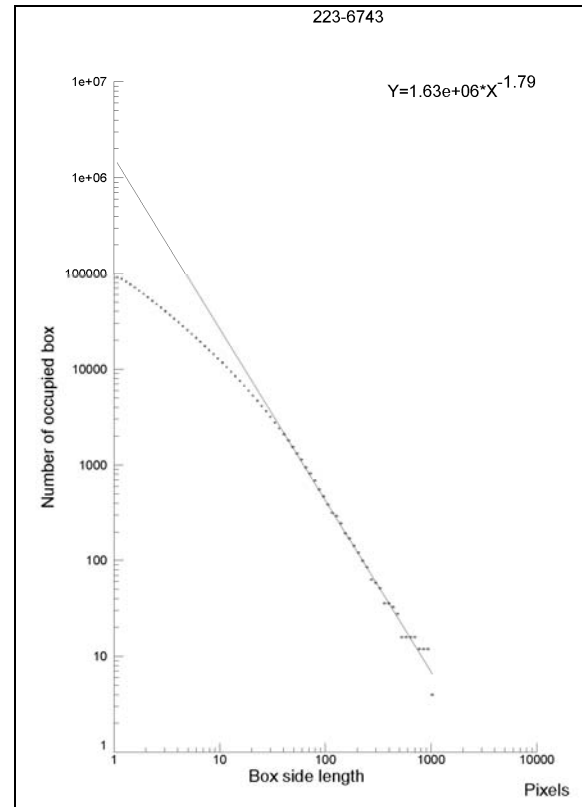
Pril. 65 Graf log N-log L (ID = 109).



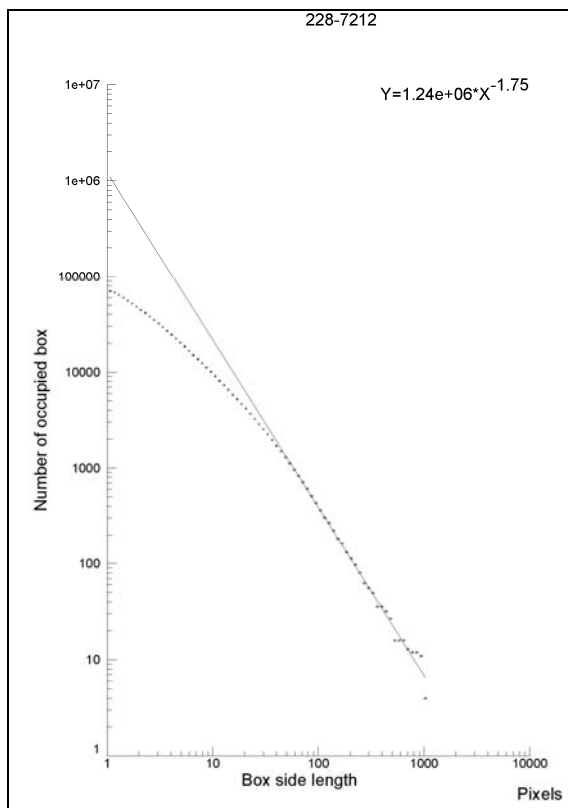
Pril. 66 Graf log N-log L (ID = 191).



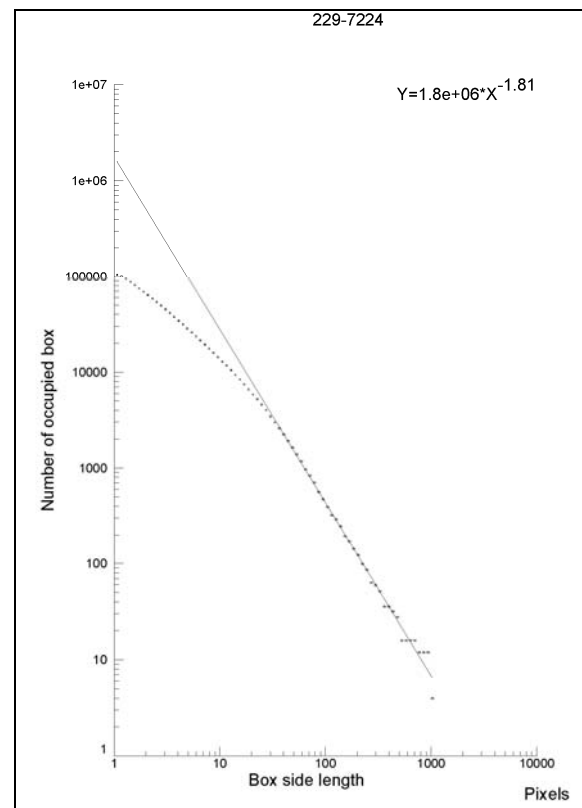
Pril. 67 Graf log N-log L (ID = 223).



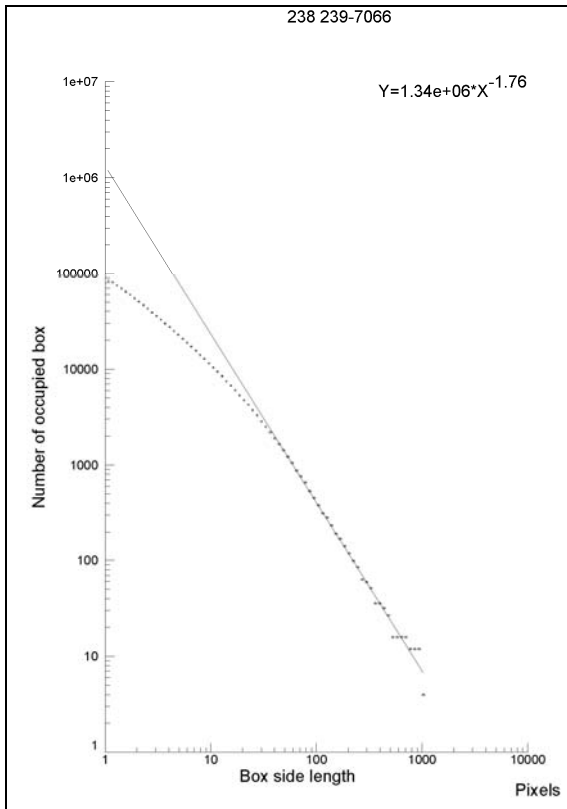
Pril. 68 Graf log N-log L (ID = 228).



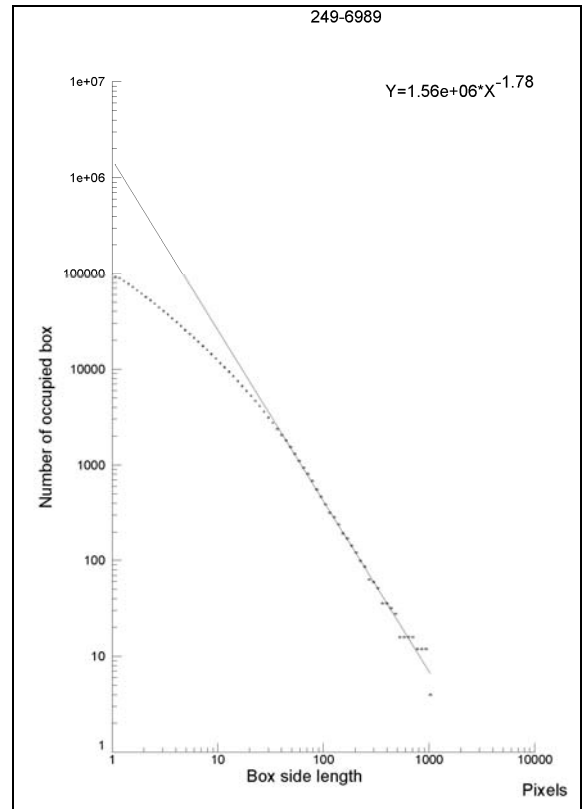
Pril. 69 Graf log N-log L (ID = 229).



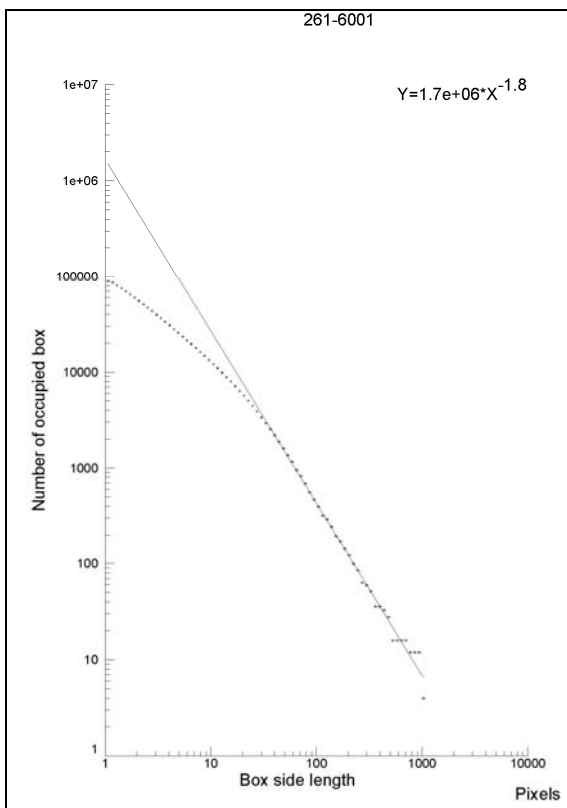
Pril. 70 Graf log N-log L (ID = 238).



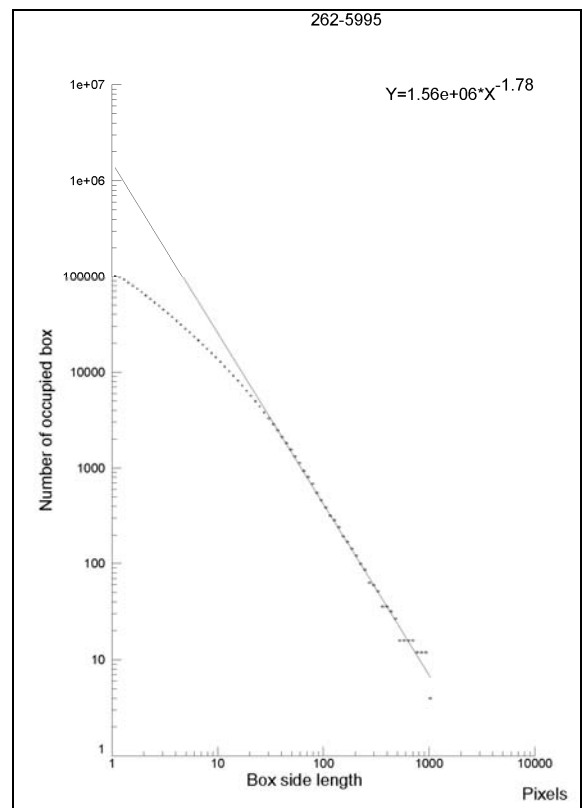
Pril. 71 Graf log N-log L (ID = 249).



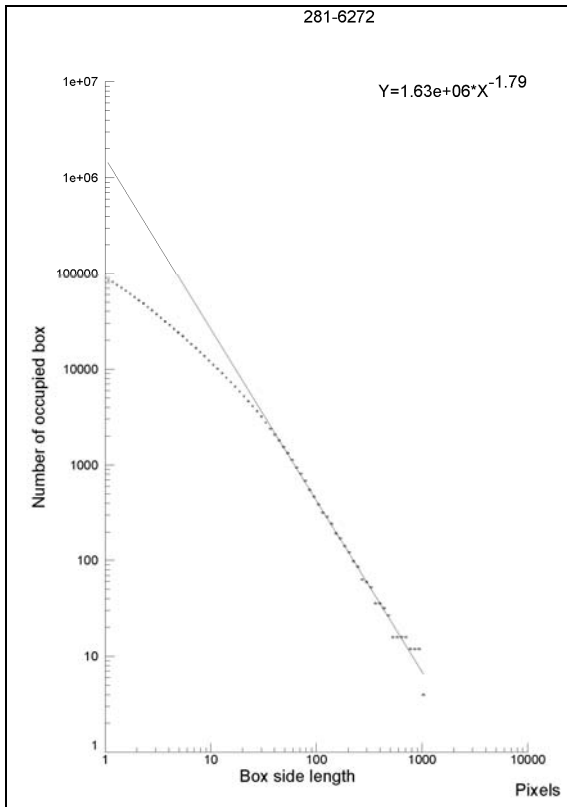
Pril. 72 Graf log N-log L (ID = 261).



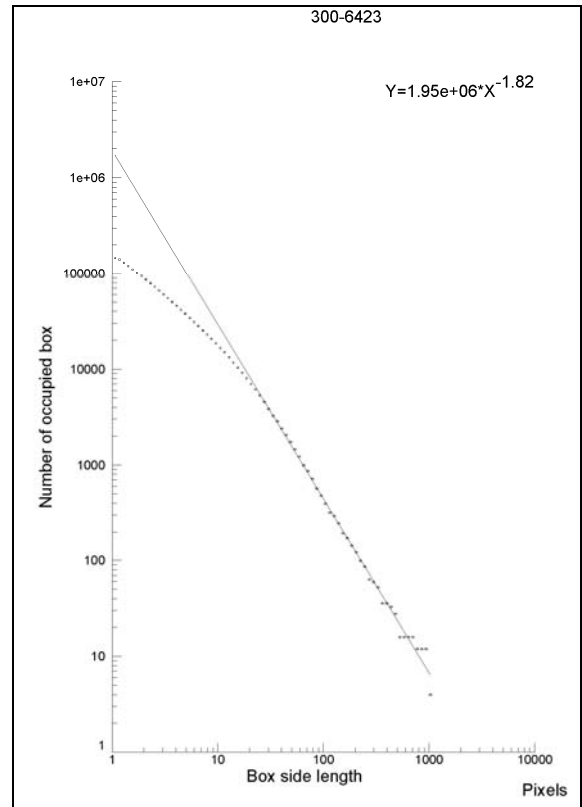
Pril. 73 Graf log N-log L (ID = 262.)



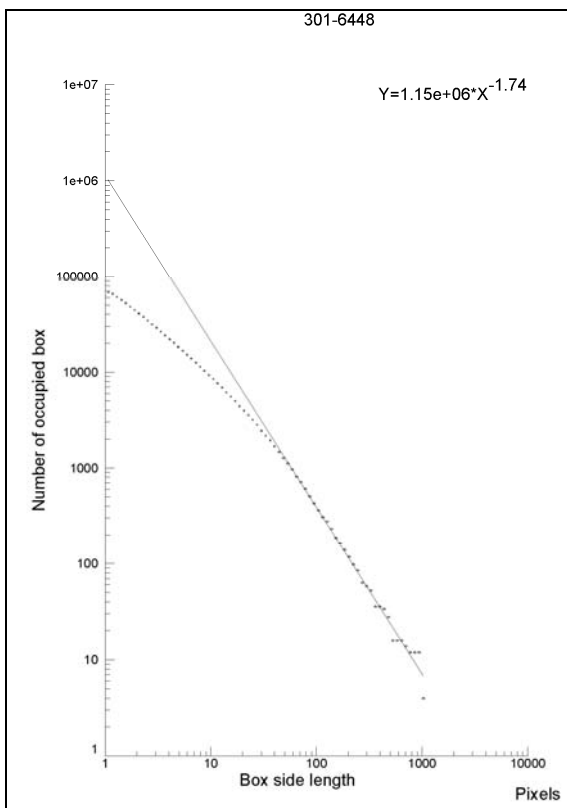
Pril. 74 Graf log N-log L (ID = 281).



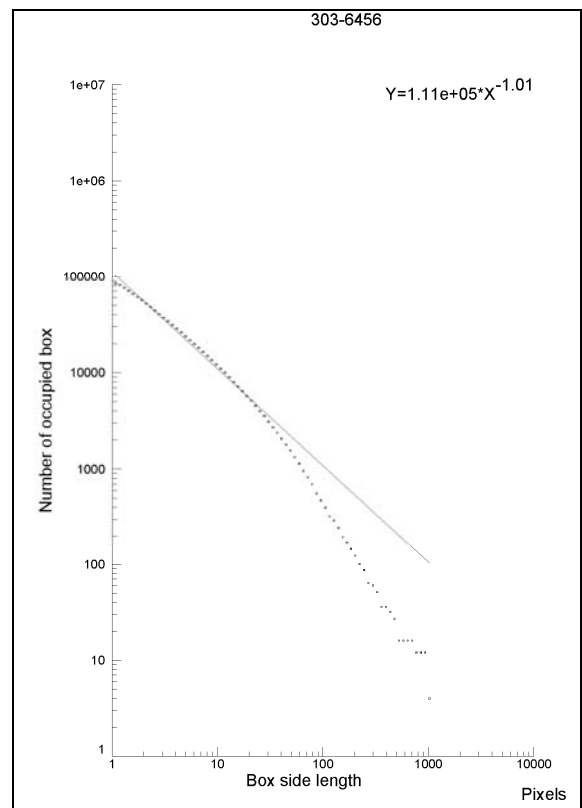
Pril. 75 Graf log N-log L (ID = 300).



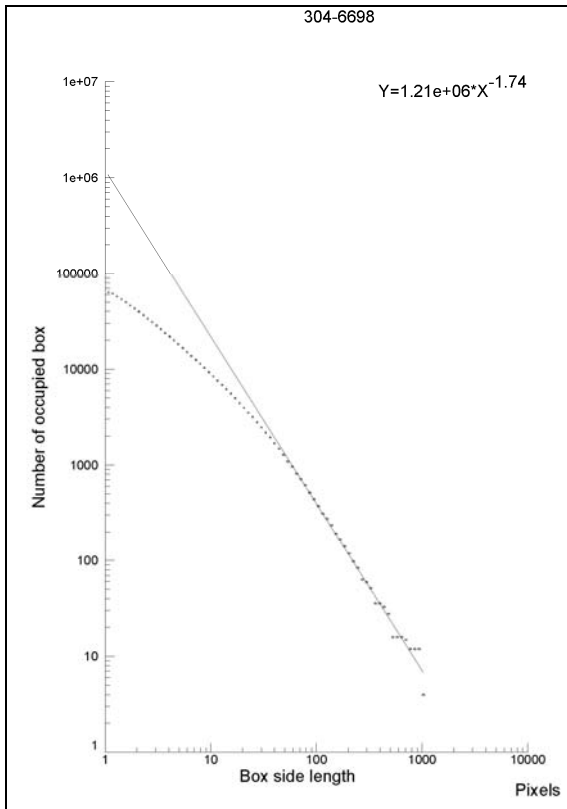
Pril. 76 Graf log N-log L (ID = 301).



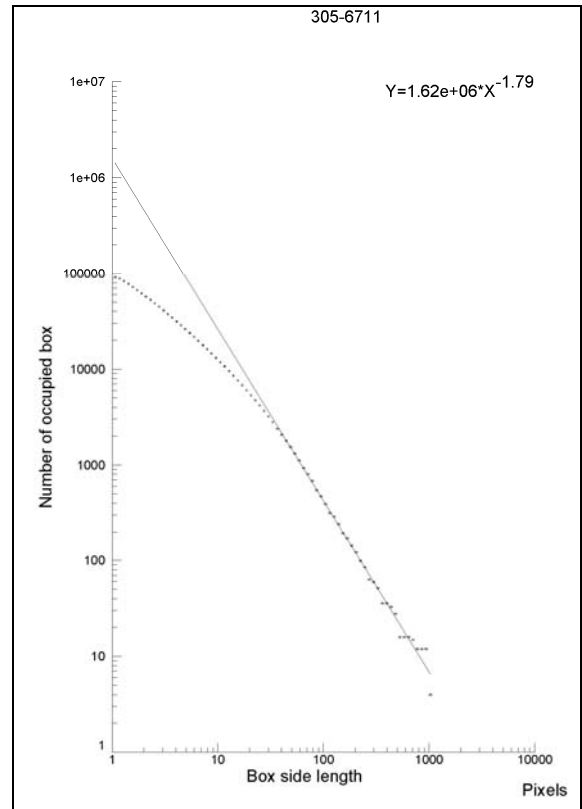
Pril. 77 Graf log N-log L (ID = 303).



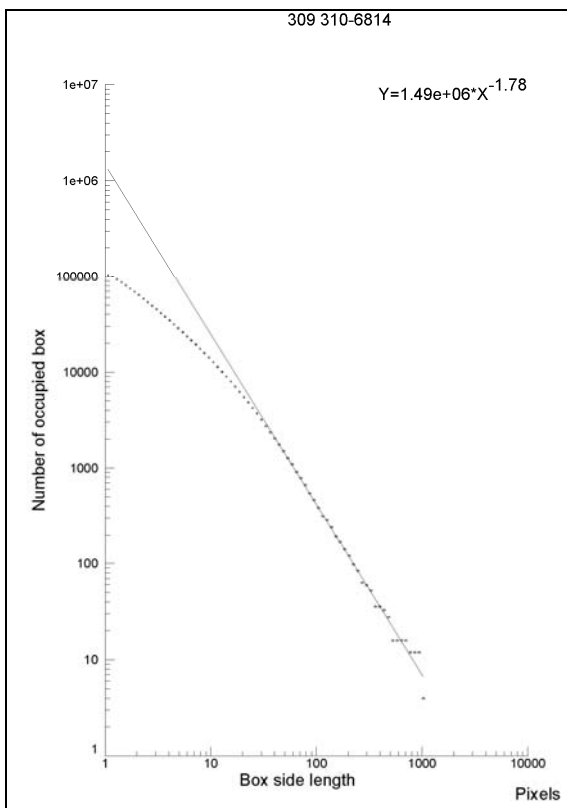
Pril. 78 Graf log N-log L (ID = 304).



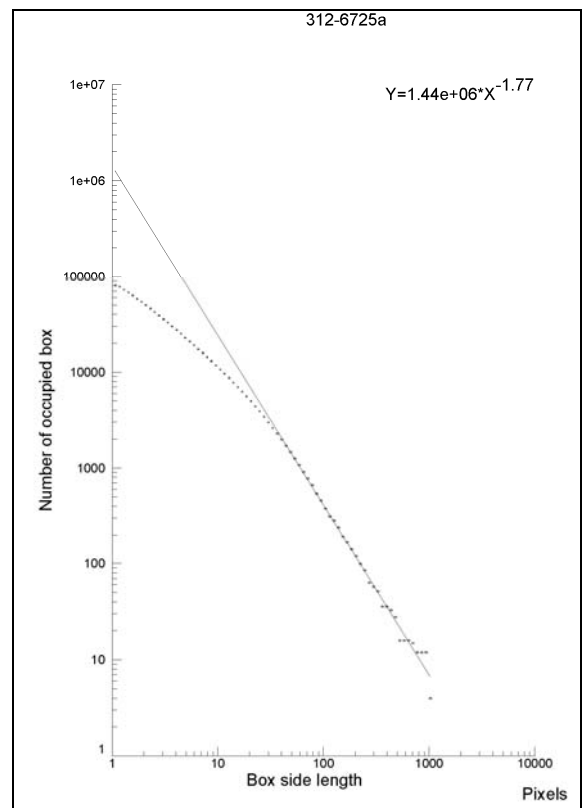
Pril. 79 Graf log N-log L (ID = 305).



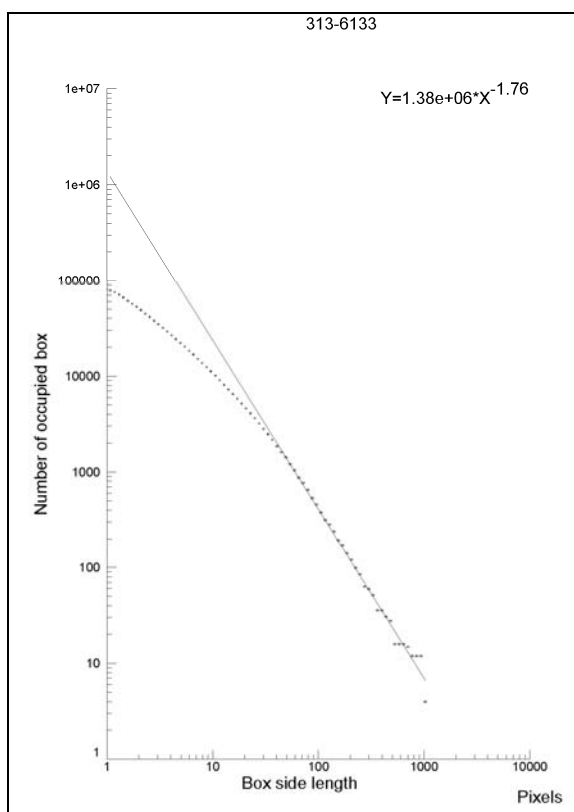
Pril. 80 Graf log N-log L (ID = 310).



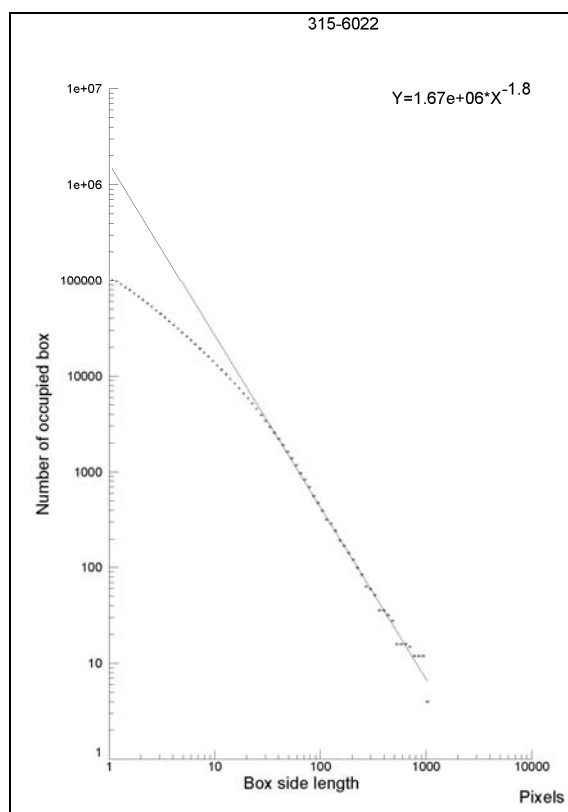
Pril. 81 Graf log N-log L (ID = 312).



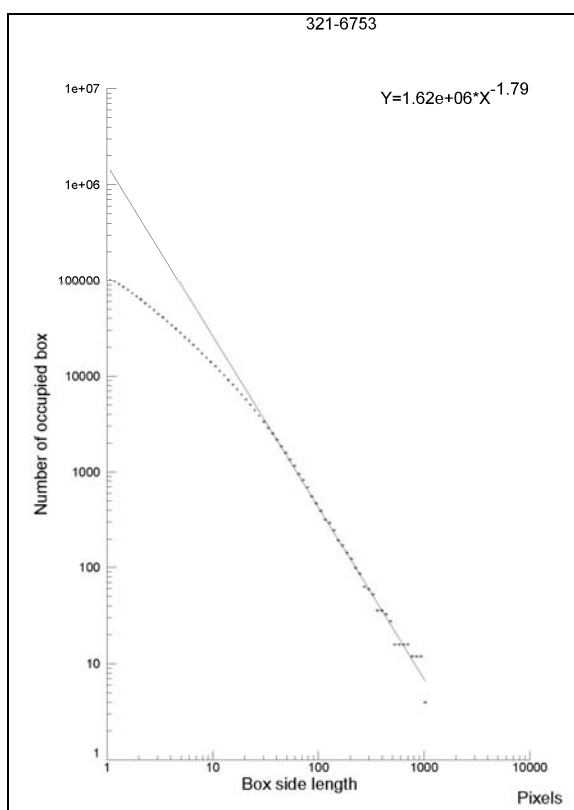
Pril. 82 Graf log N-log L (ID = 313).



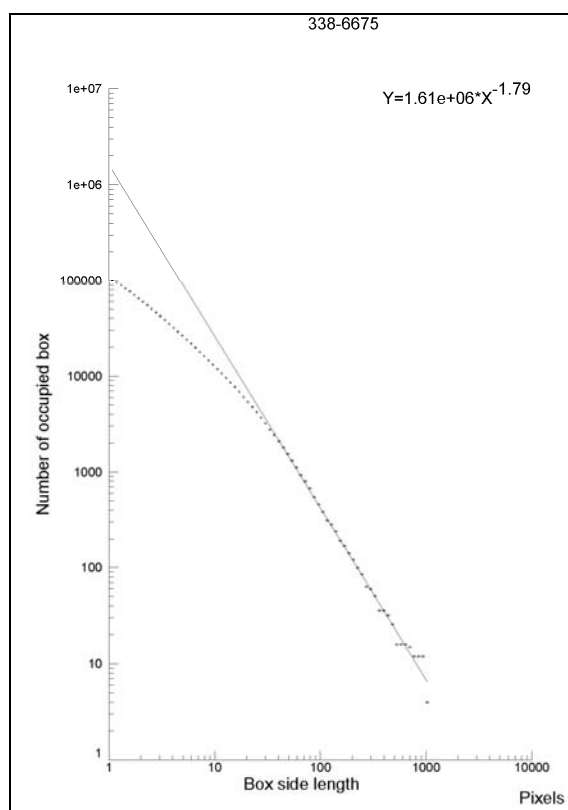
Pril. 83 Graf log N-log L (ID = 315).



Pril. 84 Graf log N-log L (ID = 321).

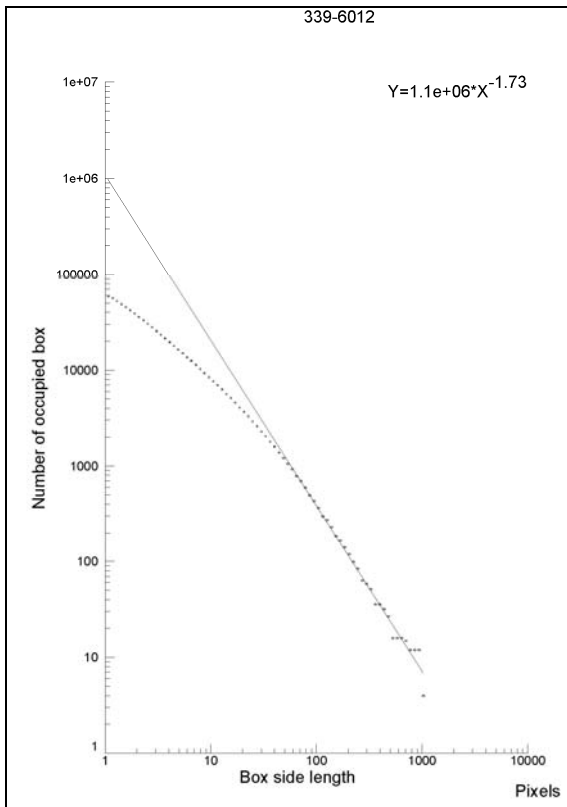


Pril. 85 Graf log N-log L (ID = 338).

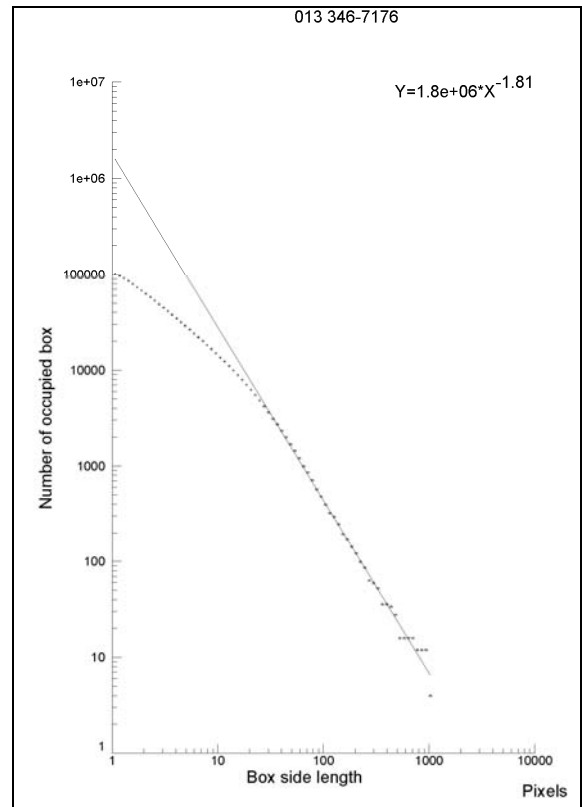




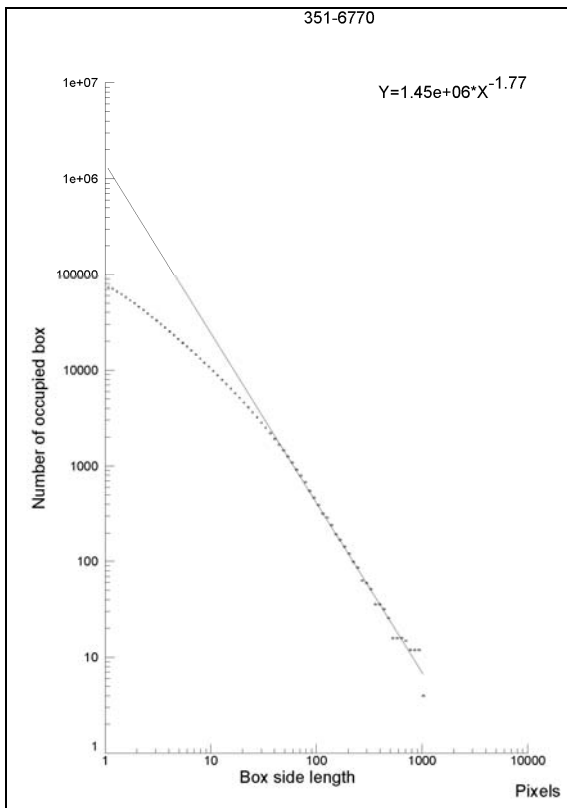
Pril. 86 Graf log N-log L (ID = 339).



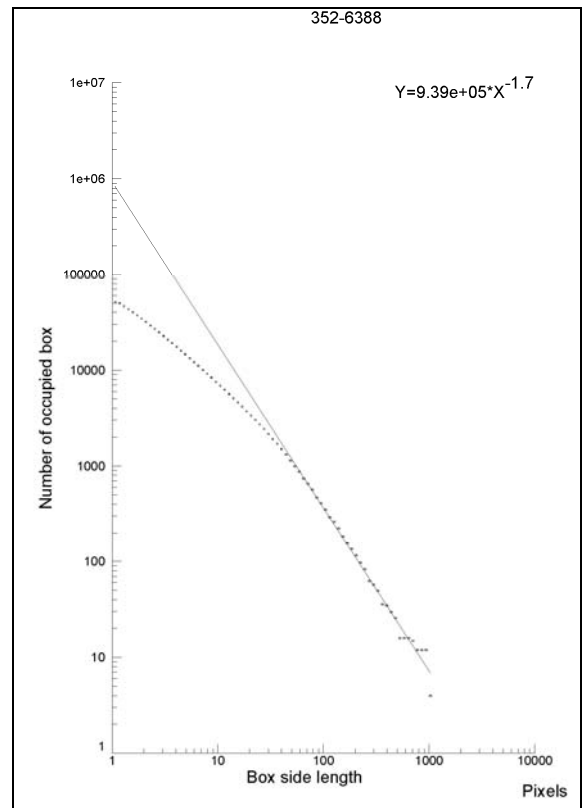
Pril. 87 Graf log N-log L (ID = 346).



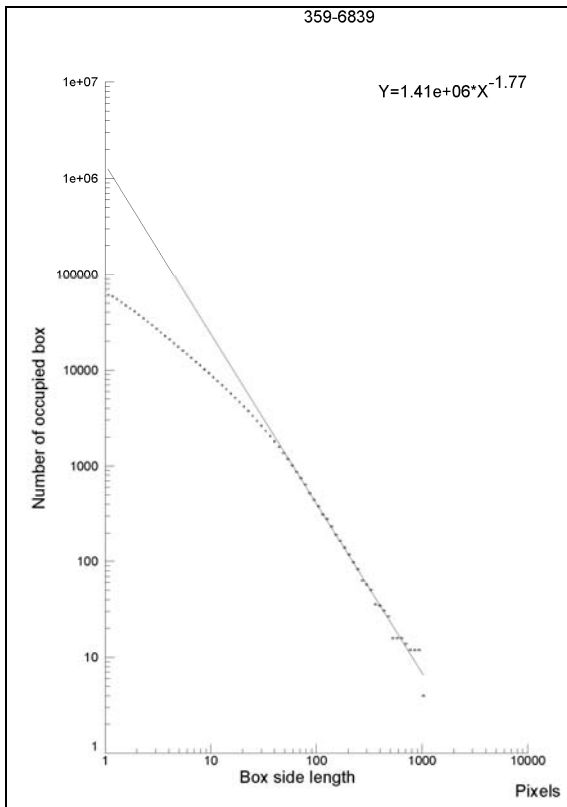
Pril. 88 Graf log N-log L (ID = 351).



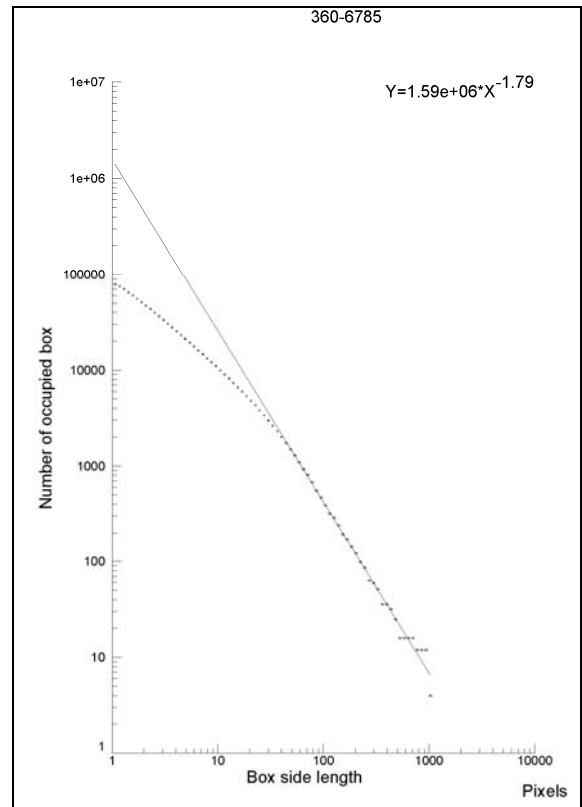
Pril. 89 Graf log N-log L (ID = 352).



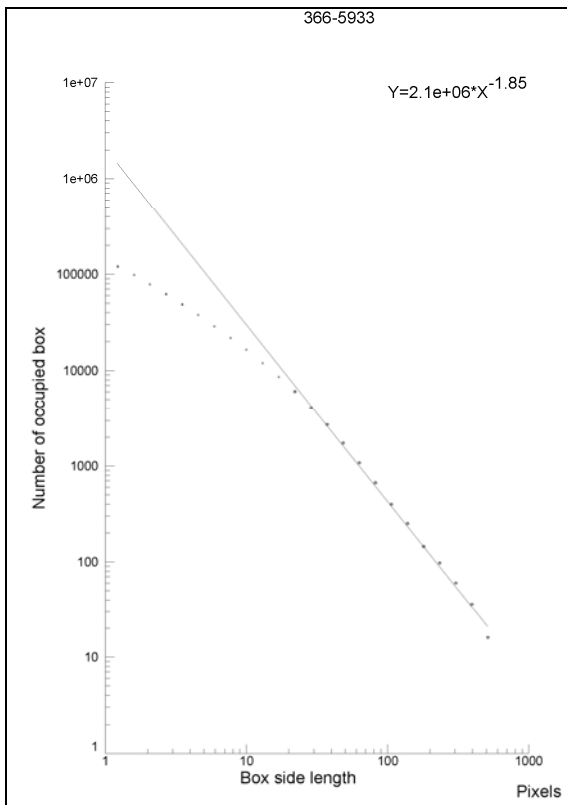
Pril. 90 Graf log N-log L (ID = 359).



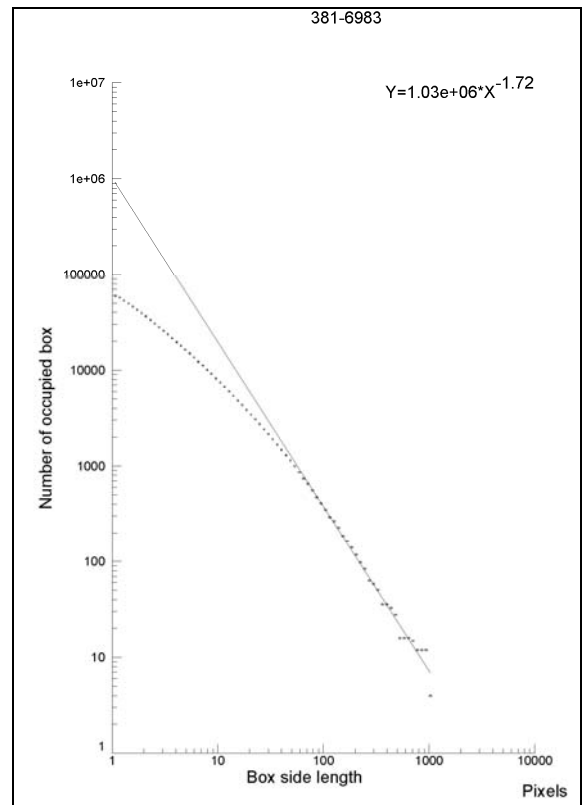
Pril. 91 Graf log N-log L (ID = 360).



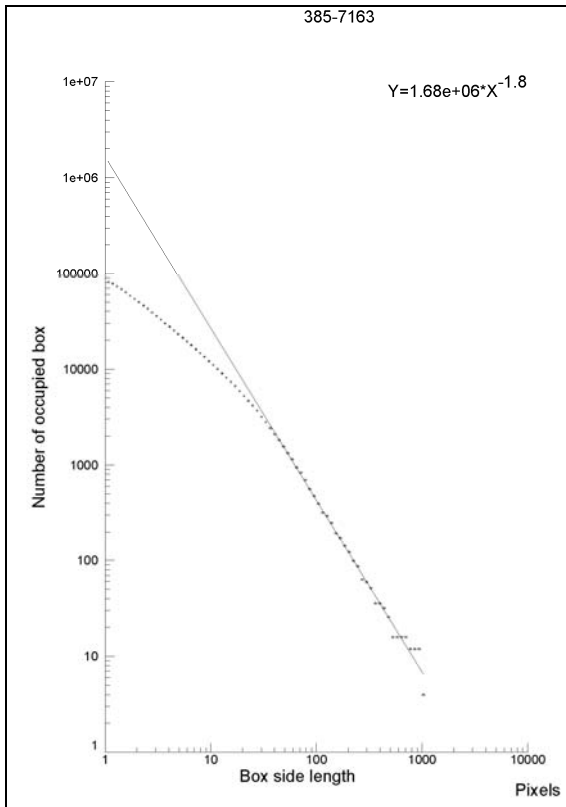
Pril. 92 Graf log N-log L (ID = 366).



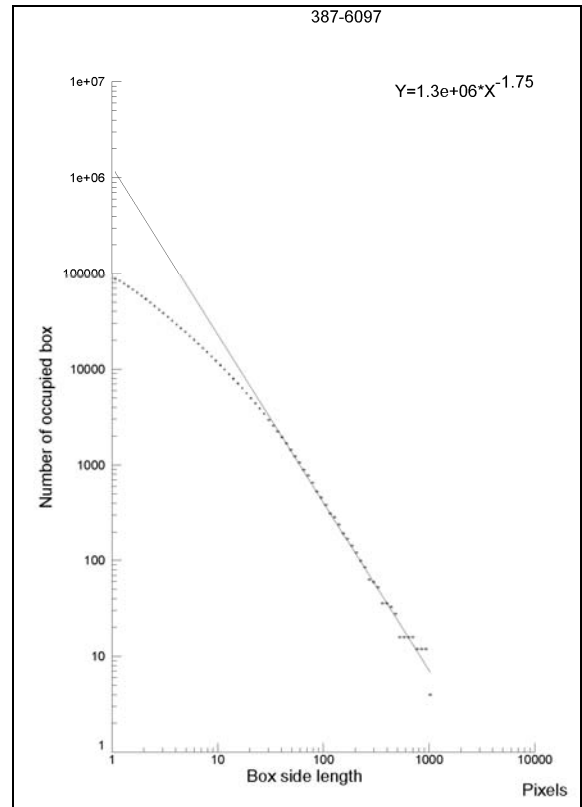
Pril. 93 Graf log N-log L (ID = 381).



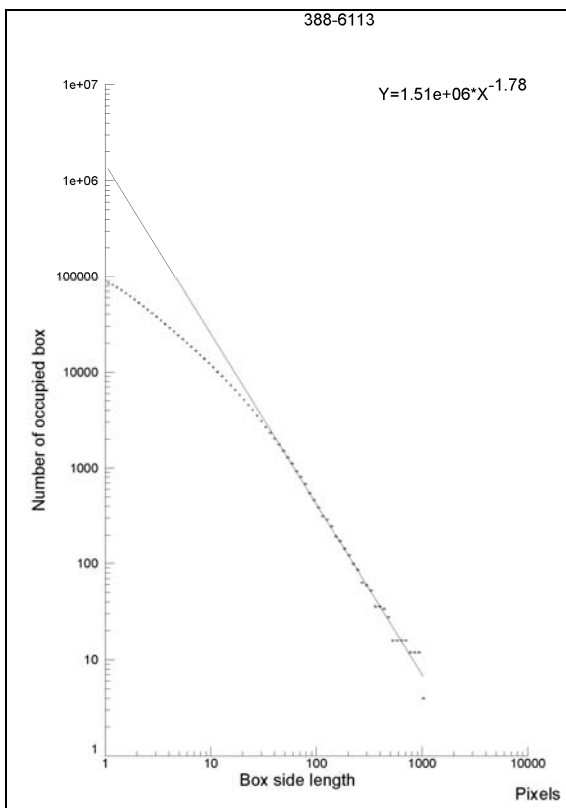
Pril. 94 Graf log N-log L (ID = 385).



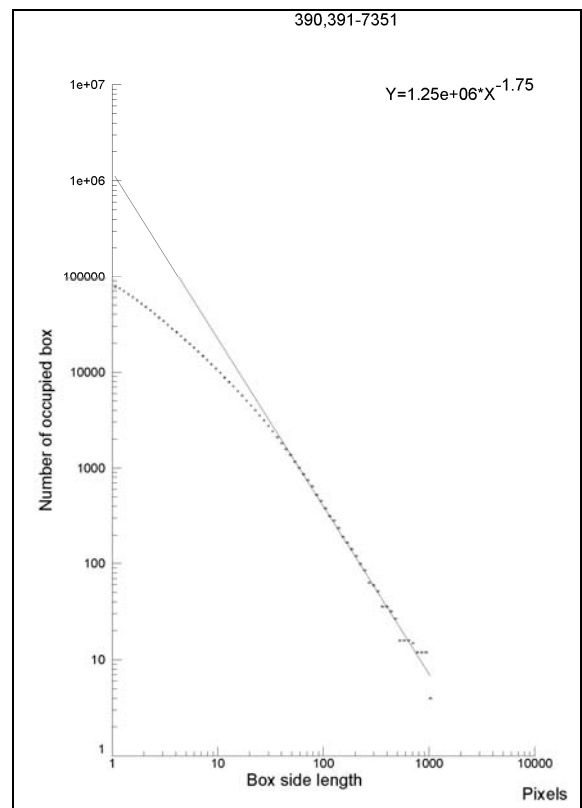
Pril. 95 Graf log N-log L (ID = 387).



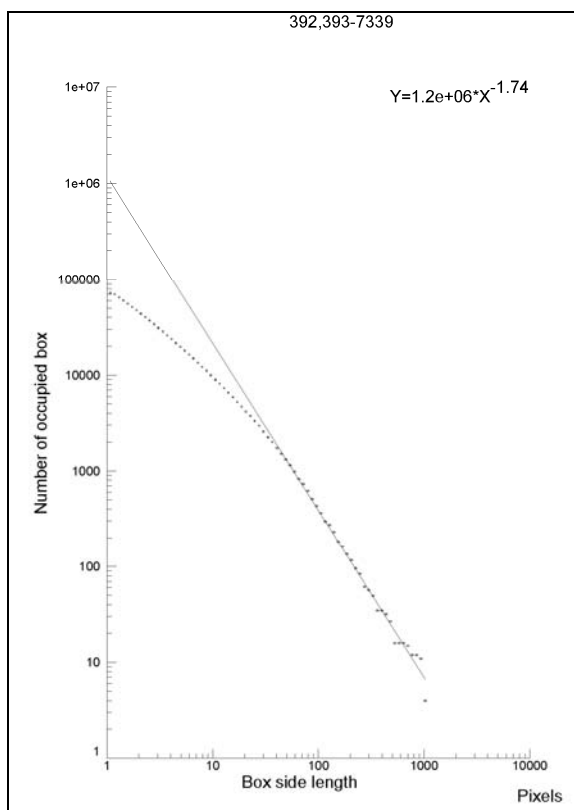
Pril. 96 Graf log N-log L (ID = 388).



Pril. 97 Graf log N-log L (ID = 390).



Pril. 98 Graf log N-log L (ID = 392).

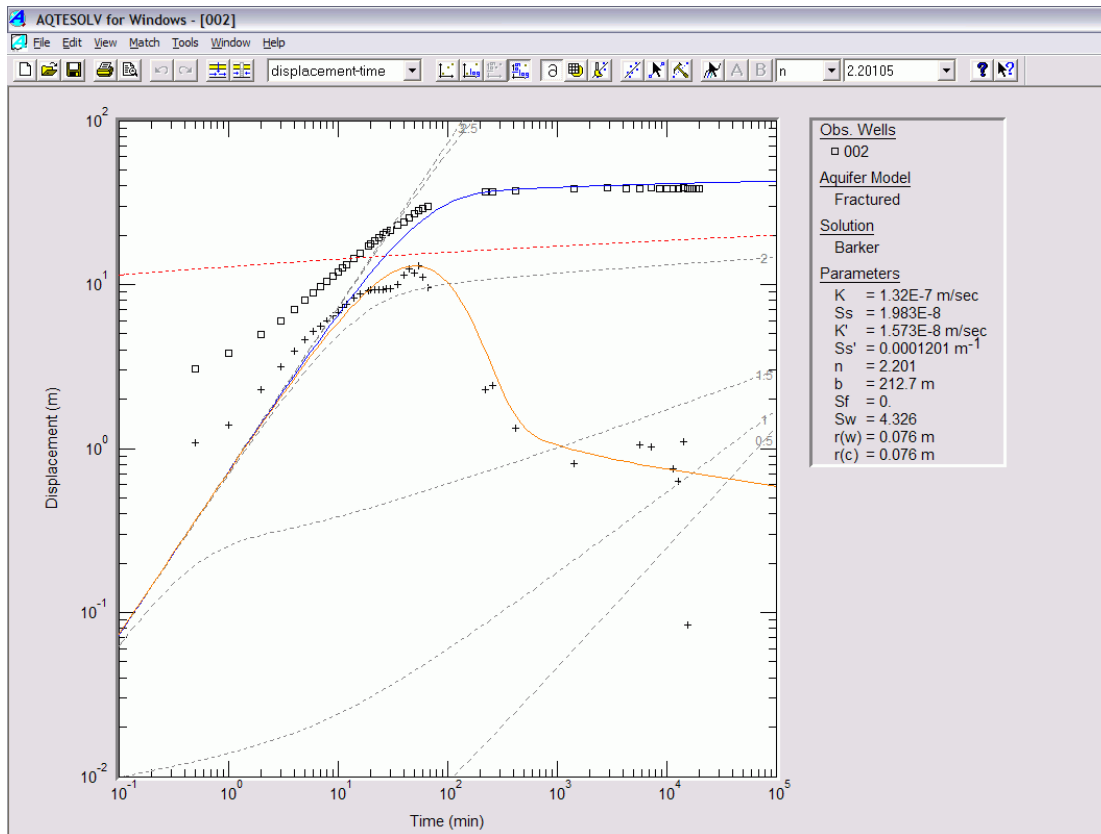


### **Priloga III**

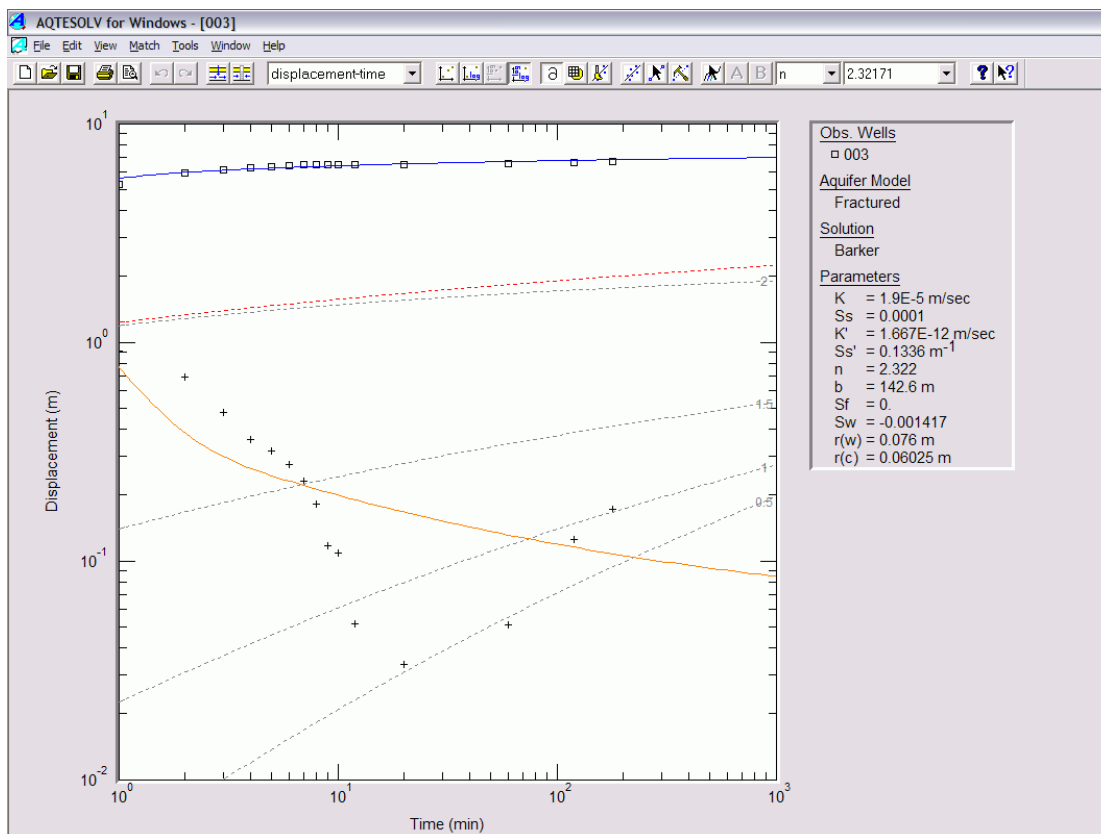
#### Analize črpalnih poizkusov s programom AQTESOLV

(z modro so označeni dejanski podatki znižanja gladine podzemne vode pri črpalnem poizkusu, z oranžno odvod znižanja, s sivo modeli dimenzije toka za  $n = 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5$  in  $3,0$  ter z rdečo Theisov model).

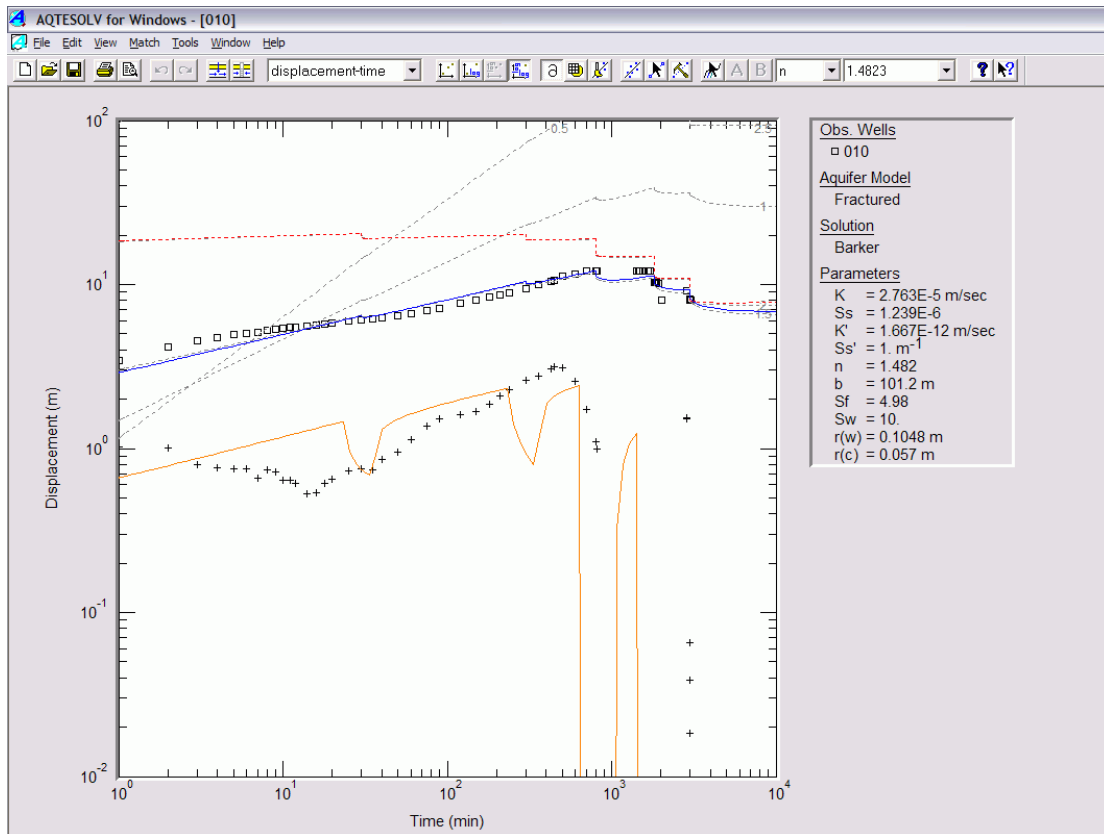
Pril. 99 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 2).



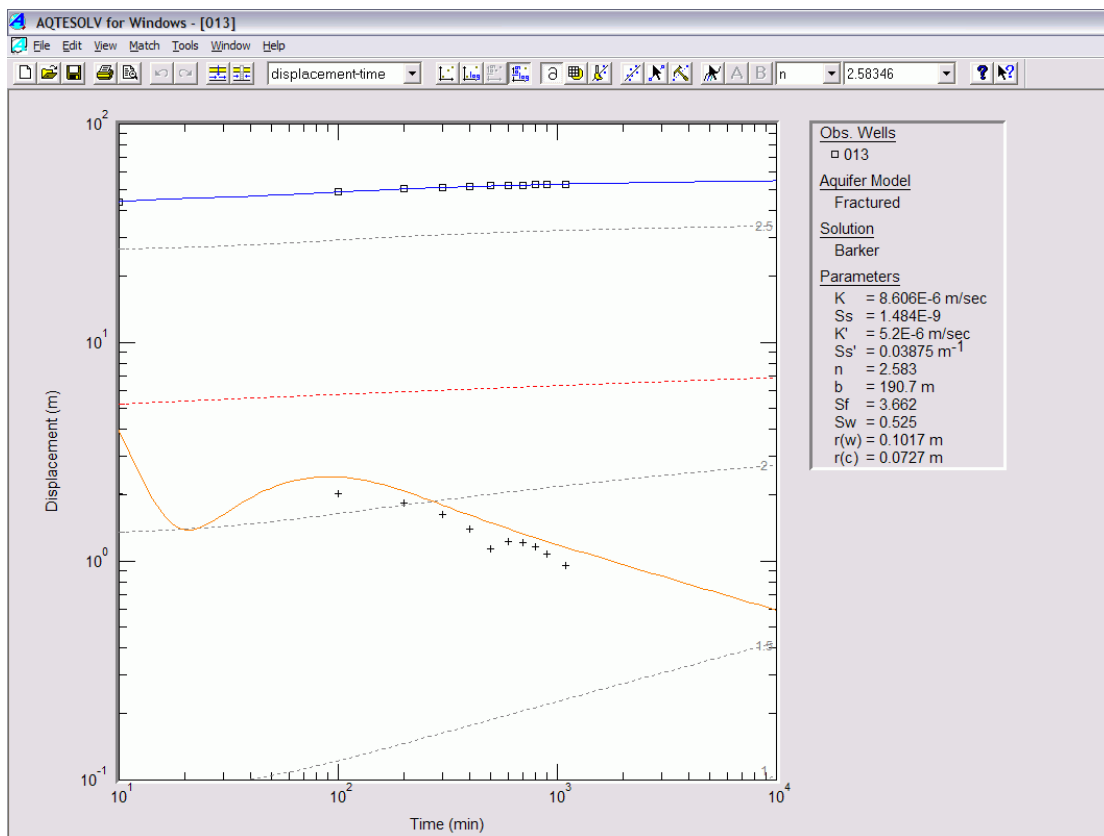
Pril. 100 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 3).



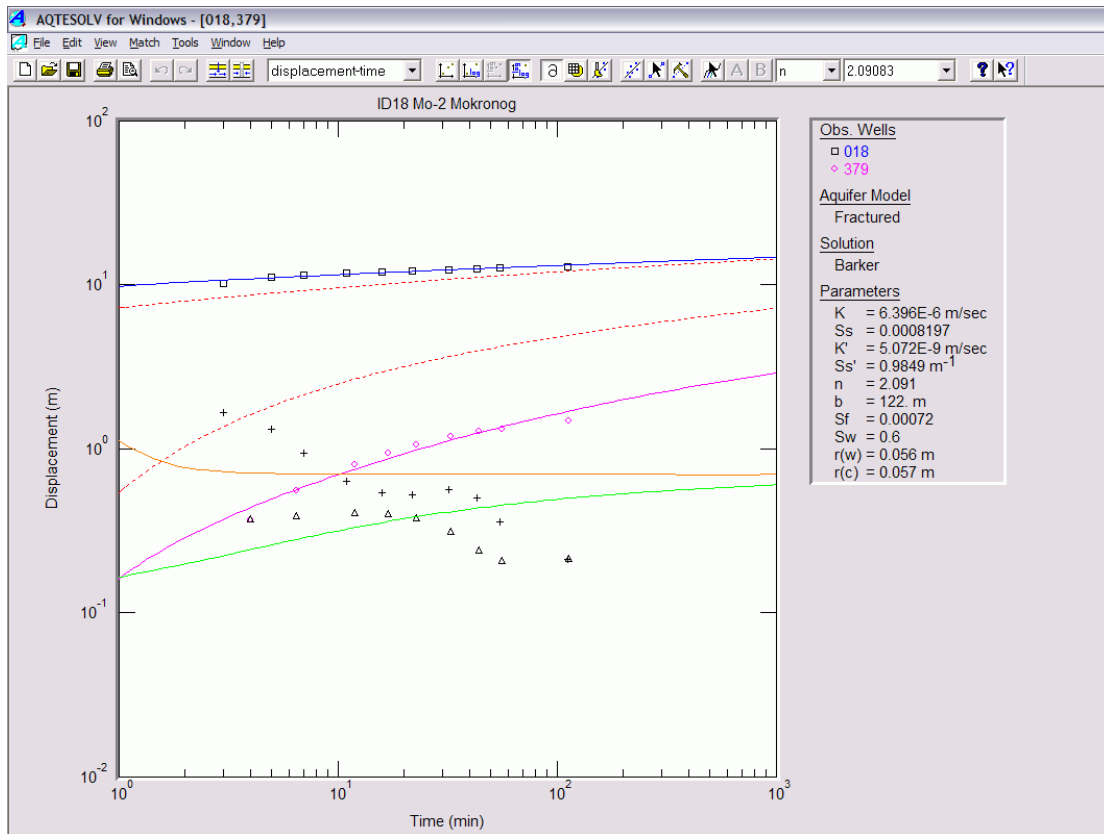
Pril. 101 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 10).



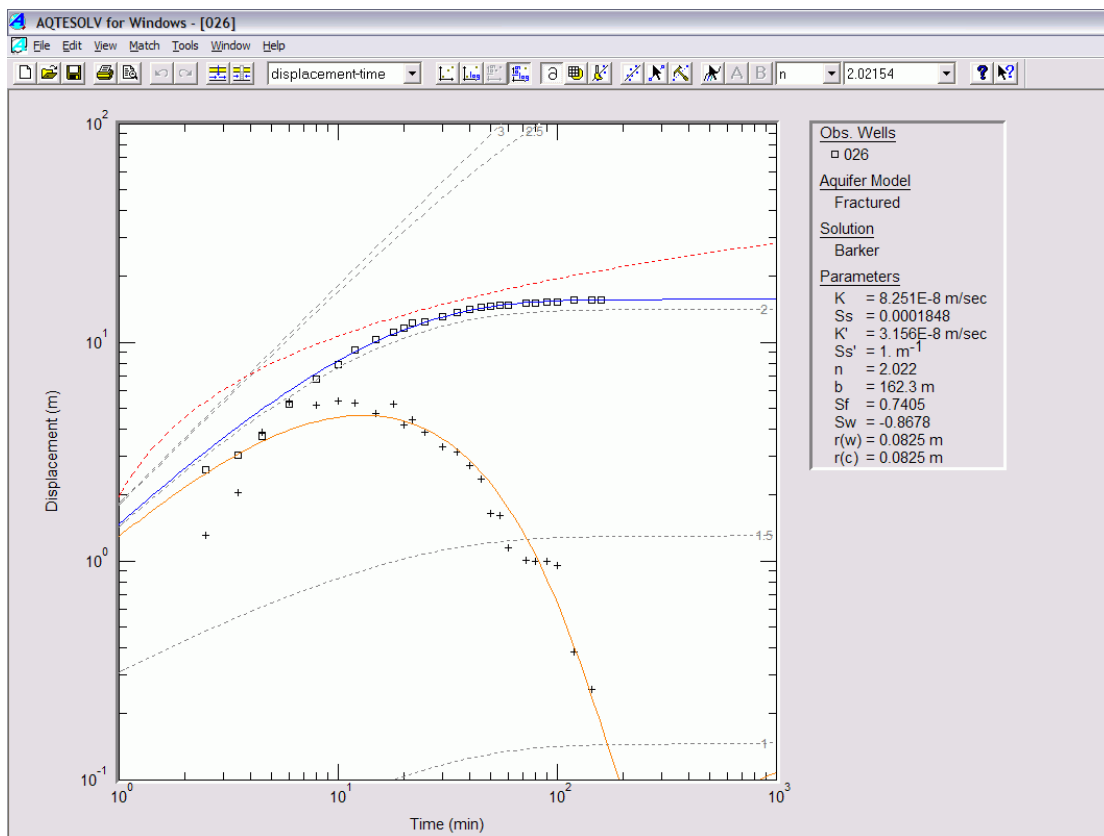
Pril. 102 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 13).



Pril. 103 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 18).

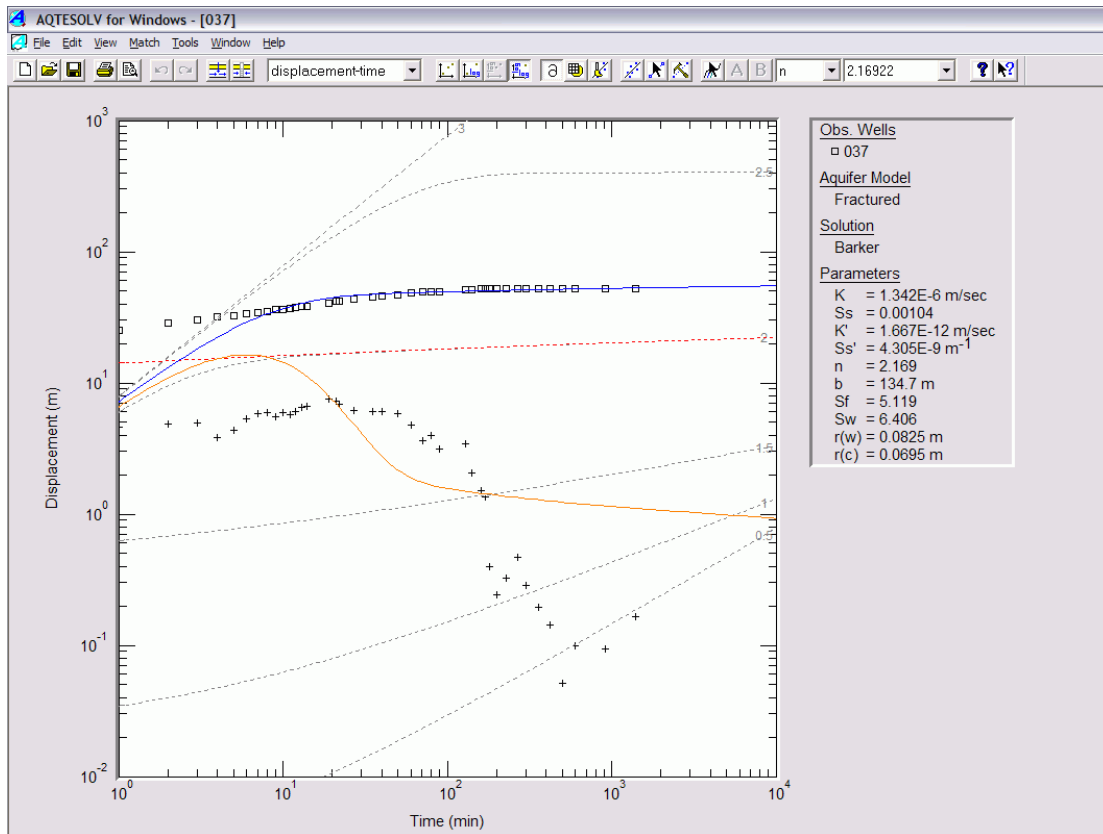


Pril. 104 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 26).

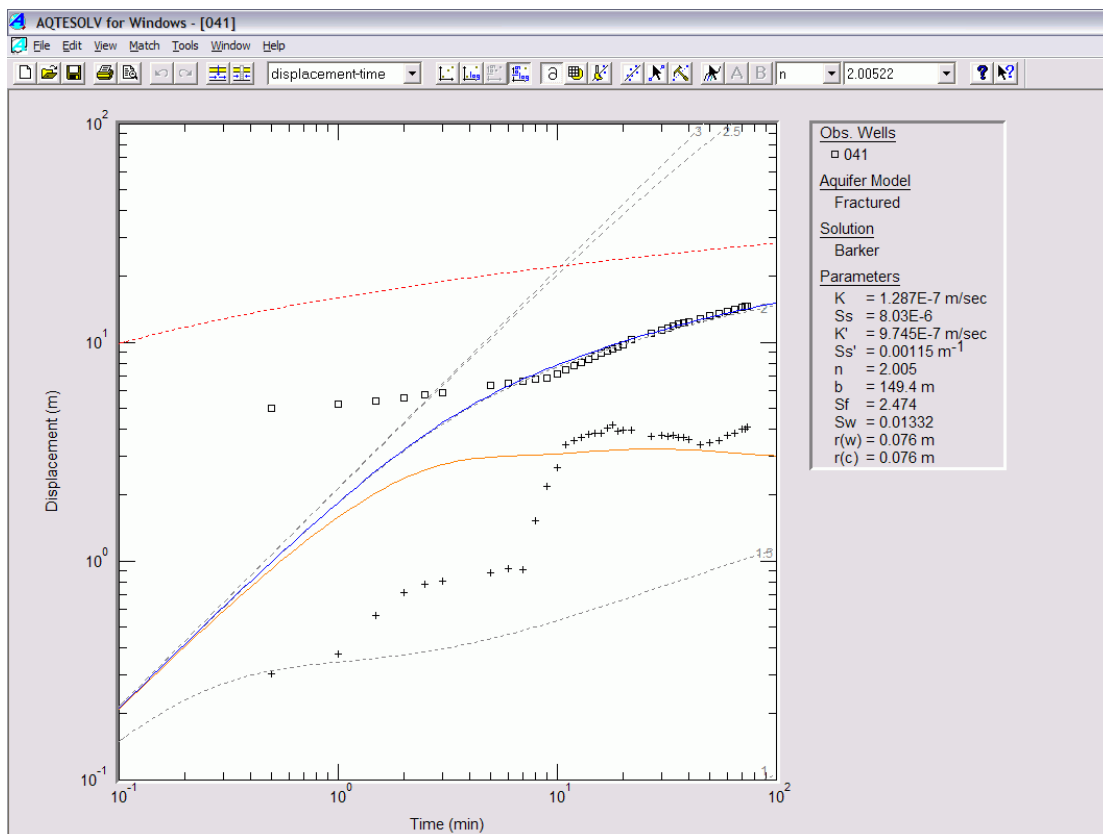




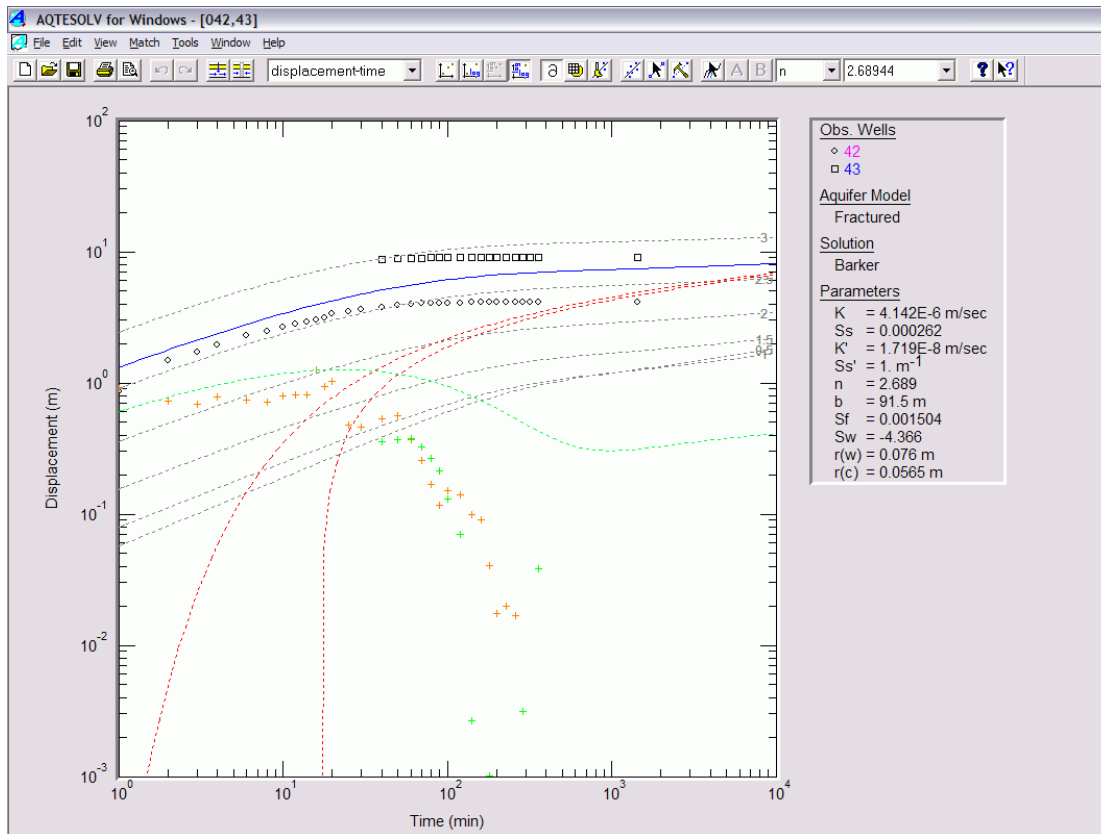
Pril. 105 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 37).



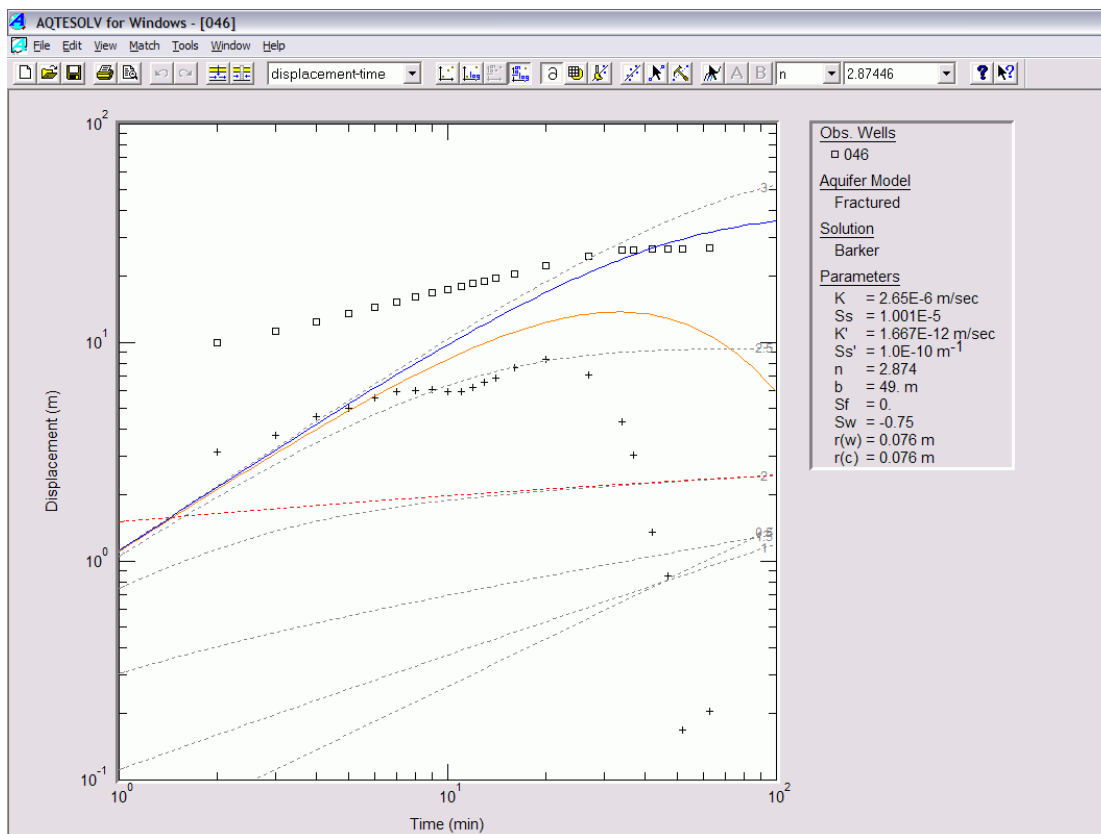
Pril. 106 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 41).



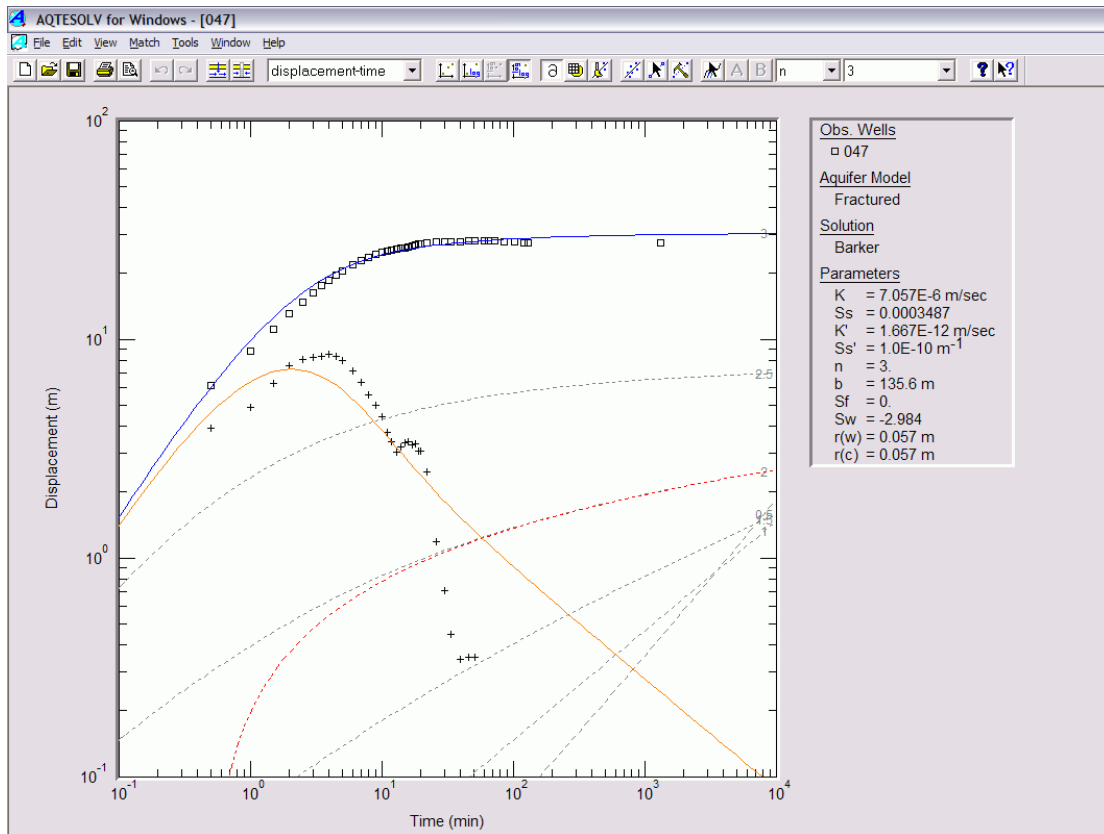
Pril. 107 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 42).



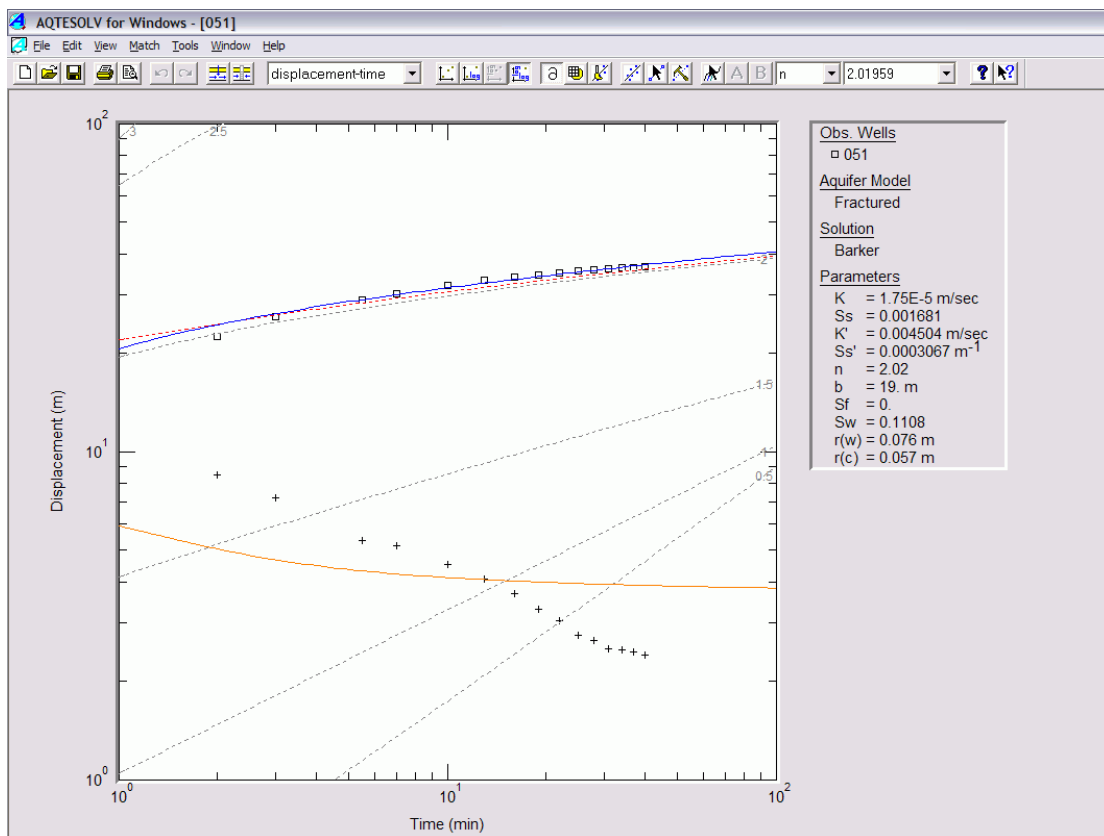
Pril. 108 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 46).



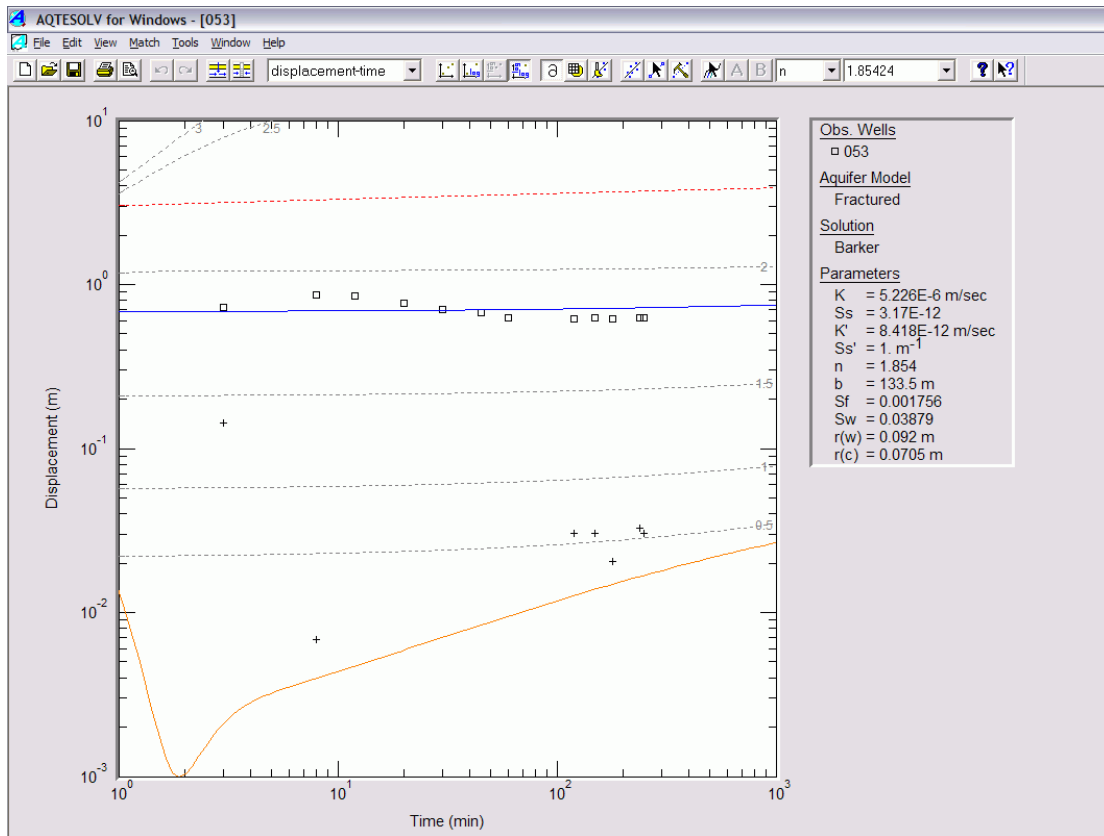
Pril. 109 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 47).



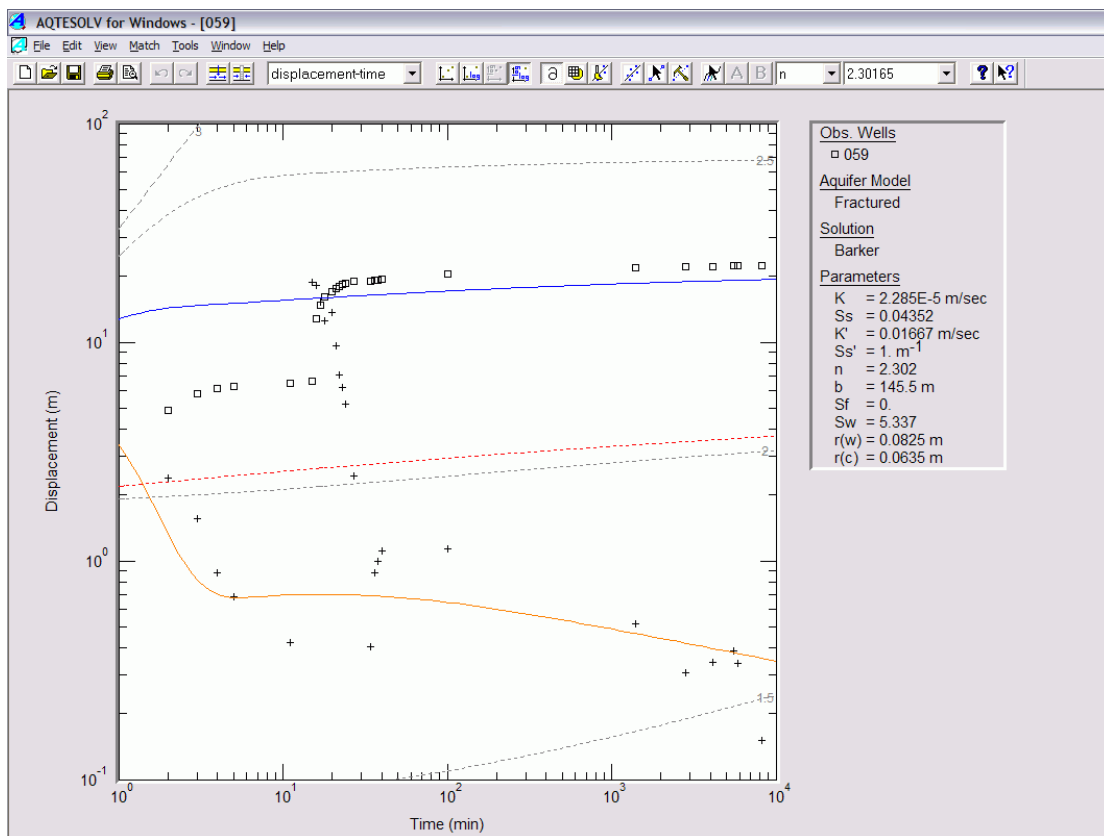
Pril. 110 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 51).



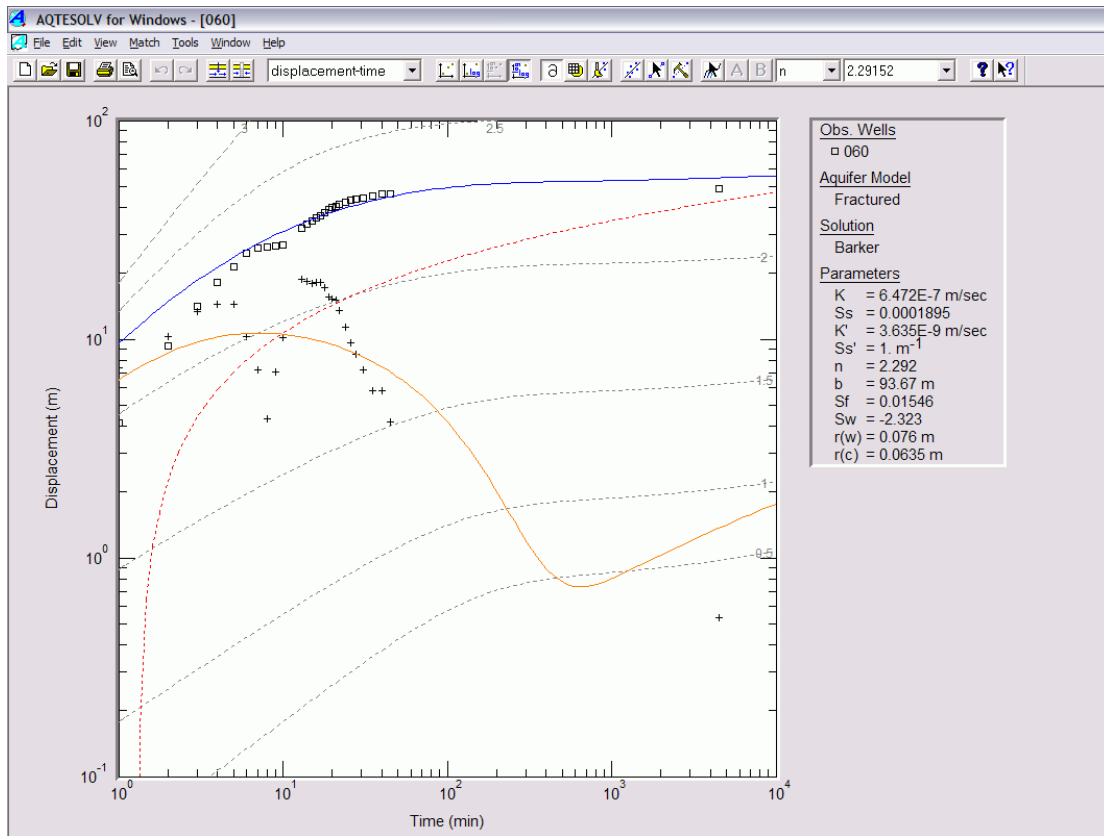
Pril. 111 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 53).



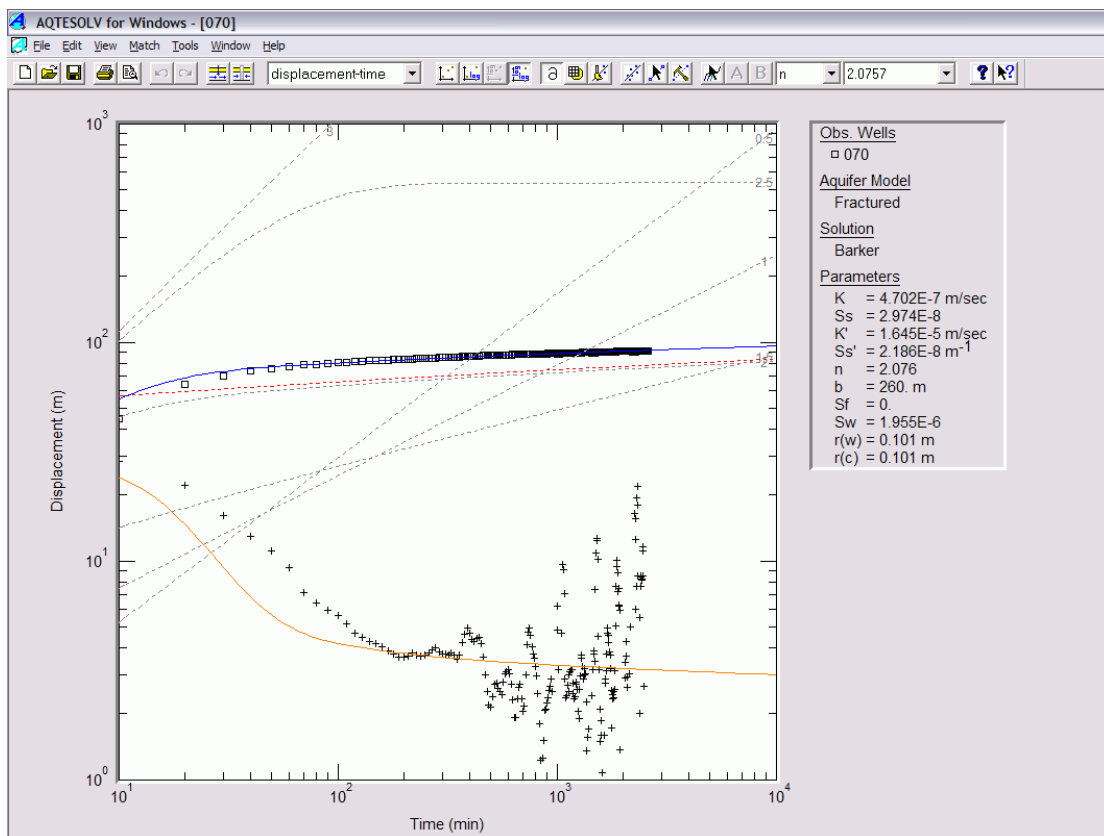
Pril. 112 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 59).



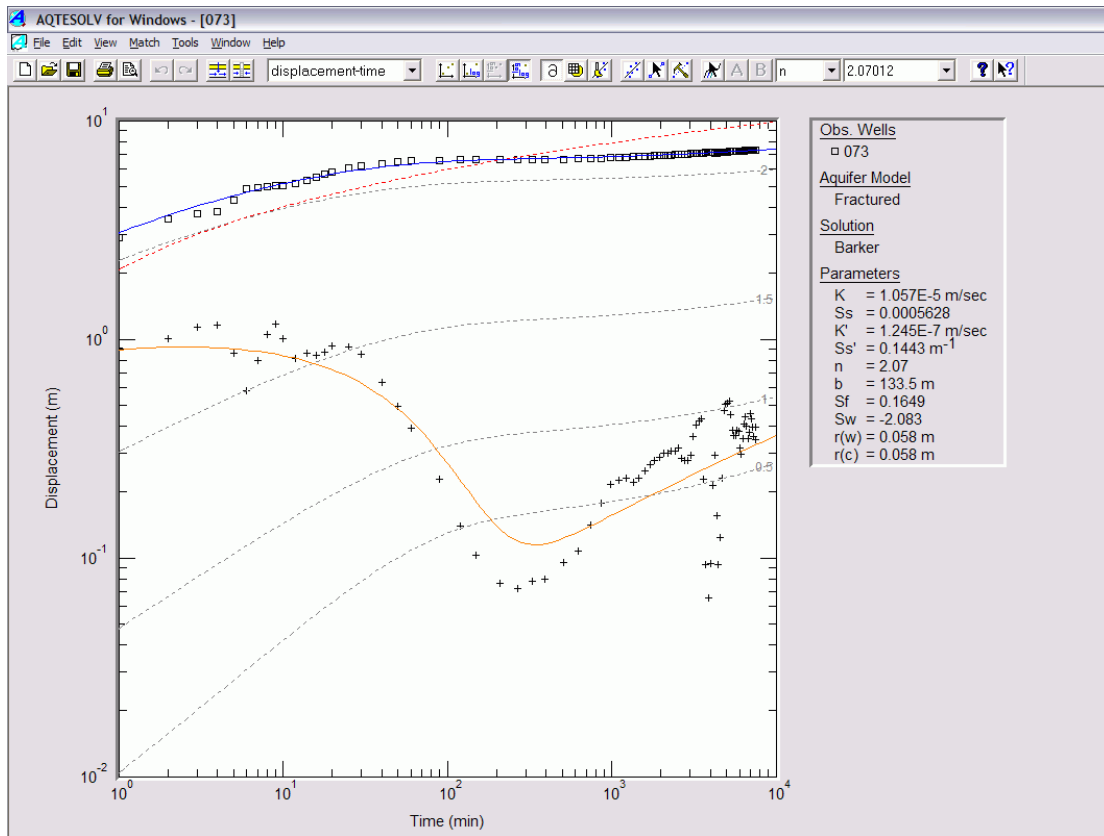
Pril. 113 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 60).



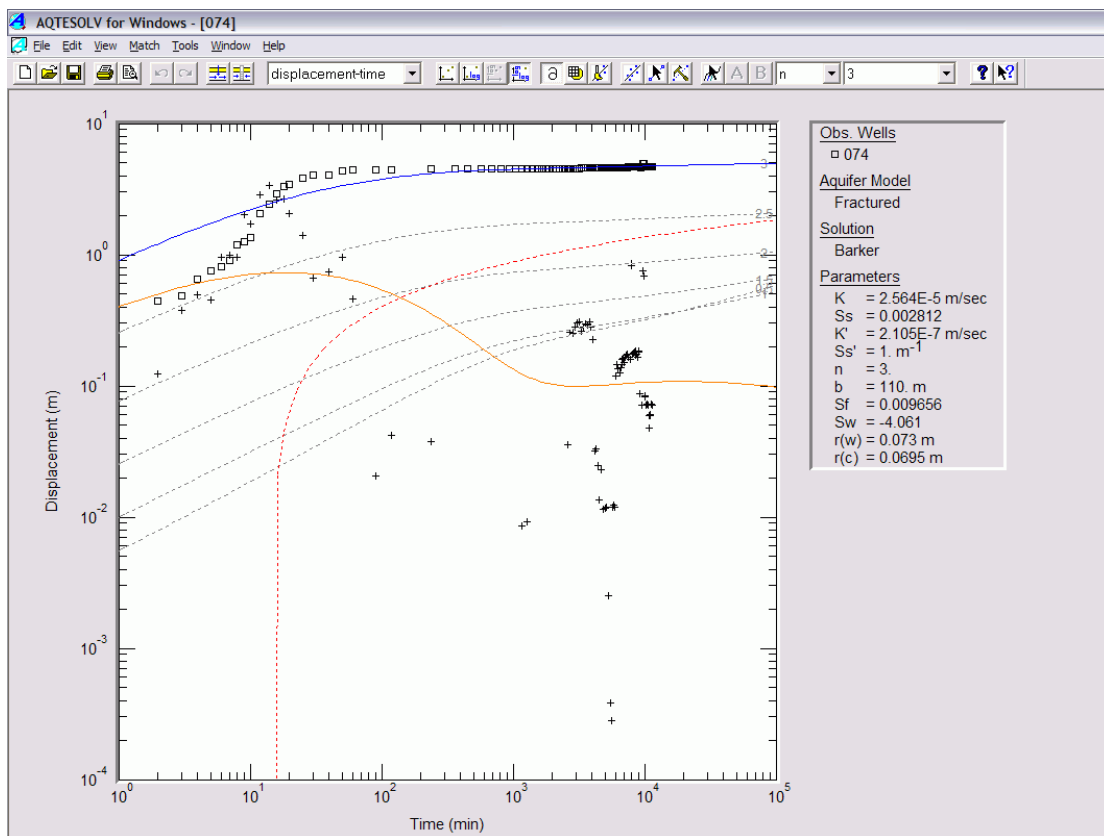
Pril. 114 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 70).



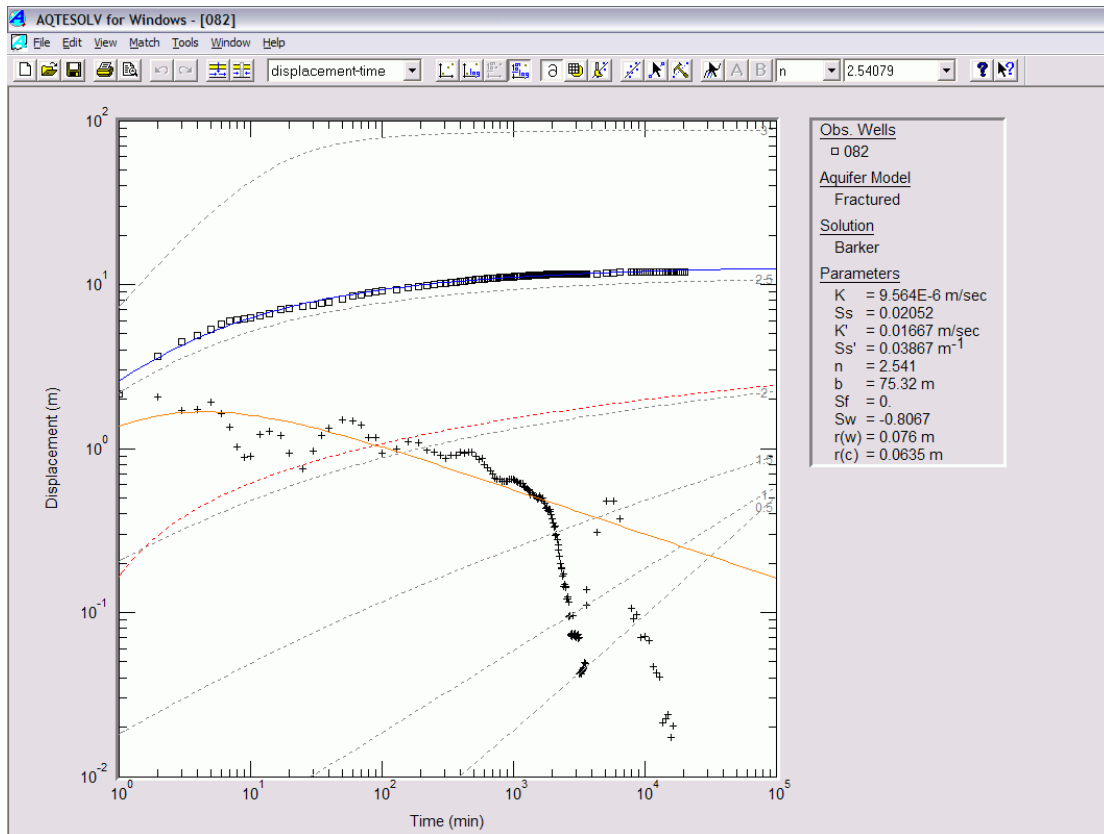
Pril. 115 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 73).



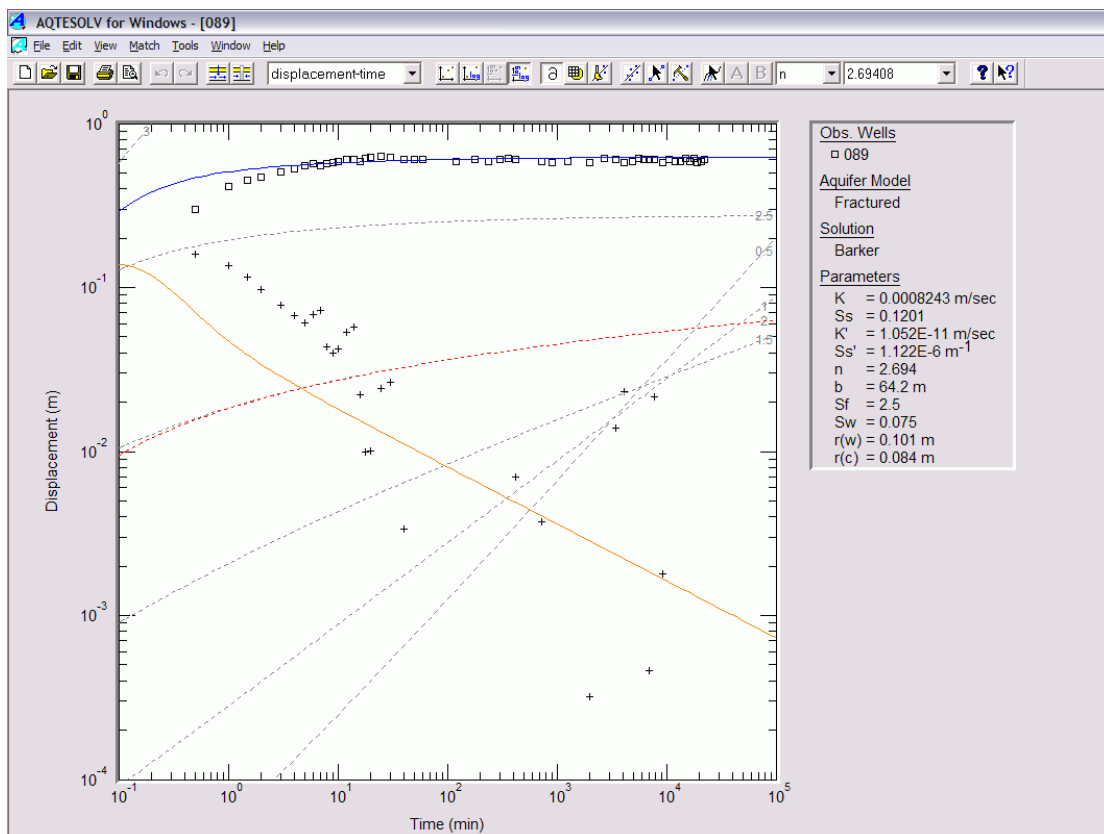
Pril. 116 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 74).



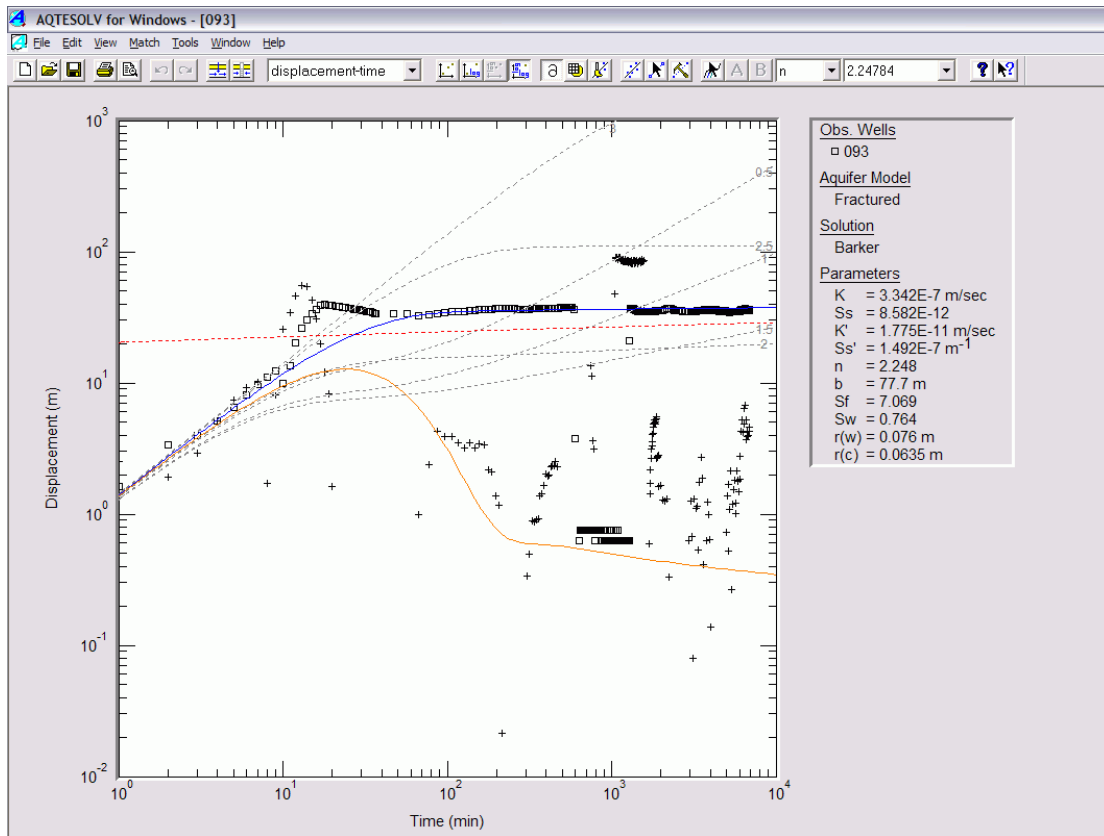
Pril. 117 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 82).



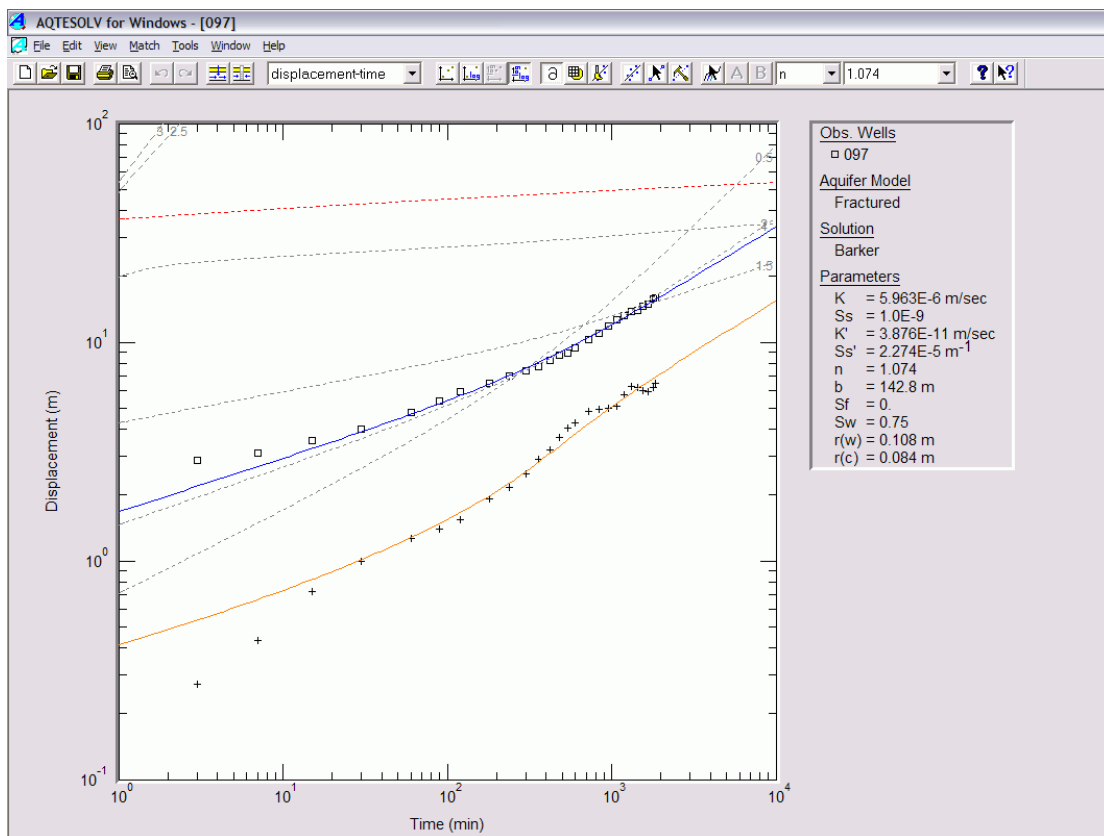
Pril. 118 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 89).



Pril. 119 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 93).

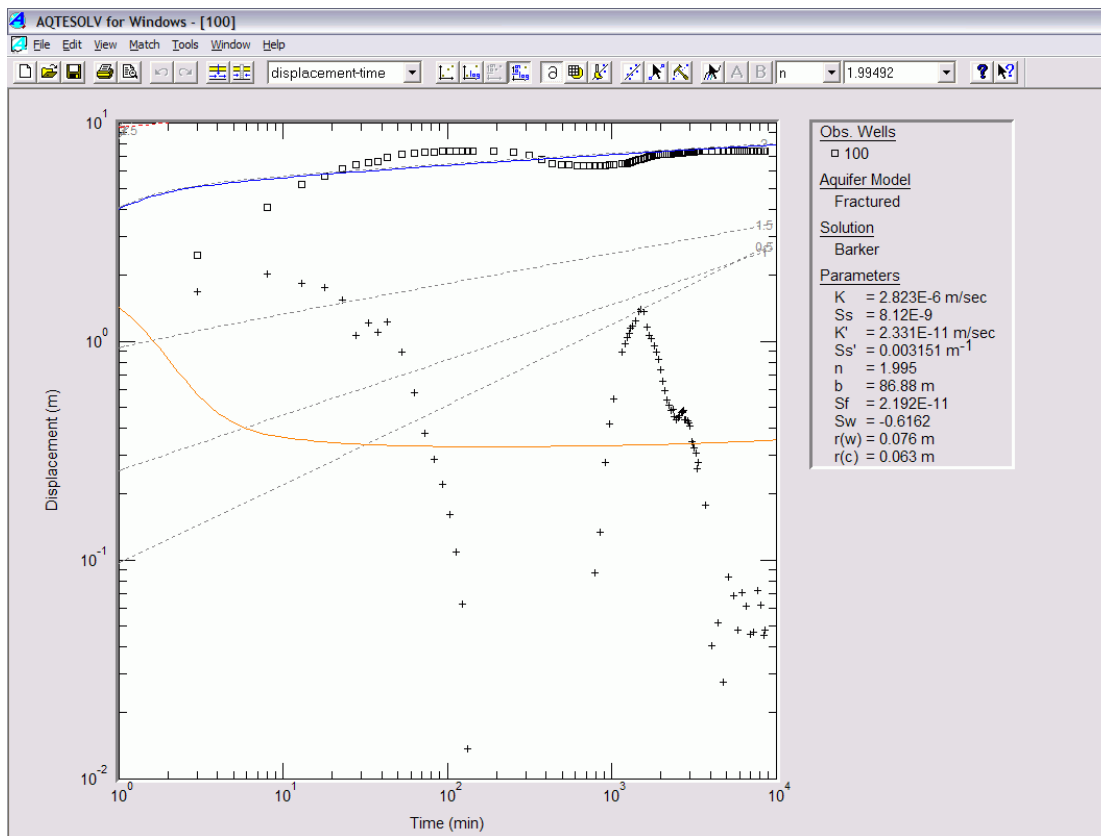


Pril. 120 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 97).

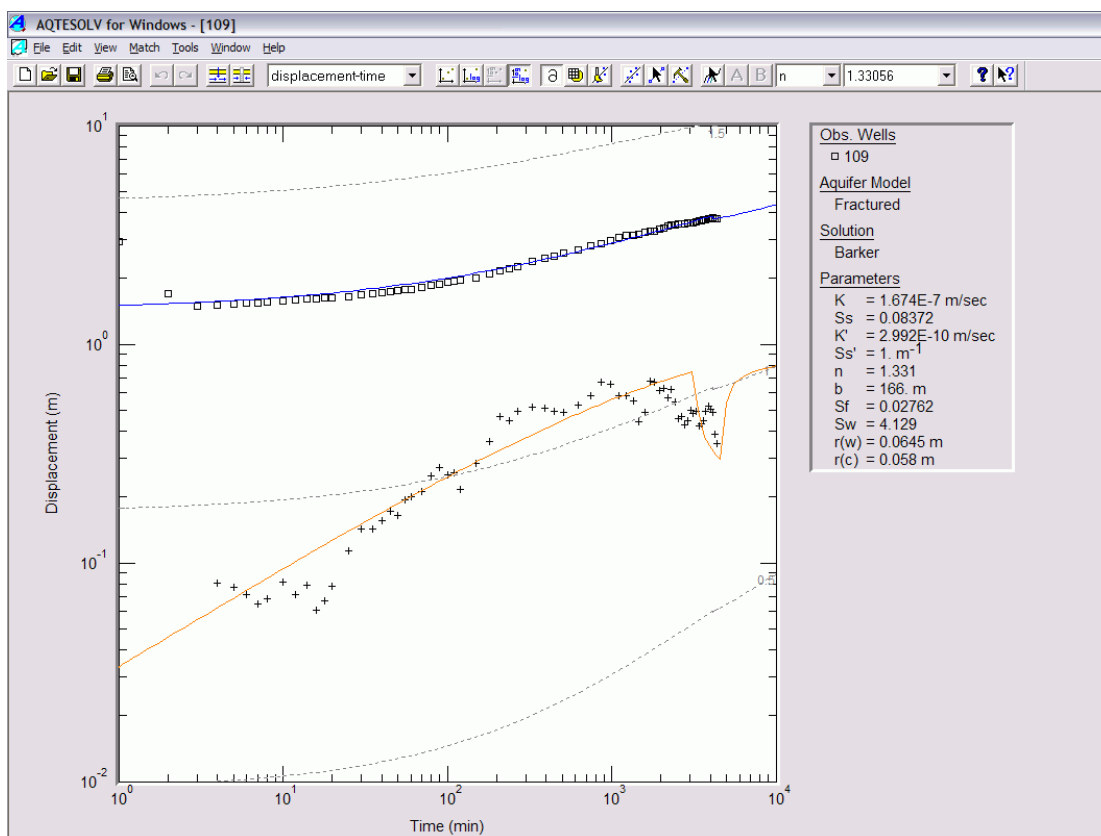




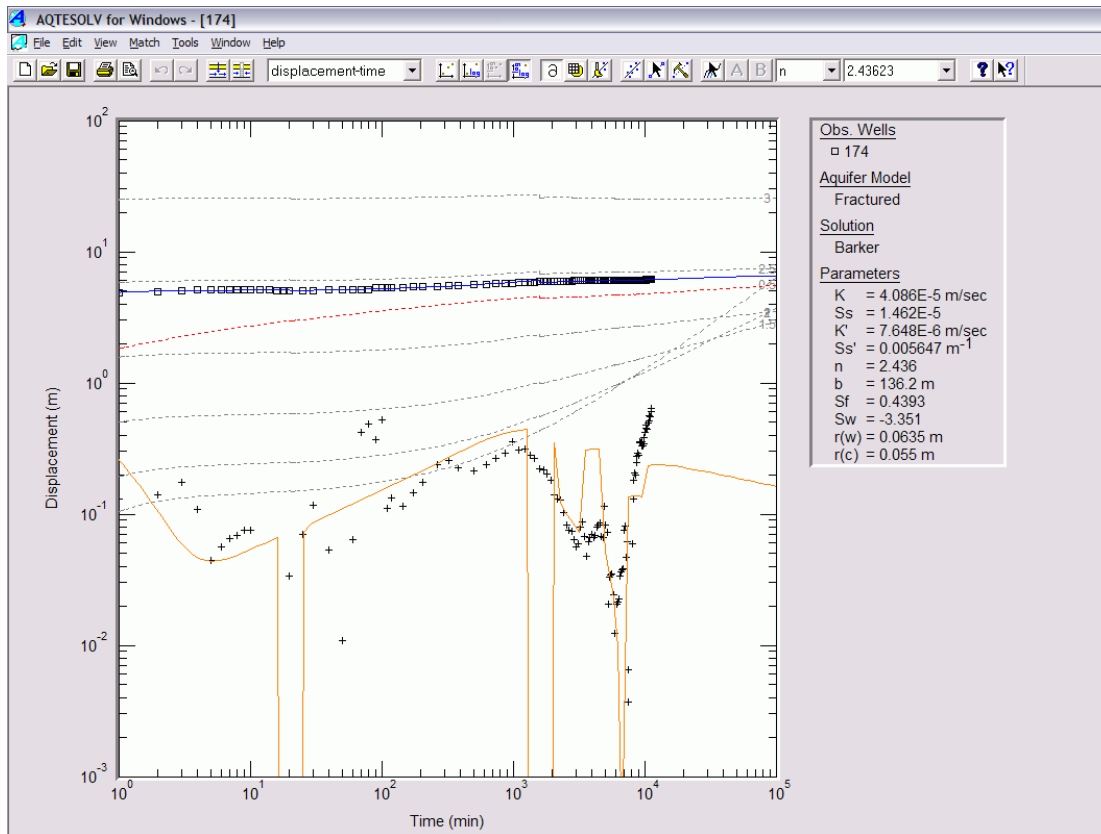
Pril. 121 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 100).



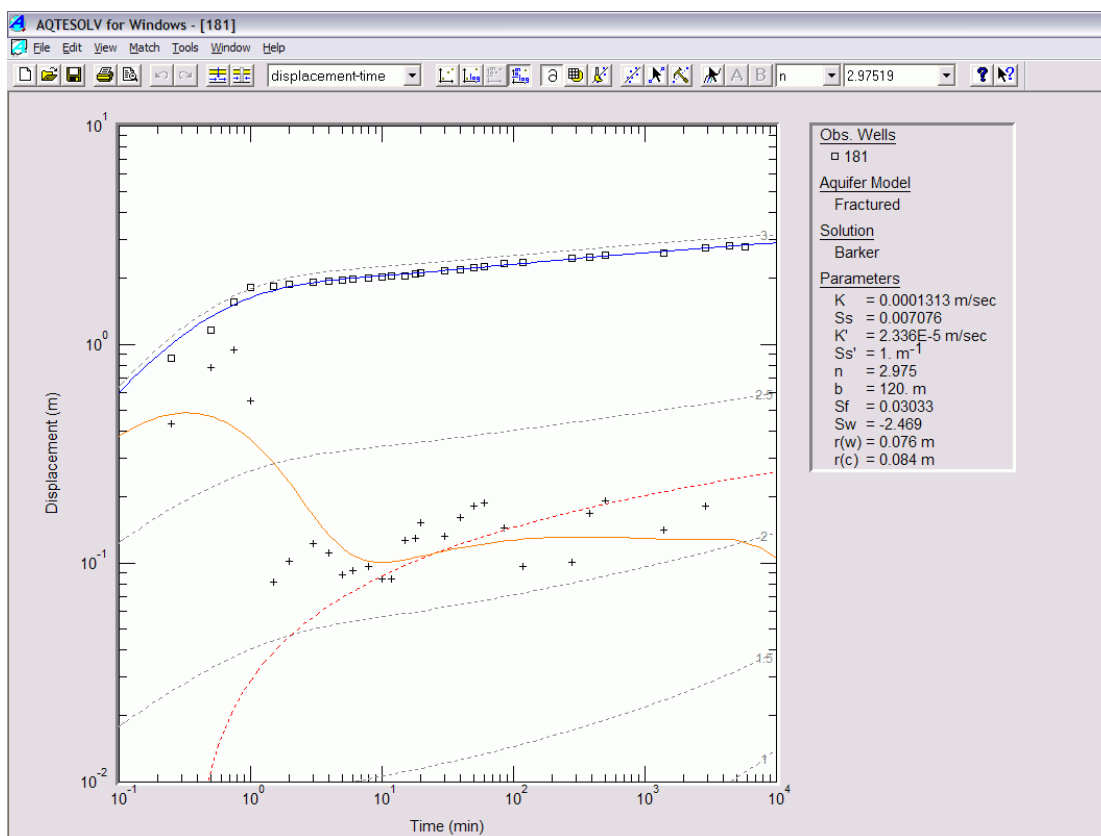
Pril. 122 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 109).



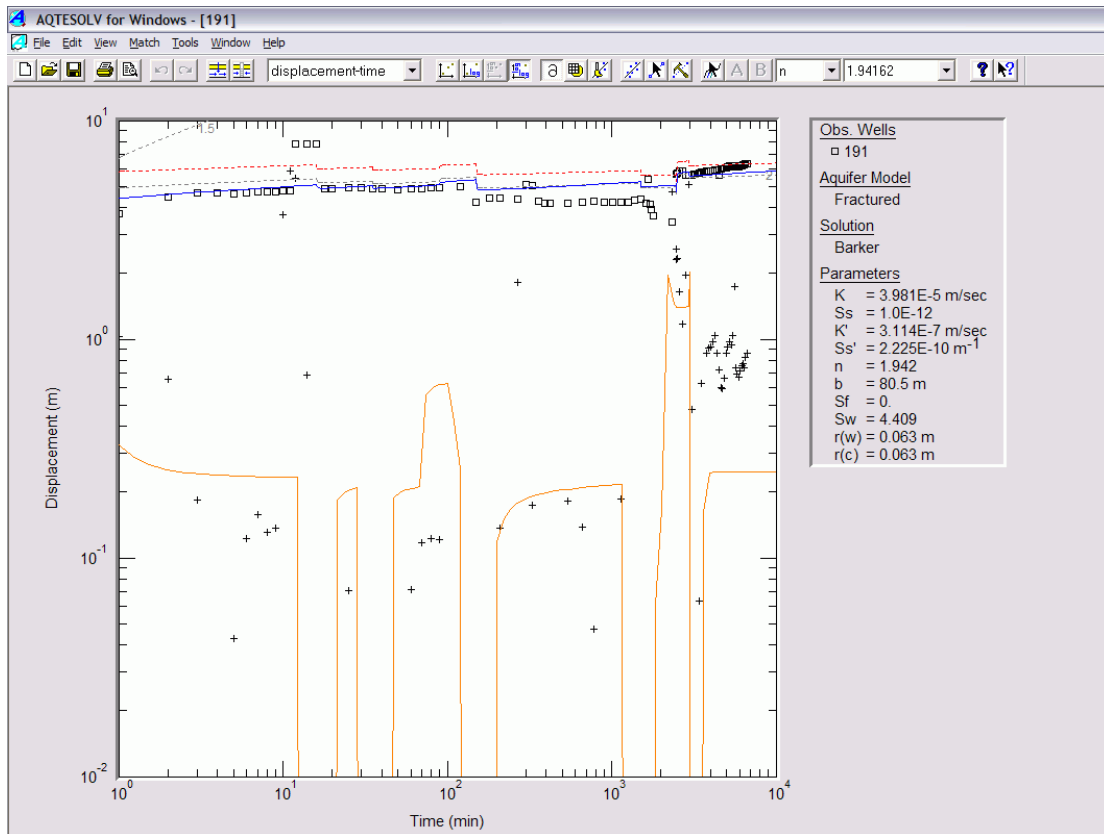
Pril. 123 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 174).



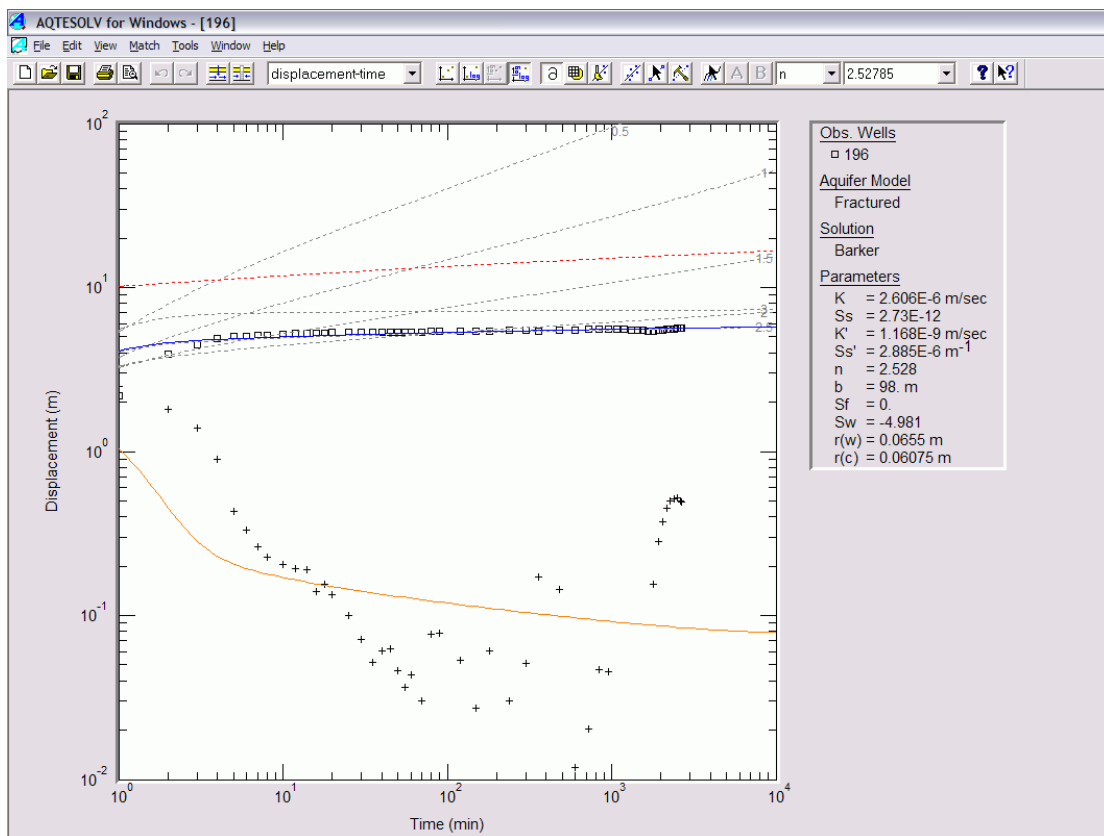
Pril. 124 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 181).



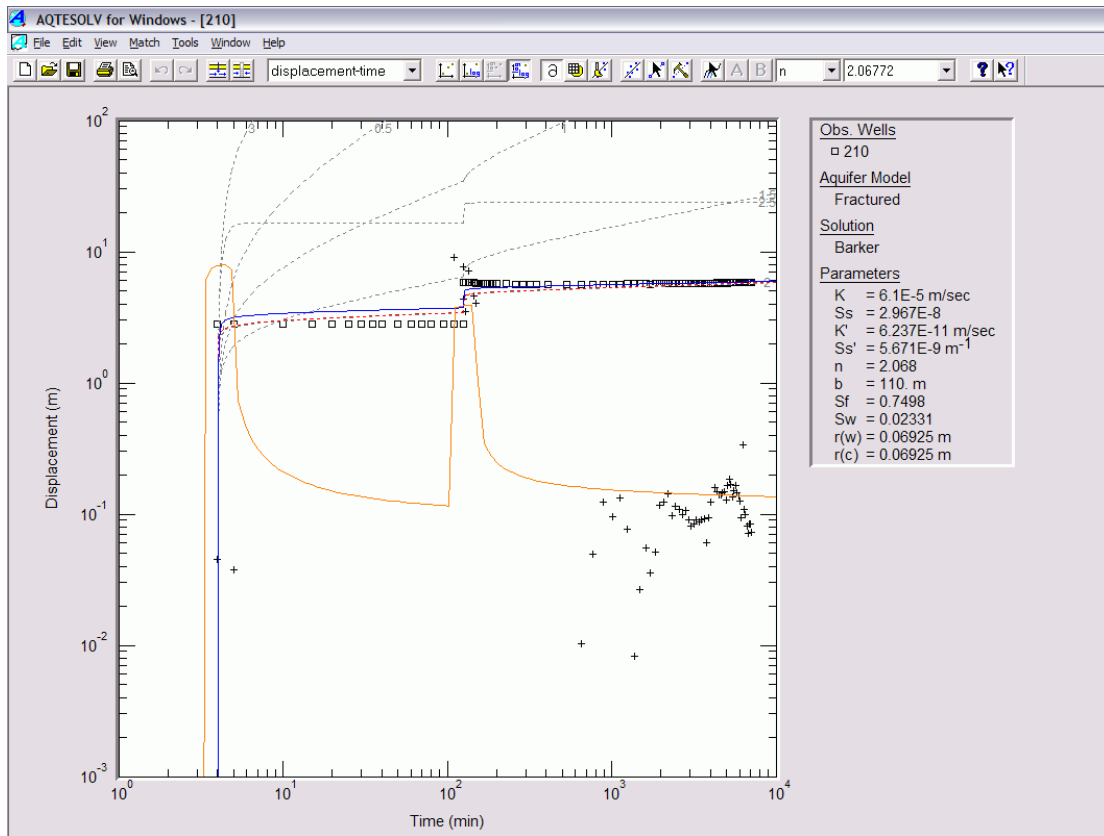
Pril. 125 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 191).



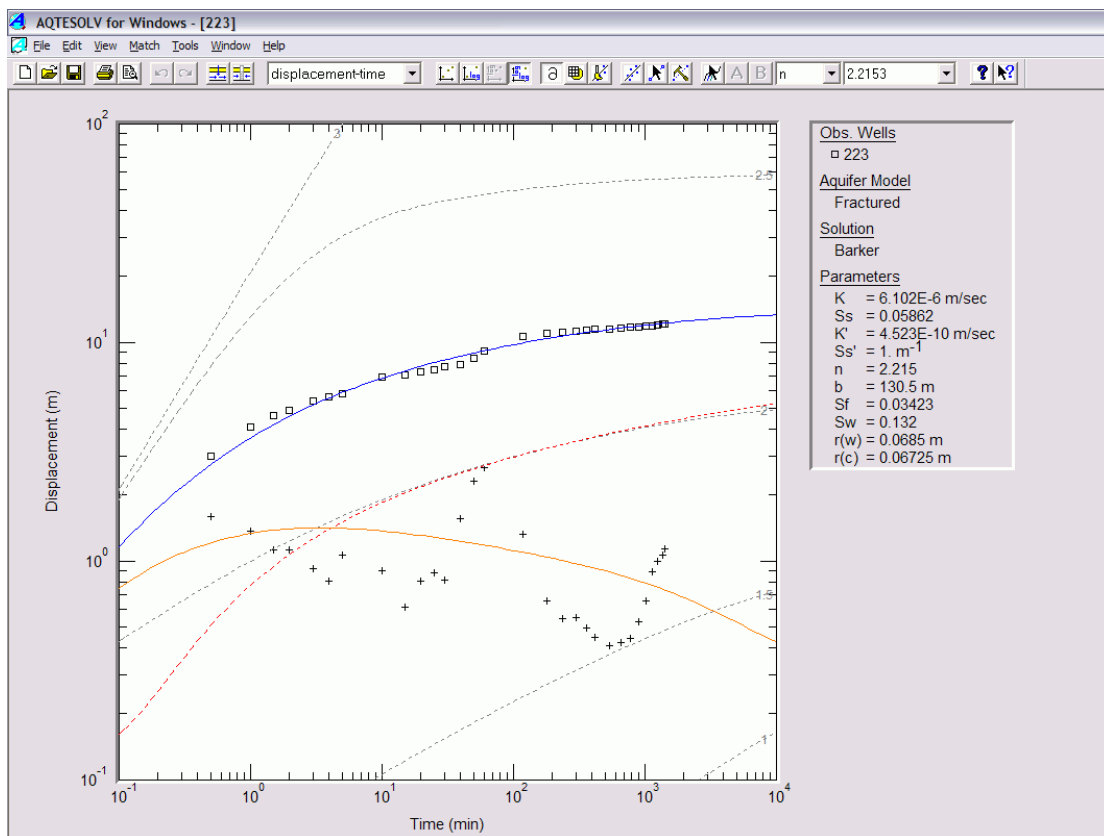
Pril. 126 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 196).



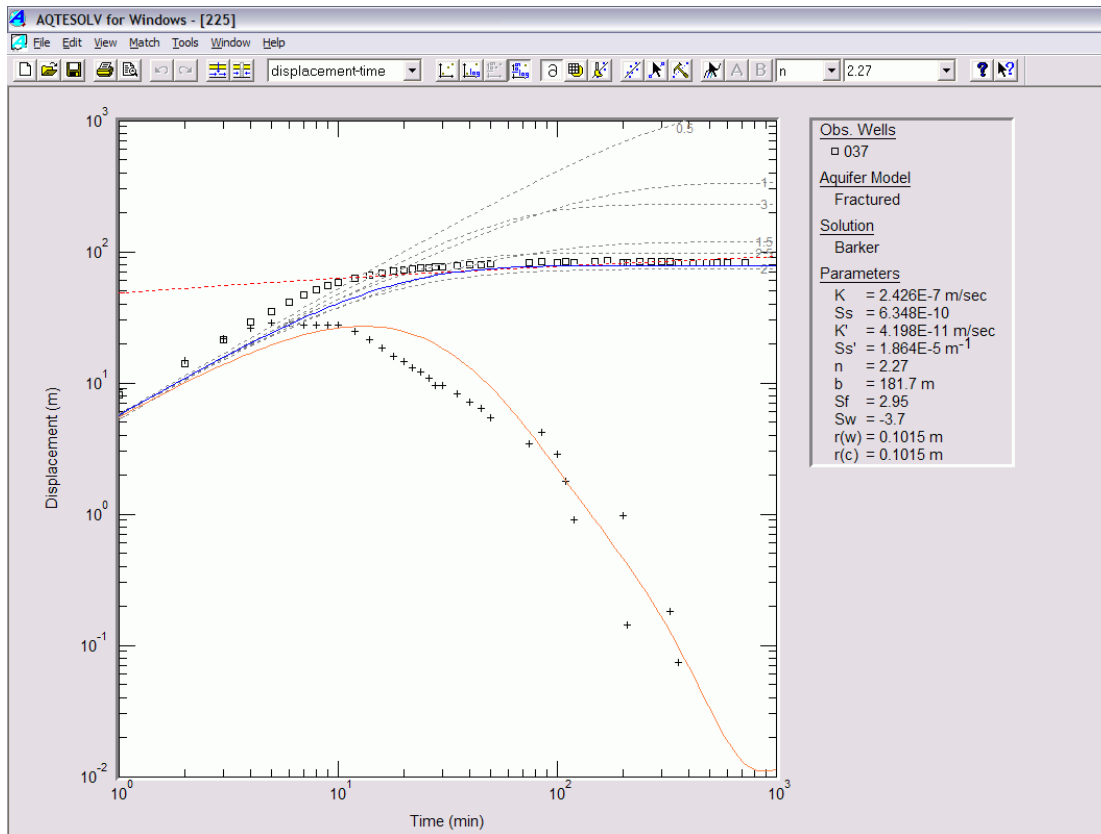
Pril. 127 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 210).



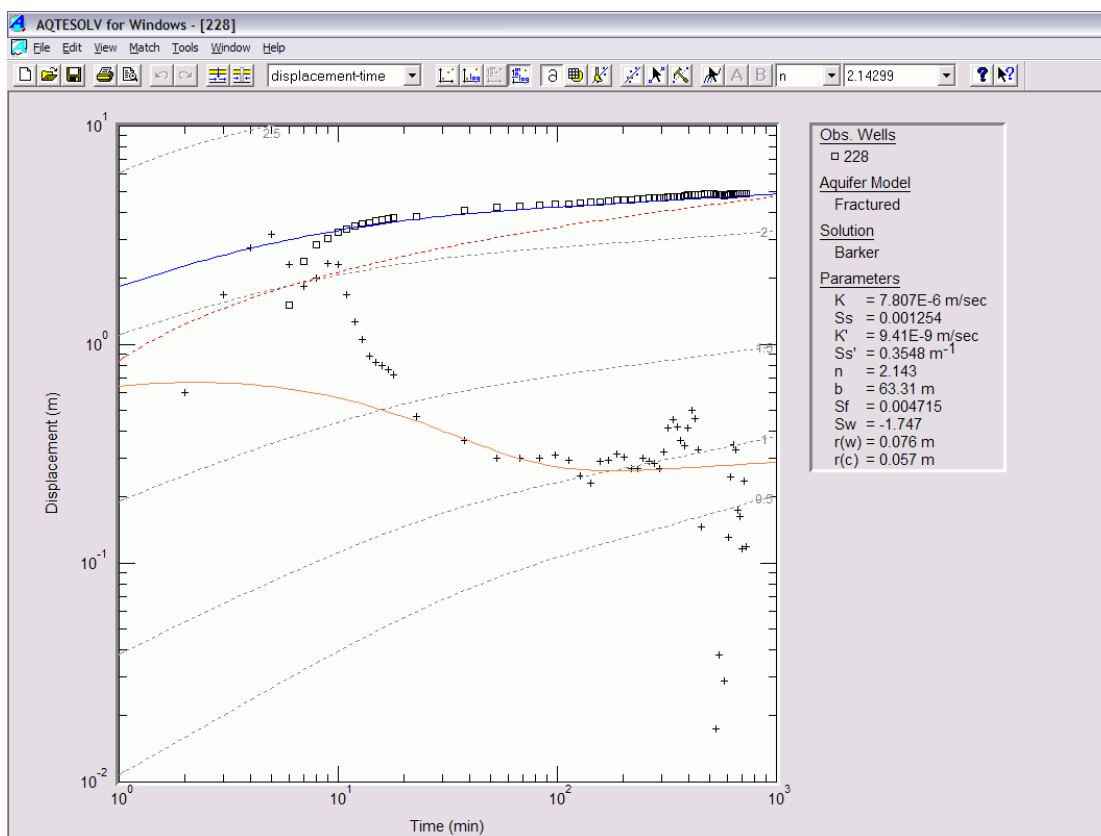
Pril. 128 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 223).



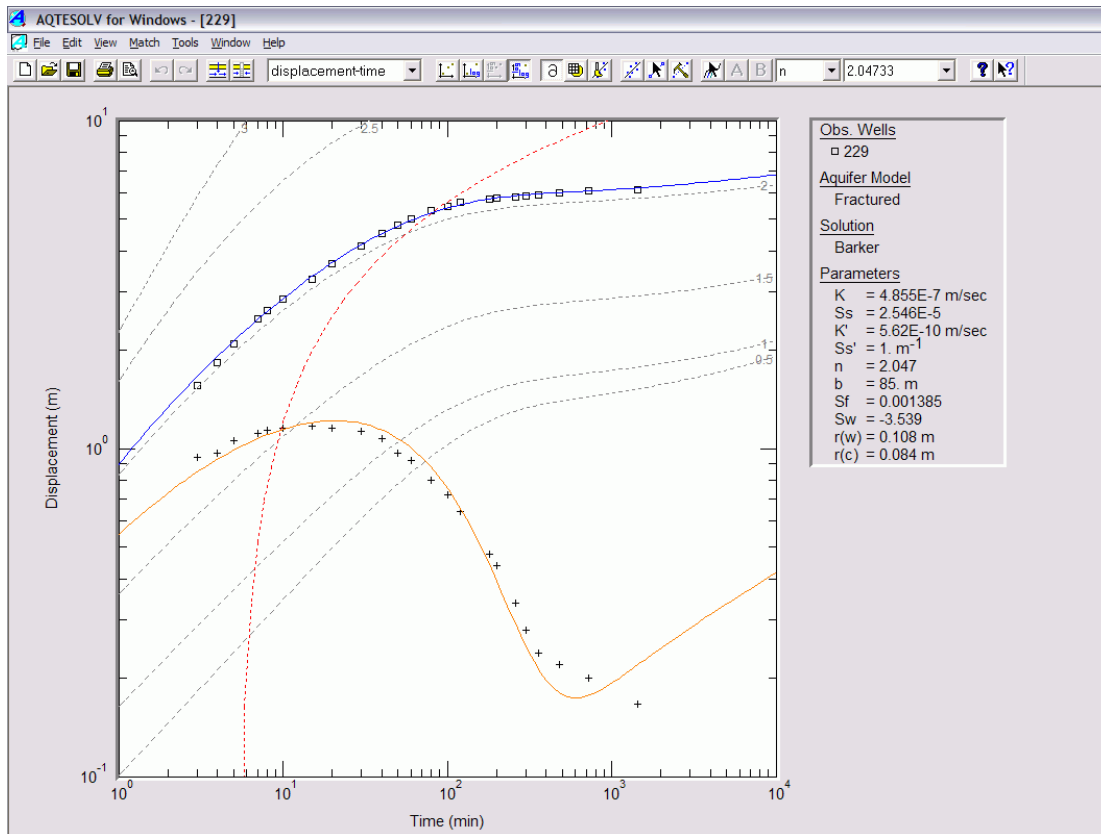
Pri. 129 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 225).



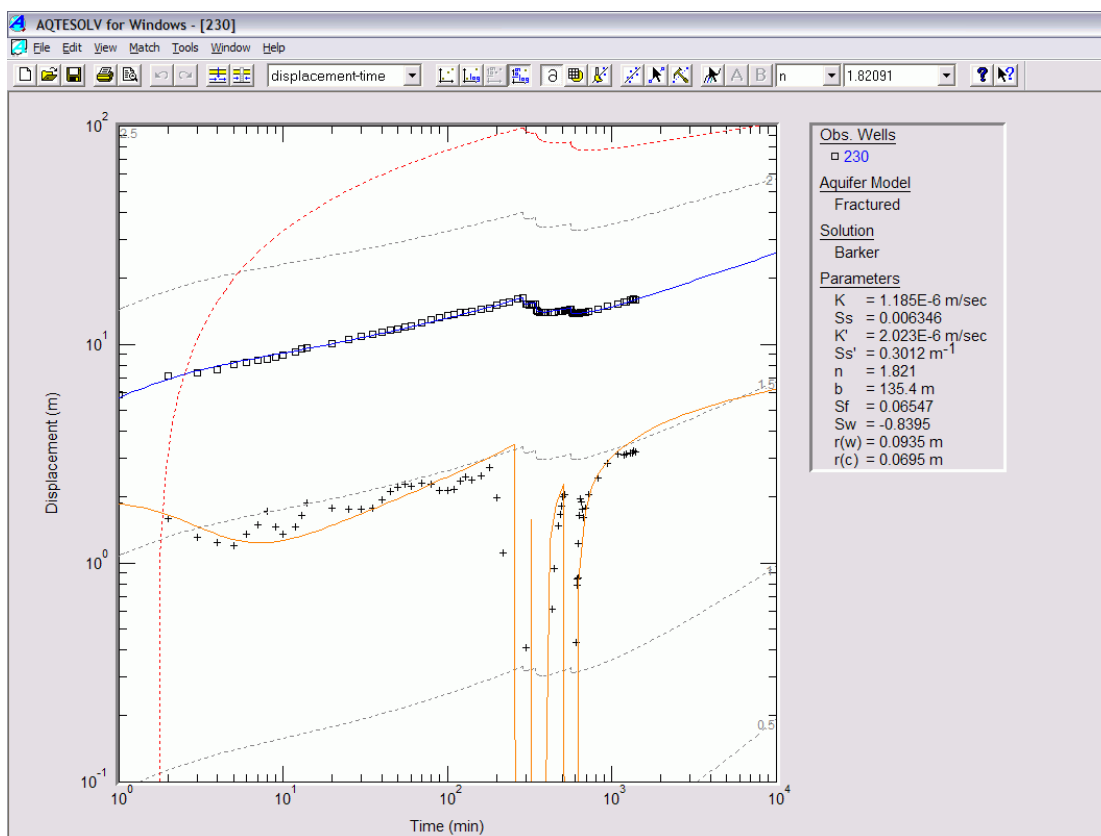
Pri. 130 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 228).



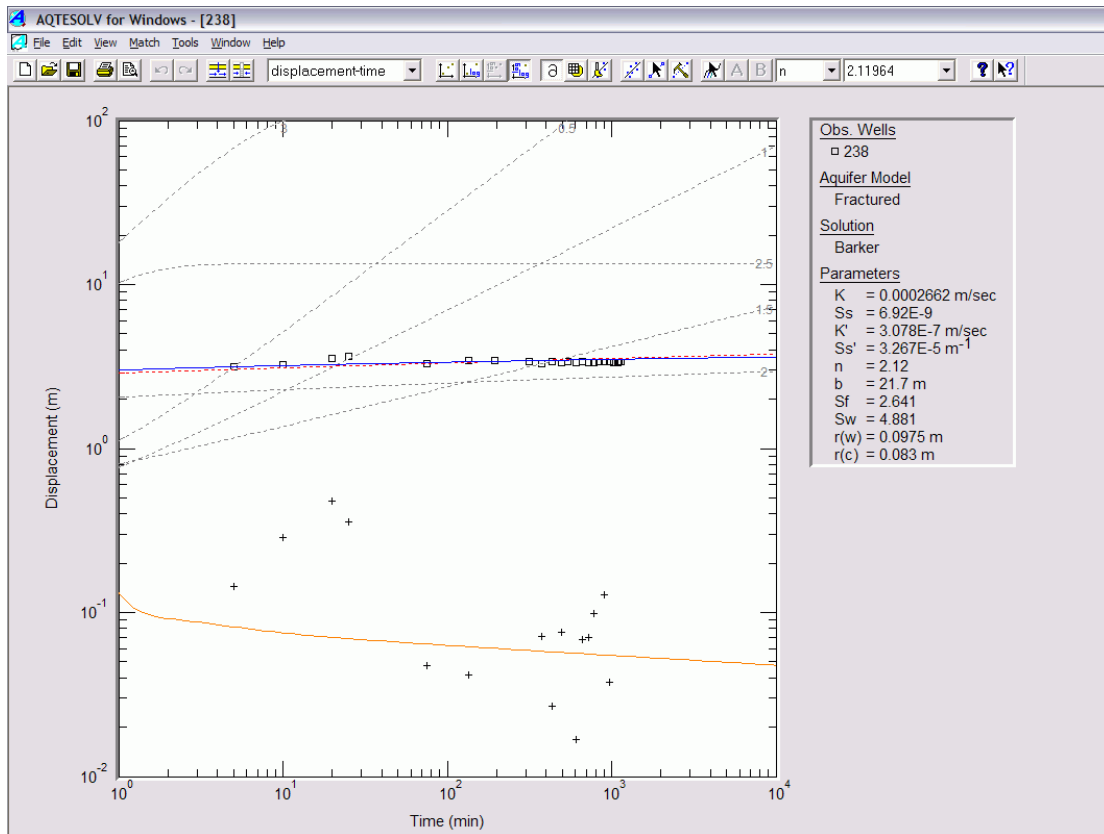
Pril. 131 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 229).



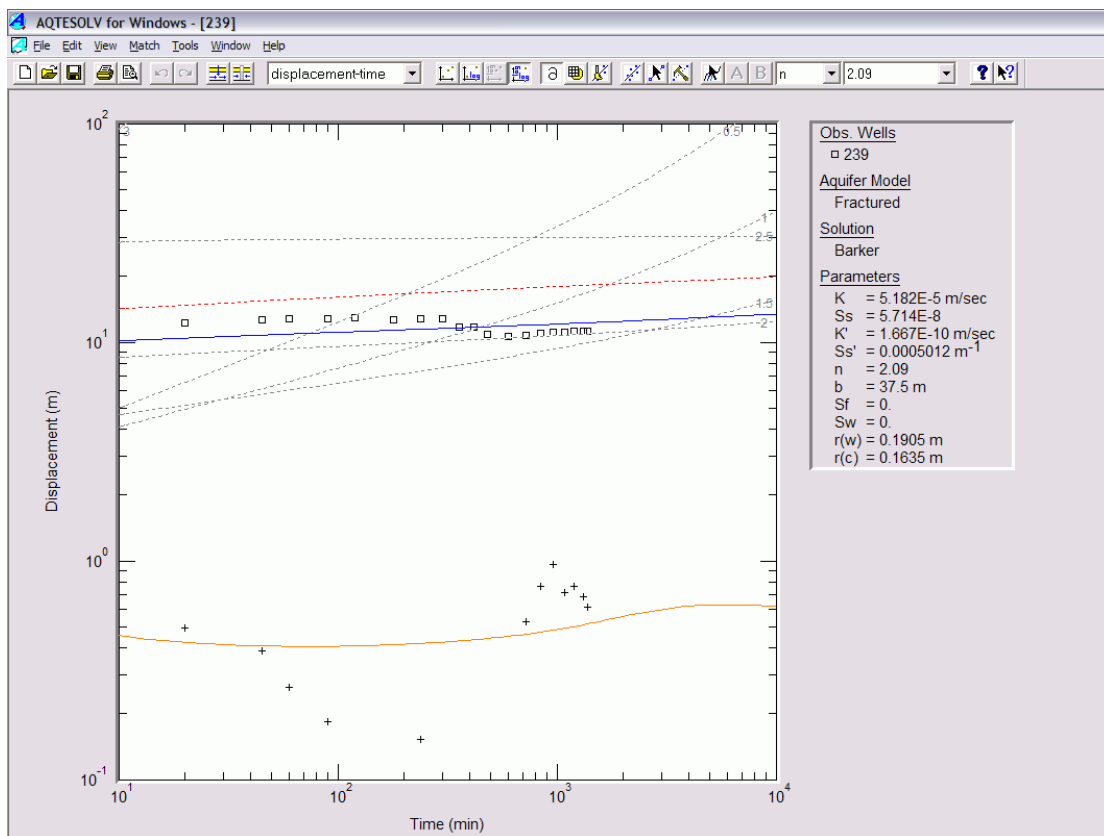
Pril. 132 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 230).



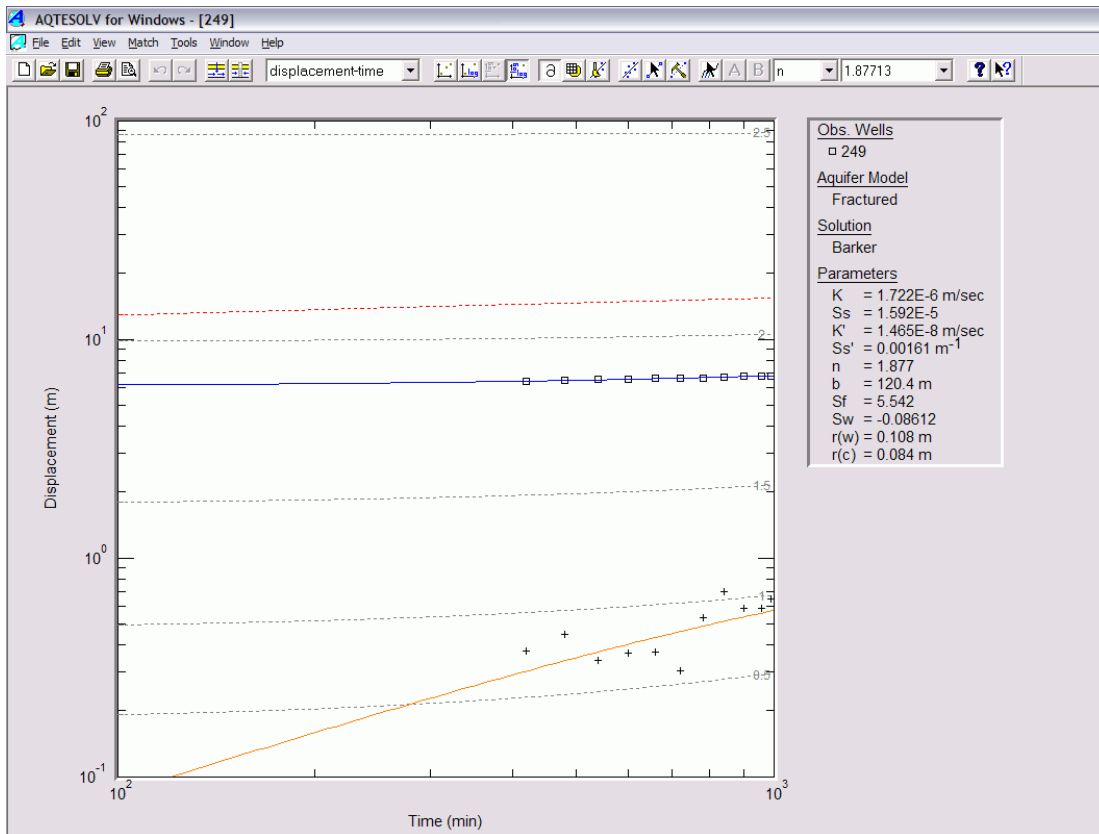
Pril. 133 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 238).



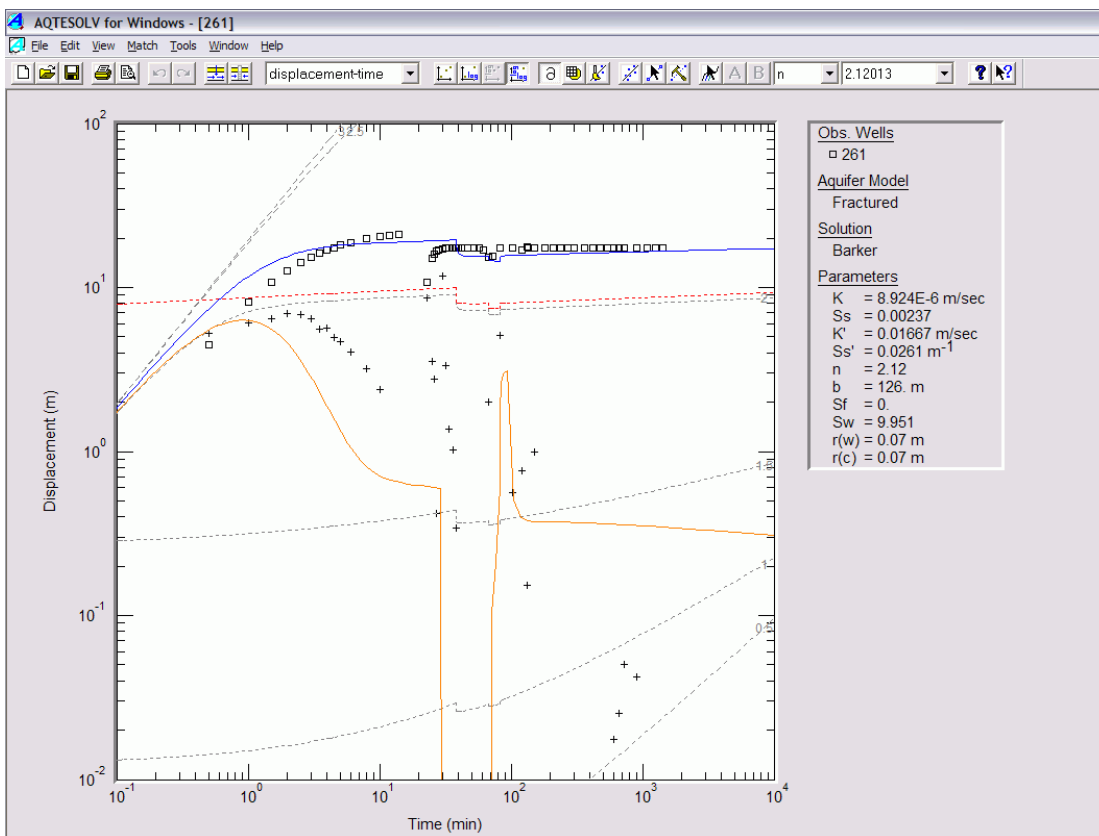
Pril. 134 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 239).



Pril. 135 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 249).

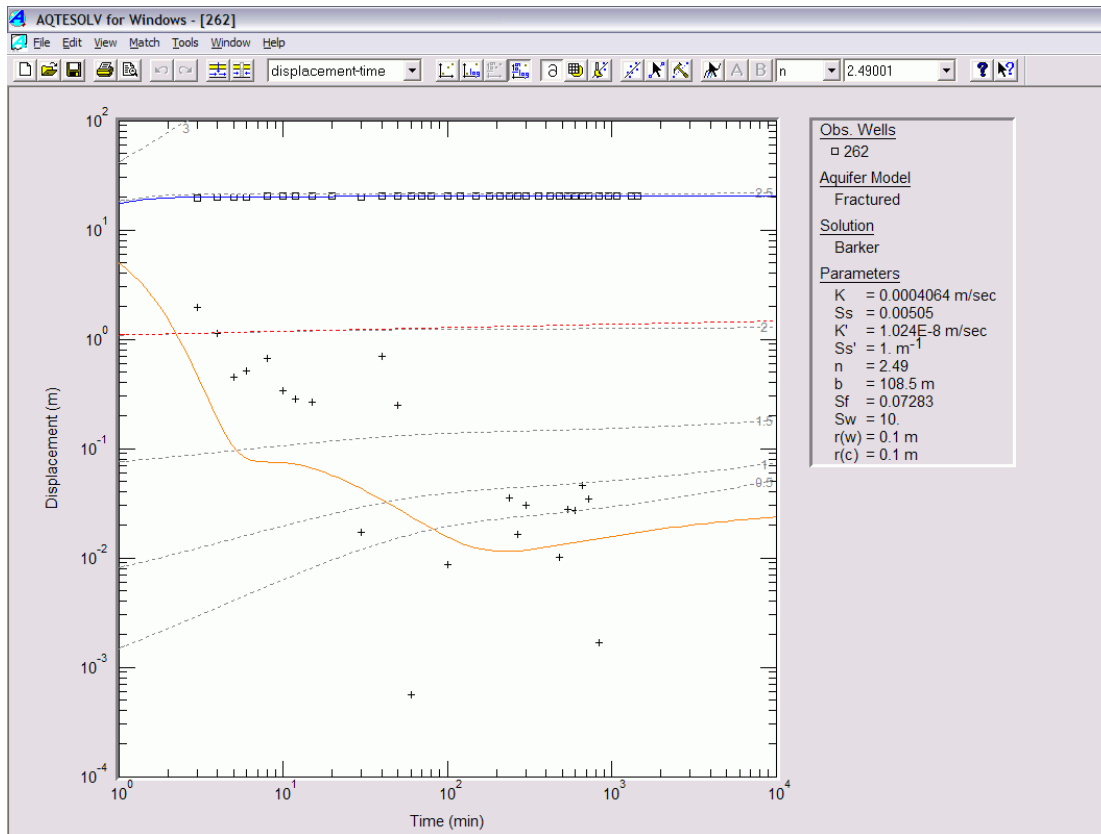


Pril. 136 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 261).

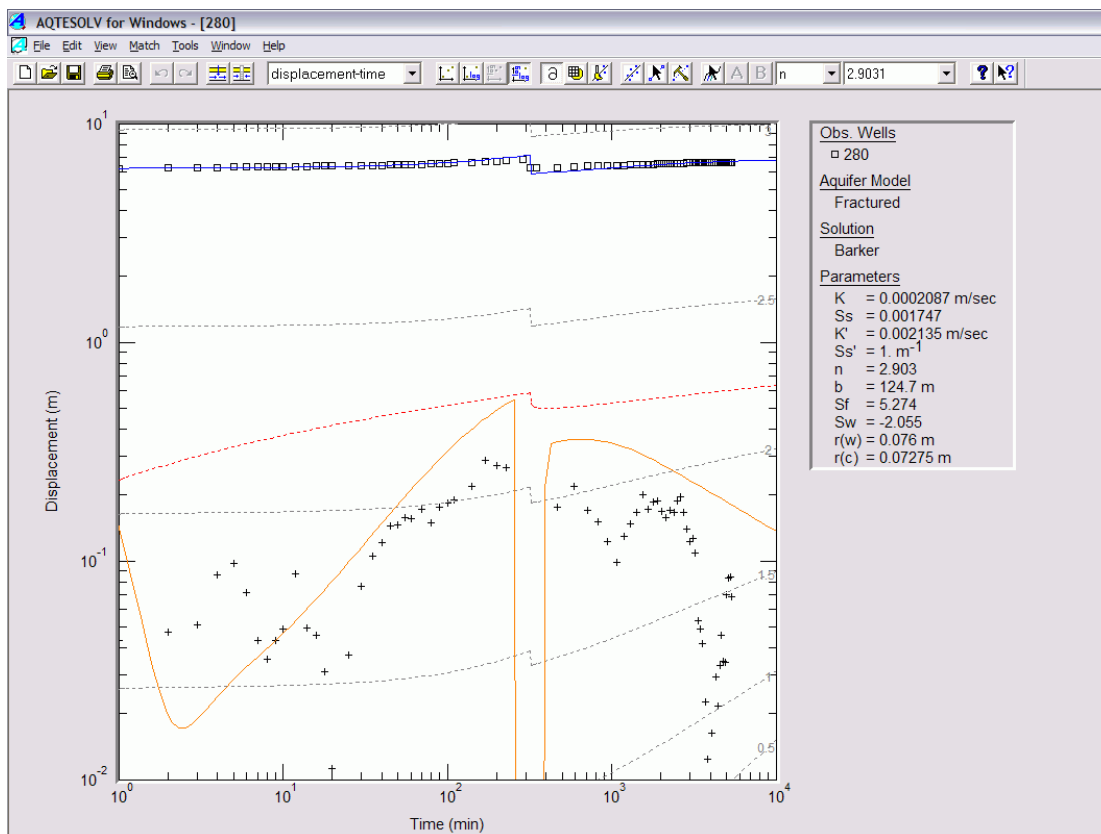




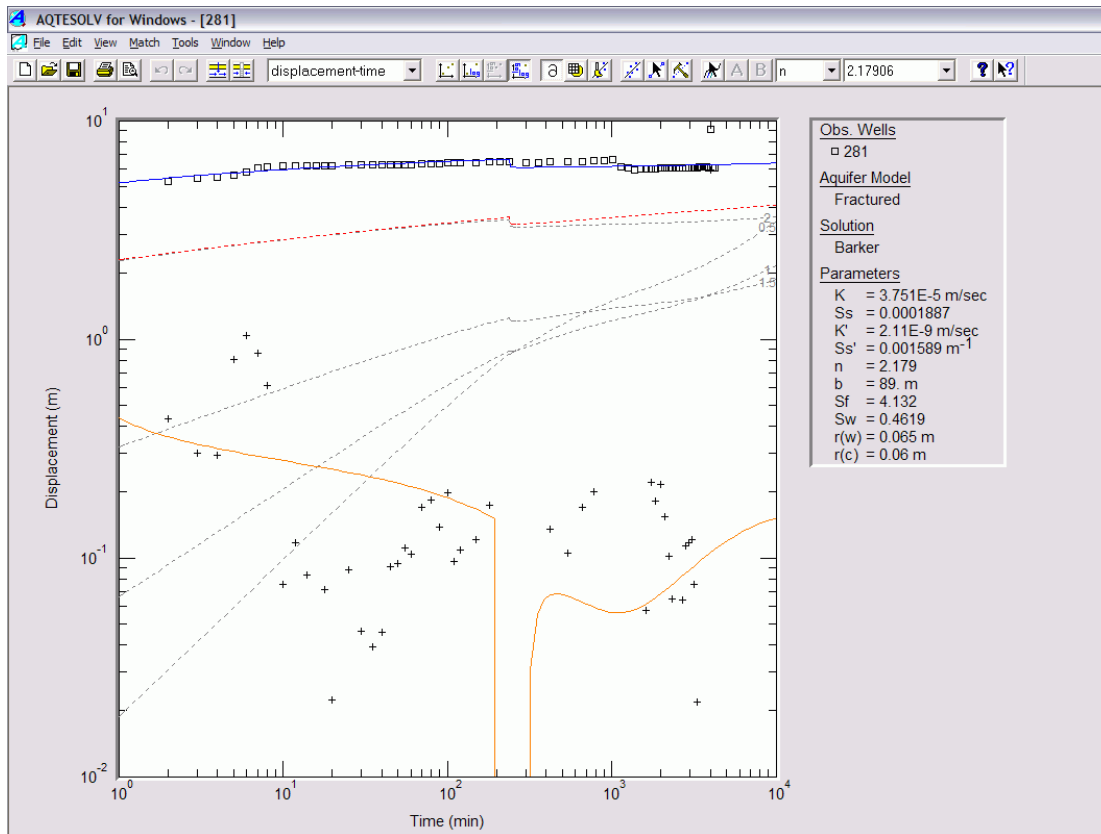
Pril. 137 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 262).



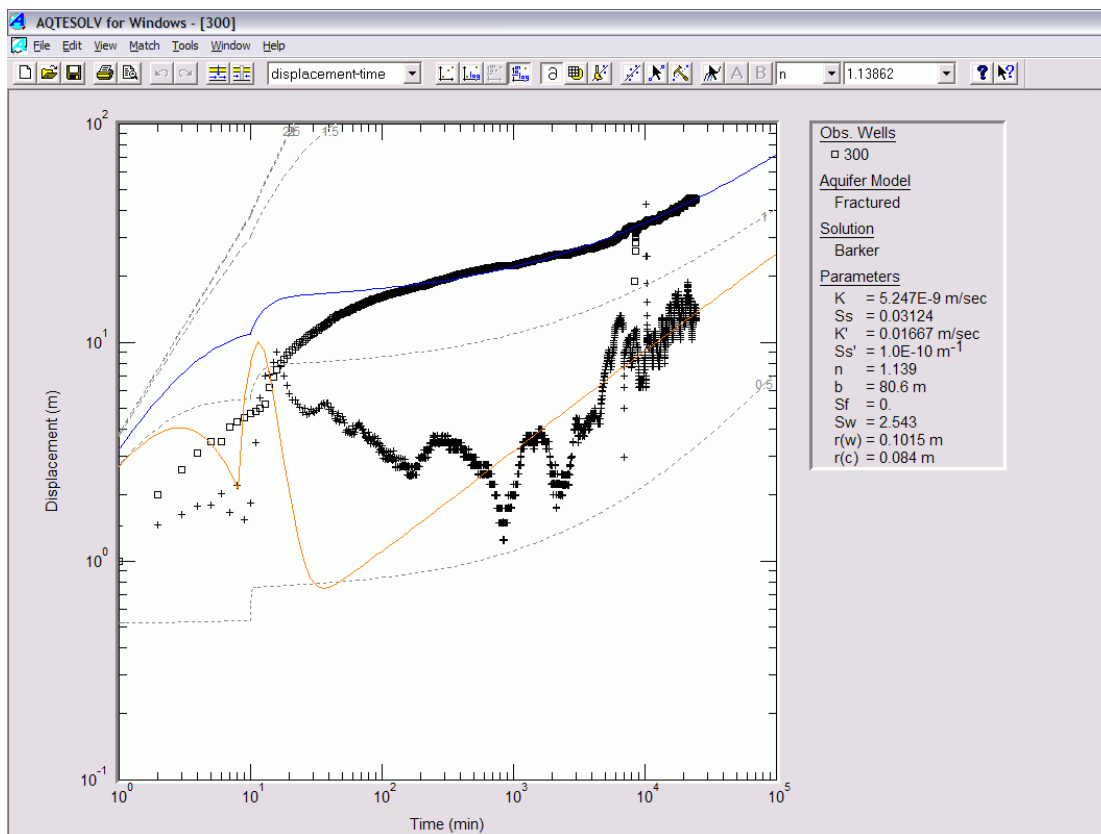
Pril. 138 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 280).



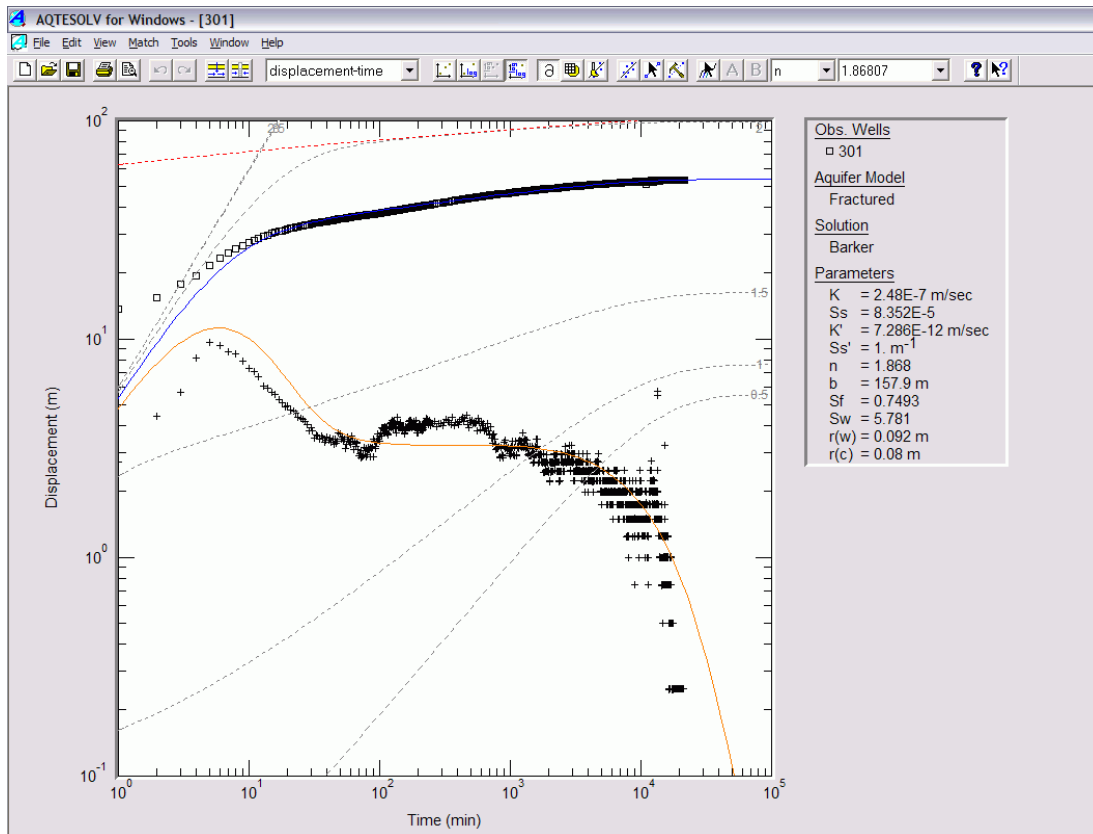
Pril. 139 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 281).



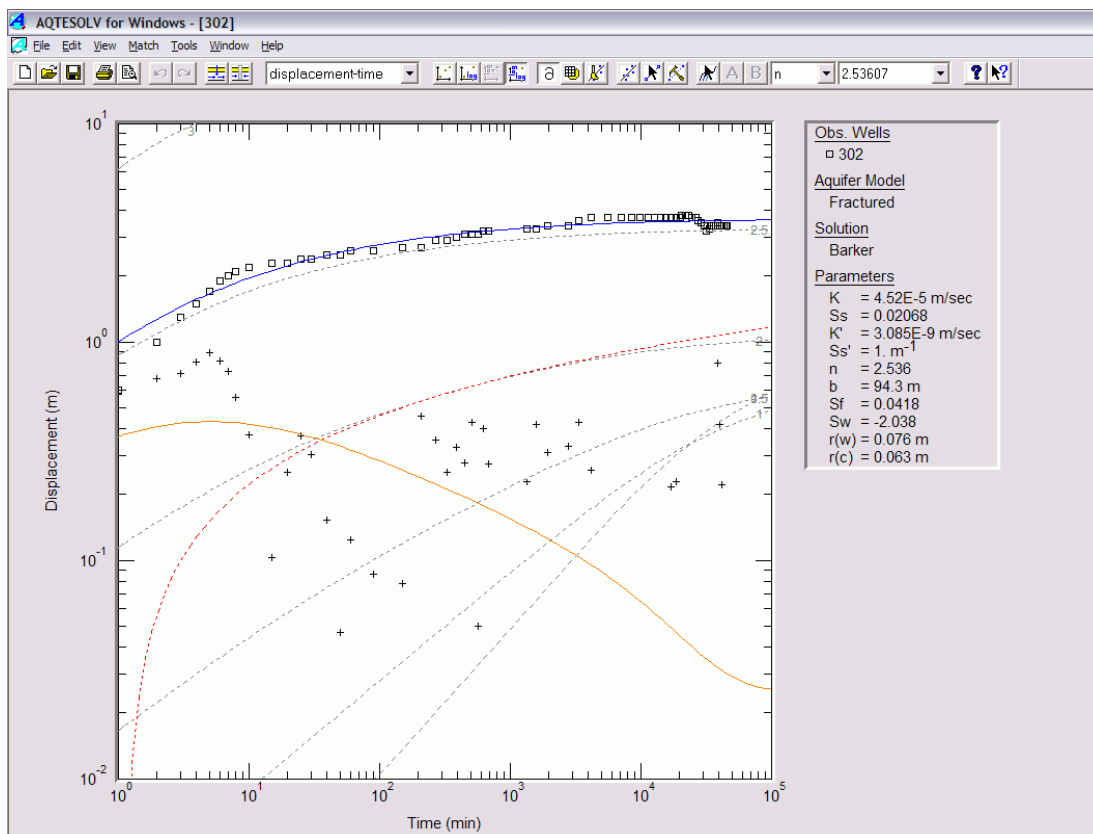
Pril. 140 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 300).



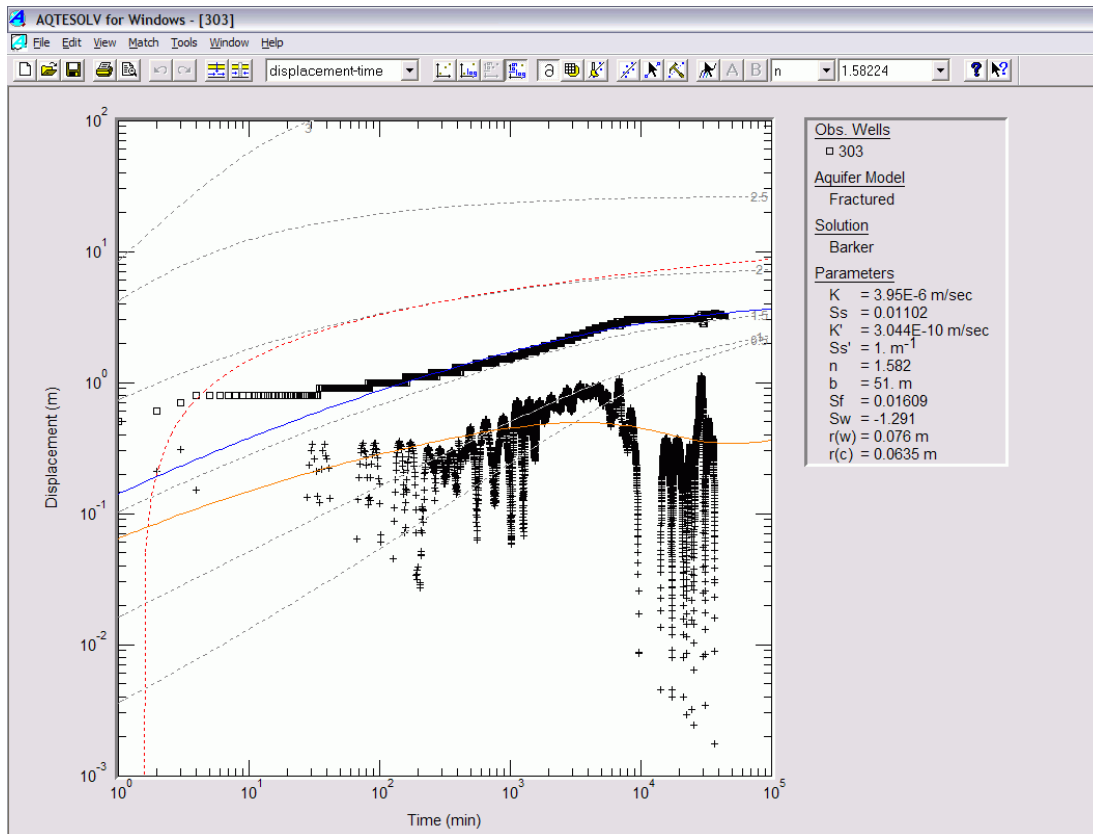
Pril. 141 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 301).



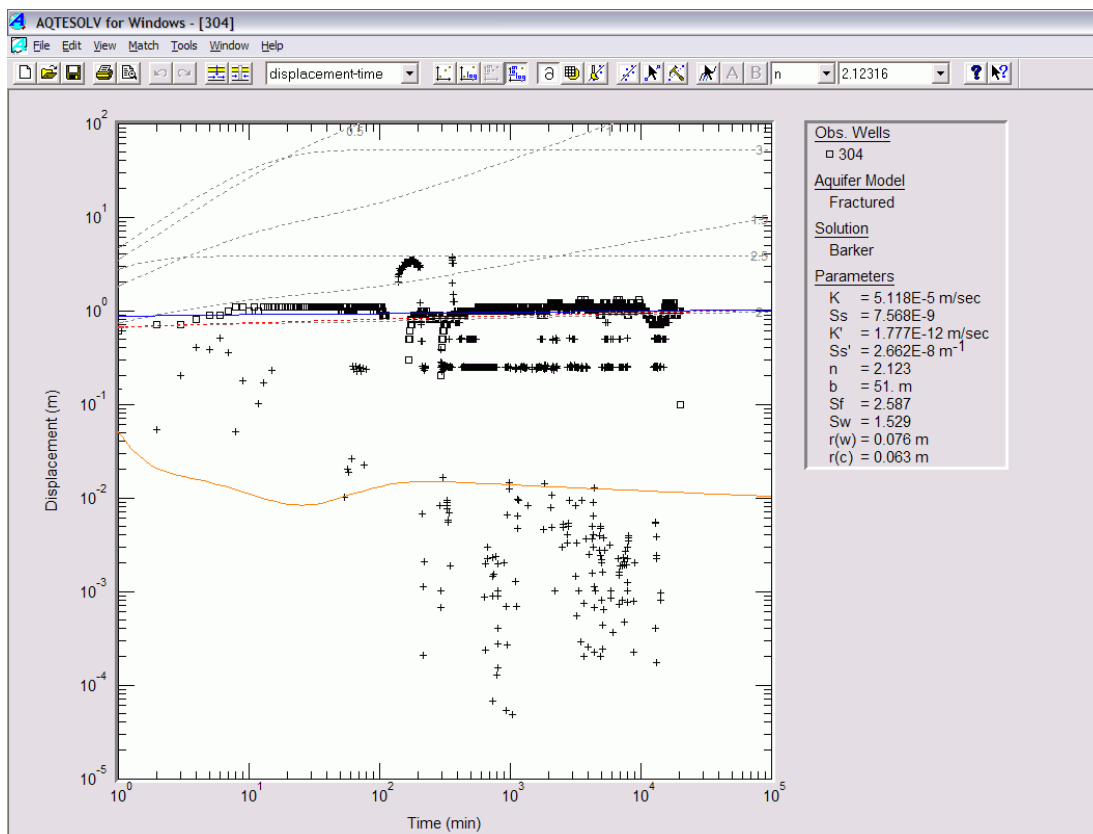
Pril. 142 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 302).



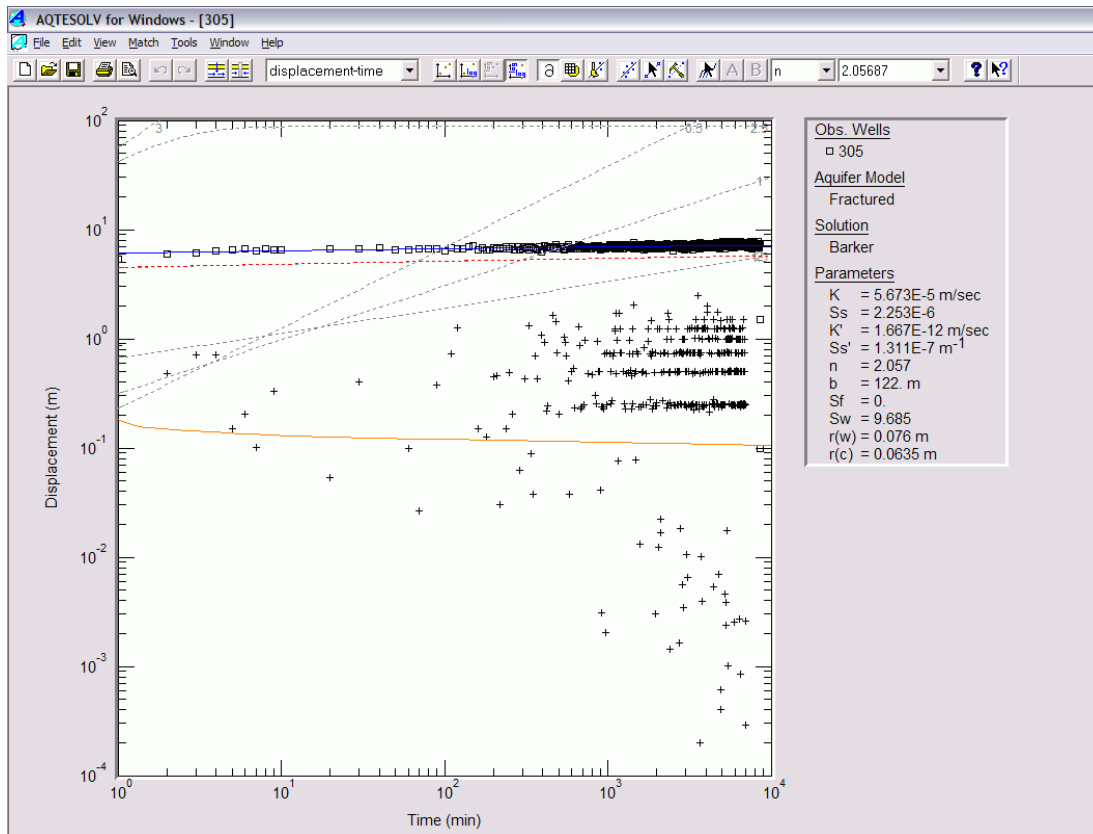
Pril. 143 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 303).



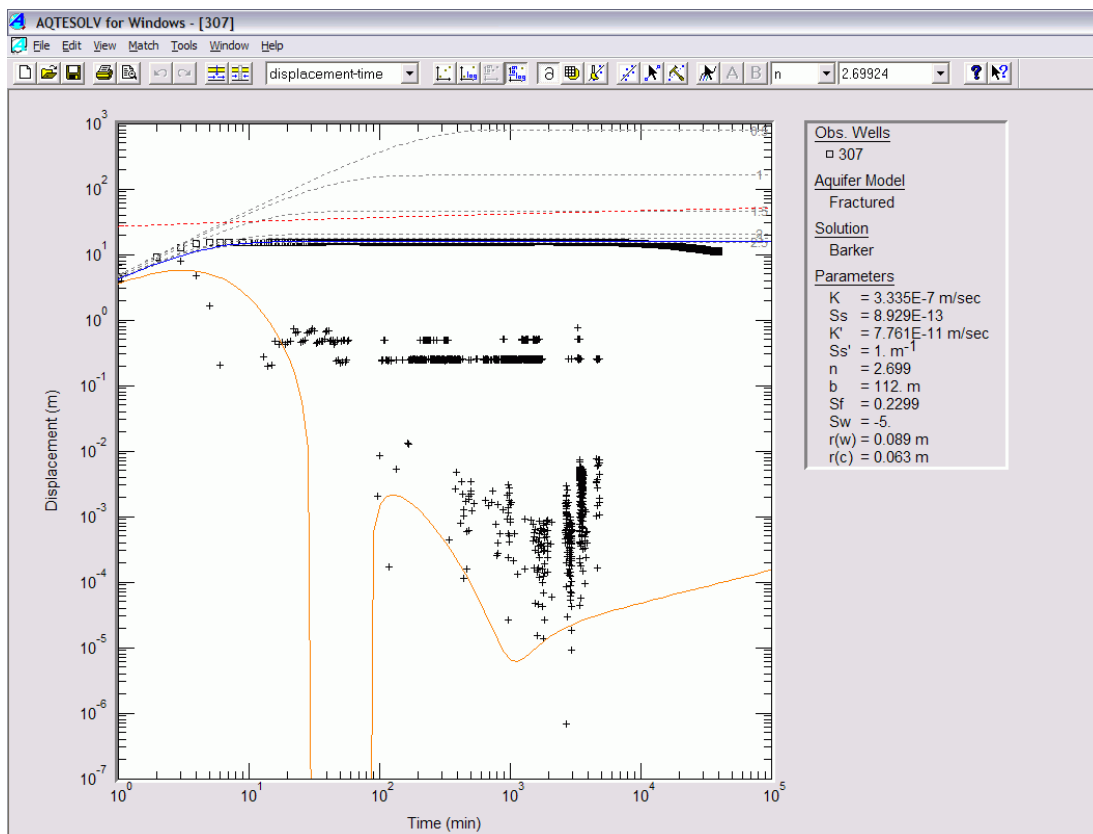
Pril. 144 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 304).



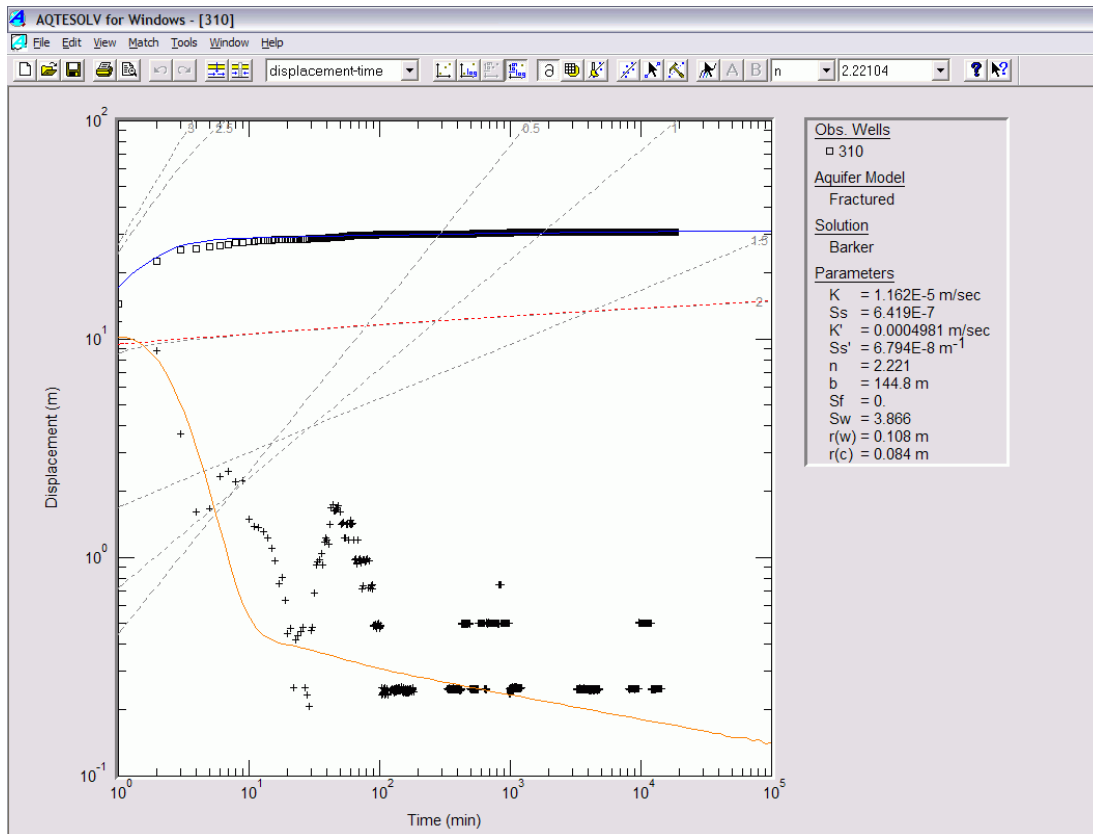
Pril. 145 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 305).



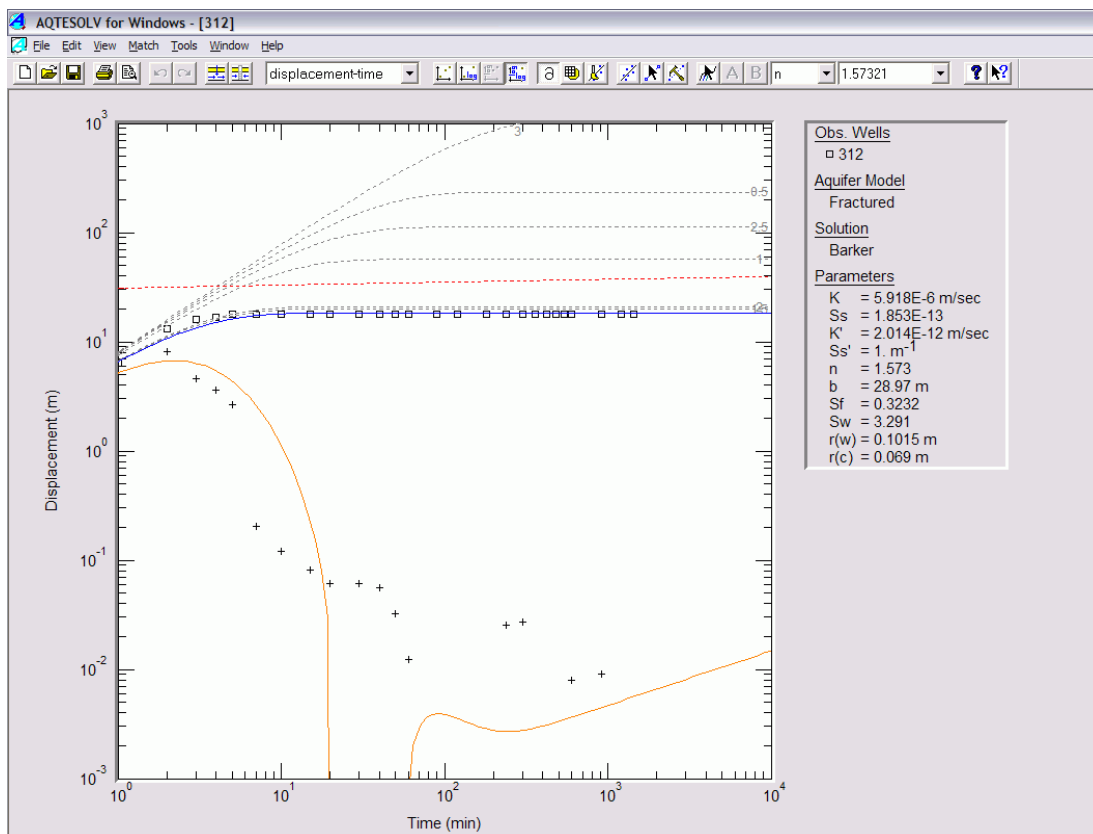
Pril. 146 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 307).



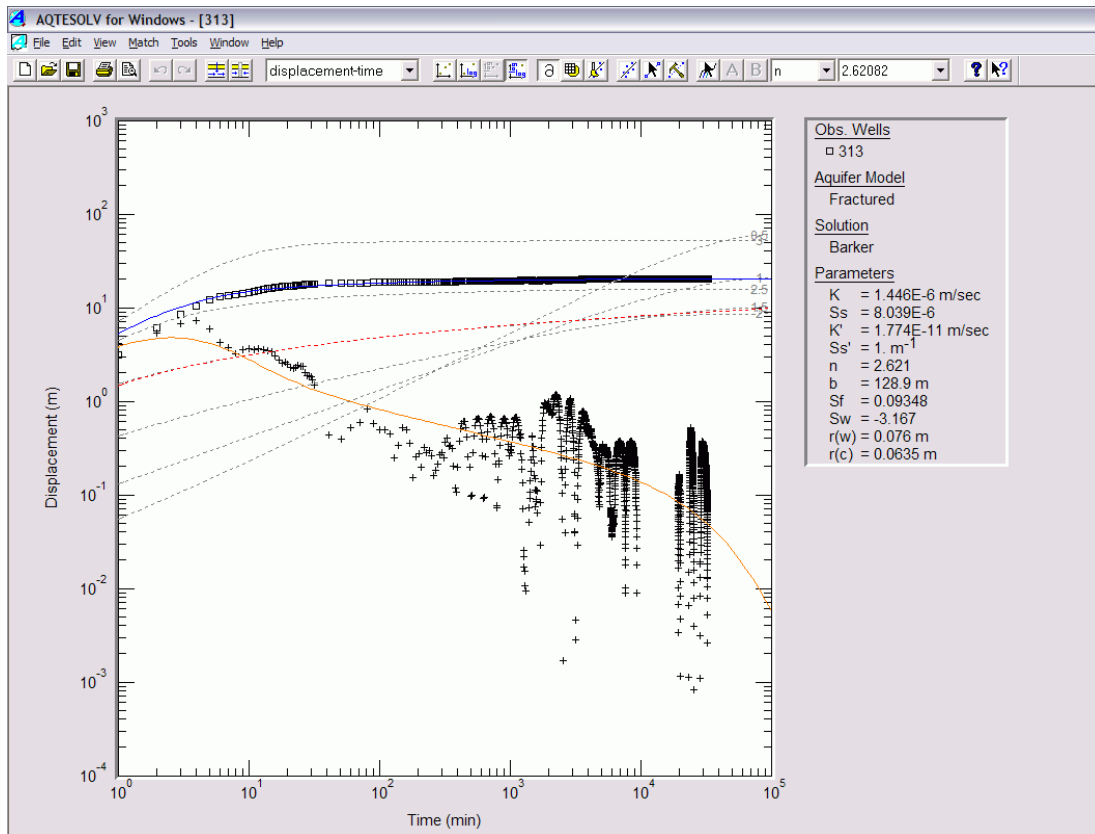
Pril. 147 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 310).



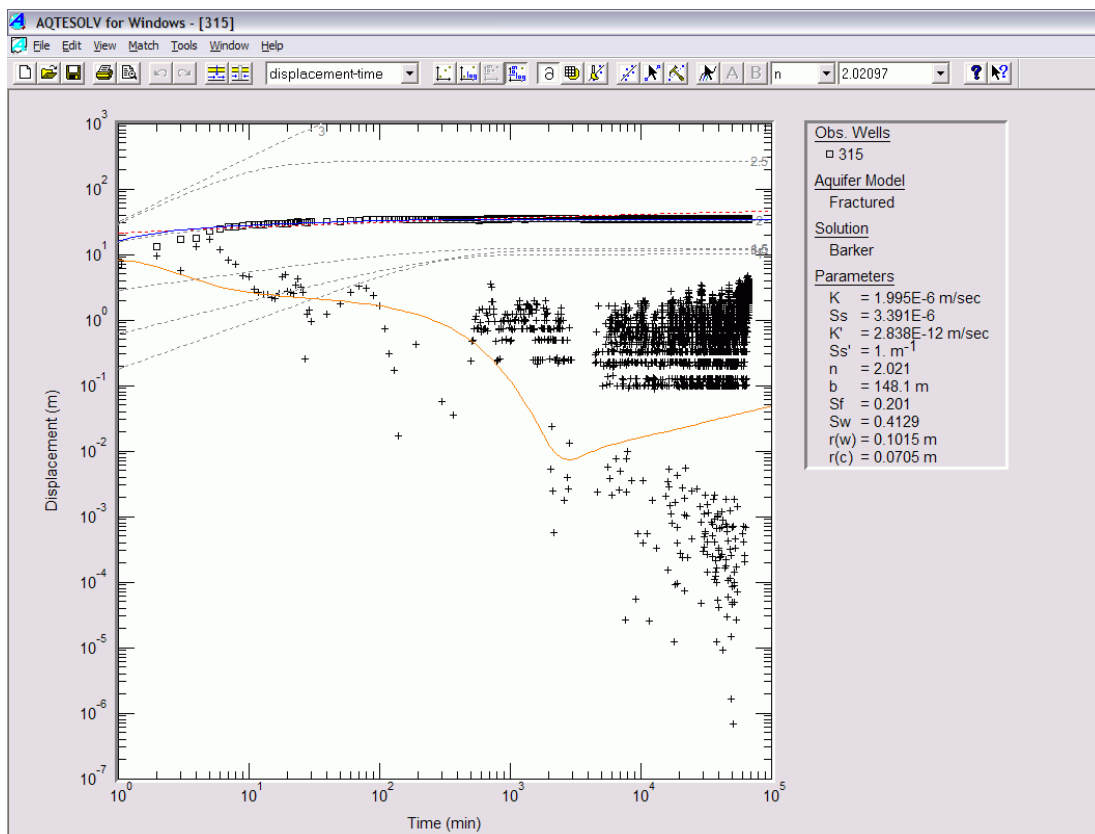
Pril. 148 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 312).



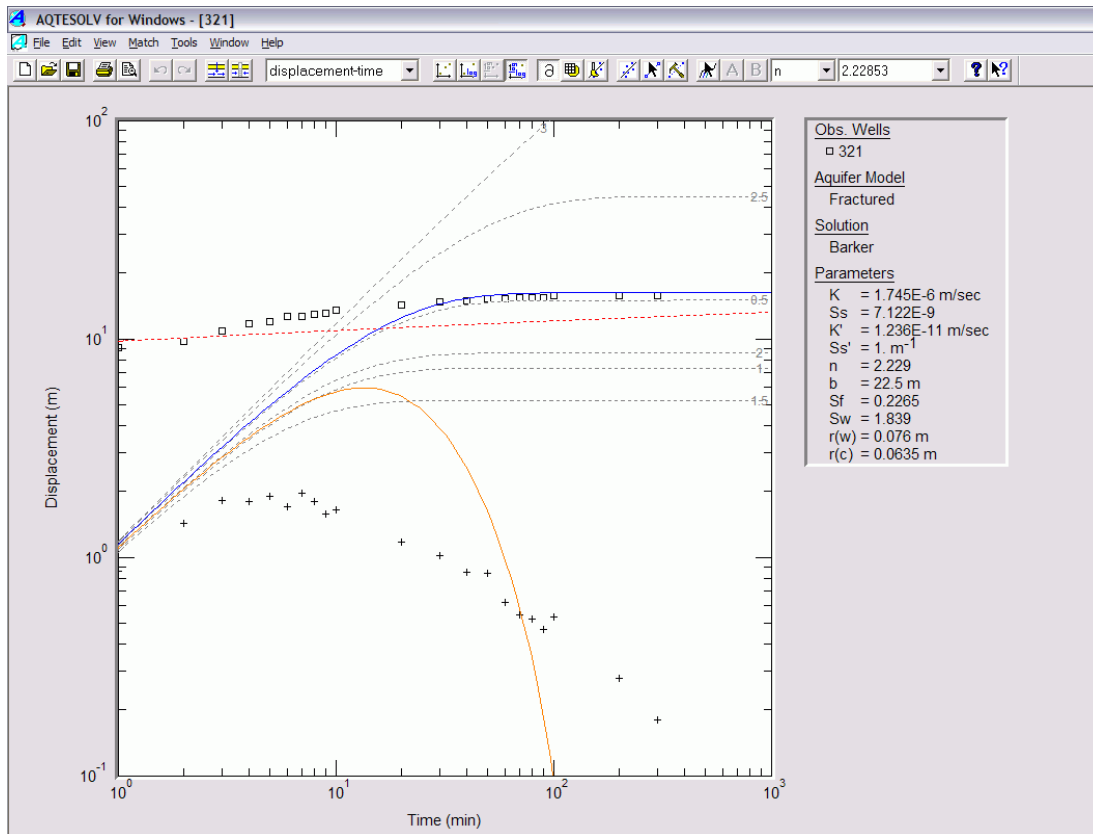
Pril. 149 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 313).



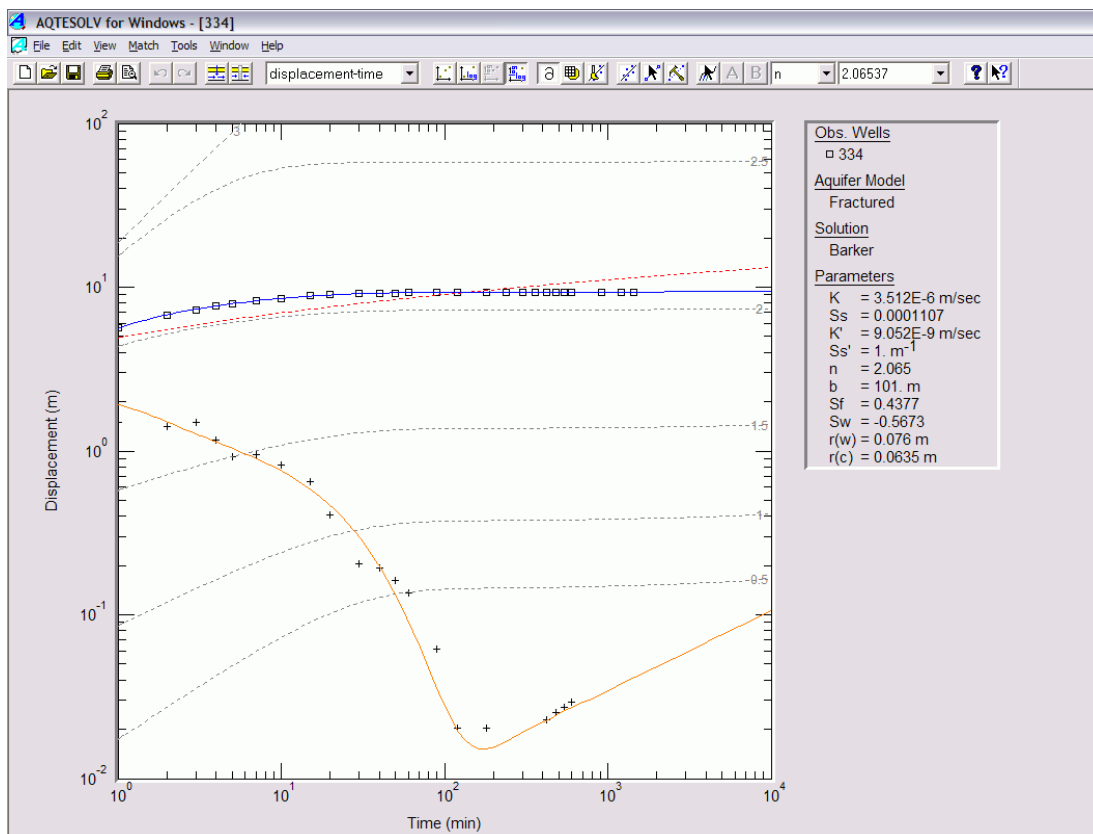
Pril. 150 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 315).



Pril. 151 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 321).

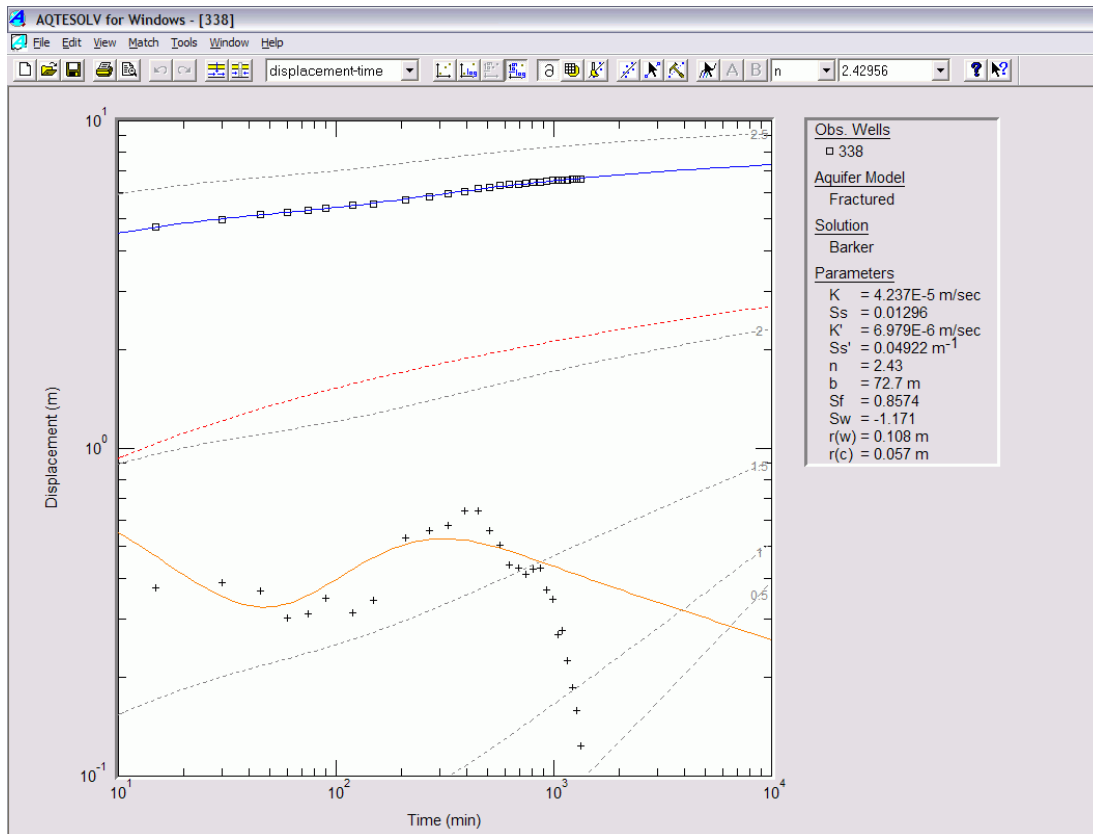


Pril. 152 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 334).

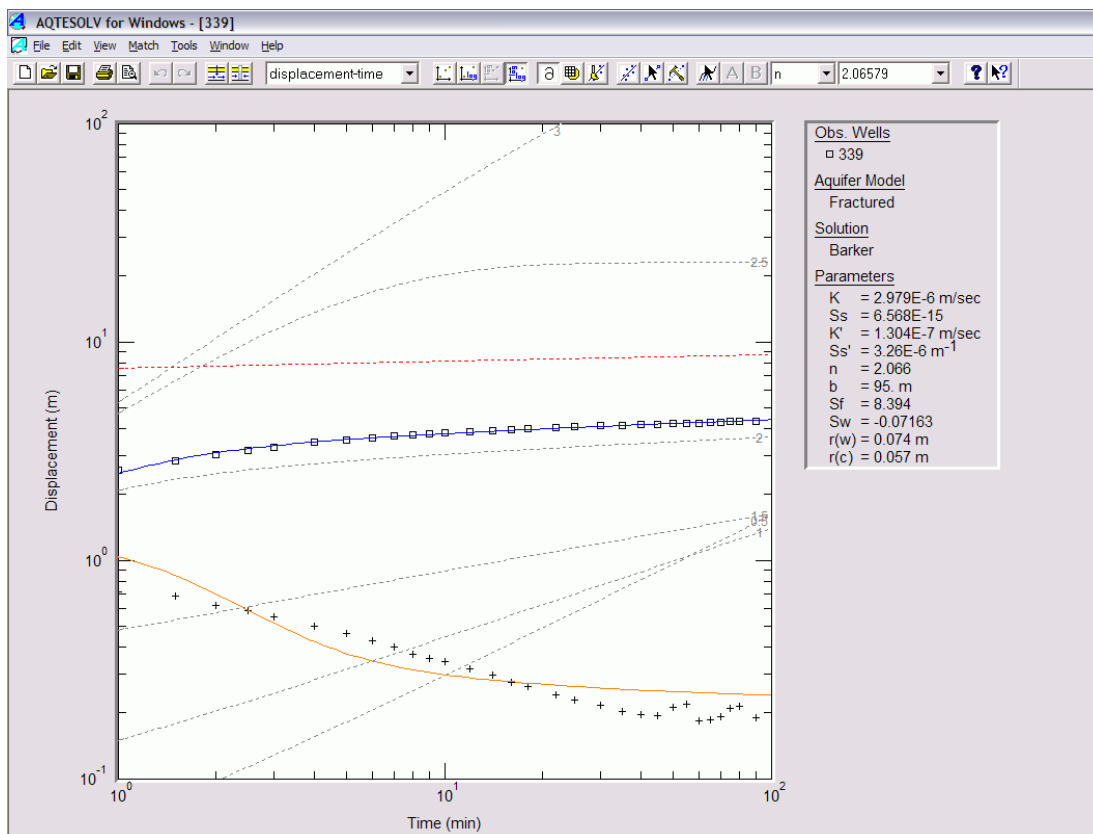




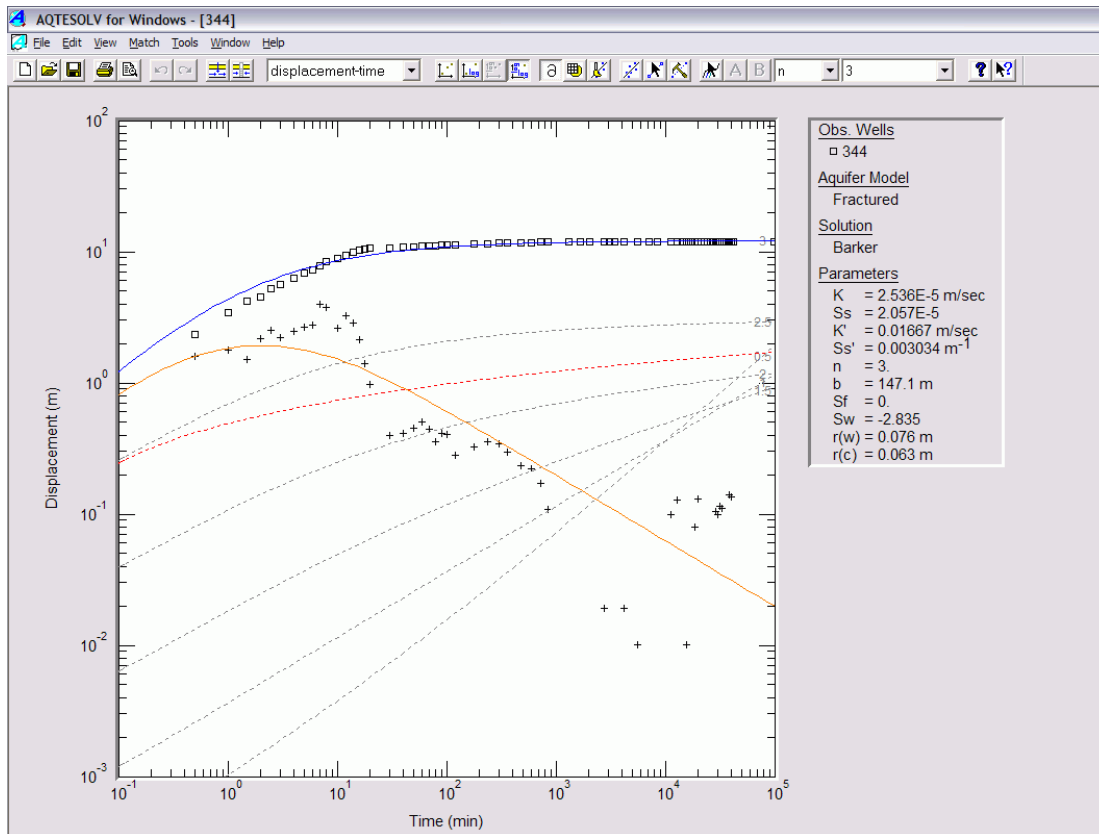
Pril. 153 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 338).



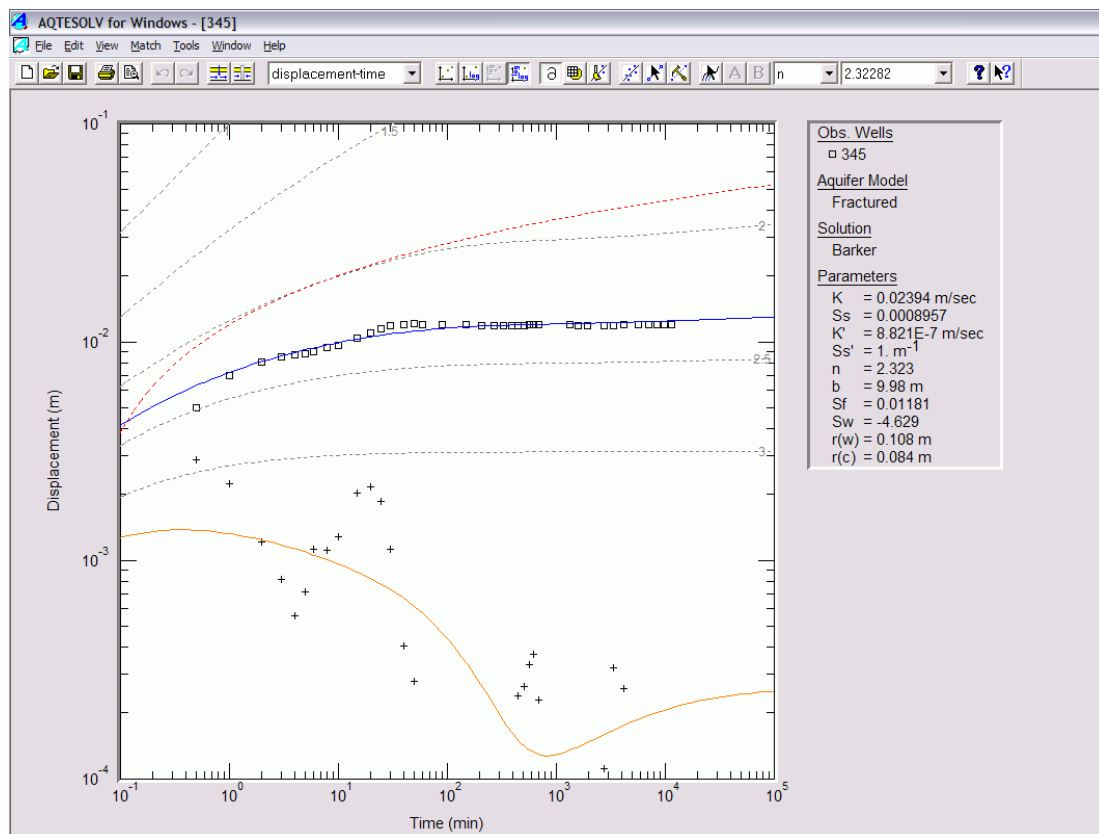
Pril. 154 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 339).



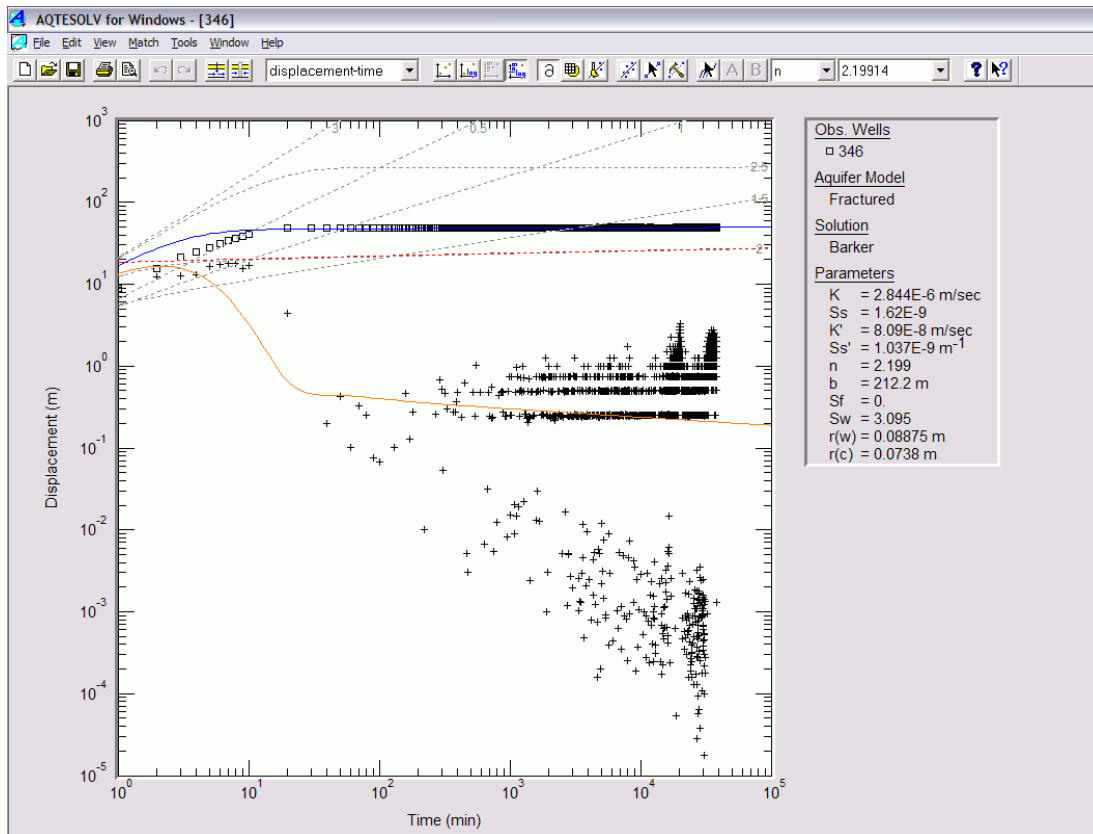
PriL 155 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 344).



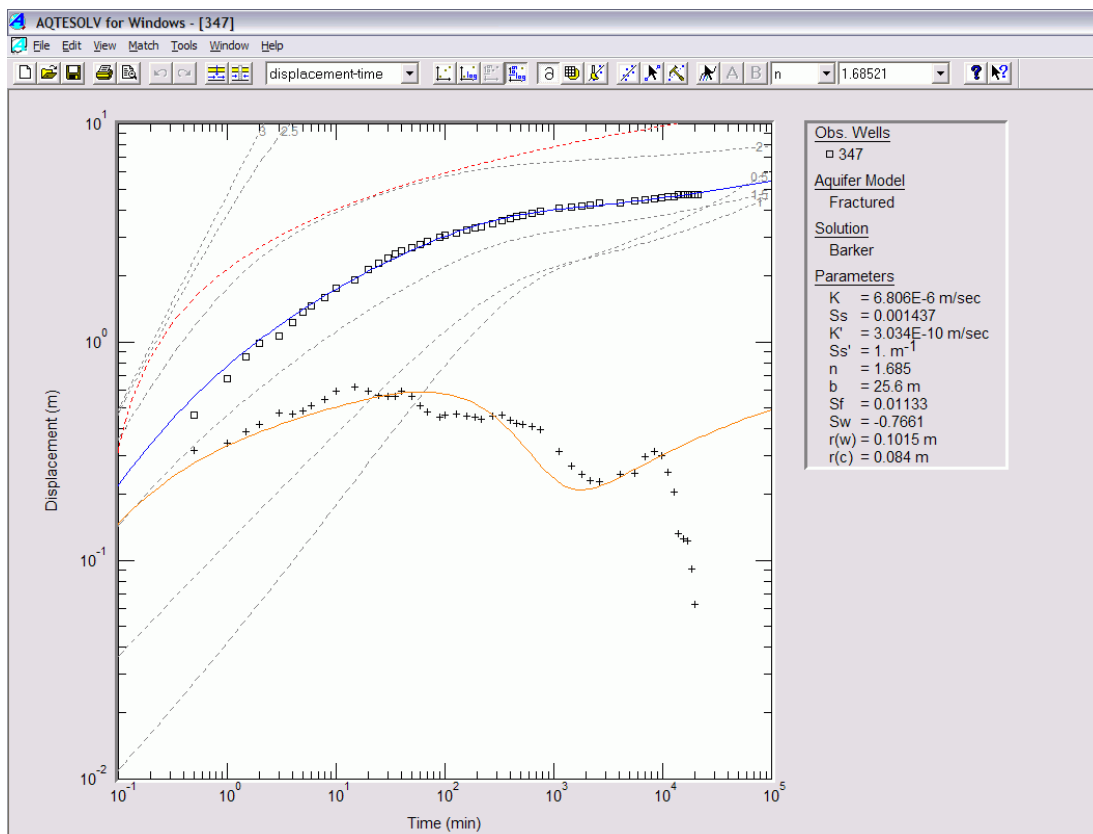
PriL 156 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 345).



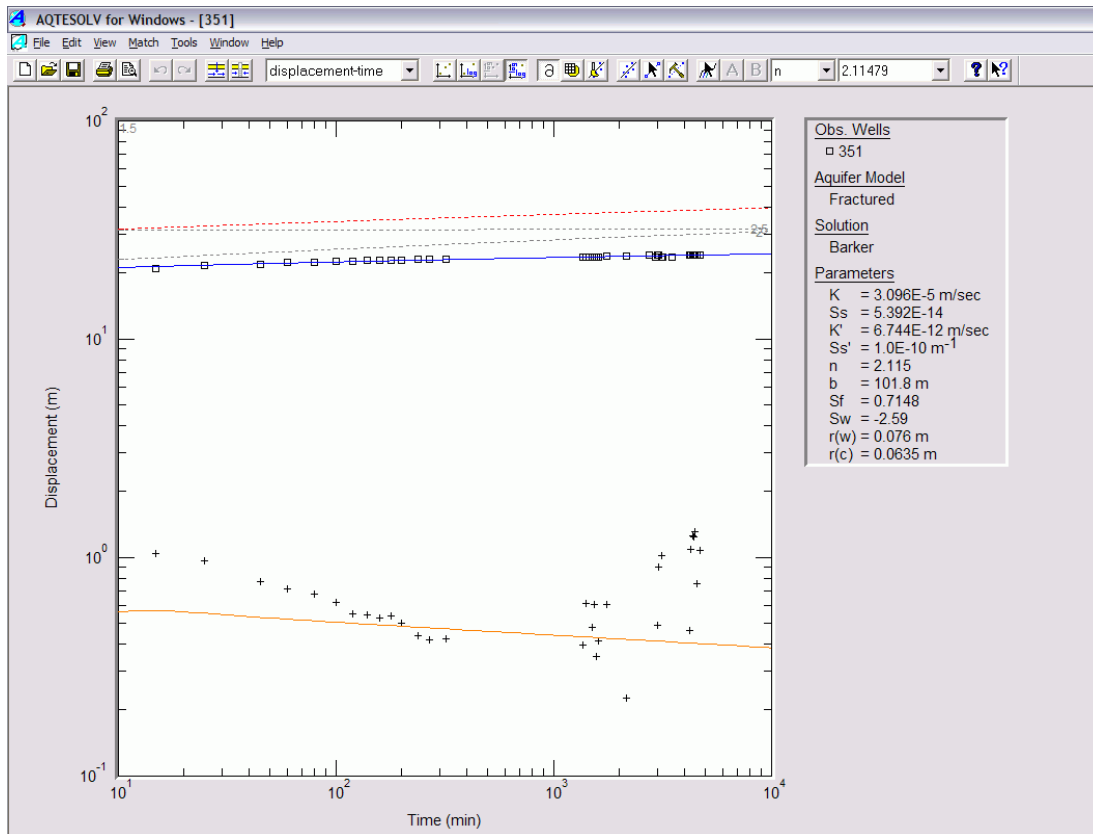
Pril. 157 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 346).



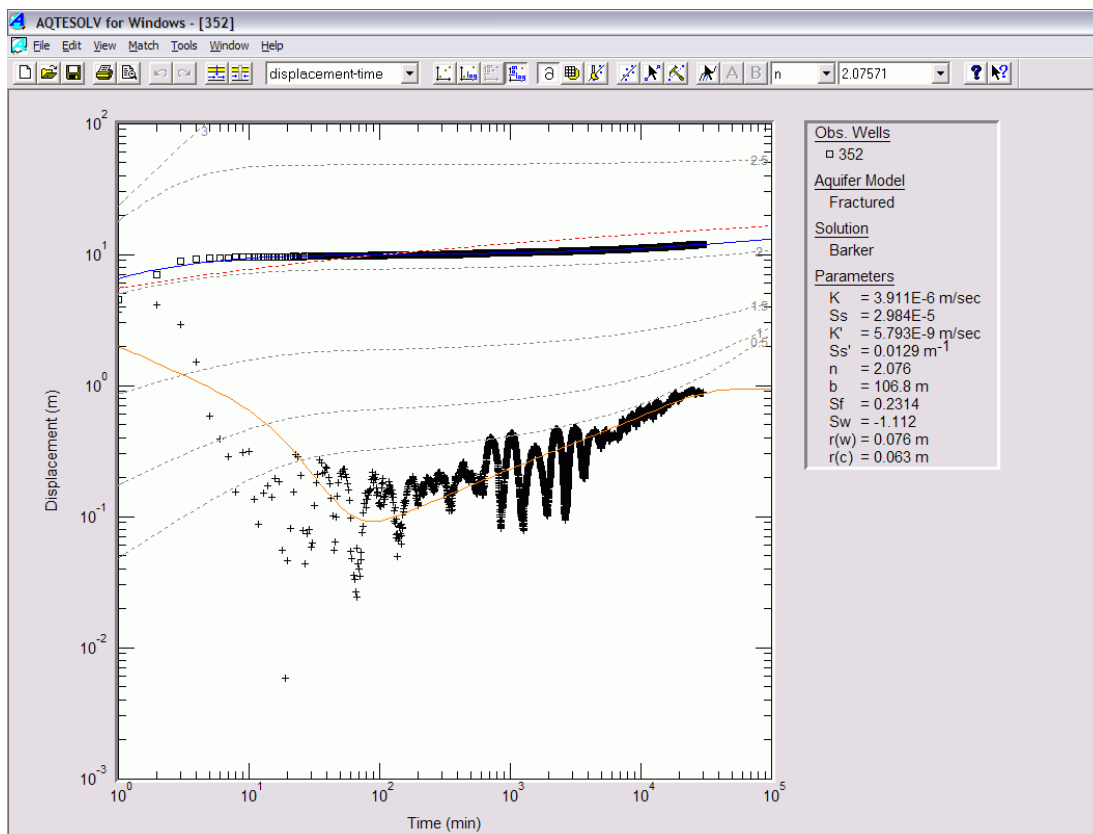
Pril. 158 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 347).



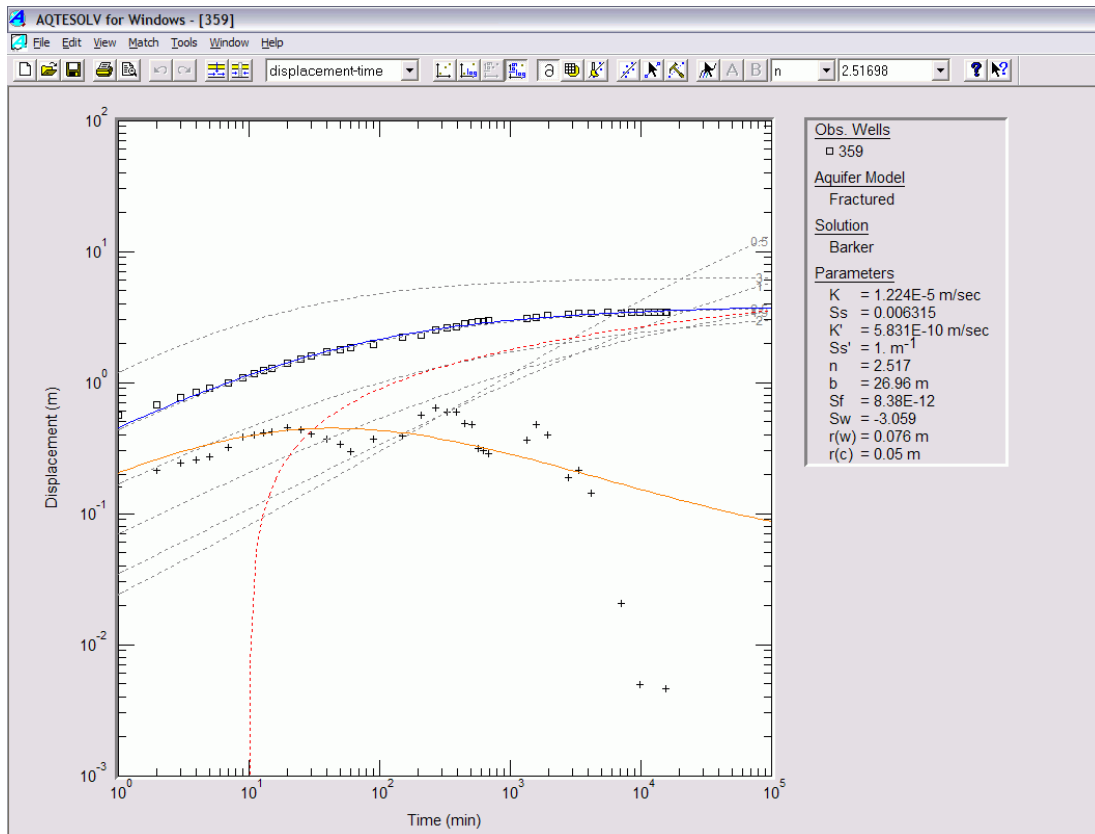
Pril. 159 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 351).



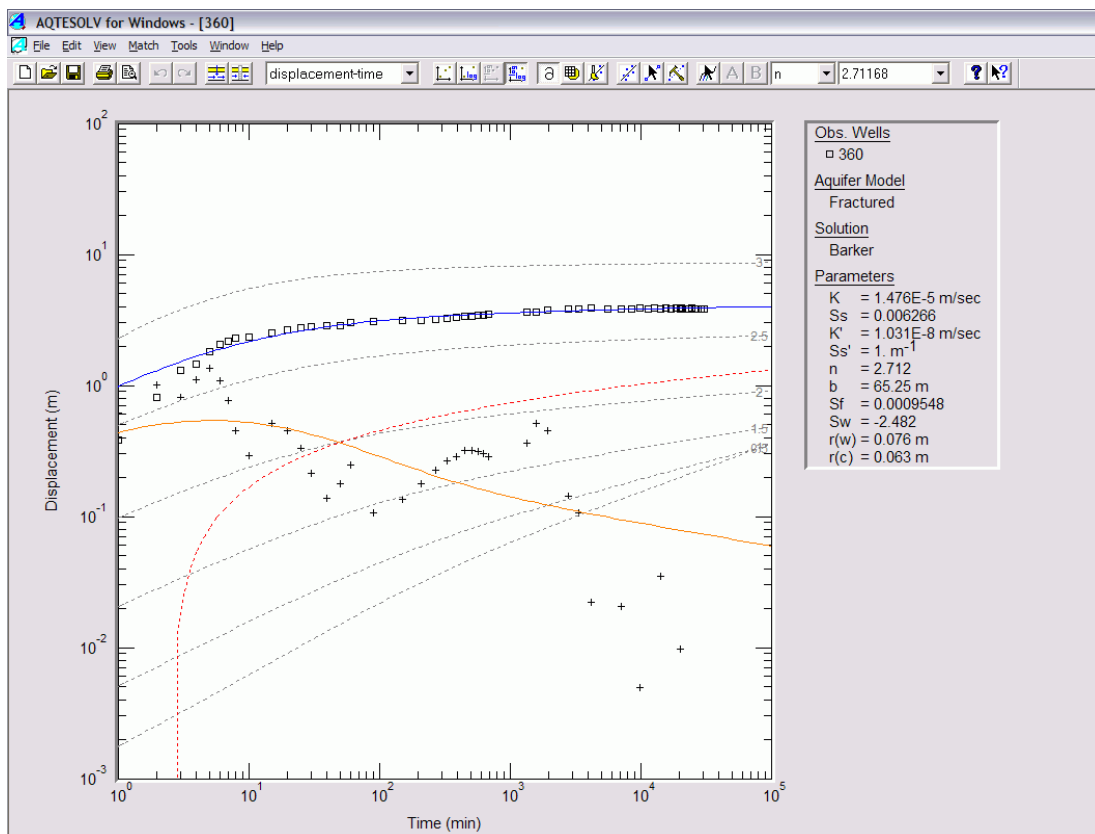
Pril. 160 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 352).



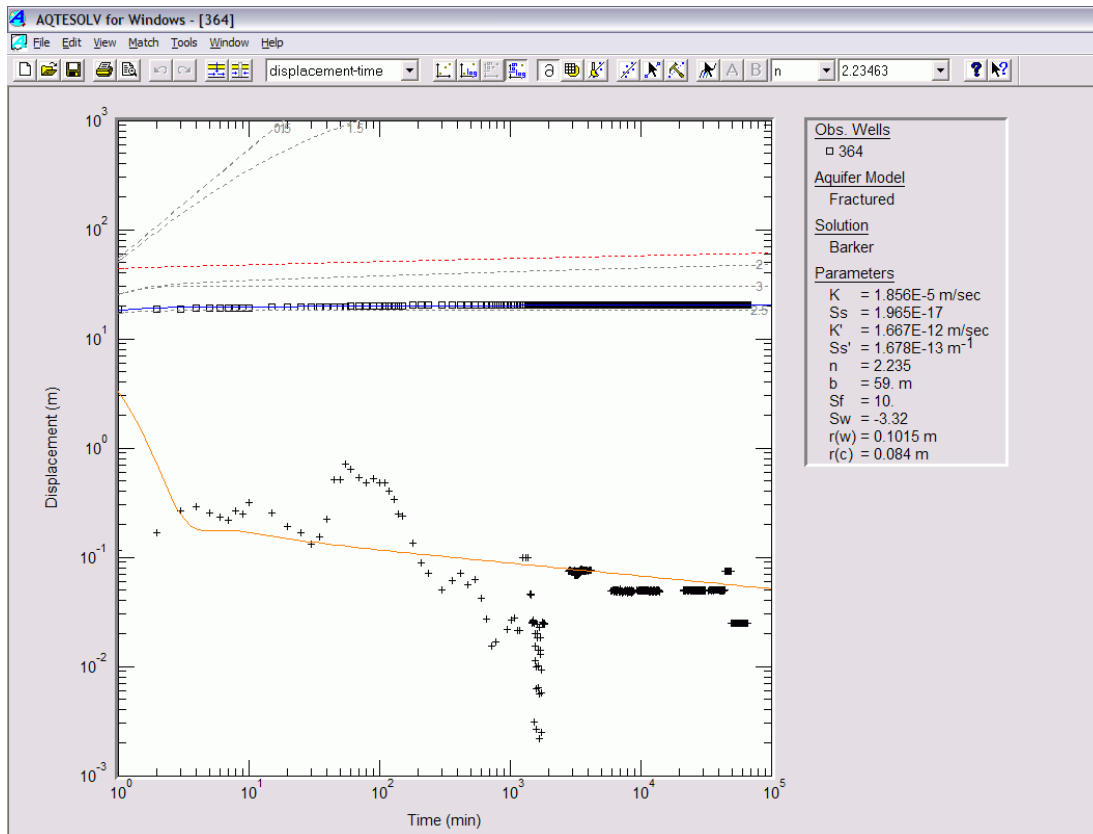
Pril. 161 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 359).



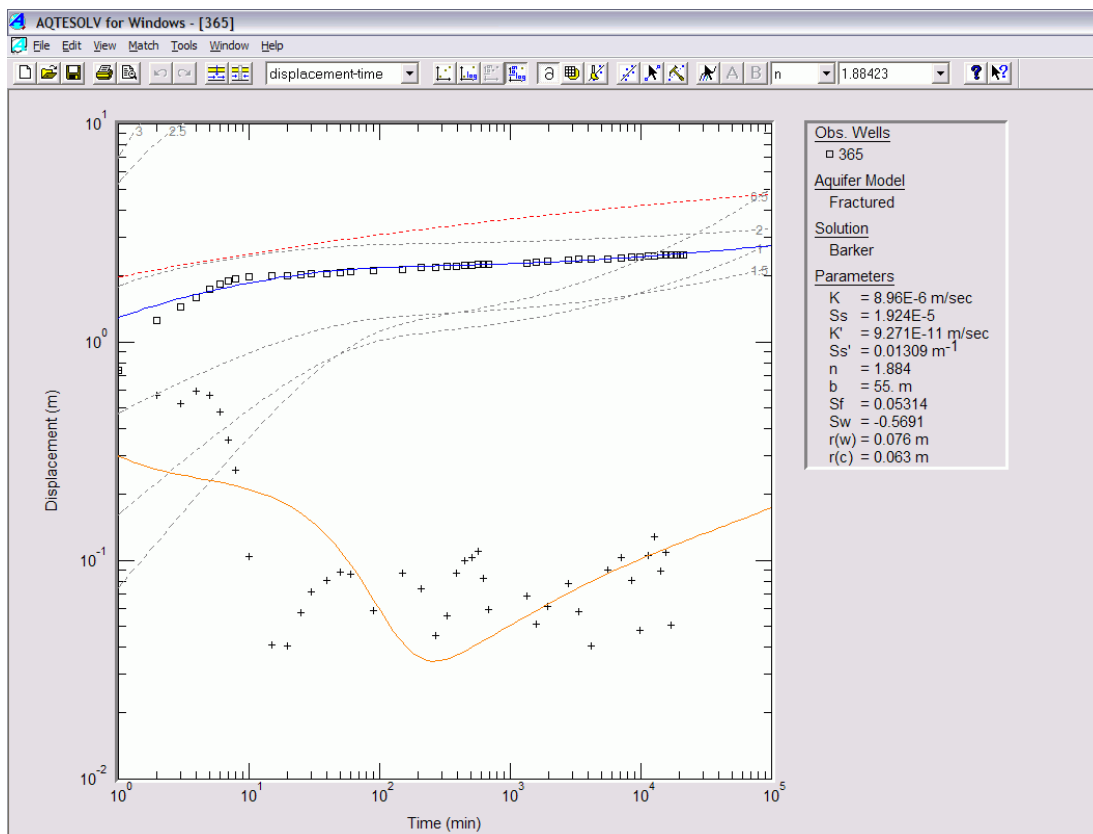
Pril. 162 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 360).



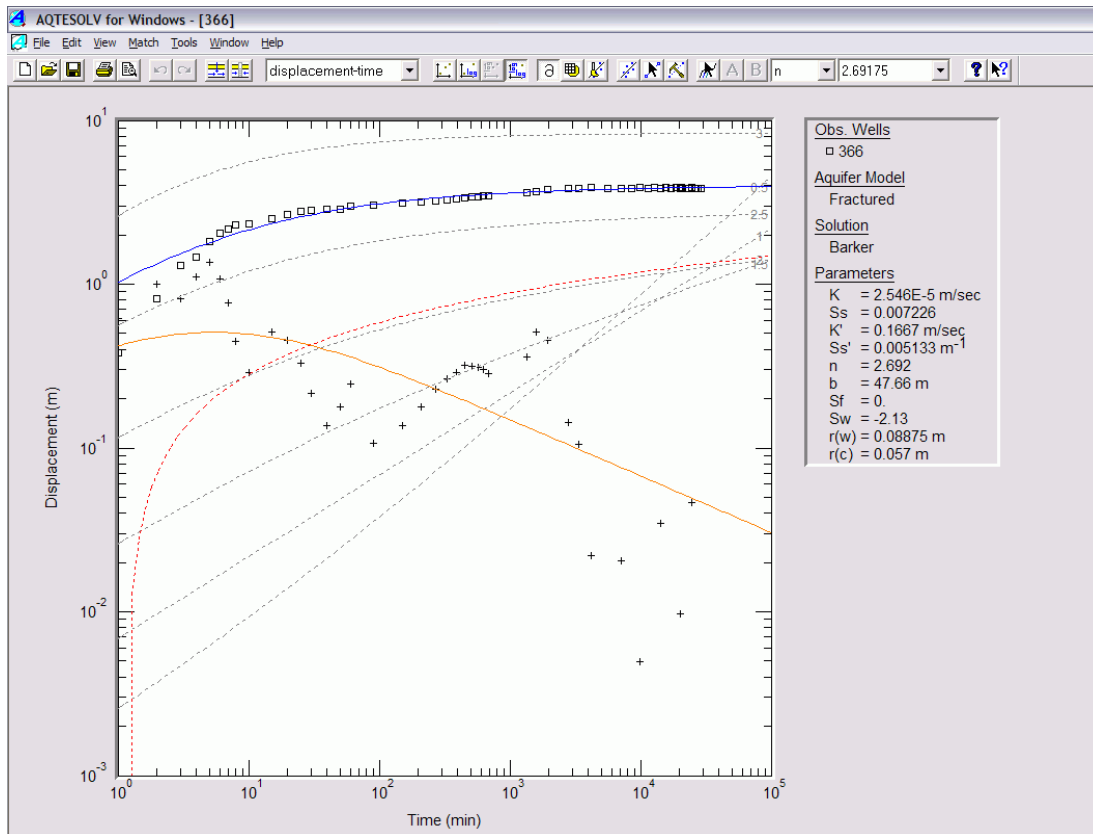
Pril. 163 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 364).



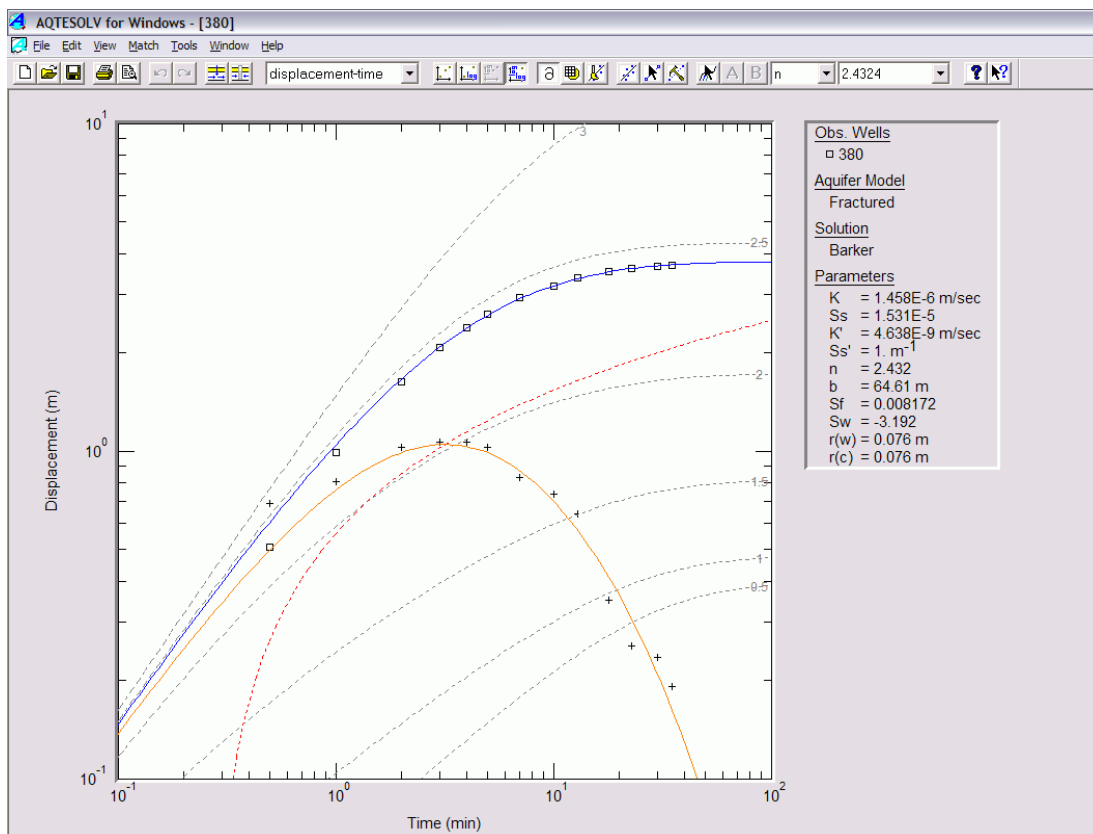
Pril. 164 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 365).



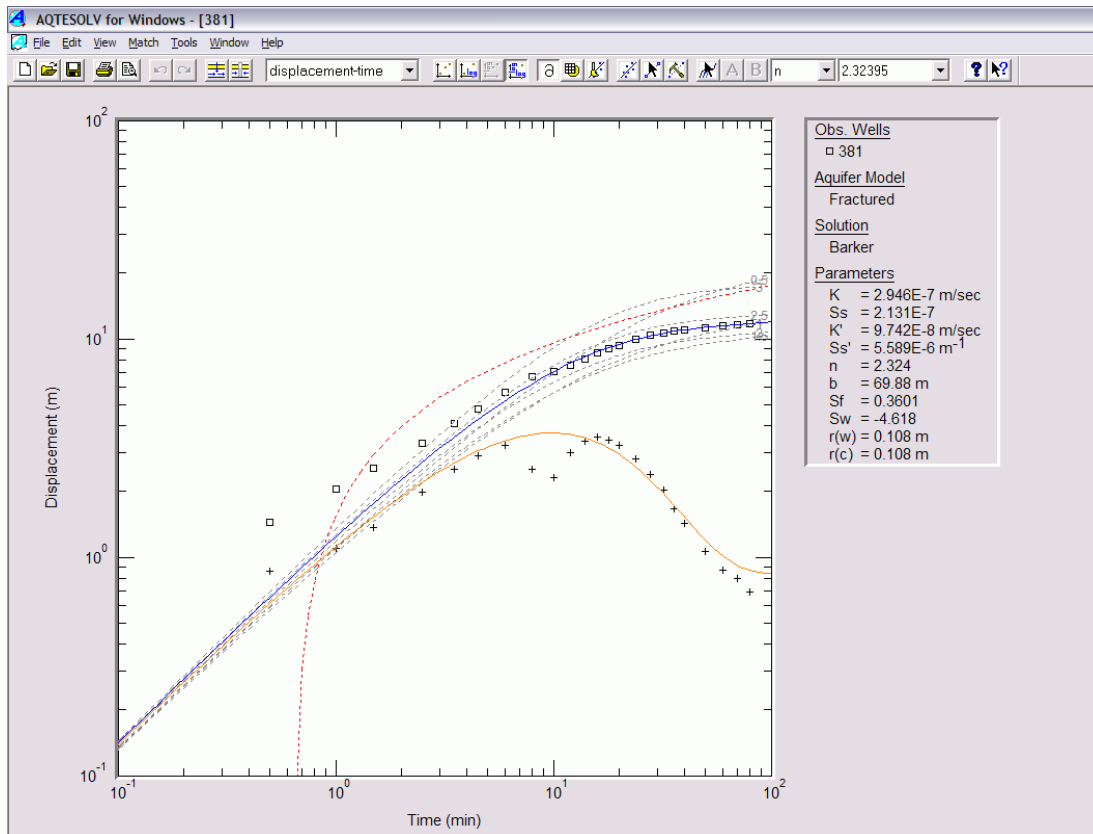
Pril. 165 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 366).



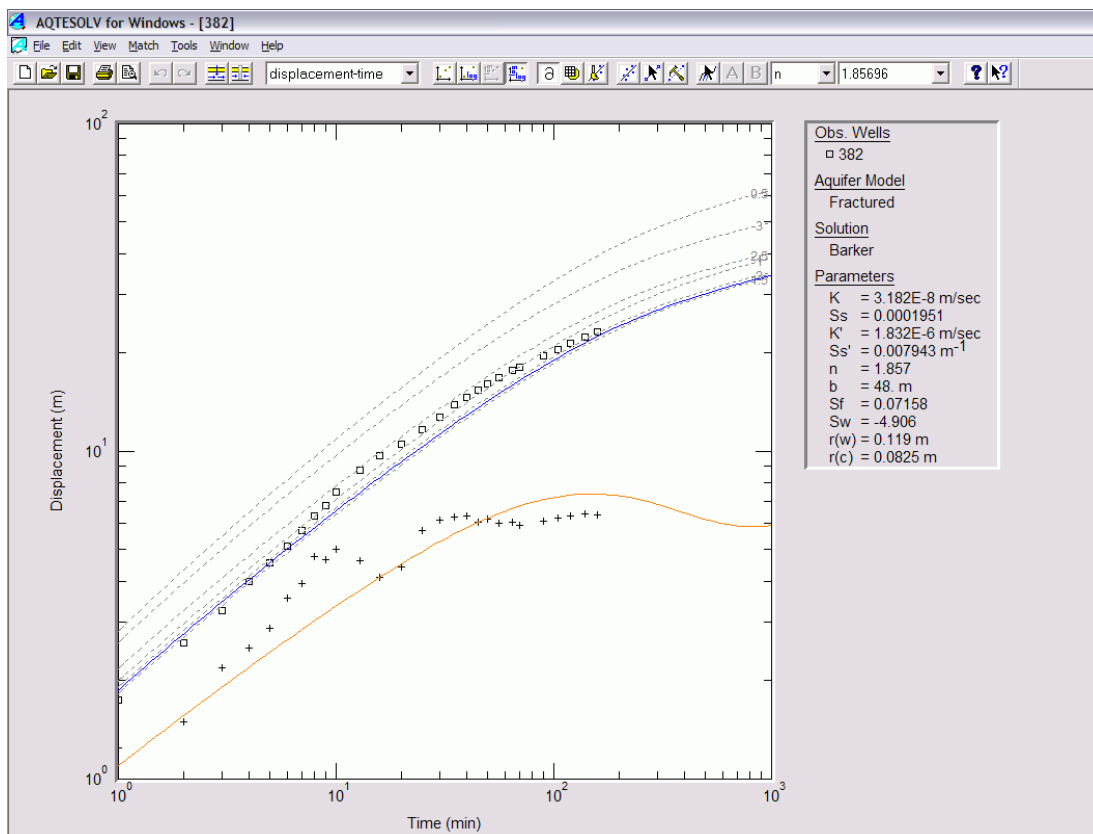
Pril. 166 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 380).



Pril. 167 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 381).

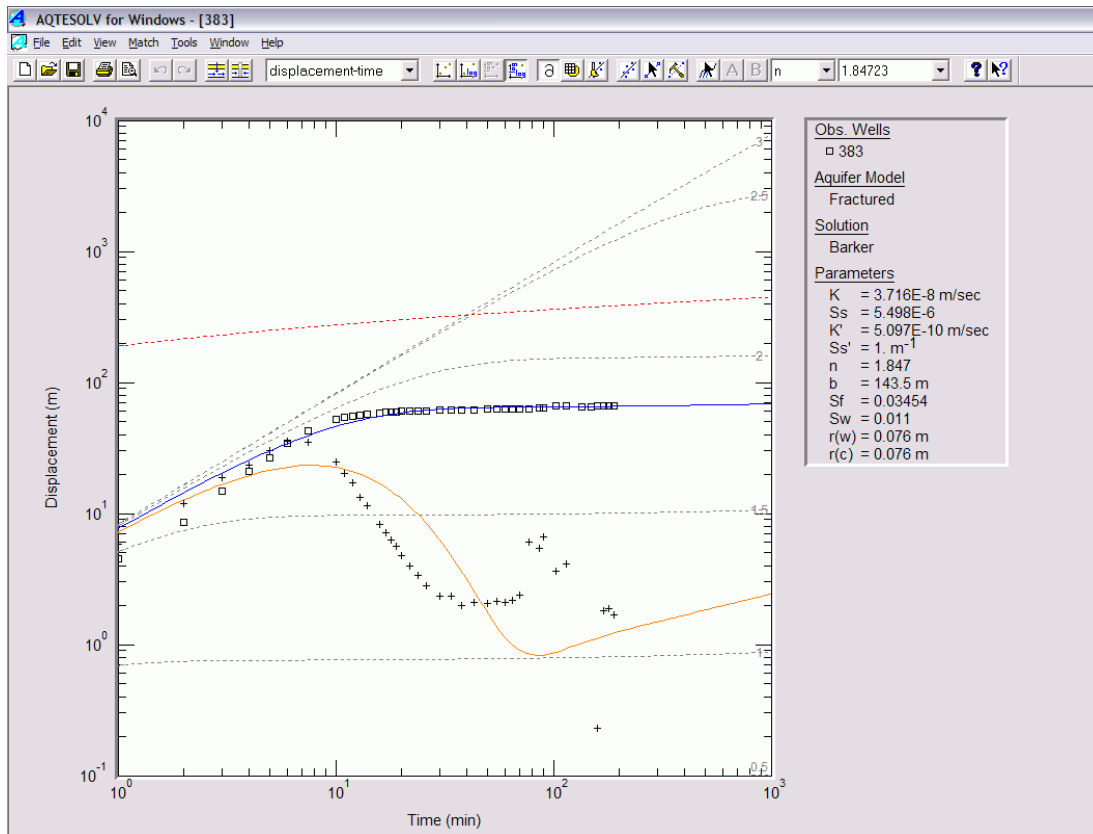


Pril. 168 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 382).

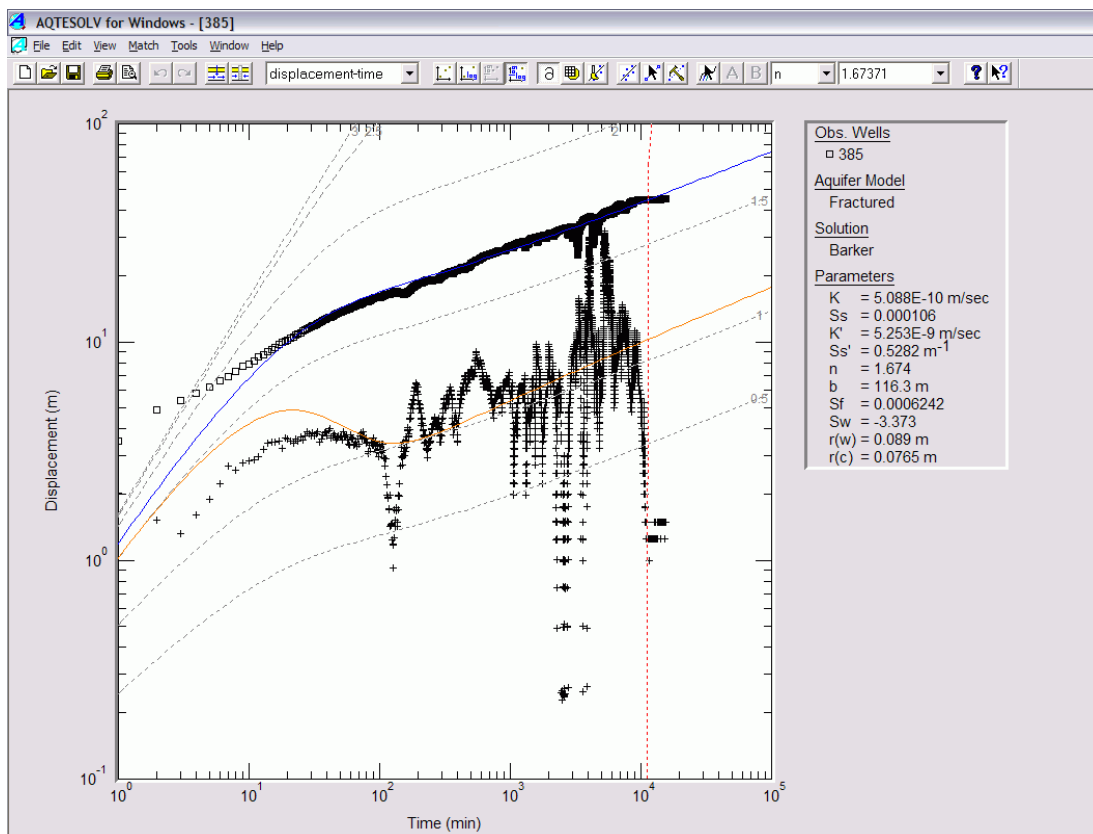




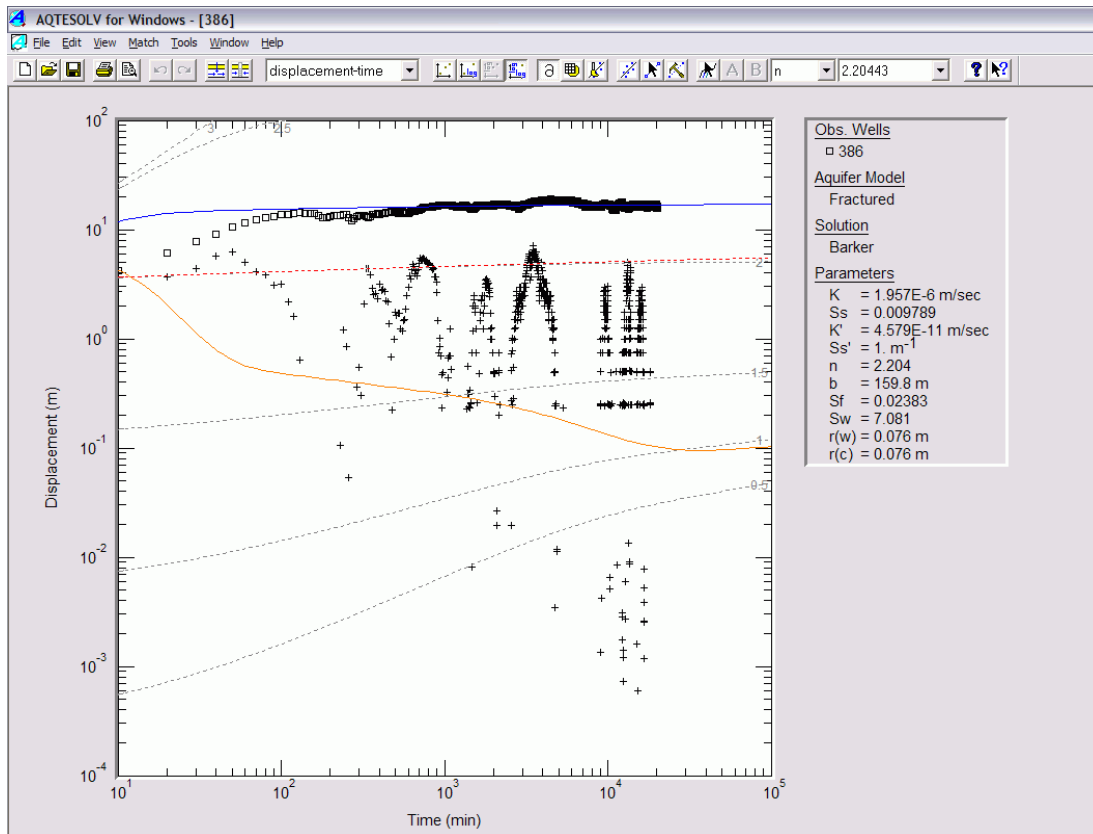
Pril. 169 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 383).



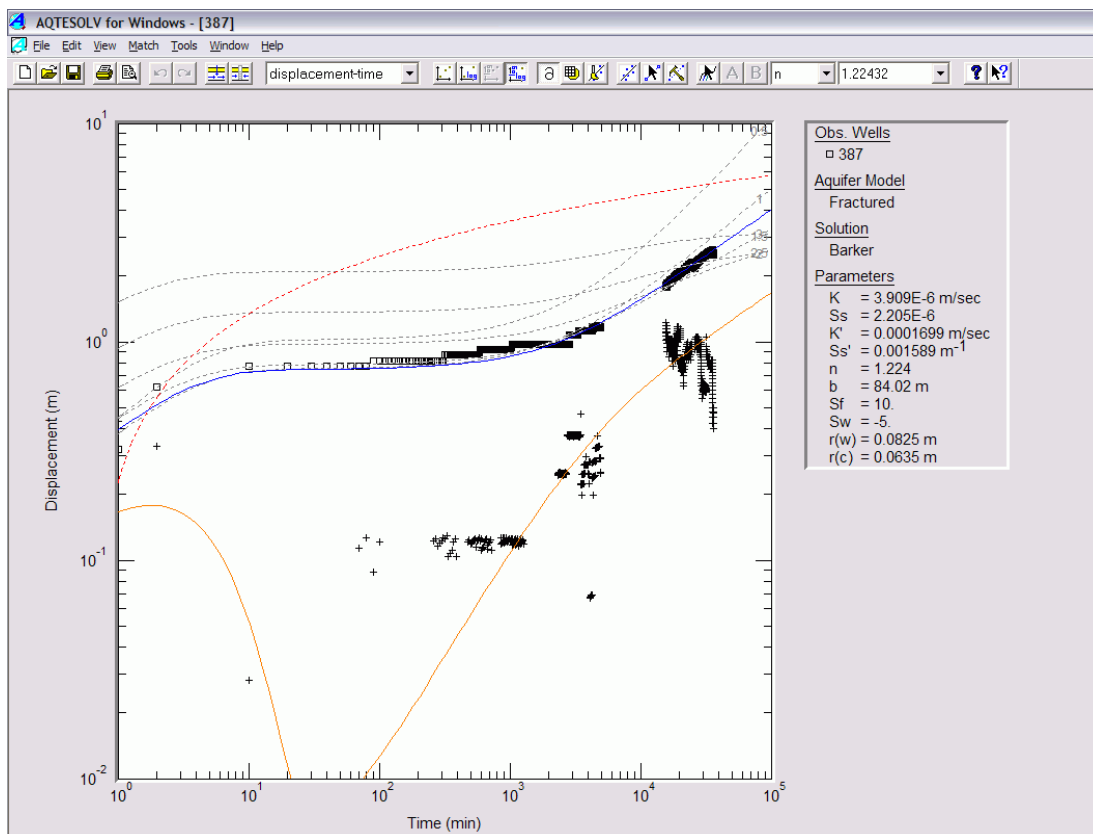
Pril. 170 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 385).



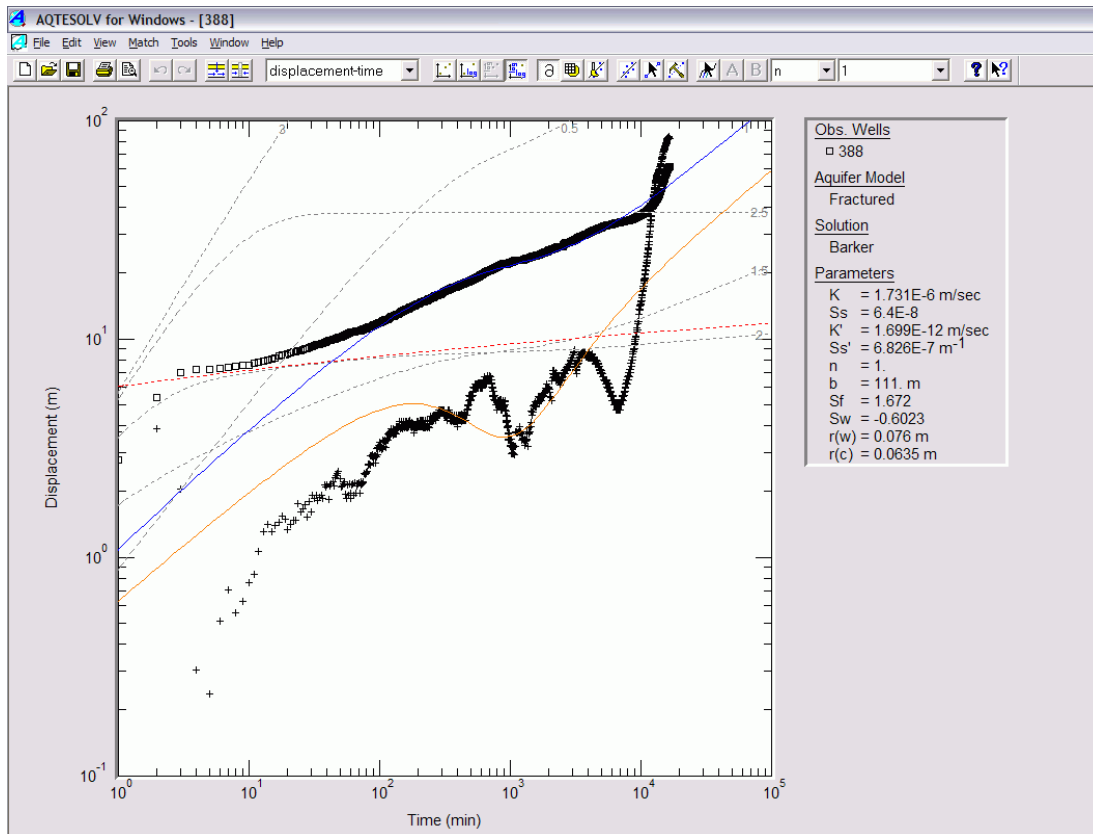
Pril. 171 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 386).



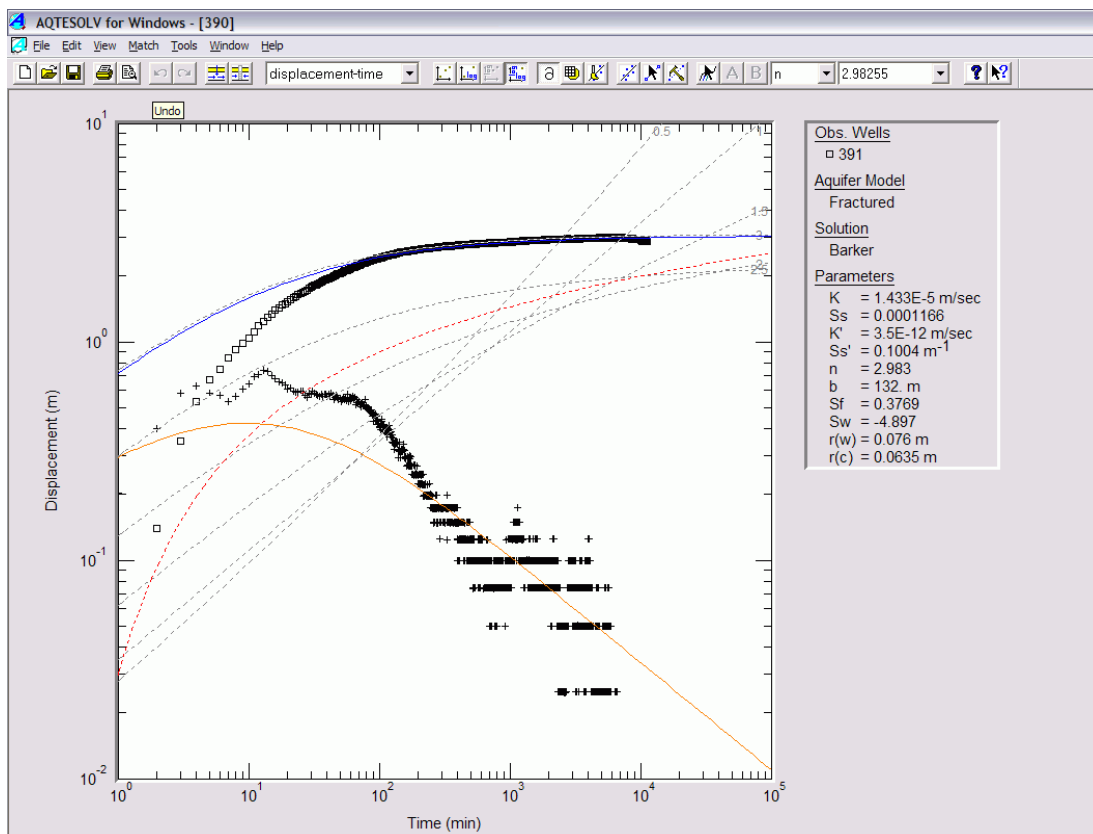
Pril. 172 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 387).



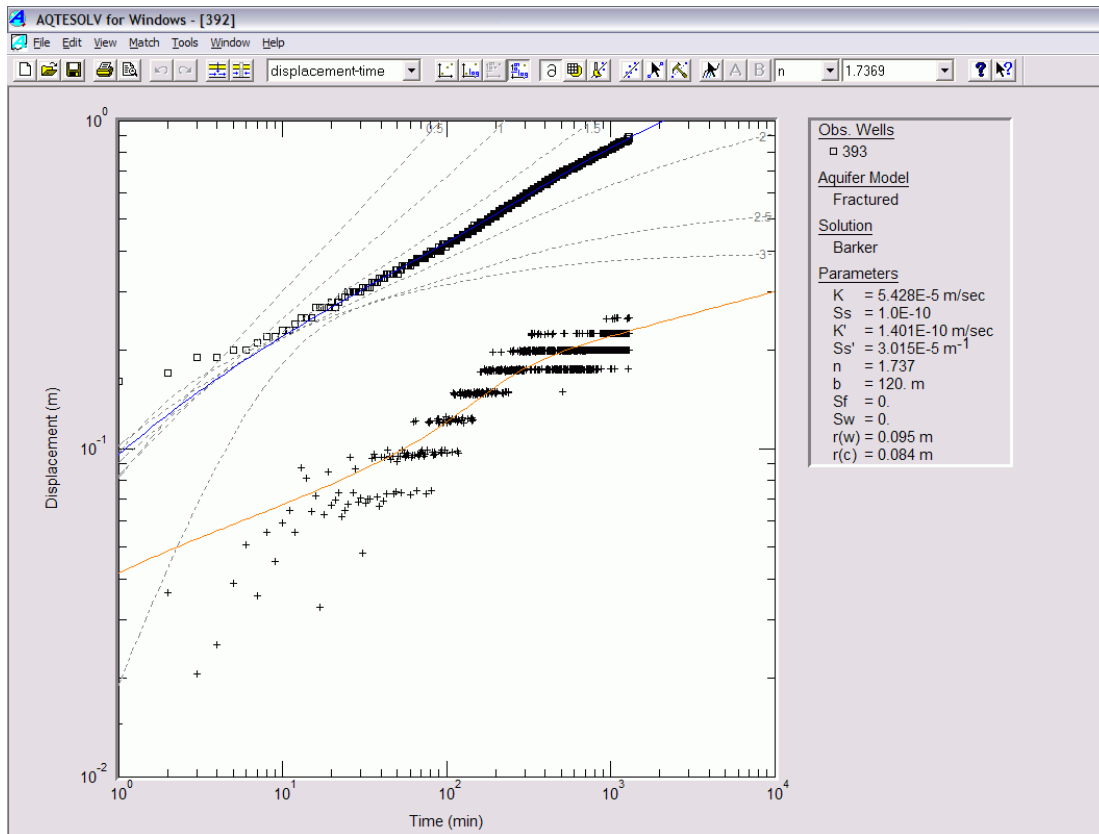
Pril. 173 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 388).



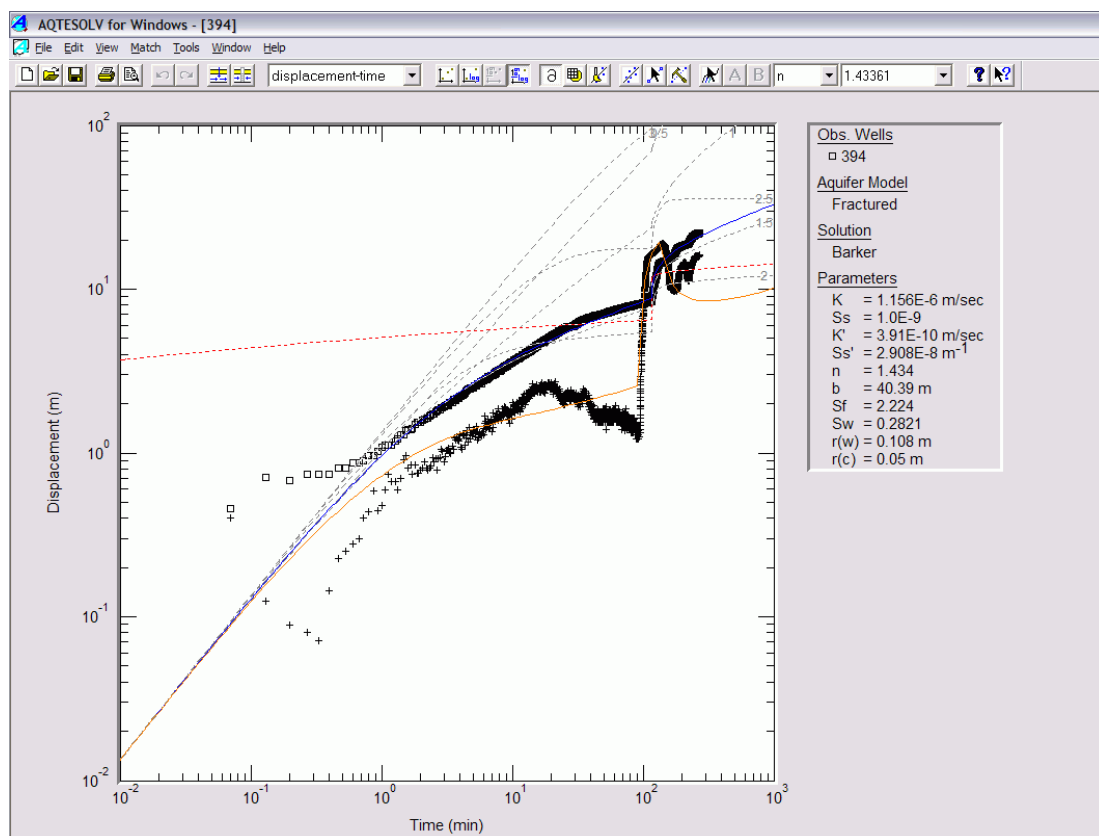
Pril. 174 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 390).



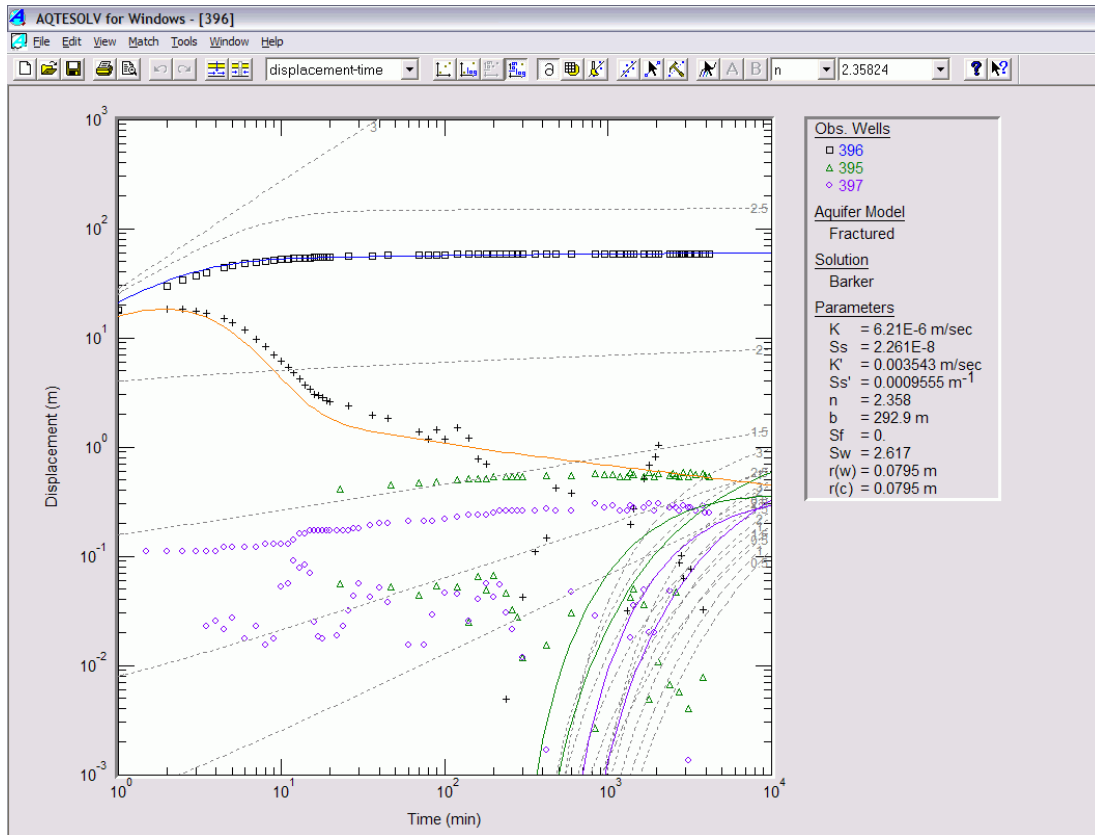
Pril. 175 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 392).



Pril. 176 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 394).



Pril. 177 Analiza črpalnega poizkusa (ID = 396).





## **Priloga IV**

Izpisi geokemičnih podatkov glavnih kationov in anionov ter modelirane vrednosti raztopljenih mineralov v programu AquaChem (vsaka analiza je na svoji strani).

SampleID : 002c  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 4.0345  
 Sum of Cations (meq/l) : 4.0437  
 Balance: : 0.11%

Calculated TDS(mg/l) : 313.3

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 3.99	19.94	11.17	199.4
Permanent hardness	: 0.2	1.01	0.56	10.1
Temporary hardness	: 3.79	18.93	10.60	189.3
Alkalinity	: 3.79	18.93	10.60	189.3

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.85	0.037	0.037	0.458
K +	0.59	0.015	0.015	0.186
Ca++	42.0	1.048	2.096	25.947
Mg++	23.0	0.946	1.892	23.421
Cl-	3.4	0.096	0.096	1.188
SO <sub>4</sub> --	1.5	0.016	0.031	0.384
HCO <sub>3</sub> -	231.0	3.786	3.786	46.867

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.826	1.108	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	28.0	67.105	0.152	0.364
Na/Cl	0.25	0.386	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 2.163	0.037
Sylvite (KCl)	: 1.125	0.0152
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 8.626	0.0863
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 174.179	0.946
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 2.127	0.016
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 2.597	0.043
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 11.341	0.043



SampleID : 010b  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 5.8906  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.9850  
 Balance: : 0.79%

Calculated TDS(mg/l) : 462.7

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	5.95	29.73	16.65	297.3
Permanent hardness	0.21	1.05	0.59	10.5
Temporary hardness	5.74	28.68	16.06	286.8
Alkalinity	5.74	28.68	16.06	286.8

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.66	0.029	0.029	0.244
K +	0.2	0.005	0.005	0.042
Ca++	73.0	1.821	3.643	30.676
Mg++	28.0	1.152	2.304	19.401
Cl-	2.01	0.057	0.057	0.48
SO4--	3.6	0.037	0.075	0.632
HCO3-	350.0	5.737	5.737	48.309

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.607	1.581	0.319	0.194
Ca/SO4	20.278	48.598	0.152	0.364
Na/Cl	0.328	0.506	0.556	0.858
Cl/Br	3.35	7.55	287.5	648.1

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	mmol%	Air saturated water (0.0°C, p=1 bar)	
				mg/l	mmol/l
CO2	0.9	0.02	97.756		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	1.679	0.0287
Sylvite (KCl)	0.381	0.0051
Carbonate (CaCO3)	63.272	0.6327
Dolomite (CaMg(CO3)2)	212.044	1.152
Anhydrite (CaSO4)	5.105	0.037
SiO2 as Quartz	1.199	0.02
or Feldspar (NaAlSi3O8)	5.234	0.02

SampleID : 013  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 3.2336  
 Sum of Cations (meq/l) : 3.3899  
 Balance: : 2.36%

Calculated TDS(mg/l) : 270.9

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	3.35	16.74	9.37	167.4
Permanent hardness	0.15	0.75	0.42	7.5
Temporary hardness	3.2	15.98	8.95	159.8
Alkalinity	3.2	15.98	8.95	159.8

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.68	0.03	0.03	0.453
K +	0.22	0.006	0.006	0.091
Ca++	34.1	0.851	1.702	25.696
Mg++	20.0	0.823	1.645	24.836
Cl-	0.8	0.023	0.023	0.347
SO4--	0.57	0.006	0.012	0.181
HCO3-	195.0	3.196	3.196	48.252

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.705	1.034	0.319	0.194
Ca/SO4	59.825	143.376	0.152	0.364
Na/Cl	0.85	1.311	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	11.8	0.369	100.037	11.281	0.353

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	0.991	0.0169
Sylvite (KCl)	0.419	0.0057
Carbonate (CaCO3)	2.218	0.0222
Dolomite (CaMg(CO3)2)	151.46	0.823
Anhydrite (CaSO4)	0.808	0.006
SiO2 as Quartz	5.694	0.095
or Feldspar (NaAlSi3O8)	24.863	0.095

SampleID : 018a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.5837  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.5728  
 Balance: : -0.08%

Calculated TDS(mg/l) : 513.2

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 6.5	32.52	18.21	325.2
Permanent hardness	: 0.31	1.54	0.86	15.4
Temporary hardness	: 6.2	30.98	17.35	309.8
Alkalinity	: 6.2	30.98	17.35	309.8

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.0	0.043	0.043	0.327
K +	0.8	0.02	0.02	0.152
Ca++	71.0	1.771	3.543	26.93
Mg++	36.0	1.481	2.962	22.514
Cl-	4.2	0.118	0.118	0.897
SO <sub>4</sub> --	5.5	0.057	0.115	0.874
HCO <sub>3</sub> -	378.0	6.196	6.196	47.095

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.972	1.196	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	12.909	30.938	0.152	0.364
Na/Cl	0.238	0.367	0.556	0.858
Cl/Br	4.667	10.518	287.5	648.1

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 2.545	0.0435
Sylvite (KCl)	: 1.525	0.0206
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 23.356	0.2336
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 272.629	1.481
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 7.799	0.057
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 5.294	0.088
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 23.118	0.088

SampleID : 026  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 4.3762  
 Sum of Cations (meq/l) : 4.3386  
 Balance: : -0.43%

Calculated TDS(mg/l) : 338.5

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 4.26	21.28	11.91	212.8
Permanent hardness	: 0.22	1.10	0.62	11.0
Temporary hardness	: 4.03	20.17	11.30	201.7
Alkalinity	: 4.03	20.17	11.30	201.7

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.92	0.084	0.084	0.964
K +	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca++	42.9	1.07	2.141	24.568
Mg++	25.7	1.057	2.114	24.258
Cl-	7.9	0.223	0.223	2.559
SO4--	3.89	0.04	0.081	0.929
HCO3-	246.153	4.035	4.035	46.301

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.669	1.012	0.319	0.194
Ca/SO4	11.028	26.43	0.152	0.364
Na/Cl	0.243	0.375	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.5°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	7.7	0.241	100.125	11.417	0.357

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 4.886	0.0835
Dolomite (CaMg(CO3)2):	189.598	1.03
Anhydrite (CaSO4)	: 5.516	0.04

SampleID : 051  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 4.7357  
 Sum of Cations (meq/l) : 4.9037  
 Balance: : 1.74%

Calculated TDS(mg/l) : 389.3

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	4.7	23.51	13.16	235.1
Permanent hardness	0.44	2.20	1.23	22.0
Temporary hardness	4.26	21.31	11.93	213.1
Alkalinity	4.26	21.31	11.93	213.1

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	3.7	0.161	0.161	1.67
K +	1.6	0.041	0.041	0.425
Ca++	53.0	1.322	2.645	27.439
Mg++	25.0	1.028	2.057	21.339
Cl-	1.7	0.048	0.048	0.498
SO <sub>4</sub> --	18.0	0.187	0.375	3.89
HCO <sub>3</sub> -	260.0	4.262	4.262	44.214

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.12	1.286	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	2.944	7.057	0.152	0.364
Na/Cl	2.176	3.356	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	0.411	0.007
Sylvite (KCl)	3.051	0.0412
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	10.669	0.1067
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	189.325	1.028
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	25.523	0.187
SiO <sub>2</sub> as Quartz	18.272	0.304
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	79.788	0.305

SampleID : 059  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.2492  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.5985  
 Balance: : 2.72%

Calculated TDS(mg/l) : 492.2

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	6.36	31.82	17.82	318.2
Permanent hardness	0.46	2.31	1.29	23.1
Temporary hardness	5.9	29.50	16.52	295.0
Alkalinity	5.9	29.50	16.52	295.0

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.7	0.03	0.03	0.234
K +	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca++	83.0	2.071	4.142	32.239
Mg++	27.0	1.111	2.221	17.287
Cl-	3.7	0.104	0.104	0.809
SO <sub>4</sub> --	8.6	0.09	0.179	1.393
HCO <sub>3</sub> -	360.0	5.901	5.901	45.93

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	3.074	1.865	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	9.651	23.13	0.152	0.364
Na/Cl	0.189	0.292	0.556	0.858
Cl/Br	4.625	10.424	287.5	648.1

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	1.781	0.0304
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	87.154	0.8715
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	204.471	1.111
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	12.194	0.09
SiO <sub>2</sub> as Quartz	3.596	0.06
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	15.703	0.06

SampleID : 070a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 4.2851  
 Sum of Cations (meq/l) : 4.2642  
 Balance: : -0.25%

Calculated TDS(mg/l) : 327.8

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 4.22	21.10	11.82	211.0
Permanent hardness	: 0.13	0.66	0.37	6.6
Temporary hardness	: 4.09	20.44	11.45	204.4
Alkalinity	: 4.09	20.44	11.45	204.4

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.76	0.033	0.033	0.386
K +	0.31	0.008	0.008	0.094
Ca++	45.0	1.123	2.246	26.271
Mg++	24.0	0.987	1.974	23.09
Cl-	1.0	0.028	0.028	0.328
SO4--	0.5	0.005	0.01	0.117
HCO3-	236.0	3.868	3.868	45.243

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.875	1.137	0.319	0.194
Ca/SO4	90.0	215.695	0.152	0.364
Na/Cl	0.76	1.172	0.556	0.858
Cl/Br	2.5	5.635	287.5	648.1

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 1.186	0.0203
Sylvite (KCl)	: 0.591	0.008
Carbonate (CaCO3)	: 13.043	0.1304
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 181.752	0.987
Anhydrite (CaSO4)	: 0.709	0.005
SiO2 as Quartz	: 2.797	0.047
or Feldspar (NaAlSi3O8)	: 12.213	0.047

SampleID : 082  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 7.6985  
 Sum of Cations (meq/l) : 7.5774  
 Balance: : -0.79%

Calculated TDS(mg/l) : 593.9

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 7.49	37.45	20.97	374.5
Permanent hardness	: 0.95	4.75	2.66	47.5
Temporary hardness	: 6.54	32.70	18.31	327.0
Alkalinity	: 6.54	32.70	18.31	327.0

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.94	0.041	0.041	0.268
K +	0.27	0.007	0.007	0.046
Ca++	81.5	2.033	4.067	26.624
Mg++	41.6	1.711	3.422	22.401
Cl-	4.4	0.124	0.124	0.812
SO4--	16.5	0.172	0.344	2.252
HCO3-	399.0	6.54	6.54	42.812

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.959	1.188	0.319	0.194
Ca/SO4	4.939	11.838	0.152	0.364
Na/Cl	0.214	0.329	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (11.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	2.0	0.063	100.769	11.017	0.344

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 2.392	0.0409
Sylvite (KCl)	: 0.515	0.0069
Carbonate (CaCO3)	: 15.058	0.1506
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 315.037	1.711
Anhydrite (CaSO4)	: 23.396	0.172
SiO2 as Quartz	: 2.997	0.05
or Feldspar (NaAlSi3O8)	: 13.086	0.05



SampleID : 089  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.7228  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.6372  
 Balance: : -0.64%

Calculated TDS(mg/l) : 526.7

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 6.47	32.36	18.12	323.6
Permanent hardness	: 0.11	0.56	0.31	5.6
Temporary hardness	: 6.36	31.80	17.81	318.0
Alkalinity	: 6.36	31.80	17.81	318.0

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	3.2	0.139	0.139	1.04
K +	0.85	0.022	0.022	0.165
Ca++	72.0	1.796	3.593	26.894
Mg++	35.0	1.44	2.879	21.549
Cl-	3.7	0.104	0.104	0.778
SO <sub>4</sub> --	5.2	0.054	0.108	0.808
HCO <sub>3</sub> -	388.0	6.36	6.36	47.605

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.057	1.248	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	13.846	33.184	0.152	0.364
Na/Cl	0.865	1.334	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.9°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O <sub>2</sub>	1.0	0.031	99.169	11.308	0.353

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 4.834	0.0826
Sylvite (KCl)	: 1.621	0.0219
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 30.284	0.3028
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 265.056	1.44
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 7.373	0.054
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 6.393	0.106
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 27.916	0.107

SampleID : 093a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 6.7901  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.7535  
 Balance: : -0.27%

Calculated TDS(mg/l) : 540.0

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 6.56	32.78	18.36	327.8
Permanent hardness	: 0.34	1.72	0.96	17.2
Temporary hardness	: 6.21	31.06	17.39	310.6
Alkalinity	: 6.21	31.06	17.39	310.6

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	3.2	0.139	0.139	1.026
K +	1.2	0.031	0.031	0.229
Ca++	105.0	2.62	5.24	38.69
Mg++	16.0	0.658	1.316	9.717
Cl-	4.5	0.127	0.127	0.938
SO4--	7.95	0.083	0.166	1.226
HCO3-	379.0	6.212	6.212	45.867

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	6.563	3.98	0.319	0.194
Ca/SO4	13.208	31.653	0.152	0.364
Na/Cl	0.711	1.097	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 5.63	0.0962
Sylvite (KCl)	: 2.288	0.0309
Carbonate (CaCO3)	: 188.071	1.8807
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 121.168	0.658
Anhydrite (CaSO4)	: 11.272	0.083
SiO2 as Quartz	: 3.596	0.06
or Feldspar (NaAlSi3O8)	: 15.703	0.06

SampleID : 097  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 5.8159  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.7394  
 Balance: : -0.66%

Calculated TDS(mg/l) : 270.7

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.74	28.69	16.07	286.9
Permanent hardness	: 0.0	0.00	0.00	0.0
Temporary hardness	: 5.74	28.69	16.07	286.9
Alkalinity	: 5.77	28.85	16.16	288.5

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.0	0.0	0.0	0.0
K +	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca++	65.7	1.639	3.278	28.368
Mg++	29.9	1.23	2.46	21.289
Cl-	0.0	0.0	0.0	0.0
SO <sub>4</sub> --	0.0	0.0	0.0	0.0
HCO <sub>3</sub> -	352.0	5.77	5.77	49.934

Ratios	Comparison to Seawater	
	mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.197	0.319

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> ) :	40.968	0.4097
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ):	226.433	1.23

SampleID : 174  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.1273  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.1062  
 Balance: : -0.17%

Calculated TDS(mg/l) : 463.5

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 6.06	30.31	16.97	303.1
Permanent hardness	: 0.66	3.32	1.86	33.2
Temporary hardness	: 5.4	26.99	15.12	269.9
Alkalinity	: 5.4	26.99	15.12	269.9

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.8	0.035	0.035	0.286
K +	0.37	0.009	0.009	0.074
Ca++	64.6	1.612	3.224	26.354
Mg++	34.5	1.419	2.838	23.199
Cl-	4.3	0.121	0.121	0.989
SO <sub>4</sub> --	27.7	0.288	0.577	4.717
HCO <sub>3</sub> -	329.361	5.399	5.399	44.133

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.872	1.136	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	2.332	5.589	0.152	0.364
Na/Cl	0.186	0.287	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 2.036	0.0348
Sylvite (KCl)	: 0.705	0.0095
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 243.638	1.323
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 39.276	0.288

SampleID : 181  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 6.7965  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.9304  
 Balance: : 0.98%

Calculated TDS(mg/l) : 561.7

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	6.82	34.11	19.10	341.1
Permanent hardness	0.3	1.49	0.83	14.9
Temporary hardness	6.52	32.62	18.27	326.2
Alkalinity	6.52	32.62	18.27	326.2

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.7	0.074	0.074	0.539
K +	1.3	0.033	0.033	0.24
Ca++	73.4	1.831	3.663	26.685
Mg++	38.4	1.58	3.159	23.013
Cl-	1.41	0.04	0.04	0.291
SO4--	10.5	0.109	0.219	1.595
HCO3-	398.0	6.524	6.524	47.527

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.911	1.159	0.319	0.194
Ca/SO4	6.99	16.753	0.152	0.364
Na/Cl	1.206	1.859	0.556	0.858
Cl/Br	70.5	158.893	287.5	648.1

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (13.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	8.9	0.278	40.442	10.522	0.329
CO2	18.0	0.409	59.5		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	0.382	0.0065
Sylvite (KCl)	2.479	0.0335
Carbonate (CaCO3)	14.257	0.1426
Dolomite (CaMg(CO3)2)	290.804	1.58
Anhydrite (CaSO4)	14.888	0.109
SiO2 as Quartz	7.192	0.12
or Feldspar (NaAlSi3O8)	31.405	0.12

SampleID : 223a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 6.5031  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.3811  
 Balance: : -0.95%

Calculated TDS(mg/l) : 503.5

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	6.34	31.69	17.74	316.9
Permanent hardness	0.09	0.46	0.26	4.6
Temporary hardness	6.25	31.23	17.49	312.3
Alkalinity	6.25	31.23	17.49	312.3

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

#### Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.7	0.03	0.03	0.233
K +	0.3	0.008	0.008	0.062
Ca++	66.0	1.647	3.293	25.558
Mg++	37.0	1.522	3.044	23.626
Cl-	3.2	0.09	0.09	0.699
SO4--	2.8	0.029	0.058	0.45
HCO3-	381.0	6.245	6.245	48.47

#### Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.784	1.082	0.319	0.194
Ca/SO4	23.571	56.491	0.152	0.364
Na/Cl	0.219	0.337	0.556	0.858
Cl/Br	3.2	7.212	287.5	648.1

#### Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.5°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	1.4	0.044	100.54	11.417	0.357

#### Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	1.781	0.0304
Sylvite (KCl)	0.572	0.0077
Carbonate (CaCO3)	9.564	0.0956
Dolomite (CaMg(CO3)2)	280.202	1.522
Anhydrite (CaSO4)	3.97	0.029
SiO2 as Quartz	3.696	0.062
or Feldspar (NaAlSi3O8)	16.139	0.062

SampleID : 229  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 7.7032  
 Sum of Cations (meq/l) : 7.6812  
 Balance: : -0.14%

Calculated TDS(mg/l) : 606.1

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	7.63	38.14	21.36	381.4
Permanent hardness	0.45	2.24	1.26	22.4
Temporary hardness	7.18	35.90	20.10	359.0
Alkalinity	7.18	35.90	20.10	359.0

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.8	0.035	0.035	0.228
K +	0.3	0.008	0.008	0.052
Ca++	110.0	2.745	5.489	35.679
Mg++	26.0	1.07	2.139	13.904
Cl-	2.9	0.082	0.082	0.533
SO4--	18.5	0.193	0.385	2.503
HCO3-	438.0	7.179	7.179	46.664

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	4.231	2.566	0.319	0.194
Ca/SO4	5.946	14.25	0.152	0.364
Na/Cl	0.276	0.425	0.556	0.858
Cl/Br	4.143	9.337	287.5	648.1

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.1°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	1.5	0.047	100.235	11.254	0.352

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	2.036	0.0348
Sylvite (KCl)	0.572	0.0077
Carbonate (CaCO3)	148.388	1.4839
Dolomite (CaMg(CO3)2)	196.898	1.07
Anhydrite (CaSO4)	26.232	0.193
SiO2 as Quartz	3.196	0.053
or Feldspar (NaAlSi3O8):	13.958	0.053

SampleID : 230  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3-SO4

Sum of Anions (meq/l) : 8.1684  
 Sum of Cations (meq/l) : 8.1663  
 Balance: : -0.01%

Calculated TDS(mg/l) : 436.0

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	7.93	39.66	22.21	396.6
Permanent hardness	2.47	12.37	6.93	123.7
Temporary hardness	5.46	27.29	15.28	272.9
Alkalinity	5.46	27.29	15.28	272.9

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	5.1	0.222	0.222	1.359
K +	0.48	0.012	0.012	0.073
Ca++	93.0	2.32	4.641	28.412
Mg++	40.0	1.645	3.291	20.147
Cl-	7.0	0.197	0.197	1.206
SO4--	120.0	1.249	2.499	15.299
HCO3-	332.945	5.457	5.457	33.408

Ratios	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.325	1.41	0.319	0.194
Ca/SO4	0.775	1.857	0.152	0.364
Na/Cl	0.729	1.124	0.556	0.858

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	10.832	0.1852
Sylvite (KCl)	0.915	0.0124
Dolomite (CaMg(CO3)2):	197.187	1.071
Anhydrite (CaSO4)	170.151	1.249
SiO2 as Quartz	5.094	0.085
or Feldspar (NaAlSi3O8):	22.245	0.085



SampleID : 301  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 4.9894  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.1465  
 Balance: : 1.55%

Calculated TDS(mg/l) : 387.8

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.08	25.38	14.21	253.8
Permanent hardness	: 0.16	0.79	0.44	7.9
Temporary hardness	: 4.92	24.59	13.77	245.9
Alkalinity	: 4.92	24.59	13.77	245.9

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.06	0.046	0.046	0.454
K +	0.72	0.018	0.018	0.178
Ca <sup>++</sup>	53.4	1.332	2.665	26.293
Mg <sup>++</sup>	29.3	1.205	2.411	23.787
Cl <sup>-</sup>	0.81	0.023	0.023	0.227
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	2.36	0.025	0.049	0.483
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	300.0	4.917	4.917	48.511

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.823	1.105	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	22.627	54.228	0.152	0.364
Na/Cl	1.309	2.018	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 0.259	0.0044
Sylvite (KCl)	: 1.373	0.0185
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 10.26	0.1026
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 221.889	1.205
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 3.346	0.025

SampleID : 305a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.1680  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.1518  
 Balance: : -0.13%

Calculated TDS(mg/l) : 319.6

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 6.12	30.60	17.13	306.0
Permanent hardness	: 0.22	1.09	0.61	10.9
Temporary hardness	: 5.9	29.50	16.52	295.0
Alkalinity	: 5.9	29.50	16.52	295.0

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.65	0.028	0.028	0.227
K +	0.17	0.004	0.004	0.032
Ca++	64.1	1.599	3.199	25.966
Mg++	35.5	1.46	2.921	23.71
Cl-	0.0	0.0	0.0	0.0
SO <sub>4</sub> --	11.1	0.116	0.231	1.875
HCO <sub>3</sub> -	360.0	5.901	5.901	47.899

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.806	1.095	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	5.775	13.84	0.152	0.364

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O <sub>2</sub>	5.3	0.166	26.76	11.281	0.353
CO <sub>2</sub>	20.0	0.455	73.349		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 1.654	0.0283
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 2.346	0.0235
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 268.842	1.46
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 15.739	0.116
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 2.997	0.05
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 13.086	0.05

SampleID : 310  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.6932  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.9288  
 Balance: : 1.73%

Measured TDS(mg/l) : 545.9  
 Calculated TDS(mg/l) : 546.6

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	6.88	34.40	19.27	344.0
Permanent hardness	0.39	1.95	1.09	19.5
Temporary hardness	6.49	32.45	18.17	324.5
Alkalinity	6.49	32.45	18.17	324.5

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.92	0.04	0.04	0.294
K +	0.26	0.007	0.007	0.051
Ca++	72.1	1.799	3.598	26.413
Mg++	39.9	1.641	3.283	24.101
Cl-	1.55	0.044	0.044	0.323
SO <sub>4</sub> --	5.53	0.058	0.115	0.844
HCO <sub>3</sub> -	396.0	6.491	6.491	47.651

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.807	1.096	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	13.038	31.247	0.152	0.364
Na/Cl	0.594	0.915	0.556	0.858
Cl/Br	25.0	56.345	287.5	648.1

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
CO <sub>2</sub>	25.0	0.568	99.945		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	2.169	0.0371
Sylvite (KCl)	0.496	0.0067
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	10.013	0.1001
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	302.163	1.641
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	7.841	0.058
SiO <sub>2</sub> as Quartz	2.036	0.034
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	8.891	0.034

SampleID : 313  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 5.0697  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.6720  
 Balance: : 5.61%

Calculated TDS(mg/l) : 393.1

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	5.04	25.19	14.11	251.9
Permanent hardness	0.07	0.35	0.19	3.5
Temporary hardness	4.97	24.85	13.91	248.5
Alkalinity	4.97	24.85	13.91	248.5

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.062	0.003	0.003	0.028
K +	0.42	0.011	0.011	0.102
Ca++	52.5	1.31	2.62	24.391
Mg++	29.4	1.209	2.419	22.52
Cl-	1.0	0.028	0.028	0.261
SO4--	2.1	0.022	0.044	0.41
HCO3-	303.166	4.969	4.969	46.259

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.786	1.083	0.319	0.194
Ca/SO4	25.0	59.915	0.152	0.364
Na/Cl	0.062	0.096	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	0.158	0.0027
Sylvite (KCl)	0.801	0.0108
Carbonate (CaCO3)	7.872	0.0787
Dolomite (CaMg(CO3)2)	222.647	1.209
Anhydrite (CaSO4)	2.978	0.022
SiO2 as Quartz	1.598	0.027
or Feldspar (NaAlSi3O8)	6.979	0.027

SampleID : 321  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Mg-Ca-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 5.7805  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.9341  
 Balance: : 1.31%

Calculated TDS(mg/l) : 431.3

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.69	28.45	15.93	284.5
Permanent hardness	: 0.28	1.40	0.79	14.0
Temporary hardness	: 5.41	27.05	15.15	270.5
Alkalinity	: 5.41	27.05	15.15	270.5

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	4.5	0.196	0.196	1.673
K +	0.3	0.008	0.008	0.068
Ca++	25.0	0.624	1.248	10.653
Mg++	54.0	2.221	4.443	37.927
Cl-	6.0	0.169	0.169	1.443
SO <sub>4</sub> --	9.0	0.094	0.187	1.596
HCO <sub>3</sub> -	330.0	5.409	5.409	46.173

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	0.463	0.281	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	2.778	6.657	0.152	0.364
Na/Cl	0.75	1.157	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.4°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O <sub>2</sub>	1.4	0.044	100.54	11.174	0.349

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 9.452	0.1616
Sylvite (KCl)	: 0.572	0.0077
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 97.584	0.53
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 12.761	0.094

SampleID : 338  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 6.7697  
 Sum of Cations (meq/l) : 6.6451  
 Balance: : -0.93%

Calculated TDS(mg/l) : 518.3

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 6.57	32.85	18.39	328.5
Permanent hardness	: 0.32	1.62	0.91	16.2
Temporary hardness	: 6.25	31.23	17.49	312.3
Alkalinity	: 6.25	31.23	17.49	312.3

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.4	0.061	0.061	0.455
K +	0.4	0.01	0.01	0.075
Ca++	69.0	1.722	3.443	25.666
Mg++	38.0	1.563	3.126	23.303
Cl-	6.4	0.181	0.181	1.349
SO <sub>4</sub> --	13.9	0.145	0.289	2.154
HCO <sub>3</sub> -	381.0	6.245	6.245	46.553

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.816	1.101	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	4.964	11.897	0.152	0.364
Na/Cl	0.219	0.337	0.556	0.858
Cl/Br	7.529	16.97	287.5	648.1

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 3.562	0.0609
Sylvite (KCl)	: 0.763	0.0103
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 1.372	0.0137
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 287.775	1.563
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 19.709	0.145
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 3.596	0.06
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 15.703	0.06

SampleID : 346  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 5.2746  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.3498  
 Balance: : 0.71%

Calculated TDS(mg/l) : 443.6

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.31	26.55	14.87	265.5
Permanent hardness	: 0.08	0.41	0.23	4.1
Temporary hardness	: 5.23	26.14	14.64	261.4
Alkalinity	: 5.23	26.14	14.64	261.4

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.63	0.027	0.027	0.254
K +	0.31	0.008	0.008	0.075
Ca++	59.1	1.475	2.949	27.757
Mg++	28.7	1.181	2.361	22.222
Cl-	0.53	0.015	0.015	0.141
SO <sub>4</sub> --	1.27	0.013	0.026	0.245
HCO <sub>3</sub> -	319.0	5.229	5.229	49.217

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.059	1.249	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	46.535	111.527	0.152	0.364
Na/Cl	1.189	1.833	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.1°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O <sub>2</sub>	11.3	0.353	49.55	11.528	0.36
CO <sub>2</sub>	15.8	0.359	50.392		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 0.411	0.007
Sylvite (KCl)	: 0.591	0.008
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 28.103	0.281
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 217.346	1.181
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 1.801	0.013
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 5.148	0.086
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 22.48	0.086

SampleID : 347  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 5.3235  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.4178  
 Balance: : 0.88%

Calculated TDS(mg/l) : 432.5

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.31	26.56	14.87	265.6
Permanent hardness	: 0.35	1.73	0.97	17.3
Temporary hardness	: 4.97	24.83	13.91	248.3
Alkalinity	: 4.97	24.83	13.91	248.3

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.6	0.07	0.07	0.652
K +	0.59	0.015	0.015	0.14
Ca++	65.9	1.644	3.288	30.611
Mg++	24.6	1.012	2.024	18.843
Cl-	1.02	0.029	0.029	0.27
SO <sub>4</sub> --	14.4	0.15	0.3	2.793
HCO <sub>3</sub> -	303.0	4.967	4.967	46.242

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.679	1.625	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	4.576	10.968	0.152	0.364
Na/Cl	1.569	2.419	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.7°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O <sub>2</sub>	4.9	0.153	47.605	11.362	0.355
CO <sub>2</sub>	7.4	0.168	52.272		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 0.8	0.0137
Sylvite (KCl)	: 1.125	0.0152
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 48.285	0.4829
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 186.296	1.012
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 20.418	0.15
SiO <sub>2</sub> as Quartz	: 5.194	0.086
or Feldspar (NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	: 22.682	0.087



SampleID : 351c  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 7.4629  
 Sum of Cations (meq/l) : 7.4569  
 Balance: : -0.04%

Calculated TDS(mg/l) : 586.6

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 7.35	36.74	20.57	367.4
Permanent hardness	: 0.32	1.58	0.88	15.8
Temporary hardness	: 7.03	35.16	19.69	351.6
Alkalinity	: 7.03	35.16	19.69	351.6

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	1.9	0.083	0.083	0.556
K +	0.8	0.02	0.02	0.134
Ca++	78.0	1.946	3.892	26.086
Mg++	42.0	1.728	3.455	23.157
Cl-	3.7	0.104	0.104	0.697
SO4--	10.5	0.109	0.219	1.468
HCO3-	429.0	7.032	7.032	47.132

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.857	1.126	0.319	0.194
Ca/SO4	7.429	17.803	0.152	0.364
Na/Cl	0.514	0.792	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (14.4°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	9.3	0.291	100.098	10.199	0.319

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 4.835	0.0826
Sylvite (KCl)	: 1.525	0.0206
Carbonate (CaCO3)	: 10.922	0.1092
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 318.067	1.728
Anhydrite (CaSO4)	: 14.888	0.109
SiO2 as Quartz	: 3.496	0.058
or Feldspar (NaAlSi3O8)	: 15.267	0.058

SampleID : 352a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 5.4911  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.6365  
 Balance: : 1.31%

Calculated TDS(mg/l) : 432.1

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 5.64	28.18	15.78	281.8
Permanent hardness	: 0.15	0.73	0.41	7.3
Temporary hardness	: 5.49	27.46	15.38	274.6
Alkalinity	: 5.49	27.46	15.38	274.6

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.0	0.0	0.0	0.0
K +	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca++	56.9	1.42	2.839	25.513
Mg++	34.0	1.399	2.797	25.136
Cl-	0.0	0.0	0.0	0.0
SO4--	0.0	0.0	0.0	0.0
HCO3-	335.0	5.491	5.491	49.346

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.674	1.015	0.319	0.194

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (8.2°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	6.2	0.194	100.098	11.784	0.368

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Carbonate (CaCO3) :	2.108	0.0211
Dolomite (CaMg(CO3)2):	257.483	1.399

SampleID : 359  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 5.6406  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.6147  
 Balance: : -0.23%

Calculated TDS(mg/l) : 278.5

Hardness	meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	5.58	27.89	15.62	278.9
Permanent hardness	0.32	1.61	0.90	16.1
Temporary hardness	5.26	26.28	14.72	262.8
Alkalinity	5.26	26.28	14.72	262.8

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.67	0.029	0.029	0.258
K +	0.24	0.006	0.006	0.053
Ca++	60.5	1.509	3.019	26.823
Mg++	31.1	1.279	2.559	22.736
Cl-	1.0	0.028	0.028	0.249
SO4--	15.5	0.161	0.323	2.87
HCO3-	320.645	5.256	5.256	46.698

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.945	1.18	0.319	0.194
Ca/SO4	3.903	9.354	0.152	0.364
Na/Cl	0.67	1.033	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (9.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	7.5	0.234	99.809	11.556	0.361

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	1.291	0.0221
Sylvite (KCl)	0.458	0.0062
Carbonate (CaCO3)	6.888	0.0689
Dolomite (CaMg(CO3)2)	235.521	1.279
Anhydrite (CaSO4)	21.978	0.161
SiO2 as Quartz	1.598	0.027
or Feldspar (NaAlSi3O8)	6.979	0.027

SampleID : 360  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Mg-Ca-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 7.3636  
 Sum of Cations (meq/l) : 7.6708  
 Balance: : 2.04%

Calculated TDS(mg/l) : 579.1

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 7.61	38.06	21.31	380.6
Permanent hardness	: 0.51	2.57	1.44	25.7
Temporary hardness	: 7.1	35.49	19.87	354.9
Alkalinity	: 7.1	35.49	19.87	354.9

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.76	0.033	0.033	0.219
K +	0.39	0.01	0.01	0.067
Ca++	74.4	1.856	3.713	24.697
Mg++	47.4	1.95	3.9	25.94
Cl-	1.28	0.036	0.036	0.239
SO4--	7.95	0.083	0.166	1.104
HCO3-	433.0	7.097	7.097	47.205

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.57	0.952	0.319	0.194
Ca/SO4	9.358	22.429	0.152	0.364
Na/Cl	0.594	0.916	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.5°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	9.4	0.294	100.054	11.148	0.348

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 1.529	0.0261
Sylvite (KCl)	: 0.744	0.01
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 326.506	1.774
Anhydrite (CaSO4)	: 11.272	0.083

SampleID : 366a  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Mg-Ca-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 7.1956  
 Sum of Cations (meq/l) : 7.1903  
 Balance: : -0.04%

Calculated TDS(mg/l) : 372.0

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 7.13	35.66	19.97	356.6
Permanent hardness	: 0.36	1.82	1.02	18.2
Temporary hardness	: 6.77	33.83	18.95	338.3
Alkalinity	: 6.77	33.83	18.95	338.3

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	0.76	0.033	0.033	0.229
K +	0.37	0.009	0.009	0.063
Ca++	70.7	1.764	3.528	24.524
Mg++	43.8	1.802	3.603	25.045
Cl-	1.1	0.031	0.031	0.215
SO4--	17.6	0.183	0.366	2.544
HCO3-	412.84	6.767	6.767	47.039

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	1.614	0.979	0.319	0.194
Ca/SO4	4.017	9.627	0.152	0.364
Na/Cl	0.691	1.065	0.556	0.858

## Gas composition

	mg/l	mmol/l	Air saturated water (10.0°C, p=1 bar)		
			mmol%	mg/l	mmol/l
O2	8.6	0.269	37.181	11.281	0.353
CO2	20.0	0.455	62.89		

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 1.261	0.0216
Sylvite (KCl)	: 0.705	0.0095
Dolomite (CaMg(CO3)2):	291.015	1.581
Anhydrite (CaSO4)	: 24.955	0.183
SiO2 as Quartz	: 2.904	0.048
or Feldspar (NaAlSi3O8):	12.683	0.048

SampleID : 388  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>

Sum of Anions (meq/l) : 5.3181  
 Sum of Cations (meq/l) : 5.2757  
 Balance: : -0.40%

Calculated TDS(mg/l) : 406.4

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO <sub>3</sub>
Total hardness	: 5.17	25.83	14.46	258.3
Permanent hardness	: 0.33	1.66	0.93	16.6
Temporary hardness	: 4.83	24.16	13.53	241.6
Alkalinity	: 4.83	24.16	13.53	241.6

(1 °f = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub>/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	2.2	0.096	0.096	0.906
K +	0.52	0.013	0.013	0.123
Ca <sup>++</sup>	61.3	1.529	3.059	28.875
Mg <sup>++</sup>	25.6	1.053	2.106	19.88
Cl <sup>-</sup>	6.18	0.174	0.174	1.642
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	12.2	0.127	0.254	2.398
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	294.813	4.832	4.832	45.612

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	2.395	1.452	0.319	0.194
Ca/SO <sub>4</sub>	5.025	12.042	0.152	0.364
Na/Cl	0.356	0.549	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 5.598	0.0957
Sylvite (KCl)	: 0.991	0.0134
Carbonate (CaCO <sub>3</sub> )	: 34.972	0.3497
Dolomite (CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> )	: 193.869	1.053
Anhydrite (CaSO <sub>4</sub> )	: 17.299	0.127

SampleID : 396  
 Location :  
 Site :  
 Sampling Date :  
 Geology :  
 Watertype : Ca-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 3.8154  
 Sum of Cations (meq/l) : 3.7620  
 Balance: : -0.70%

Calculated TDS(mg/l) : 188.9

Hardness	: meq/l	°f	°g	mg/l CaCO3
Total hardness	: 3.67	18.34	10.27	183.4
Permanent hardness	: 0.14	0.72	0.40	7.2
Temporary hardness	: 3.52	17.62	9.87	176.2
Alkalinity	: 3.52	17.62	9.87	176.2

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/l 1 °g = 10 mg/l CaO)

## Major ion composition

	mg/l	mmol/l	meq/l	meq%
Na+	2.14	0.093	0.093	1.227
K +	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca++	59.0	1.472	2.944	38.853
Mg++	8.8	0.362	0.724	9.555
Cl-	2.9	0.082	0.082	1.082
SO4--	7.45	0.078	0.155	2.046
HCO3-	215.008	3.524	3.524	46.507

## Ratios

	mg/l	mmol/l	Comparison to Seawater	
			mg/l	mmol/l
Ca/Mg	6.705	4.067	0.319	0.194
Ca/SO4	7.919	18.98	0.152	0.364
Na/Cl	0.738	1.138	0.556	0.858

## Dissolved Minerals:

	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	: 4.785	0.0818
Carbonate (CaCO3)	: 103.354	1.0335
Dolomite (CaMg(CO3)2)	: 66.643	0.362
Anhydrite (CaSO4)	: 10.564	0.078





## **Priloga V**

Celotna tabela z rezultati.

**Legenda k prilogi V:*****Splošni podatki***

ID	enoznačna oznaka vrtine oz. vodnjaka
Ime	ime vrtine oz. vodnjaka
Odprtost	odprtost ali zaprtost vodonosnika
Q	pretok (/s)

***Hidravlični in hidrodinamični podatki***

K (B2)	koeficient prepustnosti razpok (B2: Barkerjev model dvojne poroznosti)
K' (B2)	koeficient prepustnosti matriksa
Ss (B2)	koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja razpok
Ss' (B2)	koeficient specifičnega elastičnega uskladiščenja matriksa
n	dimenzija toka
b	omočena debelina vodonosnika
Sw (B2)	kožni faktor ( <i>skin factor</i> ) vodnjaka
Sf (B2)	kožni faktor ( <i>skin factor</i> ) razpok
log K-log K'	razlika logaritmiranih vrednosti koeficientov prepustnosti razpok in matriksa
log Ss-log Ss'	razlika logaritmiranih vrednosti specifičnih elastičnih koeficientov razpok in matriksa
RSS	rezidualne vrednosti za Barkerjev model dvojne poroznosti
T (C-J, auto)	transmisivnost (Cooper-Jacobova metoda, avtomatsko prilagajanje)
S (C-J, auto)	koeficient elastičnega uskladiščenja (Cooper-Jacobova metoda, avtomatsko prilagajanje)
K (C-J, auto)	koeficient prepustnosti (Cooper-Jacobova metoda, avtomatsko prilagajanje)
RSS (C-J, auto)	rezidualne vrednosti za Cooper-Jacobov model
T (C-J, manual)	transmisivnost (Cooper-Jacobova metoda, ročno prilagajanje)
T (Theis)	transmisivnost (Theisova metoda)
S (Theis)	koeficient elastičnega uskladiščenja (Theisova metoda)
K (Theis)	koeficient prepustnosti (Theisova metoda)
RSS (Theis)	rezidualne vrednosti za Theisov model
log K (report)	logaritmirana vrednost koeficienta prepustnosti, pridobljena iz poročil
log K Theis (report)	logaritmirana vrednost koeficienta prepustnosti, pridobljena iz poročil po Theisovi metodi
log K Jacob (report)	logaritmirana vrednost koeficienta prepustnosti, pridobljena iz poročil po Cooper-Jacobovi metodi
log S Jacob (report)	logaritmirana vrednost koeficienta elastičnega uskladiščenja, pridobljena iz poročil po Cooper-Jacobovi metodi
% RSS (C-J)	razlika v odstotkih med Cooper-Jacobovim in Barkerjevim modelom
% RSS (Theis)	razlika v odstotkih med Theisovim in Barkerjevim modelom

## Fraktalne dimenzije razpok

2048 x 2048 original - Benoit

$D_{POV}$	fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz vseh podatkov na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
St. odklon	standardni odklon fraktalnih dimenzij
$D_{LEVO}$	fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz podatkov levo od prelomne točke na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
$D_{DESNO}$	fraktalna dimenzija razpok, pridobljena iz podatkov levo od prelomne točke na grafu v dvojnem logaritemskem merilu za digitalizirane mreže razpok brez korekcije debelin
$y = Ax^{-D}$	koeficient A v enačbi $y = Ax^{-D}$ ( $y$ = logaritmirana vrednost števila določenih razpok, $x$ = logaritmirana vrednost velikosti škatel po <i>box-counting</i> metodi)
slika	oznaka fotografije (ID in št. fotografije)
$D_{POV}$ 3D	transformirana vrednost iz dveh v tri dimenzije za vse podatke na grafu
$D_{DESNO}$ 3D	transformirana vrednost iz dveh v tri dimenzije za podatke na grafu desno od prelomne točke

2048 x 2048 original - Benoit

Iste oznake kot pri zgornjih vrednostih, le da veljajo za digitalizirane mreže razpok s korekcijo debelin.

ACAD 8192 x 8192 vector

N	število razpok
dolžina	skupna dolžina razpok
dolž/plošč	razmerje med skupno dolžino in površino obravnavanega območja (gostota razpok)

## Geokemični podatki

tip	geokemični tip vode
ID v bazi	enolična oznaka analize vode v geokemični bazi v programu AquaChem
$SI_{cal}$	indeks nasičenja kalcita
$SI_{dol}$	indeks nasičenja dolomita
$P_{CO2}$	parcialni tlak ogljikovega dioksida
% err	napaka analize v odstotkih (razlika v meq/l kationov in anionov)
pH	pH podzemne vode
T	temperatura podzemne vode
$Na^+$ (mg/l)	analizirana koncentracija natrijevih ionov v podzemni vodi v mg/l (ista legenda velja tudi za $K^+$ , $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$ , $Cl^-$ , $SO_4^{2-}$ , $HCO_3^-$ , $NO_3^-$ , $SiO_2$ )
TDS	v programu AquaChem izračunana vrednost raztopljenih trdnih snovi v mg/l
EC ( $\mu S/cm$ )	elektroprevodnost v $\mu S/cm$
Halite	modelirana količina raztopljenega halita v programu AquaChem
Sylvite	modelirana količina raztopljenega silvina v programu AquaChem
Carbonate	modelirana količina raztopljenega karbonata v programu AquaChem
Dolomite	modelirana količina raztopljenega dolomita v programu AquaChem
Dol_phreeqc	modelirana količina raztopljenega dolomita v programu PHREEQC for Windows
Anhydrite	modelirana količina raztopljenega anhidrita v programu AquaChem
Quartz	modelirana količina raztopljenega kremena v programu AquaChem
Feldspar	modelirana količina raztopljenega Na-glinenca v programu AquaChem
Ca/Mg mmol	molsko razmerje Ca/Mg
$Na^+$ (mmol/l)	analizirana koncentracija natrijevih ionov v podzemni vodi v mmol/l (ista legenda velja tudi za $K^+$ , $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$ , $Cl^-$ , $SO_4^{2-}$ , $HCO_3^-$ , $NO_3^-$ , $SiO_2$ )

ID	Ime	odprtost	starost	litologija	dol/apn	diageneza	trajanje min	Q (l/s)	K (B2)	Ss (B2)	K' (B2)
2	GR-7/97	Odprt	J1, T3 2+3	dolomit	dolomit		20160	0,22	1,32E-07	1,98E-08	1,57E-08
3	ST-1/97	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	180	5	1,90E-05	1,00E-04	1,67E-12
10	K-2/97	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	3027	12,7	2,76E-05	1,24E-06	1,67E-12
13	PG-1/2001	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1100	5	8,61E-06	1,48E-09	5,20E-06
18	MO-2/94	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	113	10,08	6,40E-06	8,20E-04	5,07E-09
26	Če-1/94	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	160	0,65	8,25E-08	1,85E-04	3,16E-08
37	B-1/95	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1400	2	1,34E-06	1,04E-03	1,67E-12
41	M-1/95	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	74	0,65	1,29E-07	8,03E-06	9,75E-07
42	GL-2/95	Zaprta	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	1440	5	4,14E-06	2,62E-04	1,72E-08
46	Šnajder	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	63	0,34	2,65E-06	1,00E-05	1,67E-12
47	BV-1/95	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	1320	3,05	7,06E-06	3,49E-04	1,67E-12
51	V-16/95	Zaprta	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	40	16	1,75E-05	1,68E-03	4,50E-03
53	Zavrh-1/96	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	250	1,1	5,23E-06	3,17E-12	8,42E-12
59	VP-4/96	Zaprta	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	8220	7	2,29E-05	4,35E-02	1,67E-02
60	K-1/96	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	4515	4	6,47E-07	1,90E-04	3,64E-09
70	Ko-2/98	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	2610	6	4,70E-07	2,97E-08	1,65E-05
73	VT-1/83	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	7500	15	1,06E-05	5,63E-04	1,25E-07
74	VT-3/84	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	11370	7,4	2,56E-05	2,81E-03	2,11E-07
82	P-1/99	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	20220	1,8	9,56E-06	2,05E-02	1,67E-02
89	TR-1/99	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	22260	2,6	8,24E-04	1,20E-01	1,05E-11
93	VD-1/99	Odprt	J, K ?	dol/apn	dol/apn		6877	0,3	3,34E-07	8,58E-12	1,78E-11
97	K-3/00	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1860	20	5,96E-06	1,00E-09	3,88E-11
100	FS-1/2000	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	8593	2	2,82E-06	8,12E-09	2,33E-11
109	K-1/84	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	4350	5,9	1,67E-07	8,37E-02	2,99E-10
174	VŠO-1/82	Zaprta	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	11360	24,5	4,09E-05	1,46E-05	7,65E-06
181	D-1/02	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	5785	5	1,31E-04	7,08E-03	2,34E-05
191	VB-1/81	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	6660	5,5	3,98E-05	1,00E-12	3,11E-07
196	VB-2/85	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	2645	2,3	2,61E-06	2,73E-12	1,17E-09
210	L-1/84	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	7130	18,1	6,10E-05	2,97E-08	6,24E-11
223	ČP-1/93	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	1420	5	6,10E-06	5,86E-02	4,52E-10
225	B-2/96	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	720	3,5	2,43E-07	6,35E-10	4,20E-11
228	GL-1/01	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	728	3,5	7,81E-06	1,25E-03	9,41E-09
229	Tv-1/96	Odprt	T3 2+3 baški	baški	dolomit	pozna	1440	1	4,86E-07	2,55E-05	5,62E-10
230	VP-2/91	Odprt	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	1395	28,1	1,19E-06	6,35E-03	2,02E-06
238	VK I/87	Zaprta	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	1145	7	2,66E-04	6,92E-09	3,08E-07
239	VK II/88	Zaprta	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	1380	20	5,18E-05	5,71E-08	1,67E-10
249	CG-3/91	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	990	2,9	1,72E-06	1,59E-05	1,47E-08
261	SD-5/92	Zaprta	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1440	3,9	8,92E-06	2,37E-03	1,67E-02
262	V-1/92	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1440	22,4	4,06E-04	5,05E-03	1,02E-08
280	VŠO-2/84	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	5360	16,1	2,09E-04	1,75E-03	2,14E-03
281	VŠO-3/84	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	4230	9,2	3,75E-05	1,89E-04	2,11E-09
300	R-1/04	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	24630	2	5,25E-09	3,12E-02	1,67E-02
301	VZ-3/03	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	21690	2	2,48E-07	8,35E-05	7,29E-12
302	Bp-1/04	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	46140	5,5	4,52E-05	2,07E-02	3,09E-09
303	VP-1/04	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	44350	2	3,95E-06	1,10E-02	3,04E-10
304	RB-1/03	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	20280	1	5,12E-05	7,57E-09	1,78E-12
305	ZGB-1/05	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	8560	12	5,67E-05	2,25E-06	1,67E-12
307	NK-1/03	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	39870	1	3,34E-07	8,93E-13	7,76E-11
310	BR-1/05	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	18530	10	1,16E-05	6,42E-07	4,98E-04
312	PŠ-1/06	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1440	2	5,92E-06	1,85E-13	2,01E-12
313	Iv-1/04	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	33240	1,7	1,45E-06	8,04E-06	1,77E-11
315	Hg-3/06	Odprt	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	67900	8	2,00E-06	3,39E-06	2,84E-12
321	Md-1/05	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	300	0,25	1,75E-06	7,12E-09	1,24E-11
334	OJ-1/06	Zaprta	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1440	4	3,51E-06	1,11E-04	9,05E-09
338	L-1/94	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	1340	10	4,24E-05	1,40E-02	6,98E-06
339	DO-1/95	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	90	0,9	2,98E-06	6,57E-15	1,30E-07
344	G-1/02	Zaprta	T3 2+3 baški apn.	apnenec	apnenec		99960	5	2,54E-05	2,06E-05	1,67E-02
345	G-1	Odprt	T3 2+3 baški	baški	dolomit	pozna	11430	10,6	2,39E-02	8,96E-04	8,82E-07
346	PG-2/04	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	38660	6	2,84E-06	1,62E-09	8,09E-08
347	Z-1/03	Odprt	T2 2	dol/apn	dol/apn		21400	1,8	6,81E-06	1,44E-03	3,03E-10
351	VR-2/89	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	4720	46	3,10E-05	5,39E-14	6,74E-12
352	Š-1/06	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	30200	5	3,91E-06	2,98E-05	5,79E-09
359	PŠ-1/05	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	16080	1,6	1,22E-05	6,32E-03	5,83E-10
360	DV-1/06	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	30690	1,5	1,48E-05	6,27E-03	1,03E-08
364	Virje-2/05	Zaprta	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	66290	20	1,86E-05	1,97E-17	1,67E-12
365	Šg-1/03	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	21510	1,5	8,96E-06	1,92E-05	9,27E-11
366	D-1/05	Odprt	1 T3 1	cordevol	dolomit	pozna	29250	2	2,55E-05	7,23E-03	1,67E-01
380	Uličič	Odprt	J1	apnenec	apnenec		35	0,5	1,46E-06	1,53E-05	4,64E-09
381	Prebil	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	80	0,9	2,95E-07	2,13E-07	9,74E-08
382	Abram	Zaprta	K1 1	apnenec	apnenec		160	3,2	3,18E-08	1,95E-04	1,83E-06
383	M-2/95	Odprt	T2 1	anizij	dolomit	zgodnja + pozna	190	2,5	3,72E-08	5,50E-06	5,10E-10
385	L-1/06	Odprt	K2	apnenec	apnenec		15650	0,5	5,09E-10	1,06E-04	5,25E-09
386	PR-1/06	Odprt	T3 2+3 baški	baški	dolomit		20320	0,8	1,96E-06	9,79E-03	4,58E-11
387	Z-1/04	Odprt	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	36490	2	3,91E-06	2,21E-06	1,70E-04
388	P-1/03	Odprt	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	16680	1,2	1,73E-06	6,40E-08	1,70E-12
390	SPI-02/04	Odprt	T1	skit	dolomit	zgodnja + pozna	11230	5,7	1,43E-05	1,17E-04	3,50E-12
392	VIB-01/05	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	1300	10	5,43E-05	1,00E-10	1,40E-10
394	ACK-4/04	Odprt	T3 2+3	glavni	dolomit	zgodnja + pozna	269,8	0,3	1,16E-06	1,00E-09	3,91E-10
396	PR-2/87	Odprt	K1 4+5	apnenec	apnenec		4170	9,237	6,21E-06	2,26E-08	3,54E-03

AQTESOLV - Barker dual porosity													
ID	Ss' (B2)	n	b	Sf	Sw	logK (B2)	logSs (B2)	logK' (B2)	logSs' (B2)	logK-logK'	logSs-logSs'	RSS	
2	1,20E-04	2,20	212,7	0,00E+00	4,33E+00	-6,88	-7,70	-7,80	-3,92	0,92	-3,78	627,70	
3	1,34E-01	2,32	142,6	0,00E+00	-1,42E-03	-4,72	-4,00	-11,78	-0,87	7,06	-3,13	---	
10	1,00E+00	1,48	101,2	4,98E+00	1,00E+01	-4,56	-5,91	-11,78	0,00	7,22	-5,91	25,69	
13	3,88E-02	2,58	190,7	3,66E+00	5,25E-01	-5,07	-8,83	-5,28	-1,41	0,22	-7,42	0,08	
18	9,85E-01	2,09	122	7,20E-04	6,00E-01	-5,19	-3,09	-8,29	-0,01	3,10	-3,08	---	
26	1,00E+00	2,02	162,3	7,41E-01	-8,68E-01	-7,08	-3,73	-7,50	0,00	0,42	-3,73	4,46	
37	6,31E-09	2,17	134,7	5,12E+00	6,41E+00	-5,87	-2,98	-11,78	-8,20	5,91	5,22	960,50	
41	1,15E-03	2,01	149,4	2,47E+00	1,33E-02	-6,89	-5,10	-6,01	-2,94	-0,88	-2,16	51,55	
42	1,00E+00	2,69	91,5	1,50E-03	-4,37E+00	-5,38	-3,58	-7,76	0,00	2,38	-3,58	---	
46	1,00E-10	2,87	49	0,00E+00	-7,50E-01	-5,58	-5,00	-11,78	-10,00	6,20	5,00	918,20	
47	1,00E-10	3,00	135,6	0,00E+00	-2,98E+00	-5,15	-3,46	-11,78	-10,00	6,63	6,54	32,85	
51	3,07E-04	2,02	19	0,00E+00	1,11E-01	-4,76	-2,77	-2,35	-3,51	-2,41	0,74	5,80	
53	1,00E+00	1,85	133,5	1,76E-03	3,88E-02	-5,28	-11,50	-11,07	0,00	5,79	-11,50	0,11	
59	1,00E+00	2,30	145,5	0,00E+00	5,34E+00	-4,64	-1,36	-1,78	0,00	-2,86	-1,36	---	
60	1,00E+00	2,29	93,67	1,55E-02	-2,32E+00	-6,19	-3,29	-8,44	0,00	2,25	-3,72	221,00	
70	2,19E-08	2,08	260	0,00E+00	1,96E-06	-6,33	-7,53	-4,78	-7,66	-1,54	0,13	183,30	
73	1,44E-01	2,07	133,5	1,65E-01	-2,08E+00	-4,98	-3,25	-6,90	-0,84	1,93	-2,41	0,89	
74	1,00E+00	3,00	110	9,66E-03	-4,06E+00	-4,59	-2,55	-6,68	0,00	2,09	-2,55	14,96	
82	3,87E-02	2,54	75,32	0,00E+00	-8,07E-01	-5,02	-1,69	-1,78	-1,41	-3,24	-0,28	3,35	
89	1,12E-06	2,69	64,2	2,50E+00	7,50E-02	-3,08	-0,92	-10,98	-5,95	7,89	5,03	0,08	
93	1,49E-07	2,25	77,7	7,07E+00	7,64E-01	-6,48	-11,07	-10,75	-6,83	4,27	-4,24	5472,80	
97	2,27E-05	1,07	142,8	0,00E+00	7,50E-01	-5,22	-9,00	-10,41	-4,64	5,19	-4,36	1,98	
100	3,15E-03	2,00	86,88	2,19E-11	-6,16E-01	-5,55	-8,09	-10,63	-2,50	5,08	-5,59	22,80	
109	1,00E+00	1,33	166	2,76E-02	4,13E+00	-6,78	-1,08	-9,52	0,00	2,75	-1,08	2,45	
174	5,65E-03	2,44	136,2	4,39E-01	-3,35E+00	-4,39	-4,84	-5,12	-2,25	0,73	-2,59	0,37	
181	1,00E+00	2,98	120	3,03E-02	-2,47E+00	-3,88	-2,15	-4,63	0,00	0,75	-2,15	0,11	
191	2,23E-10	1,94	80,5	0,00E+00	4,41E+00	-4,40	-12,00	-6,51	-9,65	2,11	-2,35	47,00	
196	2,89E-06	2,53	98	0,00E+00	-4,98E+00	-5,58	-11,56	-8,93	-5,54	3,35	-6,02	4,86	
210	5,67E-09	2,07	110	7,50E-01	2,33E-02	-4,21	-7,53	-10,21	-8,25	5,99	0,72	---	
223	1,00E+00	2,22	130,5	3,42E-02	1,32E-01	-5,21	-1,23	-9,34	0,00	4,13	-1,23	3,89	
225	1,86E-05	2,27	181,7	2,95E+00	-3,70E+00	-6,62	-9,20	-10,38	-4,73	3,76	-4,47	---	
228	3,55E-01	2,14	63,31	4,72E-03	-1,75E+00	-5,11	-2,90	-8,03	-0,45	2,92	-2,45	21,57	
229	1,00E+00	2,05	85	1,39E-03	-3,54E+00	-6,31	-4,59	-9,25	0,00	2,94	-4,59	0,06	
230	3,01E-01	1,82	135,4	6,55E-02	-8,40E-01	-5,93	-2,20	-5,69	-0,52	-0,23	-1,68	---	
238	3,27E-05	2,12	21,7	2,64E+00	4,88E+00	-3,57	-8,16	-6,51	-4,49	2,94	-3,67	---	
239	5,01E-04	2,09	37,5	0,00E+00	0,00E+00	-4,29	-7,24	-9,78	-3,30	5,49	-3,94	---	
249	1,61E-03	1,88	120,4	5,54E+00	-8,61E-02	-5,76	-4,80	-7,83	-2,79	2,07	-2,00	0,00	
261	2,61E-02	2,12	126	0,00E+00	9,95E+00	-5,05	-2,63	-1,78	-1,58	-3,27	-1,04	---	
262	1,00E+00	2,49	108,5	7,28E-02	1,00E+01	-3,39	-2,30	-7,99	0,00	4,60	-2,30	0,59	
280	1,00E+00	2,90	124,7	5,27E+00	-2,06E+00	-3,68	-2,76	-2,67	0,00	-1,01	-2,76	1,49	
281	1,59E-03	2,18	89	4,13E+00	4,62E-01	-4,43	-3,72	-8,68	-2,80	4,25	-0,93	10,23	
300	1,00E-10	1,14	80,6	0,00E+00	2,54E+00	-8,28	-1,51	-1,78	-10,00	-6,50	8,49	---	
301	1,00E+00	1,87	157,9	7,49E-01	5,78E+00	-6,61	-4,08	-11,14	0,00	4,53	-4,08	---	
302	1,00E+00	2,54	94,3	4,18E-02	-2,04E+00	-4,34	-1,68	-8,51	0,00	4,17	-1,68	1,85	
303	1,00E+00	1,58	51	1,61E-02	-1,29E+00	-5,40	-1,96	-9,52	0,00	4,11	-1,96	142,30	
304	2,66E-08	2,12	51	2,59E+00	1,53E+00	-4,29	-8,12	-11,75	-7,57	7,46	-0,55	---	
305	1,31E-07	2,06	122	0,00E+00	9,69E+00	-4,25	-5,65	-11,78	-6,88	7,53	1,24	220,20	
307	1,00E+00	2,70	112	2,30E-01	-5,00E+00	-6,48	-12,05	-10,11	0,00	3,63	-12,05	---	
310	6,79E-08	2,22	144,8	0,00E+00	3,87E+00	-4,93	-6,19	-3,30	-7,17	-1,63	0,98	71,54	
312	1,00E+00	1,57	28,97	3,23E-01	3,29E+00	-5,23	-12,73	-11,70	0,00	6,47	-12,73	---	
313	1,00E+00	2,62	128,9	9,35E-02	-3,17E+00	-5,84	-5,09	-10,75	0,00	4,91	-5,09	43,09	
315	1,00E+00	2,02	148,1	2,01E-01	4,13E-01	-5,70	-5,47	-11,55	0,00	5,85	-5,47	---	
321	1,00E+00	2,23	22,5	2,27E-01	1,84E+00	-5,76	-8,15	-10,91	0,00	5,15	-8,15	463,50	
334	1,00E+00	2,07	101	4,38E-01	-5,67E-01	-5,45	-3,96	-8,04	0,00	2,59	-3,96	0,03	
338	4,92E-02	2,43	72,7	7,27E+01	8,57E-01	-4,37	-1,86	-5,16	-1,31	0,78	-0,55	0,02	
339	3,26E-06	2,07	95	8,39E+00	-7,16E-02	-5,53	-14,18	-6,88	-5,49	1,36	-8,70	0,04	
344	3,03E-03	3,00	147,1	0,00E+00	-2,84E+00	-4,60	-4,69	-1,78	-2,52	-2,82	-2,17	14,89	
345	1,00E+00	2,32	9,98	1,18E-02	-4,63E+00	-1,62	-3,05	-6,05	0,00	4,43	-3,05	0,00	
346	1,04E-09	2,20	212,2	0,00E+00	3,10E+00	-5,55	-8,79	-7,09	-8,98	1,55	0,19	---	
347	1,00E+00	1,69	25,6	1,13E-02	-7,66E-01	-5,17	-2,84	-9,52	0,00	4,35	-2,84	0,18	
351	1,00E-10	2,12	101,8	7,15E-01	-2,59E+00	-4,51	-13,27	-11,17	-10,00	6,66	-3,27	11,13	
352	1,29E-02	2,08	106,8	2,31E-01	-1,11E+00	-5,41	-4,53	-8,24	-1,89	2,83	-2,64	---	
359	1,00E+00	2,52	26,96	8,38E-12	-3,06E+00	-4,91	-2,20	-9,23	0,00	4,32	-2,20	0,21	
360	1,00E+00	2,71	65,25	9,55E-04	-2,48E+00	-4,83	-2,20	-7,99	0,00	3,16	-2,20	1,17	
364	1,68E-13	2,24	59	1,00E+01	-3,32E+00	-4,73	-16,71	-11,78	-12,78	7,05	-3,93	5,56	
365	1,31E-02	1,88	55	5,31E-02	-5,69E-01	-5,05	-4,72	-10,03	-1,88	4,99	-2,83	0,45	
366	5,13E-03	2,68	47,66	0,00E+00	-2,13E+00	-4,59	-2,14	-0,78	-2,29	-3,82	0,15	1,32	
380	1,00E+00	2,43	64,61	8,17E-03	-3,19E+00	-5,84	-4,82	-8,33	0,00	2,50	-4,82	0,01	
381	5,59E-06	2,32	69,88	3,60E-01	-4,62E+00	-6,53	-6,67	-7,01	-5,25	0,48	-1,42	---	
382	7,94E-03	1,86	48	7,16E-02	-4,91E+00	-7,50	-3,71	-5,74	-2,10	-1,76	-1,61	2,74	
383	1,00E+00	1,85	143,5	3,45E-02	1,10E-02	-7,43	-5,26	-9,29	0,00	1,86	-5,26	326,20	
385	5,28E-01	1,67	116,3	6,24E-04	-3,37E+00	-9,29	-3,97	-8,28	-0,28	-1,01	-3,70	---	
386	1,00E+00	2,20	159,8	2,38E-02	7,08E+00	-5,71	-2,01	-10,34	0,00	4,63	-2,01	1745,30	
387	1,59E-03	1,22	84,02	1,00E+01	-5,00E+00	-5,41	-5,66	-3,77	-2,80	-1,64	-2,86	---	
388	6,83E-07	1,00	111	1,67E+00	-6,02E-01	-5,76	-7,19	-11,77	-6,17	6,01	-1,03	---	
390	1,00E-01	2,98	132	3,77E-01	-4,90E+00	-4,84	-3,93	-11,46	-1,00	6,61	-2,94	---	
392	3,02E-05	1,74	120	0,00E+00	0,00E+00	-4,27	-10,00	-9,85	-4,52	5,59	-5,48	---	
394	2,91E-08	1,43	40,39	2,22E+00	2,82E-01	-5,94	-9,00	-9,41	-7,54	3,47	-1,46	---	
396	9,56E-04	2,36	292,9	0,00E+00	2,62E+00	-5,21	-7,65	-2,45	-3,02	-2,76	-4,63	---	

ID	AQTESOLV - Cooper-Jacob automatsko						RSS (C-J, auto)	T (C-J, manual)
	T (C-J, auto)	S (C-J, auto)	K (C-J, auto)	logT (C-J, auto)	logS (C-J, auto)	logK (C-J, auto)		
2	5,47E-06	1,30E-02	2,57E-08	-5,26	-1,89	-7,59	934,00	4,57E-05
3	2,20E-03	6,95E-13	1,54E-05	-2,66	-12,16	-4,81	0,67	5,73E-03
10	1,16E-03	1,00E+00	1,15E-05	-2,93	0,00	-4,94	225,40	5,10E-04
13	2,78E-04	5,18E-11	1,46E-06	-3,56	-10,29	-5,84	0,87	2,78E-04
18	4,78E-04	5,74E-01	3,91E-06	-3,32	-0,24	-5,41	38,53	2,43E-03
26	1,60E-05	2,76E-01	9,85E-08	-4,80	-0,56	-7,01	33,79	4,12E-05
37	5,55E-05	1,44E-04	4,12E-07	-4,26	-3,84	-6,39	263,30	4,13E-04
41	2,36E-05	1,19E-01	1,58E-07	-4,63	-0,93	-6,80	42,78	3,86E-04
42	3,95E-03	1,00E-20	4,32E-05	-2,40	-20,00	-4,36	478,90	6,36E-03
46	8,04E-06	2,62E-02	1,64E-07	-5,09	-1,58	-6,78	16,56	6,92E-06
47	9,43E-05	1,40E-02	6,95E-07	-4,03	-1,85	-6,16	431,50	3,68E-04
51	2,84E-04	6,22E-02	1,49E-05	-3,55	-1,21	-4,83	6,98	4,66E-04
53	6,91E-03	1,00E-20	5,17E-05	-2,16	-20,00	-4,29	0,12	1,23E-02
59	2,97E-04	6,32E-02	2,04E-06	-3,53	-1,20	-5,69	377,60	1,26E-03
60	4,94E-05	2,31E-01	5,28E-07	-4,31	-0,64	-6,28	495,90	3,55E-05
70	1,73E-04	6,74E-09	6,64E-07	-3,76	-8,17	-6,18	978,90	1,97E-04
73	3,55E-03	5,08E-04	2,66E-05	-2,45	-3,29	-4,58	10,33	5,08E-03
74	1,59E-03	8,82E-01	1,45E-05	-2,80	-0,05	-4,84	32,96	1,20E-02
82	1,93E-04	7,13E-03	2,57E-06	-3,71	-2,15	-5,59	54,49	1,16E-03
89	1,06E-02	6,42E-09	1,66E-04	-1,97	-8,19	-3,78	0,17	8,82E-02
93	2,47E-05	4,33E-10	3,18E-07	-4,61	-9,36	-6,50	6612,00	6,34E-05
97	1,44E-03	1,00E+00	1,01E-05	-2,84	0,00	-5,00	148,50	3,10E-04
100	6,69E-04	5,78E-09	7,70E-06	-3,17	-8,24	-5,11	22,10	1,32E-03
109	1,71E-03	1,00E+00	1,03E-05	-2,77	0,00	-4,99	9,90	8,38E-04
174	8,18E-03	1,57E-05	6,00E-05	-2,09	-4,80	-4,22	3,31	6,12E-03
181	2,69E-03	1,12E-03	2,24E-05	-2,57	-2,95	-4,65	0,63	3,40E-03
191	3,02E-03	8,05E-11	3,75E-05	-2,52	-10,09	-4,43	49,45	5,28E-04
196	1,29E-03	9,61E-13	1,32E-05	-2,89	-12,02	-4,88	7,92	3,14E-03
210	7,22E-03	3,00E-07	6,56E-05	-2,14	-6,52	-4,18	26,05	1,31E-02
223	3,65E-04	2,58E-01	2,80E-06	-3,44	-0,59	-5,55	4,49	7,75E-04
225	4,69E-05	1,40E-08	2,58E-07	-4,33	-7,85	-6,59	5826,90	5,69E-04
228	4,60E-04	1,87E+00	7,27E-06	-3,34	0,27	-5,14	26,64	1,23E-03
229	9,95E-05	2,84E-01	1,17E-06	-4,00	-0,55	-5,93	3,92	4,24E-04
230	1,70E-03	1,00E+00	1,26E-05	-2,77	0,00	-4,90	240,00	7,28E-04
238	4,55E-04	2,17E-08	2,10E-05	-3,34	-7,66	-4,68	1,04	3,42E-02
239	6,11E-03	1,35E-16	1,63E-04	-2,21	-15,87	-3,79	22,15	2,06E-03
249	5,63E-04	6,80E-04	4,67E-06	-3,25	-3,17	-5,33	0,00	5,63E-04
261	2,32E-04	4,35E-03	1,84E-06	-3,63	-2,36	-5,73	294,20	1,62E-03
262	2,83E-03	1,09E-09	2,61E-05	-2,55	-8,96	-4,58	66,51	3,46E-02
280	4,91E-03	8,35E-06	3,94E-05	-2,31	-5,08	-4,40	6,64	7,21E-03
281	5,15E-03	8,24E-14	5,78E-05	-2,29	-13,08	-4,24	10,87	9,47E-03
300	5,06E-05	1,00E+00	6,28E-07	-4,30	0,00	-6,20	23190,00	2,73E-05
301	7,54E-05	1,30E-05	4,78E-07	-4,12	-4,89	-6,32	2802,50	7,65E-05
302	2,16E-03	2,35E-02	2,29E-05	-2,66	-1,63	-4,64	5,32	2,05E-03
303	7,36E-04	1,00E+00	1,44E-05	-3,13	0,00	-4,84	1129,10	6,28E-04
304	3,56E-03	4,13E-14	6,98E-05	-2,45	-13,38	-4,16	179,20	8,63E-03
305	6,12E-03	3,42E-14	5,02E-05	-2,21	-13,47	-4,30	223,80	1,04E-02
307	3,36E-04	1,00E-10	3,00E-06	-3,47	-10,00	-5,52	28130,00	1,14E-03
310	8,48E-04	6,30E-09	5,85E-06	-3,07	-8,20	-5,23	7555,90	4,81E-03
312	8,31E-04	2,95E-25	2,87E-05	-3,08	-24,53	-4,54	1672,40	2,58E-03
313	2,41E-04	3,29E-10	1,87E-06	-3,62	-9,48	-5,73	964,90	5,03E-04
315	1,23E-03	1,00E-20	8,31E-06	-2,91	-20,00	-5,08	5279,30	6,11E-03
321	3,94E-05	1,60E-07	1,75E-06	-4,41	-6,80	-5,76	13,98	1,42E-04
334	8,69E-04	5,15E-08	8,61E-06	-3,06	-7,29	-5,07	7,04	6,77E-03
338	1,92E-03	6,82E-03	2,63E-05	-2,72	-2,17	-4,58	0,07	2,11E-03
339	2,15E-04	9,91E-04	2,26E-06	-3,67	-3,00	-5,65	0,38	3,01E-04
344	7,45E-04	3,02E-05	5,06E-06	-3,13	-4,52	-5,30	136,60	7,61E-03
345	<b>1,73E+00</b>	4,95E-04	1,73E-01	0,24	-3,31	-0,76	0,00	6,57E-01
346	6,39E-04	1,00E+20	3,01E-06	-3,19	20,00	-5,52	5532,00	2,91E-03
347	3,96E-04	3,43E-01	1,55E-05	-3,40	-0,46	-4,81	2,86	4,68E-04
351	1,03E-02	1,00E-10	1,01E-04	-1,99	-10,00	-4,00	1,43	1,03E-02
352	1,14E-03	1,76E-08	1,07E-05	-2,94	-7,75	-4,97	232,80	7,88E-04
359	4,44E-04	1,00E+00	1,65E-05	-3,35	0,00	-4,78	1,60	2,03E-03
360	5,03E-04	1,37E-02	7,71E-06	-3,30	-1,86	-5,11	5,75	5,55E-04
364	4,68E-03	1,00E-20	7,93E-05	-2,33	-20,00	-4,10	233,40	3,26E-02
365	1,87E-03	7,13E-06	3,40E-05	-2,73	-5,15	-4,47	1,19	1,88E-03
366	6,77E-04	1,32E-02	1,42E-05	-3,17	-1,88	-4,85	5,68	5,98E-03
380	5,22E-05	2,64E-01	8,08E-07	-4,28	-0,58	-6,09	0,37	4,52E-05
381	3,37E-05	1,49E-01	4,83E-07	-4,47	-0,83	-6,32	4,53	2,84E-05
382	5,41E-05	8,48E-01	1,13E-06	-4,27	-0,07	-5,95	39,66	4,34E-05
383	3,17E-05	2,00E-02	2,21E-07	-4,50	-1,70	-6,66	3319,10	1,18E-04
385	9,22E-06	5,12E-01	7,93E-08	-5,04	-0,29	-7,10	53,83	8,50E-06
386	1,69E-04	1,60E-14	1,06E-06	-3,77	-13,80	-5,97	2000,90	1,69E-04
387	9,73E-04	1,00E+00	1,16E-05	-3,01	0,00	-4,94	607,00	1,66E-04
388	2,61E-05	1,00E+00	2,35E-07	-4,58	0,00	-6,63	87260,00	2,19E-05
390	5,22E-03	2,36E-13	3,95E-05	-2,28	-12,63	-4,40	99,51	5,94E-03
392	5,16E-03	2,80E-03	4,30E-05	-2,29	-2,55	-4,37	1,38	4,36E-03
394	1,23E-05	3,77E-02	3,03E-07	-4,91	-1,42	-6,52	69,73	8,07E-06
396	2,17E-04	6,32E-04	7,41E-07	-3,66	-3,20	-6,13	10960,00	2,90E-03

AQTESOLV - Cooper-Jacob ročno									
ID	S (C-J, manual)	K (C-J, manual)	logT (C-J, manual)	logS (C-J, manual)	logK (C-J, manual)	RSS (C-J, manual)	T (Theis)		
2	2,52E-36	2,15E-07	-4,34	-35,60	-6,67	934,00	9,94E-08		
3	2,81E-37	4,02E-05	-2,24	-36,55	-4,40	0,67	2,11E-03		
10	8,34E+01	5,03E-06	-3,29	1,92	-5,30	225,40	2,39E-03		
13	5,18E-11	1,46E-06	-3,56	-10,29	-5,84	0,87	2,78E-04		
18	1,23E-12	1,99E-05	-2,61	-11,91	-4,70	38,53	1,02E-03		
26	7,22E-04	2,54E-07	-4,39	-3,14	-6,60	33,79	1,66E-05		
37	1,78E-44	3,07E-06	-3,38	-43,75	-5,51	263,30	3,72E-04		
41	1,17E+01	2,59E-06	-3,41	1,07	-5,59	42,78	2,82E-05		
42	2,54E-28	6,95E-05	-2,20	-27,59	-4,16	478,90	5,72E-03		
46	4,07E-02	1,41E-07	-5,16	-1,39	-6,85	16,56	2,51E-08		
47	2,00E-14	2,71E-06	-3,43	-13,70	-5,57	431,50	2,51E-04		
51	6,79E-04	2,45E-05	-3,33	-3,17	-4,61	6,98	4,98E-04		
53	1,60E-34	9,18E-05	-1,91	-33,79	-4,04	0,12	8,83E-03		
59	1,62E-17	8,65E-06	-2,90	-16,79	-5,06	377,60	6,99E-04		
60	5,61E-01	3,79E-07	-4,45	-0,25	-6,42	495,90	4,98E-05		
70	1,90E-10	7,58E-07	-3,71	-9,72	-6,12	978,90	1,75E-04		
73	1,24E-07	3,80E-05	-2,29	-6,91	-4,42	10,33	1,58E-01		
74	1,06E-34	1,09E-04	-1,92	-33,97	-3,96	32,96	6,76E-03		
82	1,07E-33	1,54E-05	-2,93	-32,97	-4,81	54,49	2,00E-04		
89	6,14E-104	1,37E-03	-1,05	-103,21	-2,86	0,17	1,08E-02		
93	8,21E-29	8,16E-07	-4,20	-28,09	-6,09	6612,00	2,16E-05		
97	3,56E+02	2,17E-06	-3,51	2,55	-5,66	148,50	1,85E-03		
100	3,68E-21	1,52E-05	-2,88	-20,43	-4,82	22,10	1,07E-03		
109	1,27E+02	5,05E-06	-3,08	2,10	-5,30	9,90	1,82E-03		
174	5,38E-03	4,49E-05	-2,21	-2,27	-4,35	3,31	8,38E-03		
181	2,35E-05	2,83E-05	-2,47	-4,63	-4,55	0,63	1,49E-02		
191	8,22E+01	6,56E-06	-3,28	1,91	-5,18	49,45	3,09E-03		
196	6,33E-36	3,20E-05	-2,50	-35,20	-4,49	7,92	1,29E-03		
210	9,68E-17	1,19E-04	-1,88	-16,01	-3,92	26,05	7,47E-03		
223	5,70E-06	5,94E-06	-3,11	-5,24	-5,23	4,49	4,69E-04		
225	9,72E-58	3,13E-06	-3,24	-57,01	-5,50	5826,90	2,67E-05		
228	2,28E-05	1,94E-05	-2,91	-4,64	-4,71	26,64	7,95E-04		
229	1,19E-10	4,99E-06	-3,37	-9,93	-5,30	3,92	2,08E-04		
230	7,98E+01	5,38E-06	-3,14	1,90	-5,27	240,00	1,80E-03		
238	7,25E-85	1,58E-03	-1,47	-84,14	-2,80	1,04	4,61E-03		
239	4,47E-03	5,50E-05	-2,69	-2,35	-4,26	22,15	6,17E-03		
249	6,80E-04	4,67E-06	-3,25	-3,17	-5,33	0,00	2,25E-04		
261	1,29E-35	1,29E-05	-2,79	-34,89	-4,89	294,20	2,33E-04		
262	8,00E-151	3,19E-04	-1,46	-150,10	-3,50	66,51	3,42E-03		
280	6,98E-11	5,78E-05	-2,14	-10,16	-4,24	6,64	4,91E-03		
281	4,45E-28	1,06E-04	-2,02	-27,35	-3,97	10,87	5,15E-03		
300	3,19E+01	3,38E-07	-4,56	1,50	-6,47	23190,00	5,06E-05		
301	7,72E-06	4,85E-07	-4,12	-5,11	-6,31	2802,50	7,54E-05		
302	1,73E-02	2,17E-05	-2,69	-1,76	-4,66	5,32	2,77E-03		
303	2,36E+00	1,23E-05	-3,20	0,37	-4,91	1129,10	7,36E-04		
304	2,28E-47	1,69E-04	-2,06	-46,64	-3,77	179,20	3,56E-03		
305	1,30E-27	8,54E-05	-1,98	-26,89	-4,07	223,80	8,10E-03		
307	4,89E-86	1,02E-05	-2,94	-85,31	-4,99	28130,00	6,27E-04		
310	1,61E-67	3,32E-05	-2,32	-66,79	-4,48	7555,90	2,01E-03		
312	6,28E-84	8,91E-05	-2,59	-83,20	-4,05	1672,40	2,88E-04		
313	1,43E-25	3,90E-06	-3,30	-24,84	-5,41	964,90	2,89E-04		
315	1,80E-123	4,13E-05	-2,21	-122,74	-4,38	5279,30	1,59E-03		
321	2,07E-29	6,29E-06	-3,85	-28,68	-5,20	13,98	4,09E-05		
334	7,41E-82	6,71E-05	-2,17	-81,13	-4,17	7,04	3,01E-03		
338	1,76E-03	2,90E-05	-2,68	-2,76	-4,54	0,07	1,92E-03		
339	1,13E-05	3,17E-06	-3,52	-4,95	-5,50	0,38	3,00E-04		
344	4,12E-93	5,18E-05	-2,12	-92,38	-4,29	136,60	2,27E-03		
345	2,99E+01	6,58E-02	-0,18	1,48	-1,18	0,00	1,66E+00		
346	4,74E-110	1,37E-05	-2,54	-109,32	-4,86	5532,00	7,89E-04		
347	6,72E-02	1,83E-05	-3,33	-1,17	-4,74	2,86	6,33E-04		
351	1,00E-20	1,01E-04	-1,99	-20,00	-4,00	1,43	1,06E-02		
352	1,30E-04	7,37E-06	-3,10	-3,89	-5,13	232,80	1,15E-03		
359	4,62E-17	7,53E-05	-2,69	-16,34	-4,12	1,60	1,31E-03		
360	1,26E-03	8,50E-06	-3,26	-2,90	-5,07	5,75	1,81E-03		
364	2,00E-175	5,52E-04	-1,49	-174,70	-3,26	233,40	5,45E-03		
365	1,89E-11	3,41E-05	-2,73	-10,72	-4,47	1,19	1,76E-03		
366	4,96E-55	1,25E-04	-2,22	-54,30	-3,90	5,68	1,06E-03		
380	3,31E-01	7,00E-07	-4,34	-0,48	-6,15	0,37	5,22E-05		
381	2,33E-01	4,07E-07	-4,55	-0,63	-6,39	4,53	3,02E-07		
382	1,33E+00	9,04E-07	-4,36	0,12	-6,04	39,66	9,05E-05		
383	3,19E-11	8,23E-07	-3,93	-10,50	-6,08	3319,10	3,16E-05		
385	7,39E-01	7,30E-08	-5,07	-0,13	-7,14	53,83	1,17E-05		
386	1,60E-14	1,06E-06	-3,77	-13,80	-5,97	2000,90	1,86E-04		
387	7,86E+03	1,98E-06	-3,78	3,90	-5,70	607,00	3,94E-03		
388	4,74E+00	1,97E-07	-4,66	0,68	-6,70	87260,00	3,82E-05		
390	1,68E-15	4,50E-05	-2,23	-14,78	-4,35	99,51	5,22E-03		
392	4,89E-03	3,63E-05	-2,36	-2,31	-4,44	1,38	4,70E-03		
394	1,30E-01	2,00E-07	-5,09	-0,89	-6,70	69,73	1,14E-05		
396	4,40E-86	9,88E-06	-2,54	-85,36	-5,01	10960,00	3,33E-04		

AQTESOLV - Theis								
ID	S (Theis)	K (Theis)	logT (Theis)	logS (Theis)	logK (Theis)	RSS (Theis)	logK (report)	logK Theis (report)
2	9,16E-03	4,67E-10	-7,00	-2,04	-9,33	48,42		
3	1,05E-03	1,48E-05	-2,68	-2,98	-4,83	0,4432		
10	1,00E+00	2,36E-05	-2,62	0,00	-4,63	---	-4,68	
13	2,31E-09	1,46E-06	-3,56	-8,64	-5,84	0,8704		-6,85
18	1,33E-02	8,34E-06	-2,99	-1,88	-5,08	3,464		-4,69
26	3,09E-01	1,02E-07	-4,78	-0,51	-6,99	37,49		-7,40
37	6,20E-02	2,76E-06	-3,43	-1,21	-5,56	75,84		-5,24
41	2,09E-01	1,88E-07	-4,55	-0,68	-6,72	37,8		
42	1,00E-20	6,25E-05	-2,24	-20,00	-4,20	---	-5,15	
46	3,30E-03	5,13E-10	-7,60	-2,48	-9,29	2346,8		
47	3,75E-02	1,85E-06	-3,60	-1,43	-5,73	373,1		
51	1,59E-01	2,62E-05	-3,30	-0,80	-4,58	5,661		
53	1,00E-20	6,61E-05	-2,05	-20,00	-4,18	0,1157		
59	2,75E-01	4,80E-06	-3,16	-0,56	-5,32	341,2	-4,94	
60	2,27E-01	5,32E-07	-4,30	-0,64	-6,27	517,8		
70	6,74E-09	6,74E-07	-3,76	-8,17	-6,17	1754,7	-6,30	
73	7,51E-02	1,19E-03	-0,80	-1,12	-2,93	76,18		
74	5,88E+00	6,15E-05	-2,17	0,77	-4,21	28,29		
82	2,07E-02	2,66E-06	-3,70	-1,68	-5,58	46,28	-5,61	-5,61
89	6,42E-09	1,69E-04	-1,96	-8,19	-3,77	0,1677		
93	6,14E-04	2,78E-07	-4,67	-3,21	-6,56	5,07E+04	-6,79	-6,52
97	1,00E+00	1,29E-05	-2,73	0,00	-4,89	---	-5,98	
100	7,05E-07	1,24E-05	-2,97	-6,15	-4,91	24,72	-5,83	
109	1,00E+00	1,10E-05	-2,74	0,00	-4,96	10,28		
174	1,13E-03	6,15E-05	-2,08	-2,95	-4,21	3,407		
181	9,52E-01	1,24E-04	-1,83	-0,02	-3,91	0,4348	-3,62	-3,62
191	8,05E-11	3,84E-05	-2,51	-10,09	-4,42	49,71		
196	7,70E-11	1,32E-05	-2,89	-10,11	-4,88	7,919		
210	3,00E-07	6,79E-05	-2,13	-6,52	-4,17	25,83		
223	3,57E-01	3,59E-06	-3,33	-0,45	-5,44	4,272	-5,11	-5,11
225	3,83E-05	1,47E-07	-4,57	-4,42	-6,83	2,62E+04		
228	3,25E+00	1,26E-05	-3,10	0,51	-4,90	26,27		
229	6,23E-01	2,45E-06	-3,68	-0,21	-5,61	3,777		
230	1,00E+00	1,33E-05	-2,74	0,00	-4,88	---	-4,81	
238	2,17E-08	2,12E-04	-2,34	-7,66	-3,67	1,015		
239	1,00E-20	1,65E-04	-2,21	-20,00	-3,78	22,05		
249	9,99E-06	1,87E-06	-3,65	-5,00	-5,73	0,3541	-5,35	-5,35
261	5,16E-03	1,85E-06	-3,63	-2,29	-5,73	293,2		
262	1,09E-05	3,15E-05	-2,47	-4,96	-4,50	45,26		
280	2,98E-05	3,94E-05	-2,31	-4,53	-4,40	6,636		
281	2,07E-12	5,78E-05	-2,29	-11,68	-4,24	10,87		
300	1,00E+00	6,28E-07	-4,30	0,00	-6,20	2,32E+04	-6,19	
301	1,30E-05	4,78E-07	-4,12	-4,89	-6,32	2802,5	-6,40	
302	2,74E-01	2,94E-05	-2,56	-0,56	-4,53	3,808	-4,45	
303	1,00E+00	1,44E-05	-3,13	0,00	-4,84	1129,1	-4,61	
304	1,05E-13	6,98E-05	-2,45	-12,98	-4,16	179,2	-5,44	
305	3,42E-14	6,64E-05	-2,09	-13,47	-4,18	221,2	-3,36	
307	1,00E-20	5,60E-06	-3,20	-20,00	-5,25	---	-5,30	
310	6,30E-09	1,39E-05	-2,70	-8,20	-4,86	---	-3,91	
312	5,37E-12	9,93E-06	-3,54	-11,27	-5,00	176,7	-4,17	
313	3,29E-10	2,24E-06	-3,54	-9,48	-5,65	---	-4,89	
315	1,00E-20	1,08E-05	-2,80	-20,00	-4,97	---	-4,06	
321	3,21E-03	1,82E-06	-4,39	-2,49	-5,74	46,75	-5,46	
334	3,35E-02	2,98E-05	-2,52	-1,48	-4,53	2,248	-4,06	
338	6,82E-03	2,63E-05	-2,72	-2,17	-4,58	0,06855		
339	3,77E-03	3,15E-06	-3,52	-2,42	-5,50	0,2933	-5,51	
344	3,03E-03	1,54E-05	-2,64	-2,52	-4,81	---	-4,99	-4,99
345	5,02E-06	1,66E-01	0,22	-5,30	-0,78	3,85E-05	-3,61	
346	1,00E-20	3,72E-06	-3,10	-20,00	-5,43	4908,6	-5,51	
347	2,04E+00	2,47E-05	-3,20	0,31	-4,61	0,3854	-4,72	-4,72
351	4,17E-16	1,04E-04	-1,97	-15,38	-3,98	1,409	-4,52	
352	3,86E-04	1,07E-05	-2,94	-3,41	-4,97	231,7	-4,32	
359	3,34E+01	4,86E-05	-2,88	1,52	-4,31	59,43	-4,21	
360	1,11E+00	2,77E-05	-2,74	0,05	-4,56	2,493		
364	1,00E-20	9,23E-05	-2,26	-20,00	-4,03	---	-3,21	
365	1,06E-03	3,19E-05	-2,76	-2,98	-4,50	1,578		
366	2,63E-01	2,23E-05	-2,97	-0,58	-4,65	3,194		
380	1,11E-06	8,08E-07	-4,28	-5,95	-6,09	0,3777		
381	1,53E-02	4,31E-09	-6,52	-1,82	-8,37	25,55		
382	2,86E+00	1,88E-06	-4,04	0,46	-5,72	5,686		
383	1,04E-08	2,20E-07	-4,50	-7,98	-6,66	3319,1		
385	1,06E+00	1,01E-07	-4,93	0,03	-7,00	---		
386	1,60E-14	1,17E-06	-3,73	-13,80	-5,93	---	-5,06	
387	1,00E+00	4,69E-05	-2,40	0,00	-4,33	---	-3,84	
388	2,98E+00	3,44E-07	-4,42	0,47	-6,46	2,44E+05		
390	4,69E-12	3,95E-05	-2,28	-11,33	-4,40	99,51	-5,09	-4,98
392	2,33E-03	3,91E-05	-2,33	-2,63	-4,41	0,7367	-4,79	-4,25
394	1,09E-01	2,83E-07	-4,94	-0,96	-6,55	23,07	-6,72	-6,79
396	2,14E-03	1,14E-06	-3,48	-2,67	-5,94	3698,9	-6,68	



## Priloga 5, stran 6/10

podatki iz poročil				2048x2048 original - B					
ID	logK Jacob (report)	logK dvig (report)	logS (report)	%RSS Cooper-Jacob	%RSS Theis	D <sub>POV</sub>	St. odklon	D <sub>LEVO</sub>	D <sub>DESNO</sub>
2				49%	-92%				
3						1,556	0,279	1,33	1,85
10	-4,68			777%	#VALUE!	1,598	0,183	1,45	1,85
13		-6,85		941%	941%	1,525	0,233	1,35	1,81
18	-4,69	-4,65				1,539	0,277	1,34	1,84
26		-7,25		658%	741%	1,481	0,198	1,35	1,74
37	-5,24			-73%	-92%	1,424	0,174	1,32	1,66
41				-17%	-27%				
42	-5,15								
46				-98%	156%	1,543	0,314	1,3	1,86
47				1214%	1036%	1,563	0,27	1,34	1,85
51				20%	-2%				
53				10%	3%				
59						1,513	0,222	1,34	1,78
60				124%	134%	1,495	0,251	1,32	1,79
70				434%	857%				
73				1063%	8479%	1,517	0,319	1,29	1,84
74				120%	89%	1,543	0,266	1,34	1,84
82				1525%	1280%	1,538	0,221	1,36	1,8
89				106%	101%	1,547	0,296	1,33	1,86
93	-7,07			21%	826%				
97	-5,82	-6,14		7419%	#VALUE!	1,518	0,3	1,29	1,82
100	-5,83			-3%	8%				
109				304%	320%	1,537	0,266	1,34	1,83
174				790%	815%				
181				462%	291%				
191				5%	6%	1,519	0,255	1,33	1,81
196				63%	63%				
210									
223	-5,12			15%	10%	1,539	0,251	1,35	1,83
225	-4,99	-6,81							
228				24%	22%	1,464	0,245	1,28	1,75
229	-5,25			6478%	6245%	1,576	0,249	1,38	1,86
230	-5,07	-4,55							
238						1,512	0,234	1,34	1,79
239									
249	-5,36	-5,35		132%	33274%	1,532	0,263	1,34	1,83
261						1,522	0,332	1,28	1,85
262				11167%	7567%	1,549	0,266	1,33	1,84
280				347%	347%				
281				6%	6%	1,5	0,334	1,27	1,83
300	-6,19					1,671	0,171	1,49	1,89
301	-6,40					1,491	0,181	1,68	1,74
302	-4,45			187%	106%				
303	-4,61			693%	693%	1,534	0,247	1,36	1,82
304		-5,44				1,427	0,288	1,24	1,74
305	-3,36			2%	0%	1,525	0,283	1,31	1,83
307	-5,30								
310	-3,91			10462%	#VALUE!	1,566	0,213	1,38	1,83
312	-4,17					1,49	0,31	1,26	1,81
313	-4,89			2139%	#VALUE!	1,48	0,275	1,28	1,78
315	-4,06					1,539	0,322	1,29	1,86
321				-97%	-90%	1,63	0,151	1,5	1,85
334	-4,06			22524%	7121%				
338				228%	228%	1,574	0,2	1,42	1,83
339	-5,39	-5,64		902%	674%	1,47	0,18	1,37	1,72
344				817%	#VALUE!				
345	-3,61			370%	371%				
346						1,556	0,334	1,3	1,88
347				1474%	112%				
351		-4,45		26%	25%	1,466	0,318	1,26	1,8
352	-4,32					1,389	0,264	1,23	1,69
359				667%	28390%	1,486	0,268	1,34	1,78
360				391%	113%	1,563	0,198	1,42	1,83
364	-3,21			4095%	#VALUE!				
365				164%	249%				
366				331%	142%	1,598	0,267	1,37	1,88
380				2453%	2478%				
381						1,445	0,176	1,34	1,68
382				1350%	108%				
383				918%	918%				
385						1,515	0,304	1,31	1,83
386	-5,06			15%	#VALUE!				
387	-3,84					1,551	0,193	1,4	1,8
388						1,578	0,177	1,45	1,82
390	-4,44					1,505	0,214	1,35	1,77
392						1,471	0,24	1,3	1,76
394	-6,66								
396		-6,52							

ID	anoit		2048x2048 vektorizirane - Benoit							ACAD 8192x8192 vector				
	$y=Ax^y$	slika	DPOV	St. odklon	DLEVO	DDESNO	$y=Ax^y$	slika	DPOV 3D	DDESNO 3D	N	dolžina	dolž/plošč	
2														
3	5,14E+05	6074	1,452	2,316	0,997	1,79	2,84E+05	6074	2,452	2,79	17079	87615	0,046	
10	6,18E+05	6921	1,421	2,386	1,01	1,79	2,39E+05	6921	2,421	2,79	18205	76564	0,040	
13	4,13E+05	7174	1,404	2,226	1	1,77	2,09E+05	7174	2,404	2,77	11006	67373	0,035	
18	4,66E+05	7197	1,406	2,571	0,952	1,79	2,21E+05	7197	2,406	2,79	14195	71729	0,037	
26	3,17E+05	7357	1,37	1,927	1,03	1,74	1,67E+05	7357	2,37	2,74	13231	61845	0,032	
37	2,20E+05	6943	1,313	1,787	0,996	1,68	1,16E+05	6943	2,313	2,68	7291	43116	0,022	
41														
42														
46	4,82E+05	6432	1,453	2,316	0,988	1,79	2,85E+05	6432	2,453	2,79	17376	92588	0,048	
47	5,30E+05	6037	1,455	2,313	0,999	1,79	2,88E+05	6037	2,455	2,79	18345	88803	0,046	
51														
53														
59	3,89E+05	6522	1,409	2,031	1,03	1,75	2,15E+05	6522	2,409	2,75	11356	69912	0,036	
60	3,58E+05	6516	1,392	2,14	1,01	1,76	1,97E+05	6516	2,392	2,76	12213	66235	0,034	
70														
73	4,18E+05	6231	1,428	2,335	1	1,79	2,48E+05	6231	2,428	2,79	13974	78700	0,041	
74	4,75E+05	6213	1,432	2,333	1,01	1,79	2,53E+05	6213	2,432	2,79	19163	83238	0,043	
82	4,48E+05	6780	1,43	2,072	1,03	1,76	2,44E+05	6780	2,43	2,76	14523	79206	0,041	
89	4,91E+05	7189	1,427	2,544	0,99	1,81	2,50E+05	7189	2,427	2,81	15742	79400	0,041	
93														
97	4,18E+05	6933	1,433	2,184	1	1,77	2,53E+05	6933	2,433	2,77	19332	87854	0,046	
100														
109	4,58E+05	6262	1,433	2,235	1,03	1,79	2,54E+05	6262	2,433	2,79	17203	82538	0,043	
174														
181														
191	4,11E+05	6247	1,419	2,151	1,03	1,78	2,30E+05	6247	2,419	2,78	12957	75002	0,039	
196														
210														
223	4,63E+05	6743	1,425	2,273	1,03	1,79	2,42E+05	6743	2,425	2,79	16287	79403	0,041	
225														
228	2,91E+05	7212	1,384	1,965	1,05	1,75	1,78E+05	7212	2,384	2,75	16253	68902	0,036	
229	5,68E+05	7224	1,449	2,33	1,03	1,81	2,81E+05	7224	2,449	2,81	24066	97528	0,051	
230														
238	3,87E+05	7066	1,404	2,09	1,02	1,76	2,10E+05	7066	2,404	2,76	10662	68323	0,036	
239														
249	4,45E+05	6989	1,426	2,22	1,02	1,78	2,43E+05	6989	2,426	2,78	15064	79137	0,041	
261	4,32E+05	6001	1,424	2,51	0,987	1,8	2,45E+05	6001	2,424	2,8	15326	78078	0,041	
262	4,88E+05	5995	1,448	2,207	1,02	1,78	2,75E+05	5995	2,448	2,78	16584	87957	0,046	
280														
281	3,81E+05	6276	1,411	2,411	0,993	1,79	2,25E+05	6276	2,411	2,79	11880	72200	0,038	
300	9,25E+05	6423	1,511	2,197	1,05	1,82	3,99E+05	6423	2,511	2,82	22649	123178	0,064	
301	3,33E+05	6448	1,362	1,958	1,02	1,74	1,61E+05	6448	2,362	2,74	10441	57990	0,030	
302														
303	4,45E+05	6456	1,413	2,303	1,01	1,79	2,25E+05	6456	2,413	2,79	11648	71285	0,037	
304	2,46E+05	6698	1,355	2,053	1,02	1,74	1,56E+05	6698	2,355	2,74	11551	56041	0,029	
305	4,32E+05	6711	1,429	2,283	1,02	1,79	2,47E+05	6711	2,429	2,79	26591	88169	0,046	
307														
310	5,23E+05	6814	1,449	2,082	1,04	1,78	2,75E+05	6814	2,449	2,78	16751	88711	0,046	
312	3,55E+05	6725	1,403	2,282	0,997	1,77	2,11E+05	6725	2,403	2,77	19813	75128	0,039	
313	3,33E+05	6133	1,396	2,132	1,02	1,76	2,01E+05	6133	2,396	2,76	12196	68645	0,036	
315	4,72E+05	6022	1,447	2,387	0,987	1,8	2,77E+05	6022	2,447	2,8	17642	88434	0,046	
321	7,30E+05	6753	1,445	2,253	1,01	1,79	2,73E+05	6753	2,445	2,79	21434	92426	0,048	
334														
338	5,43E+05	6675	1,438	2,148	1,05	1,79	2,56E+05	6675	2,438	2,79	16576	83454	0,043	
339	2,95E+05	6012	1,336	1,988	1,01	1,73	1,38E+05	6012	2,336	2,73	7654	47965	0,025	
344														
345														
346	5,26E+05	7176	1,449	2,569	0,966	1,81	2,85E+05	7176	2,449	2,81	21056	95000	0,049	
347														
351	3,13E+05	6770	1,384	2,306	0,991	1,77	1,90E+05	6770	2,384	2,77	11783	64505	0,034	
352	1,91E+05	6388	1,315	1,97	0,982	1,7	1,20E+05	6388	2,315	2,7	8510	45708	0,024	
359	3,33E+05	6839	1,349	2,391	0,976	1,77	1,53E+05	6839	2,349	2,77	11920	51954	0,027	
360	5,09E+05	6785	1,39	2,335	1,01	1,79	1,97E+05	6785	2,39	2,79	14950	61960	0,032	
364														
365														
366	6,45E+05	5933	1,461	0,685	1	1,85	3,39E+05	5933	2,461	2,85	26672	110672	0,058	
380														
381	2,54E+05	6983	1,337	1,741	1,05	1,72	1,36E+05	6983	2,337	2,72	11942	51327	0,027	
382														
383														
385	4,12E+05	7163	1,403	2,545	0,974	1,8	2,17E+05	7163	2,403	2,8	11638	66820	0,035	
386														
387	4,75E+05	6097	1,415	2,115	1	1,75	2,25E+05	6097	2,415	2,75	13796	72900	0,038	
388	5,54E+05	6113	1,412	2,302	1	1,78	2,25E+05	6113	2,412	2,78	17933	78504	0,041	
390	3,71E+05	7351	1,393	2,053	1,02	1,75	1,95E+05	7351	2,393	2,75	14938	69603	0,036	
392	3,05E+05	7339	1,379	1,998	1,02	1,76	1,76E+05	7339	2,379	2,76	19204	68614	0,036	
394														
396														

## Priloga 5, stran 8/10

ID	tip	ID v bazi	mg/l														
			Si <sub>cal</sub>	Si <sub>dol</sub>	P <sub>CO2</sub>	% err	pH	T	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
2	Ca-Mg-HCO3	002c	0,14	0,16	-2,53	0,11	7,8	11	0,85	0,59	42	23	3,4	1,5	231	7,5	2,60
3																	
10		010b				0,79			0,66	0,2	73	28	2,01	3,6	350	0,9	1,20
13	Ca-Mg-HCO3	013	-0,16	-0,43	-2,46	2,36	7,66	10	0,68	0,22	34,1	20	0,8	0,57	195	0	5,70
18	Ca-Mg-HCO3	018a	0,54	1,04	-2,19	-0,08	7,7	18	1	0,8	71	36	4,2	5,5	378	8,9	5,30
26	Ca-Mg-HCO3	026	-0,05	-0,21	-2,31	-0,43	7,6	9,5	1,92		42,9	25,7	7,9	3,89	246,153	2,33	
37																	
41																	
42																	
46																	
47																	
51	Ca-Mg-HCO3	051				1,74			3,7	1,6	53	25	1,7	18	260	2,2	18,30
53																	
59	Ca-Mg-HCO3	059	0,76	1,16	-2,56	2,72	8	10	0,7		83	27	3,7	8,6	360	3,4	3,60
60																	
70	Ca-Mg-HCO3	070a	0,08	0,01	-2,41	-0,25	7,7	10,3	0,76	0,31	45	24	1	0,5	236	9,5	2,80
73		073					7,9	12			54,6	26,1	2,8	83,9		1,2	
74																	
82	Ca-Mg-HCO3	082	0,3	0,45	-2	-0,79	7,5	11	0,94	0,27	81,5	41,6	4,4	16,5	399	42,6	3,00
89	Ca-Mg-HCO3	089	0,14	0,08	-1,92	-0,64	7,4	9,9	3,2	0,85	72	35	3,7	5,2	388	9,3	6,40
93	Ca-HCO3	093a	0,11	-0,46	-1,72	-0,27	7,2	11	3,2	1,2	105	16	4,5	7,95	379	17,6	3,60
97	Ca-Mg-HCO3	097	0,08	-0,05	-1,95	-0,66	7,4	10,4			65,7	29,9			352	2,8	
100		100					7,2	11					6				
109		109					7,5	11					5			0,09	
174	Ca-Mg-HCO3	174	0,04	-0,05	-1,98	-0,17	7,4	11	0,8	0,37	64,6	34,5	4,3	27,7	329,361	1,9	
181	Ca-Mg-HCO3	181	0,35	0,59	-2,04	0,98	7,55	13	1,7	1,3	73,4	38,4	1,41	10,5	398	0,71	7,20
191		191					7,2	12					8,1				
196		196					7,3	11					2,3				
210		210					7,3	11,8			74,2	44,1				0,8	
223	Ca-Mg-HCO3	223a	0,19	0,24	-2,03	-0,95	7,5	9,5	0,7	0,3	66	37	3,2	2,8	381	4,9	3,70
225																	
228																	
229	Ca-Mg-HCO3	229	0,66	0,81	-2,17	-0,14	7,7	10,1	0,8	0,3	110	26	2,9	18,5	438	2,1	3,20
230	Ca-Mg-HCO3-SO4	230	0,11	0	-1,93	-0,01	7,35	11,4	5,1	0,48	93	40	7	120	332,945	0,6	5,10
238		238					8,1	13,2					10			0,6	
239		239					7,6				56	29,7		18,5		1,3	
249																	
261																	
262																	
280		280					7,3						3,9			1,3	
281		281					7,3	10,5					3,2				
300		300					7,3	8,5								1,4	
301	Ca-Mg-HCO3	301	0,17	0,24	-2,23	1,55	7,62	11,8	1,06	0,72	53,4	29,3	0,81	2,36	300		
302		302					7,65	9	1,1				1,3	13,7		3	
303		303					7,2	10	2,3				1,3	15,3		4,7	
304		304a					7,2	9,8	0,87				1,3	12,9		2,3	
305	Ca-Mg-HCO3	305a	0,16	0,19	-2,05	-0,13	7,5	10	0,65	0,17	64,1	35,5	0	11,1	360	2,1	3,00
307		307					7,5	10,5								3,2	
310	Ca-Mg-HCO3	310	0,16	0,18	-1,92	1,73	7,41	10	0,92	0,26	72,1	39,9	1,55	5,53	396	2,46	2,04
312																	
313	Ca-Mg-HCO3	313	0,02	-0,09	-2,12	5,61	7,5	10	0,62	0,42	52,5	29,4	1	2,1	303,166	1,7	1,60
315		315					7,25	13,3	0,6				1	17		1	
321	Mg-Ca-HCO3	321	0,51	1,48	-2,9	1,31	8,3	10,4	4,5	0,3	25	54	6	9	330	0	
334																	
338	Ca-Mg-HCO3	338	0,12	0,12	-1,92	-0,93	7,4	10,8	1,4	0,4	69	38	6,4	13,9	381	2,5	3,60
339																	
344																	
345																	
346	Ca-Mg-HCO3	346	-0,35	-0,91	-1,67	0,71	7,07	9,1	0,63	0,31	59,1	28,7	0,53	1,27	319	0,083	5,16
347	Ca-Mg-HCO3	347	0,42	0,53	-2,45	0,88	7,82	9,7	1,6	0,59	65,9	24,6	1,02	14,4	303	0,71	3,59
351	Ca-Mg-HCO3	351c	0,37	0,47	-1,96	-0,04	7,5	14,4	1,9	0,8	78	42	3,7	10,5	429	6,7	3,50
352	Ca-Mg-HCO3	352a	-0,13	-0,41	-1,88	1,31	7,3	8,2			56,9	34			335		
359	Ca-Mg-HCO3	359	0,18	0,17	-2,2	-0,23	7,6	9	0,67	0,24	60,5	31,1	1	15,5	320,645	2,1	1,60
360	Ca-Mg-HCO3	360	0	-0,07	-1,67	2,04	7,2	10,5	0,76	0,39	74,4	47,4	1,28	7,95	433	4	
364		364					7,7	15	7,53				4,2			1,7	
365		365					7,7	11,5								8,1	
366	Mg-Ca-HCO3	366	0,34	0,6	-2,09	-0,04	7,6	10	0,76	0,37	70,7	43,8	1,1	17,6	412,84	1,8	2,91
380																	
381																	
382																	
383																	
385																	
386																	
387																	
388	Ca-Mg-HCO3	388	0,19	0,13	-2,23	-0,4	7,6	11	2,2	0,52	61,3	25,6	6,18	12,2	294,813	3,56	
390		390					7,63	11,6	1,3				2,3	26,9		0,62	
392		392					7,82	9,8	0,91				2,4	1,66		4,2	
394																	
396	Ca-HCO3	396	0,17	-0,33	-2,46	-0,7	7,7	11,5	2,14		59	8,8	2,9	7,45	215,008	3,1	

ID	TDS (mg/l)	EC (uS/cm)	Halite	Sylvite	Carbonate	Dolomite	Dol_phreeqc	Anhydrite	Quartz	Feldspar	Ca/Mg mmol
2	313,3	396	2,163	1,125	8,626	174,179	164,8	2,127	2,597	11,341	1,11
3											
10	462,7		1,679	0,381	62,272	212,044		5,105	1,199	5,234	1,58
13	270,9	301	0,991	0,419	2,218	151,46	179,0	0,808	5,694	24,863	1,03
18	513,2	616	2,545	1,525	23,356	272,629	184,7	7,799	5,294	23,118	1,20
26	338,5	345	4,886			189,598	205,3	5,516			1,01
37											
41											
42											
46											
47											
51	389,3		0,411	3,051	10,669	189,325		25,523	18,272	79,788	1,28
53											
59	492,2	579	1,781		87,154	204,471	164,8	12,194	3,596	15,703	1,86
60											
70	327,8	367	1,186	0,591	13,043	181,752	185,2	0,709	2,797	12,213	1,14
73											1,27
74											
82	593,9	704	2,392	0,515	15,058	315,037	256,4	23,396	2,997	13,086	1,19
89	526,7	578	4,834	1,621	30,284	265,056	282,0	7,373	6,393	27,916	1,25
93	540	603	5,63	2,288	188,071	121,168	355,3	11,272	3,596	15,703	3,98
97	270,7	452			40,968	226,433	271,5				1,33
100											
109											
174	463,5		2,036			243,638	260,8	39,276			1,13
181	561,7	568	0,382	2,479	14,257	290,804	235,9	14,888	7,192	31,405	1,16
191											
196											
210											1,02
223	503,5	481	1,781	0,572	9,564	280,202	259,7	3,97	3,696	16,139	1,08
225											
228											
229	606,1	647	2,036	0,572	148,388	196,989	227,2	26,232	3,196	13,958	2,56
230	436	532	10,832	0,915	197,187	170,151	269,3	3,919	5,094	22,245	1,41
238											
239											1,14
249											
261											
262											
280											
281											
300											
301	387,8	475	0,259	1,373	10,26	221,889	207,2	3,346			1,10
302											
303											
304											
305	319,6	450	1,654		2,346	268,842	252,1	15,739	2,997	13,086	1,09
307											
310	545,9	548	2,169	0,496	10,013	302,163	281,4	7,841	2,036	8,891	1,10
312											
313	393,1	401	0,158	0,801	7,872	222,647	237,7	2,978	1,598	6,979	1,08
315											
321	431,3	515	9,452	0,572		97,584	123,6	12,761			0,28
334											
338	518,3	471	3,562	0,763	1,372	287,775	275,7	19,709	3,596	15,703	1,10
339											
344											
345											
346	443,6	420	0,411	0,591	28,103	217,346	356,3	1,801	5,148	22,48	1,25
347	432,5	453	0,8	1,125	48,285	186,296	203,8	20,418	5,194	22,682	1,62
351	586,6	644	4,835	1,525	10,922	318,067	243,8	14,888	3,496	15,267	1,13
352	432,1	491			2,108	257,483	304,8				1,01
359	278,5	563	1,291	0,458	6,888	235,521	228,0	21,978	1,598	6,979	1,18
360	579,1	637	1,529	0,744		326,506	343,7	11,272			0,95
364											
365											
366	372	566	1,261	0,705		291,015	243,6	24,955	2,904	12,683	0,98
380											
381											
382											
383											
385											
386											
387											
388	406,4	509	5,598	0,991	34,972	193,869	211,4	17,299			1,45
390											
392											
394											
396	188,9	306	4,785		103,354	66,643		10,564			4,06

ID	mmol/l								
	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
2	0,04	0,02	1,05	0,95	0,10	0,02	3,79	0,12	0,04
3									
10	0,03	0,01	1,82	1,15	0,06	0,04	5,74	0,01	0,02
13	0,03	0,01	0,85	0,82	0,02	0,01	3,20		0,09
18	0,04	0,02	1,77	1,48	0,12	0,06	6,20	0,14	0,09
26	0,08		1,07	1,06	0,22	0,04	4,04	0,04	
37									
41									
42									
46									
47									
51	0,16	0,04	1,32	1,03	0,05	0,19	4,26	0,04	0,30
53									
59	0,03	0,00	2,07	1,11	0,10	0,09	5,90	0,05	0,06
60									
70	0,03	0,01	1,12	0,99	0,03	0,01	3,87	0,15	0,05
73			1,36	1,07	0,08	0,87		0,02	
74									
82	0,04	0,01	2,03	1,71	0,12	0,17	6,54	0,69	0,05
89	0,14	0,02	1,80	1,44	0,10	0,05	6,36	0,15	0,11
93	0,14	0,03	2,62	0,66	0,13	0,08	6,21	0,28	0,06
97			1,64	1,23			5,77	0,05	
100					0,17				
109					0,14			0,00	
174	0,03	0,01	1,61	1,42	0,12	0,29	5,40	0,03	
181	0,07	0,03	1,83	1,58	0,04	0,11	6,52	0,01	0,12
191					0,23				
196					0,06				
210			1,85	1,81				0,01	
223	0,03	0,01	1,65	1,52	0,09	0,03	6,25	0,08	0,06
225									
228									
229	0,03	0,01	2,74	1,07	0,08	0,19	7,18	0,03	0,05
230	0,22	0,01	2,32	1,65	0,20	1,25	5,46	0,01	0,08
238					0,28			0,01	
239			1,40	1,22		0,19		0,02	
249									
261									
262									
280					0,11			0,02	
281					0,09				
300								0,02	
301	0,05	0,02	1,33	1,21	0,02	0,02	4,92		
302	0,05				0,04	0,14		0,05	
303	0,10				0,04	0,16		0,08	
304	0,04				0,04	0,13		0,04	
305	0,03	0,00	1,60	1,46	0,00	0,12	5,90	0,03	0,05
307								0,05	
310	0,04	0,01	1,80	1,64	0,04	0,06	6,49	0,04	0,03
312									
313	0,03	0,01	1,31	1,21	0,03	0,02	4,97	0,03	0,03
315	0,03				0,03	0,18	0,00	0,02	
321	0,20	0,01	0,62	2,22	0,17	0,09	5,41		
334									
338	0,06	0,01	1,72	1,56	0,18	0,14	6,25	0,04	0,06
339									
344									
345									
346	0,03	0,01	1,47	1,18	0,01	0,01	5,23	0,00	0,09
347	0,07	0,02	1,64	1,01	0,03	0,15	4,97	0,01	0,06
351	0,08	0,02	1,95	1,73	0,10	0,11	7,03	0,11	0,06
352			1,42	1,40			5,49		
359	0,03	0,01	1,51	1,28	0,03	0,16	5,26	0,03	0,03
360	0,03	0,01	1,86	1,95	0,04	0,08	7,10	0,06	
364	0,33					0,04		0,03	
365								0,13	
366	0,03	0,01	1,76	1,80	0,03	0,18	6,77	0,03	0,05
380									
381									
382									
383									
385									
386									
387									
388	0,10	0,01	1,53	1,05	0,17	0,13	4,83	0,06	
390	0,06				0,06	0,28	0,00	0,01	
392	0,04				0,07	0,02	0,00	0,07	
394									
396	0,09		1,47	0,36	0,08	0,08	3,52	0,05	



## Priloga VI

### Članek

VERBOVŠEK, Timotej. *Diagenetic effects on the well yield of dolomite aquifers in Slovenia.*

*Environmental Geology (Berl.)*, 2008, vol. 53, no. 6, str. 1173-1182. [COBISS.SI-ID 631390]

JCR IF (2006): 0.61, IFmax: 0.835, IFmin: 0.542, x: 0.942; water resources; 39/57  
kategorija: 1A3 (Z1)

## Diagenetic effects on the well yield of dolomite aquifers in Slovenia

Timotej Verbovšek

Received: 4 January 2007 / Accepted: 26 February 2007 / Published online: 31 March 2007  
© Springer-Verlag 2007

**Abstract** Diagenetic effects upon the hydraulic parameters of dolomite aquifers were examined. Results indicate that dolomites affected only by late (burial) diagenesis are economically more interesting to exploit than those formed first by early and then also affected by late diagenesis, as the values of most studied hydraulic parameters (transmissivity, specific capacity, linearized specific capacity and maximum yields) are higher in the former group. Data were collected from the hydrogeological reports of 298 wells in dolomites from Permian to Cretaceous age in Slovenia, classified in a relational hydrogeological database and analyzed by statistical methods. The studied parameters are hydraulic conductivity  $K$ , transmissivity  $T$ , specific capacity  $q$  ( $=Q/s$ ), linearized specific capacity  $Ql$  ( $=q/d$ ) and maximum yields  $Q_{\max}$ . Values of the studied parameters are distributed log-normally according to most normality tests and span several orders of magnitude. Statistical tests show significant differences between the “late” and “early + late” groups for parameters  $q$ ,  $Ql$  and  $T$ , and non-significant differences for  $K$  and  $Q_{\max}$ .

**Keywords** Dolomite rocks · Wells · Diagenesis · Groundwater statistics · Slovenia

### Introduction

Dolomite aquifers form a very important drinking water supply source and are increasingly exploited by shallow

and deep wells. However, because of time and economic constraints, few geologists focus on analysis of the geological properties of the formations that are drilled through, properties that are of greatest importance for estimating well yields. Understanding the sedimentary environment and later processes affecting the original limestone and later dolomite rocks is key to predicting their hydrogeological behavior. The aim of this paper is to present the results of analysis of different dolomite aquifers and discuss their hydraulic properties with reference to the influences of diagenetic effects on dolomites examined as part of a case study in Slovenia.

### Dolomite beds in Slovenia

Carbonates have been deposited in an almost non-interrupted sequence from Late Permian times through the whole of the Mesozoic and into the earliest parts of Tertiary. Data on dolomite strata are summarized in Table 1, based on guides to the geological maps of the former Yugoslavia (1:100,000) and major references. A short summary of dolomite occurrence is given below for the tectonic unit of the Dinarides, which represents the major part of Slovenia south of the Periadriatic lineament (Placer 1999).

The oldest dolomites are found in Upper Permian sequences, represented by two formations: the Karavanke Formation is characterized by early diagenetic bedded dolomite with gypsum, formed according to the sabhka evaporation model (Dolenec et al. 1981). The Žažar Formation contains only thin layers of dolomite and is mostly characterized by limestones. Dolomites in the Lower Triassic sequence are represented by two members, separated by clastic beds. The lower part is impure dolomite with up to 23% of clastic components and the upper part is of early

T. Verbovšek (✉)  
Faculty of Natural Sciences and Engineering,  
Department of Geology, University of Ljubljana,  
Aškerčeva 12, SI-1000 Ljubljana, Slovenia  
e-mail: timotejverbovsek@ntfgeo.uni-lj.si



**Table 1** Dolomite beds in Slovenia and their sedimentary and hydrogeological properties

Age	Age abbreviation	Structure	Diagenesis	Carbonate percent	Crystal size, mean (min–max)	Depositional facies	References	Isotopic $\delta^{18}\text{O}$ composition (Ogorelec et al. 2000)	Isotopic $\delta^{13}\text{C}$ composition (Ogorelec et al. 2000)
Eocene	Eo		Late	Very high (94–98%)		Subtidal	Košir and Wright (2002)		
Cretaceous (Cenomanian)	K	Sparite	Early, rarely also late	Very high	High, 100–200	Shelf	Ogorelec et al. (2000) and Šikič and Pleničar (1975)	+30.48 to +32.71	
Mid- and Late Malm	J3 2.3	Sparite, micrite, biomicrite	Late	Very high		Shallow lagoon, subtidal, intertidal	Dozet and Šribar (1998)	+24.25 to +28.00	-1.62 to +2.29
Early and Mid-Malm	J3 1.2	Laminae, micrite	Late	Very high		Peritidal, lagoon	Bukovac et al. (1983)		
Liassic	J1	Coarse sized, rarely laminated and stromatolitic	Late, also early	Very high	High	Shallow lagoon or shelf, subtidal	Dozet and Šribar (1998)		
Norian-Rhaetian (dol. parts of dachstein limestone)	T3 2+3 Dach.	Loferrite, vugs, stromatolites	Early and late	Very high		Open shelf, peritidal	Ogorelec and Rothe (1993)	+28.11 to +29.38	
Norian-Rhaetian “Main dolomite”	T3 2+3	Laminae, stromatolites, micrite and sparite, loferite	Early, partially also late	Very high (98.5–95.5%), except in lower parts	150	Very shallow lagoon or shelf, peritidal	Ogorelec and Rothe (1993) and Aničič and Juriša (1985)	+30.29 to +33.20	+2 to +4
Norian-Rhaetian “Bača” dolomite	T3 2+3 Baca	Micrite, also sparite, 10 cm or more thick chert lenses	Late	Medium to very high		Deeper sea	Aničič and Dozet (2000), Ogorelec et al. (2000) and Šmuc and Čar (2002)	+26.24 to +31.14	+0.49 to +2.93
Cordevolian	1 T3 1	Sparite	Late	Very high	High to very high	Shallow shelf, locally smaller patch reefs	Aničič and Juriša (1985)	27	+2.5
Ladinian (Nothem Karavanke)	T2 2 NK	Micrite and sparite, stromatolites, vugs, desiccation pores	Late	Very high	Low to high, 50–500	Bedded: peritidal and supratidal massive: subtidal	Ogorelec et al. (2000)	+27.74 to +31.20	+2.42 to +3.35
Anisian	T2 1	Laminated micrite, microsparite, stromatolites, vugs, desiccation pores	Early and late	Very high, 98%	Low to high, 60 (15–200)	Shallow shelf, restricted lagoon	Grad and Ogorelec (1980), Dolencec et al. (1981) and Demšar and Dozet (2003)	+26.07 to +30.58	+1.64 to +4.39

**Table 1** continued

Age	Age abbreviation	Structure	Diagenesis	Carbonate percent	Crystal size, mean (min–max)	Depositional facies	References	Isotopic $\delta^{18}\text{O}$ composition (Ogorelec et al. 2000)	Isotopic $\delta^{13}\text{C}$ composition (Ogorelec et al. 2000)
Late Scliytian	up. T1	Laminae, dolosparite and microsparite	Late	Very high, 96–99%	Low to high 40–80 (40–200)	Shallow shelf	Grad and Ogorelec (1980) and Ogorelec et al. (2000)	+27.66 to +29.62 (early diag.)	+0.62 to +3.62 (early diag.)
Early Scliytian	lo. T1	Micrite, microsparite	Early and late	Medium to very high (60–94%)	Low to high 40 (20–300)	Very shallow shelf, detrital component	Grad and Ogorelec (1980) and Dolencec et al. (1981)	+23.22 to +27.32 (late diag.)	–2.25 - +4.99 (late diag.)
Scliytian	T1	Micrite and microsparite	Early and late	Medium to high, 54–89%	20–120	Shallow shelf occasionally with detritic component	Novak (2001)		
Late Permian (Karavanke formation)	P3 K	Biomicrite, also micrite and biopelmicrite	Early	Very high, 94–96%	Low (rarely high) 30–50	Upper part: restricted shelf lower part: very saline lagoon	Grad and Ogorelec (1980) and Dolencec et al. (1981)	+25.78 to +30.70 (28) (early diag.) +23.0 to +27.28 (late diag.)	+1.99 to +5.56 (early diag.) –1.33 to +1.27 (late diag.)
Late Permian (up. Žažar formation)	P3	Biomicrite	Late, also early	Very high, 94–98%	Low (rarely high) 80 (30–400)	Restricted lagoon	Grad and Ogorelec (1980)		

diagenetic origin (Dolenec et al. 1981). During the Mid-Triassic the Slovenian carbonate platform was dissected into three different palaeogeographical environments: the Dinaric carbonate platform in the South, the Julian carbonate platform in the North and the deeper Slovenian basin in between Šmuc and Čar (2002). The Anisian is represented by a massive dolomite of early diagenetic type, later also affected by burial dolomitization. Dolomites as important aquifers are not found in the Ladinian, as volcanic rocks dominate during this interval (Bavec 1999). Very coarse-grained late diagenetic massive dolomites can be found in the lowest part of the Upper Triassic (Cordevolian) succession. On the Dinaric carbonate platform the Late Triassic is represented mainly by rocks of dolomite facies, such as the “Main Dolomite”, a bedded, stromatolitic dolomite that was formed according to either the sabhka or the dorag model (Ogorelec and Rothe 1993). This dolomite is similar in lithology to the Hauptdolomite (Flügel 2004) or the Dolomia Principale (Iannace and Frisia 1994). Similar strata can be found from Spain, across Italy to Greece (Frisia 1994). During the same period late diagenetic bedded “Bača” dolomite with chert was forming in the Slovenian basin and Dachstein limestone was being deposited on the Julian carbonate platform. Lower Jurassic (Liassic) dolomite is represented by late diagenetic bedded dolomite, and some smaller amounts of dolomite rocks can also be found in the Upper Jurassic (Malm) sequence. Younger dolomite beds occur only in small patches or lenses within limestone host rocks (Ogorelec et al. 2000; Košir and Wright 2002) and are thus not of importance as aquifers. The main characteristics of

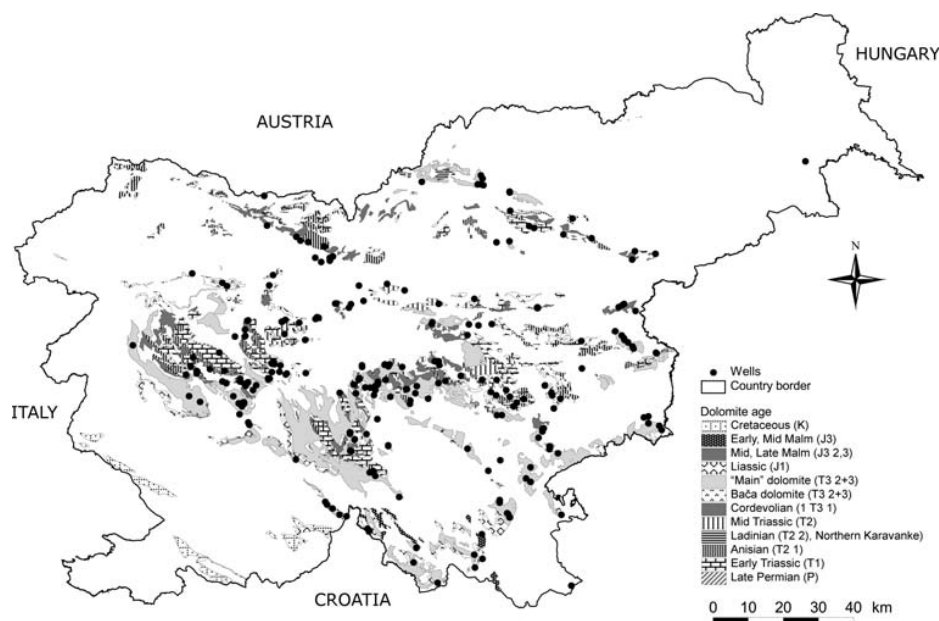
dolomites are presented in Table 1 and their occurrences along with the locations of wells are shown in Fig. 1.

#### Origin of early and late diagenetic dolomites

How any particular dolomite originates is still difficult to predict and this uncertainty is commonly referred to as the *dolomite problem* (Warren 2000). In comparison to the vast amounts of dolomite beds in former geological periods, recent dolomites are forming in very restricted areas. The reasons for this are many, but most authors point out the slow reaction kinetics (Morrow 1982a; Usdowski 1994). Dolomitization models can be divided into early and late diagenetic ones (Morrow 1982b; Tucker and Wright 1990; Warren 2000). The former are represented by the sabhka evaporation models (capillary evaporation and evaporative pumping), seepage-reflux, the Coorong model, the mixing (*dorag*) model and various dolomitization from seawater models. The latter involves the changes that affect the sediment below shallow ground water circulation depth during the burial of carbonate sediments. Less important is pressure-solution dolomitization (Wanless 1979).

*Early diagenetic dolomites.* Diagenetic processes occur at or just below the surface. Typical structures for these dolomites are desiccation pores, birds-eye structures, stromatolites and small-sized crystals (Table 2). *Late diagenetic dolomites* usually form where Mg-rich waters circulate through consolidated carbonate mud or solid rock, most commonly in deeper environments. These dolomites have lower  $\delta^{18}\text{O}$  values, due to their formation at higher

**Fig. 1** Map of the dolomite occurrences in Slovenia, based on the 1:100,000 geological map in the GIS environment



**Table 2** Evidence for early and late (burial) diagenetic replacement (Zenger and Dunham 1988; Tišljar 2001)

Early diagenesis	Late (burial) diagenesis
Replacement of Ca <sup>2+</sup> ions with Mg <sup>2+</sup> takes place in unconsolidated carbonate mud	Replacement of Ca <sup>2+</sup> ions with Mg <sup>2+</sup> takes place in consolidated carbonate mud or rocks
Sharp boundaries between dolomite and surrounding rock (limestone)	Boundaries are gradual and irregular, as dolomitization took place only in porous parts of limestone bodies
Very small crystals (<0.015 mm, mostly 5–25 μm) due to high and fast evaporation in arid climate and high concentration of Mg <sup>2+</sup> ions	Coarse crystals (0.1–1 mm) due to very slow dolomitization and low concentration of Mg <sup>2+</sup> ions
Primary textures are conserved because of small crystals	Primary textures are destroyed by crystal growth
Highly ordered crystal lattice	Poorly ordered crystal lattice
Typical structures: stromatolites, fenestral porosity, evaporite minerals, shrinkage desiccation pores, shrinkage cracks, breccias and birds-eye structures	Evaporite occurrences in limestones, not in dolomites
Stylolites (formed after dolomitization)	Saddle dolomite
Mostly without fossils due to saline environment	
Selective dolomitization of carbonate mud	
Breccias containing dolomite and mainly limestone intraclasts	

temperatures, and differentiation from saddle (sucrose) dolomites is in some cases impossible (Auajjar and Boulégue 2003). Sucrose dolomites are generally more permeable, as their median permeability value was found to be about two log cycles higher (10<sup>-12.0</sup> m<sup>2</sup>) than in non-sucrose examples (10<sup>-13.9</sup> m<sup>2</sup>) (Budd and Vacher 2004). Early diagenetic structures in dolomites can subsequently be occluded by later processes, and both phases can be preserved in the same dolomite body (Fischer 1988; Qing 1998) Some early diagenetic dolomites can survive later processes, if they are hydrodynamically isolated from other rocks (Al-Aasm and Packard 2000).

**Effect of diagenesis on dolomite porosity and permeability**

The most noticeable effect of diagenesis and dolomitization processes is the change of porosity. This is present in dolomites mostly as intergrain, fenestral or vug (primary) porosity (Choquette and Pray 1970), and as a fracture or dolomitization-related porosity (Purser et al. 1994). Dolomitization can affect porosity in many ways (Flügel 2004; Purser et al. 1994): *Porosity decreases* when diagenetic processes take place under open system conditions, with inflow of CaCO<sub>3</sub> and Mg<sup>2+</sup>. Very intense dolomitization is typical for supratidal environments, where overdolomitization (Sun 1995) can be expected. The process comprises creation of porosity by dolomitization in the first step and occlusion of overall porosity by further growth of dolomite crystals. Lucia and Major (1994) showed that limestone porosity decreases from 25 to 11% in dolomite, as opposed to the increase to 35% predicted by mole-for-mole dolomitization theory. *Porosity does not change* if pre-existing pores are redistributed during the dolomitization. This

condition happens rarely. *Increase of porosity* occurs under closed system conditions, where compaction of sediment is not significant. Due to the relatively lower volume of dolomite crystals when compared to calcite crystals the porosity could increase according to mole-for-mole theory up to 13% (Lucia and Major (1994).

Late diagenesis in dolomites tends to increase grain size, which in general enhances permeability. The replacement of interparticulate mud by 100 μm diameter dolomite crystals tends to enhance the intergrain flow character and increase permeability by several orders of magnitude (Negra et al. 1994; Warren 2000). Greater crystal size also makes dolomite more brittle than limestone, and therefore more susceptible to intense fracturing (Stearns and Friedman 1972; Aguilera 1980), and the number of fractures in the rock was shown to depend mostly upon the rock type and then on the bedding thickness (Stearns and Friedman 1972). The mechanical strength to keep the fractures open makes dolomite more permeable than limestone at greater depths (Schmoker et al. 1985; Purser et al. 1994).

The role played by karstification and fracturing in dolomite reservoirs differs between evaporitic and non-evaporitic dolomites. In the first reservoir type these processes tend to improve fluid migration, whereas in non-evaporitic dolomites fracturing and karstification (dissolution) provide pathways for local reservoir formation along unconformities, fractures or faults (Sun 1995).

**Materials and methods**

Data were collected from hydrogeological reports of 298 wells drilled in various dolomites in Slovenia. These reports belong to several drilling and geological companies

and comprise data of variable quality. For those wells with missing coordinates, aquifer locations and aquifer ages, the absent data were obtained from the Basic Geological Map of Yugoslavia (covering all of Slovenia), and transferred to a GIS environment for dolomite outcrops for the purpose of this paper. All data were stored in a relational hydrogeological database and consequently analyzed by statistical software. Studied parameters comprise hydraulic conductivity  $K$ , transmissivity  $T$ , specific capacity  $q (=Q/s)$ , representing well yield divided by related drawdown, linearized specific capacity  $Ql (=q/d)$ , which represents specific capacity divided by saturated aquifer thickness, and maximum yields  $Q_{\max}$ , signifying the biggest values of well discharge obtained by pumping on the well. The number of data items varies for each borehole, and for many boreholes the calculated parameters ( $K$  and  $T$ ) were not available.

In all reports the values of transmissivity and hydraulic conductivity were derived by the Theis or Cooper–Jacob methods, which are not strictly applicable to dolomites, as they are designed for aquifers with intergranular porosity. As none of the reports included data on fractures, it is open to debate whether these two parameters represent values for the matrix, for fractures or for both of them. Applying the Cooper–Jacob and Theis method procedures to fractured aquifers can lead to non-unique results due to the effects of double-porosity and other aquifer properties (Kruseman and de Ridder 1994). However, as almost all data were obtained by these two methods, it is possible to compare the data values and therefore study the diagenetic effects of different dolomite strata. Data from the hydrogeological database were analyzed using statistical methods, which present the best way to examine the hydraulic parameters in wells (Eftimi 2003).

Aquifers were divided into three categories according to their diagenetic history, based on the classification shown in Table 1:

- *Late diagenetic dolomites*, comprising aquifers that were formed only by late (burial) diagenesis: Bača dolomite ( $T_3^{2+3}$  Bača), Cordevolian dolomite ( $T_3^1$ ), Liassic dolomite ( $J_1$ ), Malm dolomite ( $J_3$ ), the upper part of the Lower Triassic dolomite (zg.  $T_1$ ).
- *Early + late diagenetic dolomites*, comprising dolomites originally formed by early diagenetic effects and later also affected by late burial diagenesis: Main dolomite ( $T_3^{2+3}$ ), Anisian ( $T_2^1$ ), Mid-Triassic ( $T_2$ ), Upper Permian Žažar Formation ( $P_3$ ), the lower part of the Lower Triassic (sp. $T_1$ ) and the complete Lower Triassic ( $T_1$ ) dolomites, where it was not possible to distinguish between the Lower and Upper divisions.

- *Early diagenetic dolomites*, comprising dolomite aquifers formed only by early diagenetic processes: Upper Permian Karavanke Formation dolomites ( $P_3K$ ).

In later studies only the first two categories were used for analysis, as a number of data items for the *early diagenetic* category were not available.

## Results

By visual inspection of the studied parameters on the probability plots it is apparent that they all fit best to a lognormal distribution. Some minor deviations occur from the best-fit line, and in general these can be attributed to several factors: data can belong to more than just one population, parameters might be slightly inaccurately determined in the source hydrogeological reports and, finally, the number of data could be too small for meaningful statistical analysis (Henriksen, 1995). The third factor can be ruled out, as the number of observations lies between 97 and 257 samples (Table 3). As visual inspection alone is not sufficiently reliable for the determination of distribution, the log-transformed data were analyzed by three normality tests. In order of increasing power (de Sá 2003) these were: Kolmogorov–Smirnov (K–S), Lilliefors (L) and Shapiro–Wilks' (W) tests. The results (Table 3) show that according to the K–S test, all data belong to a lognormal distribution. The only exception is the *early + late* group of hydraulic conductivity. In contrast the L and W tests indicate that more parameters do not belong to this distribution, although the deviations are small, as the  $p$ -values lie close to the significance level of 0.05. As the data comprise two different populations (*early + late* and *late* groups), the three normality tests were performed once more for each category separately. However, splitting the parameters into these two groups does not give any additional information, as the tests give very similar results (Table 3).

Data values span about four orders of magnitude for hydraulic conductivity, transmissivity, specific capacity and linearized specific capacity (Table 4; Fig. 2). A much lower range is observed for maximum yields, which span only two to three orders of magnitude. The logarithmic standard deviation  $s^*$  is approximately one order of magnitude, which is in agreement with other studies in the earth sciences (Limpert et al. 2001), and lower than two, which is considered to be a quality limit for predictions (Bradbury and Rothschild 1985).

Values of hydraulic parameters are higher in the *late* group than in the *early + late* group, except for hydraulic conductivity (Table 4; Fig. 2). The results are consistent with the theoretical presumptions that late diagenetic

**Table 3** *p*-Values of normality testing of log-transformed data

	<i>N</i>	<i>K</i> - <i>S</i>	<i>L</i>	<i>W</i>
log <i>K</i> (m/s)				
All data	111	<0.10	<0.01 *	<0.01 *
Late	11	>0.20	<0.10	0.22
Early + late	100	<0.05 *	<0.01 *	<0.01 *
log <i>T</i> (m <sup>2</sup> /s)				
All data	97	>0.20	<0.01	0.05
Late	10	>0.20	<0.10	0.03 *
Early + late	87	>0.20	<0.10	0.02 *
log <i>Q</i> (l/s m)				
All data	257	>0.20	<0.15	0.04 *
Late	53	>0.20	<0.15	0.03 *
Early + late	204	>0.20	<0.05*	0.02 *
log <i>Q</i> <i>I</i> (l/s m <sup>2</sup> )				
All data	174	<0.20	<0.01 *	0.09
Late	28	<0.15	<0.01 *	0.02 *
Early + late	146	<0.15	<0.01 *	0.05
log <i>Q</i> <sub>max</sub> (l/s)				
All data	212	<0.10	<0.01 *	<0.01 *
Late	41	>0.20	>0.20	0.15
Early + late	171	<0.15	<0.01 *	<0.01 *

*N* number of samples, *K*-*S* Kolmogorov–Smirnov test, *L* Lilliefors test, *W* Shapiro–Wilks test

\* Significant results at the 95% level and therefore non-lognormal distribution of data

dolomites should have greater permeability, reflecting increased grain size due to late diagenetic dolomitization and thus also a greater susceptibility to intense fracturing than most limestones.

To check the differences between the values for the two groups, and because for some data the log-normal distri-

bution was confirmed either statistically or derived only visually, two different tests were used: Student’s *t*-tests and non-parametric Mann–Whitney (*M*–*W*) tests. The latter do not require data to be normally distributed (Budd and Vacher 2004) and are sometimes superior to parametric tests in cases with limited numbers of samples (de Sá 2003). Prior to testing, the data were log-transformed. The transformation is needed because of the assumption of normal distribution for *t*-tests, and does not influence non-parametric tests. According to the transformation, the geometric mean *x*\* and geometric standard deviation *s*\* were used for description of data instead of mean *x* and standard deviation *s* (Limpert et al. 2001). The results (Table 4) show that for transmissivity, specific capacity and linearized specific capacity, the differences are confirmed at the 95% confidence level by both tests. Choice of statistical test had no effect on the outcome, as both gave similar results (but not the same significant probability values).

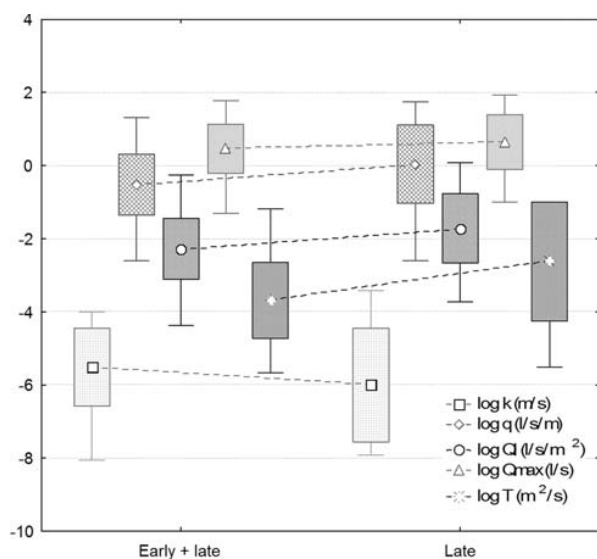
**Discussion**

The dolomite beds were classified into two groups according to their different diagenetic origins: those dolomites formed by late or burial diagenesis (the *late* group) and those formed by early diagenesis and later affected also by late diagenesis (the *early + late* group). In these two groups five different hydraulic parameters were studied: hydraulic conductivity, transmissivity, specific capacity, linearized specific capacity and maximum yields. All parameters display log-normal distributions; however, the results depend to a small extent upon the test used (Table 3). The values of the studied parameters span sev-

**Table 4** Values of hydraulic parameters and results of difference testing between the two groups

Parameter	<i>N</i>	<i>x</i> *	<i>s</i> *	Median	Min	Max	Range	Diagenesis	<i>t</i>	<i>M</i> – <i>W</i>
<i>K</i> (m/s)	11	–6.00	1.56	–5.66	–7.92	–3.41	4.51	L	N	N
	100	–5.51	1.06	–5.35	–8.06	–3.99	4.06	E + L	N	N
<i>T</i> (m <sup>2</sup> /s)	10	–2.62	1.62	–1.96	–5.51	–1.06	4.45	L	Y	Y
	87	–3.69	1.04	–3.49	–5.66	–1.19	4.48	E + L	Y	Y
<i>q</i> (l/s m)	53	0.04	1.07	0.28	–2.60	1.74	4.34	L	Y	Y
	204	–0.52	0.83	–0.42	–2.60	1.32	3.92	E + L	Y	Y
<i>Q</i> <i>I</i> (l/s m <sup>2</sup> )	28	–1.72	0.95	–1.34	–3.73	0.08	3.81	L	Y	Y
	146	–2.28	0.83	–2.09	–4.37	–0.26	4.12	E + L	Y	Y
<i>Q</i> <sub>max</sub> (l/s)	41	0.64	0.75	0.74	–1.00	1.93	2.92	L	N	N
	171	0.46	0.67	0.54	–1.30	1.78	3.08	E + L	N	N

*N*: number of samples, *x*\*: geometric mean, *s*\*: geometric standard deviation. *L*: *late* diagenesis category, *E + L*: *early + late* diagenesis category, *t*: *t*-test, *M*–*W*: Mann–Whitney test. *Y* in the last two columns indicates a significant difference between the two groups at the 95% confidence level, and *N* indicates a non-significant difference



**Fig. 2** Box-plots of hydraulic parameters for the *early + late* and *late* groups

eral orders of magnitude, most probably due to the heterogeneity of the aquifers and as a result of tectonic fracturing.

Values of almost all the studied parameters are, as expected, higher in the late diagenetic dolomites than in the *early + late* ones (Table 4; Fig. 2), which makes them more productive and economically more interesting. The values of hydraulic conductivity are an exception. A possible explanation for the different behavior of  $K$  compared to that of the other parameters is that hydraulic conductivity is calculated from the transmissivity using the equation  $T = Kd$ , where  $d$  represents aquifer thickness. This thickness is difficult to determine in fractured aquifers, as it should represent only the conductive (fractured) part of the aquifer. Thus, the calculated values of  $K$  are commonly over- or underestimated. Transmissivity values might also be problematic to some extent, as all the available values were calculated using the Theis or Cooper–Jacob methods, both of which are valid in intergranular aquifers and in most cases not valid in fractured ones (Kruseman and de Ridder 1994). Therefore, the hydraulic properties should ideally be analyzed by appropriate aquifer test methods for fractured rocks (Warren and Root 1963; Kazemi et al. 1969; Moench 1984; Lods and Gouze 2004), as fractured aquifers cannot always be described as homogenous. In this case the results would be suitable, and it would be possible to distinguish between the hydraulic properties of matrix and fractures.

Even if it were not possible to divide the values of hydraulic parameters into exact *early* and *late* groups, there are significant differences between the *early + late* and the *late* groups for the parameters of transmissivity,

specific capacity and linearized specific capacity (Table 4). Exceptions are the values of hydraulic conductivity and maximum yields. Beside the possible explanations mentioned above, maximum yields could also be occluded by the technical parameters of wells and by human factors relating to desirable pumping rates. Data are therefore biased and shifted to higher values of specific capacity. Specific capacity and linearized specific capacity are parameters that reveal direct values of pumping tests, as they are obtained from the measured discharges  $Q$  and drawdown  $s$ . They possibly best reflect the natural conditions. All parameters are most probably affected by the tectonic fracturing of the dolomites, which increases parameter ranges by up to several orders of magnitude.

To conclude, the analysis of diagenetic effects on the hydraulic parameters of dolomite aquifers by use of simple statistical methods showed useful results. These indicate that, in general, dolomites affected only by late (burial) diagenesis exhibit higher values of hydraulic parameters than those formed by early and subsequent late diagenesis. They are therefore economically more interesting to exploit. Further investigations should include more detailed study of data on dolomite petrography, so it would be easier to distinguish between different diagenetic groups, and also include data on the late diagenetic groups, where available. Although the results of this study relate to Slovenia, the analyzed lithostratigraphical units extend over much larger parts of the neighboring middle European countries. The results might therefore be of far wider significance.

**Acknowledgments** The author thanks Dr Jože Čar and Dr Nina Zupančič for helpful discussions and Dr David J. Lowe for smoothing the English version of the text.

## References

- Aguilera R (1980) Naturally fractured reservoirs. PenWell Publishing Company, Tulsa
- Al-Aasm IS, Packard JJ (2000) Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. *Sediment Geol* 131:97–108
- Aničič B, Dozet S (2000) Younger Paleozoic and Mesozoic rocks in the northern Krško depression borderland, Slovenia. *Geologija* 43(1):13–35 [(In Slovene with English summary)]
- Aničič B, Juriša M (1985) Osnovna geološka karta SFRJ, List L33–68 Rogatec (Basic Geological Map of SFRY, Guide to sheet L33–68 Rogatec) 1:100.000. Geological Survey, Beograd
- Auajjar J, Boulégue J (2003) Dolomitization patterns of the Liassic platform of the Tazekka Pb–Zn district, eastern Morocco: petrographic and geochemical study. *J South Am Sci* 16:167–178
- Bavec M (1999) Ladinijske in piroklastične kamnine med Jagrščami in Želinom (Ladinian carbonate and pyroclastic rocks between Jagršče and Želin, Slovenia). *Geologija* 41:41–69
- Bradbury KR, Rothschild ER (1985) A computerized technique for estimating the hydraulic conductivity of aquifers from specific capacity data. *Ground Water* 23(2):240–246

- Budd DA, Vacher HL (2004) Matrix permeability of the confined Floridan aquifer, Florida, USA. *Hydrogeol J* 12:531–549
- Bukovac J, Poljak M, Šušnjarić M, Čakalo M (1983) Osnovna geološka karta SFRJ, List L33–91 Črnomelj (Basic Geological Map of SFRY, Guide to sheet L33–91 Črnomelj) 1:100.000. Geological Survey of Ljubljana and Geological Survey of Zagreb, Ljubljana and Zagreb
- Choquette PW, Pray LC (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am Assoc Petrol Geol Bull* 54(2):207–250
- de Sá M (2003) Applied Statistics using SPSS. *Mathematica and MATLAB*. Springer, Heidelberg
- Demšar M, Dozet S (2003) Anizijske in ladinjske plasti v profilu nad Sredniško grapo pod Križno Goro, osrednja Slovenija (Anisian and Ladinian beds in the cross-sections above Srednik Valley at Križna Gora, Slovenia). *Geologija* 46(1):41–48 [In Slovene with English summary]
- Dolenec T, Ogorelec B, Pezdič J (1981) Zgornjepermske in skitske plasti pri Trziču (Upper Permian and Scythian beds in the Tržič area). *Geologija* 24(2):217–238 [In Slovene with English summary]
- Dozet S, Šribar L (1998) Biostratigraphy of Shallow Marine Jurassic beds in southeastern Slovenia. *Geologija* 40:187–221
- Eftimi R (2003) A comparative study of the hydraulic parameters and the yield of wells of some sedimentary hard rocks in Albania. In: Krásny J, Hrkal Z, Bruthans J (eds) International conference on groundwater in fractured rocks (proceedings), Prague
- Fischer HJ (1988) Dolomite diagenesis in the Metaline formation, Northeastern Washington state. In: Shukla V, Baker PA (eds) Sedimentology and geochemistry of dolostones, SEPM special publication No. 43, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists
- Flügel E (2004) Microfacies of carbonate rocks—analysis, interpretation and application. Springer, Heidelberg, p 976
- Frisia S (1994) Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi Sabhka. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists Special Publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 55–74
- Grad K, Ogorelec B (1980) Zgornjepermske, skitske in anizične kamnine na žirovskem ozemlju (Upper Permian, Scythian and Anisian rocks in the Žiri area). *Geologija* 23(2):189–220 [In Slovene with English summary]
- Henriksen H (1995) Relation between topography and well yield in boreholes in crystalline rocks, Sogn of Fjordane, Norway. *Ground Water* 33(4):635–643
- Iannace A, Frisia S (1994) Changing dolomitization styles from Norian to Rhaetian in the southern Tethys realm. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 55–89
- Kazemi H, Seth MS, Thomas GW (1969) The interpretation of interference tests in naturally fractured reservoirs with uniform fracture distributions. *Soc Petrol Engrs J* 463–472
- Košir A, Wright P (2002) Dolomitization and porosity pattern in Eocene hydrocarbon-stained limestones (Alveolina-Nummulites limestone, SW Slovenia). In: Horvat A, Košir A, Vreča P, Brenčič M (eds) 1. Slovenski geološki kongres (1st Slovenian Geological Congress), Book of Abstracts, Črna na Koroškem
- Kruseman GP, de Ridder NA (1994) Analysis and evaluation of pumping tests data, 2nd. edn. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen
- Limpert E, Stahel WA, Abbt M (2001) Log-normal distributions across the sciences: keys and clues. *BioScience* 51(5):341–352
- Lods G, Gouze P (2004) WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computers Geosci* 30:937–947
- Lucia FJ, Major RP (1994) Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 55–74
- Moench AF (1984) Double porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resour Res* 20(7):831–846
- Morrow DW (1982a) Diagenesis 1. Dolomite—part 1. The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geosci Can* 9(2):5–13
- Morrow DW (1982b) Diagenesis 2. Dolomite—part 2. Dolomitization models and ancient dolostones. *Geosci Can* 9(2):95–107
- Negra MH, Purser BH, Rabat AM (1994) Permeability and porosity evolution in dolomitized Upper Cretaceous pelagic limestones of Central Tunisia. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 309–323
- Novak M (2001) Skitijske plasti Toškega čela (Scythian beds in the Toško Čelo area, Slovenia). *Geologija* 44(2):295–303 [In Slovene with English summary]
- Ogorelec B, Rothe P (1993) Mikrofacies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien (Microfacies, diagenesis and geochemistry of dachstein limestone and main dolomite in Southwestern Slovenia). *Geologija* 35:81–181 [In German with Slovene summary]
- Ogorelec B, Dolenec T, Pezdič J (2000) IZOTOPSKA SESTAVA O IN C V MEZOZOJSKIH KARBONATNIH KAMNINAH SLOVENIJE (Isotope composition of O and C in Mesozoic carbonate rocks of Slovenia). *Geologija* 42:171–205 [In Slovene with English summary]
- Placer L (1999) Contribution to macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41:223–255
- Purser BH, Brown A, Aissaoui DM (1994) Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 283–308
- Qing H (1998) Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier at Pine point, Canada. *Sedimentology* 45:433–446
- Schmoker JW, Krystinik KB, Halley RB (1985) Selected characteristics of limestone and dolomite reservoirs in the United States. *Am Assoc Petrol Geol Bull* 69(5):733–741
- Stearns DW, Friedman M (1972) Reservoirs in fractured rock. In: King RE (ed) Stratigraphic oil and gas fields. AAPG Memoir, vol 16. pp 82–106
- Sun SQ (1995) Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *AAPG Bull* 79(2):186–204
- Šikić D, Pleničar M (1975) Osnovna geološka karta SFRJ, List L33–89 Ilirska Bistrica (Basic Geological Map of SFRY, Guide to sheet L33–89 Ilirska Bistrica) 1:100.000. Geological Survey, Beograd
- Šmuc A, Čar J (2002) Upper Ladinian to Lower Carnian Sedimentary Evolution in the Idrija-Cerkno Region, Western Slovenia. *Facies* 46:205–216
- Tišljar J (2001) Sedimentologija karbonata i evaporita (Sedimentology of carbonates and evaporites). Inštitut za geološka istraživanja, Zagreb, p 375



- Tucker ME, Wright VP, Dickson JAD (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford
- Usdowski E (1994) Synthesis of dolomite and geochemical implications. In: Purser B, Tucker M, Zenger D (eds) Dolomites. The International Association of Sedimentologists special publication, vol 21. The International Association of Sedimentologists, Cambridge, pp 345–360
- Wanless HR (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J Sediment Petrol* 49(2):437–462
- Warren J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Sci Rev* 52:1–81
- Warren JE, Root PJ (1963) The behavior of naturally fractured reservoirs. *Soc Petrol Engrs J* 3:245–255
- Zenger DH, Dunham JB (1988) Dolomitization of Siluro-Devonian limestones in a deep core (5,350 m), Southeastern New Mexico. In: Shukla V, Baker PA (eds) Sedimentology and geochemistry of dolostones, SEPM special publication No. 43, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists



## Priloga VII

### Članek

VERBOVŠEK, Timotej, VESELIČ, Miran. *Factors influencing the hydraulic properties of wells in dolomite aquifers of Slovenia.*

*Hydrogeology Journal*, 2007. [COBISS.SI-ID 677726]

JCR IF (2006): 1.288, IFmax: 2.459, IFmin: 1.285, x: 0.942; water resources; 14/57, kategorija: 1A1 (Z1)

---

# Factors influencing the hydraulic properties of wells in dolomite aquifers of Slovenia

Timotej Verbovšek · Miran Veselič

**Abstract** The influence of eight factors on hydraulic parameters (transmissivity, hydraulic conductivity, specific capacity, specific capacity index and maximum yields) are analysed, with data based on hydrogeological reports of 298 wells in dolomite aquifers in Slovenia. Influence of lithological properties is very significant, with the highest values of analysed variables observed in pure late-diagenetic intensely fractured Cordevolian dolomites, followed by Anisian and Late Triassic ('Main' dolomite) dolomites with high carbonate content and high primary porosity. The hydraulic parameters are not dependent on aquifer age, partial penetration, and well depth. The effects of depth to the water table and existence of low permeability overburden are not of major importance. The hydraulic parameter values are higher the closer to a river the wells are located, and topographic setting has a major effect. From the well reports, it was not always deduced whether the values of hydraulic conductivity and transmissivity stand for the values of the fractures or of the matrix, so it is proposed that when there is doubt as to whether these values are properly calculated, the most accurate parameters that can be used for a further prediction of aquifer yield are the specific capacity and, to a somewhat lesser extent, the specific capacity index.

**Résumé** L'influence de 8 facteurs sur les paramètres hydrauliques (transmissivité, perméabilité, débit spécifique, courbe caractéristique et débit critique) est analysée sur des données issues des rapports de 298 puits dans les aquifères dolomitiques de Slovénie. L'influence des

propriétés lithologiques est très significative : les valeurs les plus élevées sont observées dans les dolomies cordevoliennes pures, intensément fracturées et de diagenèse tardive, puis dans les dolomies de l'Anisien et du Trias Supérieur, avec une teneur élevée en carbonates et une forte porosité primaire. Les paramètres hydrauliques ne dépendent pas de l'âge de l'aquifère, de la pénétration partielle ou de la profondeur. Les effets du niveau piézométrique et de l'existence d'une couverture peu perméable sont mineurs. Les paramètres hydrauliques augmentent à proximité des rivières, et la topographie a une influence majeure. Les rapports de forage ne stipulent pas systématiquement si les valeurs de perméabilité et de transmissivité sont relatives au réseau de fractures ou à la matrice ; il a par conséquent été proposé qu'en cas de doute sur le calcul de ces valeurs, les paramètres les plus significatifs pour remonter à la productivité de l'aquifère soient le débit spécifique et, dans une moindre mesure, la courbe caractéristique.

**Resumen** Se analiza la influencia de ocho factores sobre parámetros hidráulicos (transmisividad, conductividad hidráulica, capacidad específica, índice de capacidad específica, y rendimientos máximos) en base a datos de reportes hidrogeológicos de 298 pozos en acuíferos de dolomía en Eslovenia. La influencia de las propiedades litológicas es muy significativa con los valores más altos de variables analizadas presentes en dolomías Cordevolianas con diagénesis tardía fracturadas intensamente, seguidas por dolomías (dolomía "Principal") del Anisiano y Triásico Tardío con alto contenido de carbonato y alta porosidad primaria. Los valores de los parámetros hidráulicos no son dependientes de la edad del acuífero, penetración parcial, y profundidad del pozo. Los efectos de profundidad al nivel freático y existencia de cobertura de baja permeabilidad no son de importancia fundamental. Los valores de los parámetros hidráulicos son más altos mientras más cerca de un río se localizan los pozos y el ámbito topográfico tiene un efecto principal. No se pudo deducir de los reportes de los pozos si los valores de transmisividad y conductividad hidráulica representan valores de las fracturas o de la matriz, de modo que se propone que cuando exista duda en cuanto a que si estos valores se han calculado de manera adecuada, los parámetros de mayor precisión que pueden utilizarse para una predicción futura del rendimiento del acuífero son la

---

Received: 12 December 2006 / Accepted: 14 November 2007

© Springer-Verlag 2007

---

T. Verbovšek (✉)  
Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of  
Geology,  
University of Ljubljana,  
Aškerčeva 12, 1000, Ljubljana, Slovenia  
e-mail: timotejverbovsek@ntfgeo.uni-lj.si  
Tel.: +386-1-4704644  
Fax: +386-1-4704560

M. Veselič  
Agency for Radwaste Management (ARAO),  
Parmova 53, 1000, Ljubljana, Slovenia,  
e-mail: miran.veselic@gov.si

Hydrogeology Journal

DOI 10.1007/s10040-007-0250-5

capacidad específica y, en menor medida, el índice de capacidad específica.

**Keywords** Carbonate rocks · Hydraulic testing · Slovenia · Groundwater statistics

## Introduction

Well yields and hydraulic parameters of aquifers vary highly in the dolomites of Slovenia. Variation can be attributed to many factors, which are sometimes difficult to explain or predict. Yields can be influenced by many natural or artificial causes and several studies of influencing factors have been made to explain variations in well yields by examining factors in various locations and rock types (Yin and Brook 1992a; Henriksen 1995; Sun 1995; Mabee 1999; Wladis and Gustafson 1999; Eftimi 2003; Henriksen 2003).

The purpose of this work is to analyse the influence of several factors on five hydraulic parameters, namely hydraulic conductivity  $K$ ; transmissivity  $T$ ; specific capacity  $Q/s$  (also called specific yield), which represents well yield  $Q$  divided by corresponding drawdown  $s$ ; specific capacity index  $S_i$  (Mace 2001), representing specific capacity  $Q/s$  divided by saturated aquifer thickness  $d$ ; and maximum yields  $Q_{\max}$ , corresponding to the biggest values of well yield obtained by pumping on the well. The analysed influencing factors are lithological properties of dolomites; age of dolomites; proximity to rivers; topography; well depth; depth to water table; partial penetration; and existence of low permeability overburden.

It must be specifically emphasized that the data have not been collected intentionally for this study, but have been obtained from several hydrogeological and drillers' reports of various qualities. Although some of the reports were deficient, they represent the usual available data on the aquifers. The main objective of this study is to analyse these existing data, and to identify the factors influencing the behaviour of hydraulic parameters. An important fact is that some of these factors are easy to assess, and they still can give first rough predictions on the productivity of dolomite aquifers.

## Dolomites in Slovenia

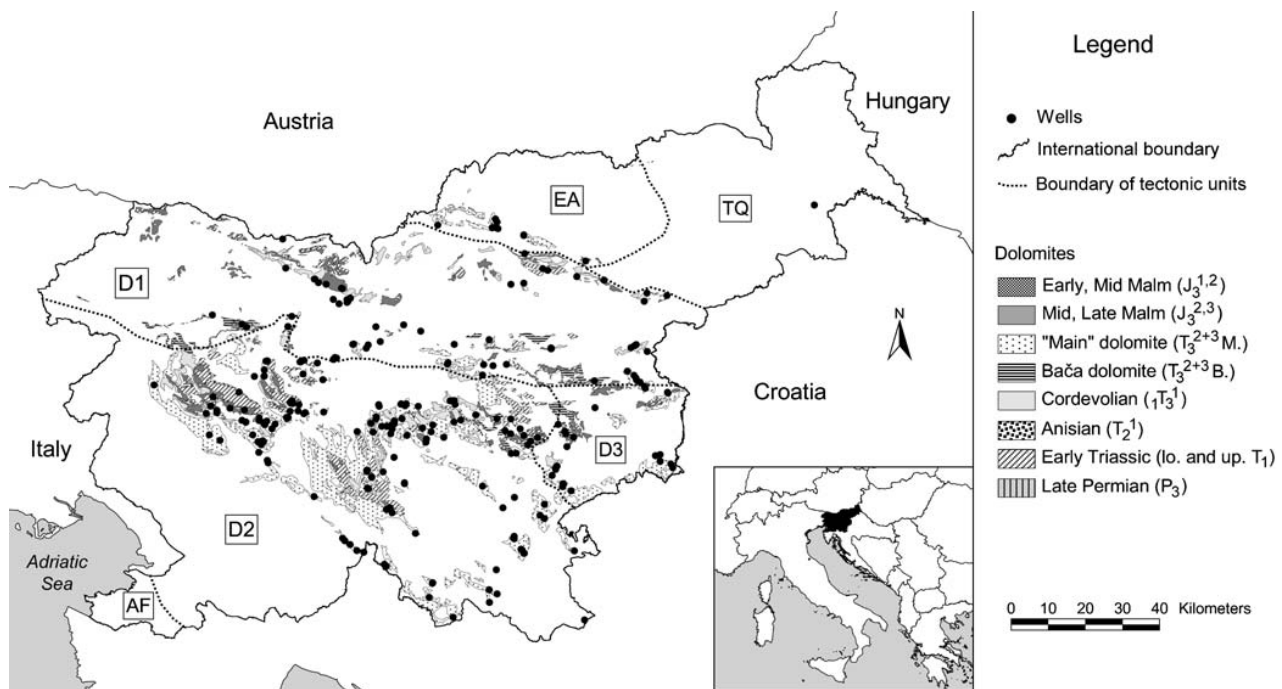
Located at the contact of the Pannonian Basin, Alps, and Adriatic Sea, Slovenia has intense topographic relief, with elevation varying from sea level up to 2,864 m. Precipitation is high and decreases from 3,000 mm/year in mountainous western parts to about 800 mm/year in eastern parts, with an average of 1,500 mm/year. The estimated groundwater reserves in Slovenian groundwater bodies are rather large, about  $1.43 \times 10^9$  m<sup>3</sup>/year, and in 2002, about 15% of the available reserve was used (Andjelov et al. 2006). Dolomite aquifers cover about 8% of Slovenia's surface (see Fig. 1). Their age varies from Permian through most of the Triassic, Jurassic, Cretaceous, and up to the Paleocene periods. A short

summary of dolomite aquifers, along with their properties, discussed in this report is presented in Table 1. With few exceptions, all the wells are located in the tectonic unit of Dinarides (subdivided into Southern Alps, External and Internal Dinarides), which is located south of the Periadriatic Lineament and comprises most of Slovenia's territory (Placer 1999). Several tectonic phases have affected Slovenia's territory in many stages by intense fracturing. Dolomites have formed in different environments and were lately affected by diagenetic processes such as early and late (burial) diagenesis and fracturing. These processes have affected their hydraulic properties and influenced both porosity and permeability.

## Materials and methods

In this study, the influences of eight factors on the already mentioned five hydraulic parameters have been analysed. The influencing factors are: lithological properties of dolomites; age of dolomites; proximity to rivers; topography setting; well depth; depth to water table; degree of penetration; and existence of low permeability overburden. These factors are described one-by-one in detail (see section [Results and discussion](#)). The analysed parameters were obtained from hydrogeological and drillers' reports, which include aquifer testing and well data of 298 wells in different dolomite layers of Slovenia. The well reports have been collected from private drilling and hydrogeological consulting companies, local water-supply companies, and from the Geological Survey of Slovenia. As some aquifer tests were performed more than once for some wells, and as all five parameters were not obtained in all reports, the number of analysed data differs for studied parameters. Aquifer tests were performed either by submersible electrical pumps or sometimes with air-lift tests injecting high pressure gas into the borehole and thus uplifting the water. Even if the latter tests do not characterize the aquifer properties exactly, they can still be used for aquifer characterization, as in comparison with pumping tests, the errors are usually within one order of magnitude (Wladis and Gustafson 1999), and can be used in statistical analyses (Chambel et al. 2003). As data analysed in this study span several orders of magnitude, the errors within one order of magnitude can still be regarded as 'small'.

The quality of the well reports varies a lot, and the number of data for the hydraulic parameters differs in the analysed classes. Most of the wells (258 of 298) have a depth lower than 200 m and have been drilled over a large span of years, from 1965 up to 2002, with the majority in the last few years (248 after the year 1990). Some of the older wells are still used in production, so one can believe that even if the technology of construction could have slightly changed, the obtained parameters from the wells are comparable. The drilled diameters are to some extent comparable and have the average value of 278 mm (minimum 131 mm and maximum 1,250 mm). The wells have been constructed for drinking-water sources for



**Fig. 1** Map of the dolomite aquifers in Slovenia, and positions of analysed wells. Tectonic units are simplified after Placer (1999): *D1* Dinarides, Southern Alps, *D2* External Dinarides, *D3* Internal Dinarides, *AF* Adriatic foreland, *EA* Eastern Alps and Periadriatic igneous rocks, *TQ* Tertiary and Quaternary sediments. Some dolomite aquifers (for example  $T_3^{2+3}$  D.) are not shown in the figure, as they are not shown in the original geological maps 1:100,000

private buildings, small villages, and water supply companies. The majority of the wells are cased to various depths: 102 boreholes are cased to the final depth with slotted screens and/or casing; 188 are partially cased; and for 8 wells there are no data. When cased, the slot screens (Misstear et al. 2006) are the dominant type of screens and steel pipes are used most, especially for the older wells. The wells were located after the prior hydrogeological investigations, and were also based on the pilot boreholes, as noted in 42 of the reports. The other wells have been located by some non-documented expertise, so their locations are not randomly distributed. There is also a lack of data on the initial hydrologic conditions before the pumping, as only a few reports included the water-table data before the pumping.

In the reports, the data on hydraulic conductivity and transmissivity were calculated by methods of Cooper-Jacob and Theis, which are applicable to aquifers with intergranular porosity and not to fractured aquifers (Kruseman and de Ridder 1994). The dolomite rocks are sometimes represented by the double-porosity approach and the values of hydraulic parameters in the matrix and in the fractures can vary significantly (Muldoon and Bradbury 2005). As the reports do not contain any of the fracture properties (orientation, density, etc.), it is, to some degree, open to discussion whether the values of hydraulic conductivity represent the values of the dolomite matrix, the hydraulic conductivity of the fractures, or both, as discussed later in the text.

For the study of influence of different factors on well yield, a hydrogeological relational database was constructed in a Microsoft Access program. The database consists of several linked tables (given here in *italics*), describing *main data* (identification, location, name, depth, etc.), *lithology* (depth of different beds, their age, etc.), *hydrogeology* (well yield, transmissivity, hydraulic conductivity, specific capacity, etc.), *casing* and *other data*. For determining the location of wells and also the age of those aquifers with missing data in hydrogeological reports, a map of dolomite outcrops in Slovenia was created in a geographic information system (GIS) environment (see Fig. 1) based on the Base Geological Map of Yugoslavia (covering all of Slovenia) in a scale of 1:100,000. With this approach, it was possible, with a combination of the GIS map and the hydrogeological database, to determine some missing hydraulic parameters from the wells.

As a great number of water-well data can be best described by statistical methods (Eftimi 2003), the data were checked for statistical distribution, and accordingly tested by Mann-Whitney (M-W tests) and Student's *t*-tests on a 95% confidence level. Distribution checking was done, as some statistical tests (*t*-tests) assume data to be normally distributed (Henriksen 2003), and the results are best represented by statistical values like mean, standard deviation, etc. If the data do not follow this distribution, they must be transformed to agree prior to further analyses.

**Table 1** Hydrogeological properties of the dolomites in Slovenia

Age	Abbreviation in the database	Diagenesis	Bedded/massive, (thickness)	Carbonate	Dolomite/calcite ratio (dolomite %)	Primary porosity % (min-max)	Primary porosity type
Eocene	Eo	Late	Massive	Very high, 94–98%		5–15, filled	
Cretaceous (-Cenomanian)	K	Early, rarely also late	Bedded, rarely massive	Very high	Low to high (3–73%)	6–7	Intergranular
Malm, Middle and Upper	$J_3^{2,3}$	Late	Bedded	Very high	Varies		
Malm, Lower and Middle	$J_3^{1,2}$	Late	Bedded, (0.4 – 0.6 m)	Very high	Varies		
Liassic	$J_1$	Late, also early	Bedded	Very high	Low to high, 18–95%		Intergranular
Norian-Rhaetian (dol. parts of Dachstein limestone)	$T_3^{2+3}$ D.	Early and late	Bedded and massive	Very high	Very low	40, mostly filled	Intergranular, desiccation pores
Norian-Rhaetian “Main dolomite”	$T_3^{2+3}$ M.	Early, partially also late	Bedded, (0.3 – 2 m)	Very high, 98.5–95.5%, except in lower parts	High	5 (2–10)	Intergranular, desiccation pores
Norian-Rhaetian “Bača” dolomite	$T_3^{2+3}$ B.	Late	Bedded	Medium to very high	Low to high 20–>90%		
Cordevolian	$1T_3^1$	Late	Massive	Very high	Low to high	0.33 (0–5)	Intergranular
Ladinian (Northern Karavanke)	$T_2^2$ NK	Late	Massive and bedded	Very high	Low to high 25–80%	0.03	Desiccation pores
Anisian	$T_2^1$	Early and late	Massive or very thick-bedded	Very high, 98%	High, 90–97%	1 (0–5)	Intergranular, (desiccation pores)
Upper Schytian	up. $T_1$	Late	Massive	Very high, 96–99%	Medium to high 54–89%	2 (0–20)	
Lower Schytian	lo. $T_1$	Early and late	Bedded	Medium to very high, 60–94%	Very high 92 – 96%	2 – 10	Intergranular
Schytian	$T_1$	Early and late	Bedded	Medium to high, 54–89%	Medium to high		
Upper Permian (Karavanke Formation)	$P_3$	Early	Bedded, (15 – 30 cm)	Very high, 94–96%	High	7.3 (0–20)	Intergranular
Upper Permian (Zažar Formation)	$P_3$	Late, also early	Bedded, (5–30 cm)	Very high, 94–98%		0–10	

In contrast to some authors who performed similar investigations (Mabee 1999; Henriksen 2003), multifactor analysis of variance (ANOVA) was not used, as the number of available parameters in this study varied greatly for the complete dataset. Thus, it was not possible to construct a sufficiently large matrix consisting of enough data of hydraulic parameters. Therefore, the available data for each parameter would be considerably lower by using ANOVA instead of analysing it separately, as in this study.

## Results and discussion

### Distribution of data

Data distribution was first checked by visual inspection of probability plots for eight different distributions (normal, beta, exponential, extreme, gamma, lognormal, Rayleigh, and Weibull; de Sá 2003). When data are close to hypothetical distribution, the plot of data approximates a straight line (Loiselle and Evans 1995). The results show that lognormal distribution fits best to studied parameters

(see Fig. 2), which is in agreement with the fact that the hydraulic parameters are known to be distributed lognormally (Razack and Lasm 2006). The exception is the hydraulic conductivity, which can also be fitted with a gamma distribution. Although it has been observed that  $K$  can also follow the gamma distribution, it is better described by a lognormal one (de Freitas Mesquita et al. 2002). Some minor deviations from an ideal straight line can be attributed to either a small number of data or data from more than one population (Henriksen 1995).

Verification of lognormal distribution for some parameters was further confirmed by statistical normality tests, namely Kolmogorov-Smirnov (K-S), its Lilliefors’ modification (L), and Shapiro-Wilk’s (W) test (de Sá 2003). The latter is thought to be the most powerful among all, especially in the case of small data samples and for the lognormal distribution (de Sá 2003). Prior to normality testing, data were log-transformed, as  $t$ -tests assume normal distribution prior to analyses. According to the K-S test (see Table 2), all parameters are lognormally distributed. However, L and W tests show hydraulic

Crystal size – mean, in $\mu\text{m}$ (min-max)	Depositional facies	Bed thickness, in m	References	Isotopic $\delta^{18}\text{O}$ composition (‰ SMOW) (Ogorelec et al. 2000)	Isotopic $\delta^{13}\text{C}$ composition (‰ PDB) (Ogorelec et al. 2000)
High, (100–200)	Subtidal Shelf	50–300 200–300	Košir and Wright 2002 Ogorelec et al. 2000; Šikič and Pleničar 1975	+30.48 to +32.71	
	Shallow lagoon, subtidal, intertidal Peritidal, lagoon	Total thickness with limestones 200–600 Total thickness with limestones 200–600	Dozet and Šribar 1998 Bukovac et al. 1983	+24.25 to +28.00	–1.62 to +2.29
High	Shallow lagoon or shelf, subtidal	100–700	Dozet and Šribar 1998		
150	Open shelf, peritidal	30–1,000	Ogorelec and Rothe 1993	+28.11 to +29.38	
	Very shallow lagoon or shelf, peritidal Deeper sea	500–1,200 40–350	Ogorelec and Rothe 1993; Aničič and Juriša 1985 Aničič and Dozet 2000; Ogorelec et al. 2000; Šmuc and Čar 2002 Aničič and Juriša 1985	+30.29 to +33.20 +26.24 to +31.14	+2 to +4 +0.49 to +2.93
High do very high	Shallow shelf, locally smaller patch reefs	50–500		+27	+2.5
Low to high, (50–500)	Bedded: peritidal and supratidal massive: subtidal	500–1200	Ogorelec et al. 2000	+27.74 to +31.20	+2.42 to +3.35
Low to high, 60 (15–200)	Shallow shelf, restricted lagoon	100–600	Grad and Ogorelec 1980; Dolenec et al. 1981; Demšar and Dozet 2003	+26.07 to +30.58	+1.64 to +4.39
low to High 40–80 (40–200)	Shallow shelf	40–200	Grad and Ogorelec 1980; Ogorelec et al. 2000	+27.66 to +29.62 (early diagenetic) +23.22 to +27.32 (late diagenetic)	+0.62 to +3.62 (early diagenetic)–2.25 to +4.99 (late diagenetic)
Low to high 40 (20–300) (20–120)	Very shallow shelf, detrital component Shallow shelf occasionally with detritic component	80–120	Grad and Ogorelec 1980; Dolenec et al. 1981 Novak 2001		
Low (rarely high) (30–50)	Upper part: restricted shelf. lower part: very saline lagoon	150–300	Grad and Ogorelec 1980; Dolenec et al. 1981	+25.78 to +30.70 (early diagenetic) +23.0 to +27.28 (late diagenetic)	+1.99 to +5.56 (early diagenetic)–1.33 to +1.27 (late diagenetic)
Low (rarely high) 80 (30–400)	Restricted lagoon	50–500	Grad and Ogorelec 1980		

conductivity and maximum yield (also transmissivity by W test) as non-lognormal on a 95% confidence level.

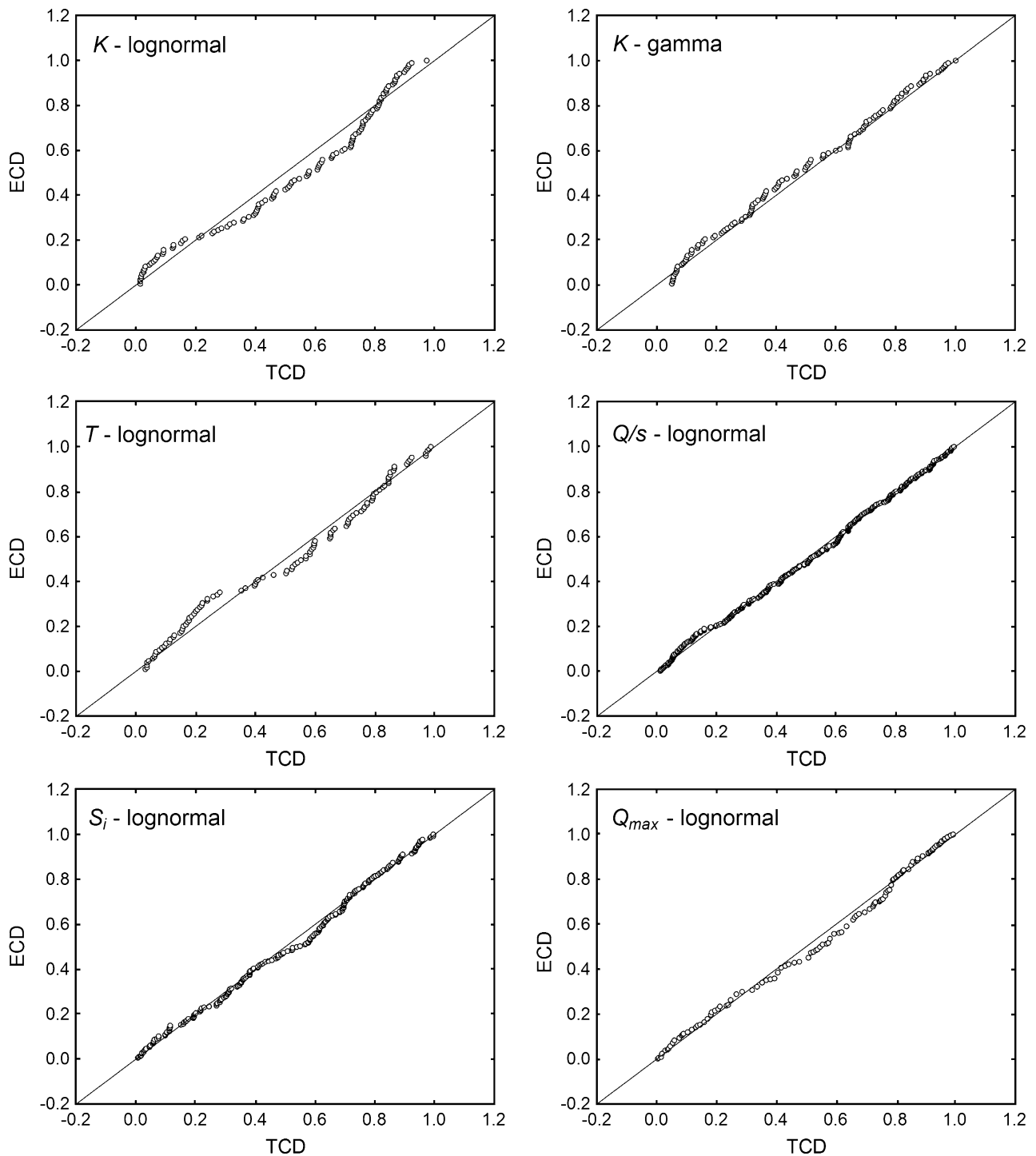
As it was found that data are distributed lognormally, two different tests for analysing the differences among the groups were used. The distinctions between the groups shaped the basic method for the research. Parametric Student's *t*-tests assume normal distribution of data, whereas for nonparametric Mann-Whitney tests (de Sá 2003), distribution is not important. The latter tests are more efficient than *t*-tests and in the case of fewer data, are sometimes even more powerful (de Sá 2003). The testing procedure on this study thus follows the suggestion of Singh et al. (1997), where parametric or non-parametric tests are used after inspecting the histograms or probability plots of data. Data in this report are presented with their arithmetic mean and standard deviations of log-transformed values, which correspond to geometric mean and geometric standard deviation of the original values (Limpert et al. 2001), with the difference that the values are kept in log-transformed form and are not recalculated back into the original units, as the results are more clearly

seen from these values. The value of transmissivity 2.47E-06 is, for instance, easier to read in the tables when written by its log-transformed value of –5.61. Secondly, as *t*-tests assume normality before performing further calculations, it is preferable to operate with log-transformed values, which are normally distributed. As data are distributed lognormally, the latter values (applicable only to normal distribution) should not be used. In addition, geometric mean and geometric standard deviations are used for describing the heterogeneous media (Aboufrassi and Mariño 1984; Ahmed and de Marsily 1987; de Marsily et al. 2005). The fitting of data to a theoretical distribution is therefore needed to represent the data with adequate statistical values.

### Data values

*Hydraulic conductivity* spans almost five orders of magnitude, from  $8.72 \times 10^{-9}$  to  $3.87 \times 10^{-4}$  m/s, with log standard deviation of 1.11 (see Table 2). This range indicates great heterogeneity among and inside the different aquifers.





**Fig. 2** Probability plots of lognormal distribution (and gamma distribution for hydraulic conductivity) for all parameters. *ECD* empirical cumulative distribution; *TCD* theoretical cumulative distribution

Minor deviations from the ideal best-fit line can be explained by several reasons. First, the dataset is obtained from several dolomite aquifers with different lithological properties, so the distribution could be polymodal. This option can be ruled out, as the same deviations of data

have been observed for one single group (the ‘Main’ dolomite group). Second, as the dolomites contain crystals of various sizes, the intercrystalline porosity can differ in dolomite rocks. In the study of Muldoon et al. (2001), coarser-grained dolomite formed in open-marine facies

**Table 2** Values of hydraulic parameters and results of normality testing

Hydraulic parameters	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Min	Max	Range	K-S	L	W
Log <i>K</i> (m/s)	122	-5.57	1.11	-8.06	-3.41	4.65	<0.1	<0.01 <sup>a</sup>	<0.01 <sup>a</sup>
Log <i>T</i> (m <sup>2</sup> /s)	105	-3.55	1.13	-5.66	-1.06	4.60	>0.2	<0.05	0.03 <sup>a</sup>
Log <i>Q</i> / <i>s</i> (l/s/m)	299	-0.44	0.94	-2.60	2.05	4.65	>0.2	>0.2	0.22
Log <i>S</i> <sub>i</sub> (l/s/m <sup>2</sup> )	208	-2.22	0.89	-4.53	0.08	4.61	>0.2	<0.1	0.43
Log <i>Q</i> <sub>max</sub> (l/s)	286	0.47	0.68	-1.40	2.08	3.48	<0.1	<0.01 <sup>a</sup>	0.01 <sup>a</sup>

*n* number of samples; *x* mean value of log-transformed values; *s* standard deviation of log-transformed values; *K-S* Kolmogorov-Smirnov test; *L* Lilliefors test; *W* Shapiro-Wilks test

<sup>a</sup> Indicates significant results on 95% level, and therefore non-lognormal distribution of data. Lower *p*-values in the last three columns indicate higher deviations from normality

showed greater permeability than fine-grained restricted-marine and transitional facies. Similarly, in the study of Rovey and Cherkauer (1994), the observed values of *K* in mudstones were around  $10^{-8}$  m/s and in packstones around  $10^{-6}$  m/s. The reason for this is analysed and discussed later. Another explanation of deviations could be made by assuming the different values of *K* in the matrix and into the fractures, as in the study of fractured-carbonate aquifers (Muldoon and Bradbury 2005), showing the geometric mean of matrix is  $3.9 \times 10^{-7}$  m/s and of fractures  $1.6 \times 10^{-4}$  m/s. Unfortunately, the hydrogeological reports do not contain the information on fractures, so this reason could be neither confirmed nor refuted. Another possible explanation is that *K* is inappropriately calculated from transmissivity by the equation  $T=Kd$ , where *d* represents aquifer thickness, as the major deviations that occur for hydraulic conductivity are less pronounced for transmissivity and not present at all for other parameters. As aquifer thickness is difficult to determine in the fractured aquifers, *K* can be therefore over- or underestimated and its concept in fractured or karstified rocks is sometimes questionable (Kresic 2007). The values of *K* in this study are obtained from the original reports, and are not recalculated by the saturated depth of the screen, as some of the reports do not include any screen data. The available data for this study unfortunately do not permit further analysis of influence on hydraulic conductivity.

*Transmissivity* shows about the same range and geometric standard deviation as *K*, but deviations from the ideal lognormal distribution line are much smaller. The range ( $2.17 \times 10^{-6}$  to  $8.71 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s with median of  $4.35 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) agrees with that of various carbonate rocks (Aslibekian 1998), which range from  $3.47 \times 10^{-6}$  to  $1.33 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (median  $1.16 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) for the least productive rocks, and  $3.94 \times 10^{-5}$  to  $4.72 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s (median  $1.46 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s) for the most productive group. Other non-carbonate groups were found to be less productive. The results are therefore comparable but only to some degree, due to different lithologies and influence of local factors. Values of transmissivity can be compared also to those in Upper Floridian dolomites, which range from  $5.32 \times 10^{-6}$  to  $3.88 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s (Gaswirth et al. 2006). The comparison with other studies is only informative, as the goal of this work is to study the various influence

factors and not the exact data values in the dolomites; the results, however, show that the values are consistent with the ones in other dolomites. One could compare the obtained values even with those in volcanic aquifers or others, where *T* was found to range from  $1.67 \times 10^{-5}$  to  $7.19 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s (Hamm et al. 2005). Despite the rocks' state of fracture, they exhibit different hydrogeological properties, and the meaning of such a comparison is questionable.

For *specific capacity* and *specific capacity index*, the amount of data is two to three times greater than for *K* and *T*, so the analyses of the dataset are more reliable. This event is probably also the reason why *Q*/*s* and *S*<sub>i</sub> lie closer to the straight line in probability plots. Another explanation might be that both parameters represent raw field data. Specific capacity is a field-measured parameter, calculated from well yield *Q* and appropriate drawdown *s*, and the transmissivity and hydraulic conductivity are interpreted parameters that depend on the interpreter (Tam et al. 2004). It has been observed that the measured specific capacity represents the hydrogeological characteristics better, as the transmissivity does (Yin and Brook 1992b; Tam et al. 2004). Similar to the calculation of *K* from *T*, some normalization is introduced for specific capacity index by dividing the *Q*/*s* by the saturated aquifer thickness.

For *maximum yields*, the range of values is more than one order of magnitude lower than for other parameters, and the geometric standard deviation is also lower. This behaviour is somewhat expected due to human factors, which can introduce some bias in the results. First, the maximum yields are limited by the technical factors such as pump capacity and drilled well diameter. If the capacity and diameter are too low, the yields cannot exceed some maximum value. Second, sometimes the wells with a very low yield would not have been included in the reports, and another location for the well was sought. The lowest values of maximum yields are therefore sometimes not recorded. These factors limit the values of *Q*<sub>max</sub> to exhibit smaller range than the other parameters.

### Influence of lithological properties

To check the influence of different aquifer properties on hydraulic parameters, aquifers were divided into several

classes by their lithological properties and age, based on data in Table 1. The number of data (see Table 3) varies for each studied parameter, as the reports were not complete. Some of them were missing data on  $K$  and  $T$ , and only  $Q/s$ ,  $S_i$  and  $Q_{max}$  were recorded. Furthermore, as the number of wells in some dolomite layers is very small, the number of data in some classes can vary significantly, the maximum being ten groups for  $Q_{max}$  and six for  $T$ . Number of data also varies noticeably among the groups, with extreme values of 1–174.

When considering lithological properties, the different values of hydraulic parameters could be first attributed to the fracture intensity. It has been found that the fracture number in rock depends first on rock type and then on bedding thickness (Stearns and Friedman 1972). In comparison with the limestone, from which the dolomite forms, dolomite is more likely to be fractured than the limestone, as it is more brittle and crystalline (Purser et al. 1994). Additionally, the intercrystalline porosity is the most typical for dolomites, and rocks with high-intercrystalline porosity generally exhibit higher permeabilities than the ones with porosities developed between rhombs of micro-spar or micrite (Warren 2000). In the vug-porosity dolomites, the controlling rate of fluid flow is determined by vug isolation. A second factor, connected to the fracture number, is the diagenesis type. Late diagenesis is one of the processes that can also play a significant role in aquifer yield, since it tends to increase grain size, which in general enhances permeability. Indeed, permeability can increase up to several orders of magnitude (Negra et al. 1994; Warren 2000) by replacement of interparticle mud with bigger crystals by the late diagenesis or other processes. As the crystal size increases, the mechanical properties of dolomites change and make them more brittle than limestone, and therefore more susceptible to intense fracturing, as mentioned before (Stearns and Friedman 1972; Aguilera 1980). Sucrosic and moderately indurated dolomites are most likely to fracture due to their low cohesion strength (Gaswirth et al. 2006). Of great influence is also the type of porosity, namely the abundance of moldic and intercrystalline porosity, as dolomites with less porosity are stronger and many small crystals cause low permeability (Purser et al. 1994). All these factors (porosity, diagenesis, and fracturing) contribute to different permeabilities of dolomites.

In this study (see Table 3), the biggest values of all hydraulic parameters are found in Cordevolian dolomite ( $1T_3^1$ ), followed by late Triassic ‘Main dolomite’ ( $T_3^{2+3}$  M.) and Anisian dolomite ( $T_2^1$ ). Following the Cordevolian dolomite, higher values can be also found in Anisian ( $T_2^1$ ) and Main dolomite ( $T_3^{2+3}$  M.). Typical examples for transmissivity and specific capacity are given in box-plots (Fig. 3). In the plots, the number of observations  $n$  is indicated, to show the reliability of data groups and groups with  $n=1$  are excluded from the plots. In some groups, the number of observations is very small and these data are not reliable, as discussed below. All these dolomites have high carbonate and dolomite content (see Table 1), and are therefore ‘pure’. The porosity in Cordevolian dolomite originates from late diagenetic dolomitization and Anisian and Main dolomites have formed in the beginning by early diagenetic dolomitization. Later, they were affected also by late (burial) dolomitization, which could also change the lithological properties and improve the hydraulic characteristics. Cordevolian dolomite is the most intensely fractured aquifer and is not bedded compared to the other ones, so its permeability should be the greatest. However, its thickness is limited. The other two (Anisian and Main dolomites) are very thick bedded or massive. Nevertheless, their greater thickness also contributes to higher yields. All the other classes have a very low number of data (see Table 3), so they cannot be adequately commented upon. According to the expected properties in Table 1, other aquifers should exhibit lower parameter values than the described ones, as they are either not fully dolomitized (both Jurassic and Upper Triassic Dachstein [ $T_3^{2+3}$  D.] dolomites) or they have a higher clastic content, which diminishes their hydraulic properties (Lower Triassic  $T_1$  dolomites). Large data span through several orders of magnitude can be attributed to an unreliable dataset. The number of data is indeed too low to permit comment. Conversely, the low number of data is a comment in itself, indicating that these dolomite aquifers are not interesting enough as a water-supply target. It may be concluded that in dolomites, mineral impurities are the primary lithological controlling parameter as far as their hydraulic properties are considered. In the case of pure dolomites, however, fracturation and late diagenesis are taking the lead in the control of their hydraulic properties.

**Table 3** Influence of lithological properties

Lithology	Log $K$			Log $T$			Log $Q/s$			Log $S_i$			Log $Q_{max}$		
	$n$	$x$	$s$	$n$	$x$	$s$	$n$	$x$	$s$	$n$	$x$	$s$	$n$	$x$	$s$
$J_3^{2,3}$	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	2	0.07	0.58
$J_3^{1,2}$	0	–	–	2	–5.39	0.16	3	–1.74	0.40	3	–3.54	0.22	2	–0.20	0.28
$T_3^{2+3}$ M.	86	–5.52	1.07	79	–3.67	1.02	174	–0.52	0.83	118	–2.33	0.83	128	0.48	0.66
$T_3^{2+3}$ B.	2	–5.54	0.41	1	–3.32	–	7	–1.03	0.12	3	–2.69	0.30	5	0.75	0.66
$T_3^{2+3}$ D.	1	–5.02	–	1	–3.11	–	9	–0.98	0.93	4	–2.59	0.86	6	0.62	0.71
$1T_3^1$	5	–4.58	0.81	8	–1.92	0.80	48	0.24	0.91	25	–1.50	0.74	35	0.80	0.68
$T_2^1$	11	–5.71	0.99	8	–3.87	1.26	21	–0.48	0.88	19	–2.01	0.89	21	0.44	0.69
up. $T_1$	4	–7.11	1.01	0	–	–	2	–2.13	0.25	0	–	–	2	–0.67	0.10
lo. $T_1$	3	–4.57	0.22	0	–	–	2	–0.46	0.18	0	–	–	1	–0.19	–
$P_3$	0	–	–	0	–	–	1	0.10	–	1	–1.78	–	2	0.12	0.39

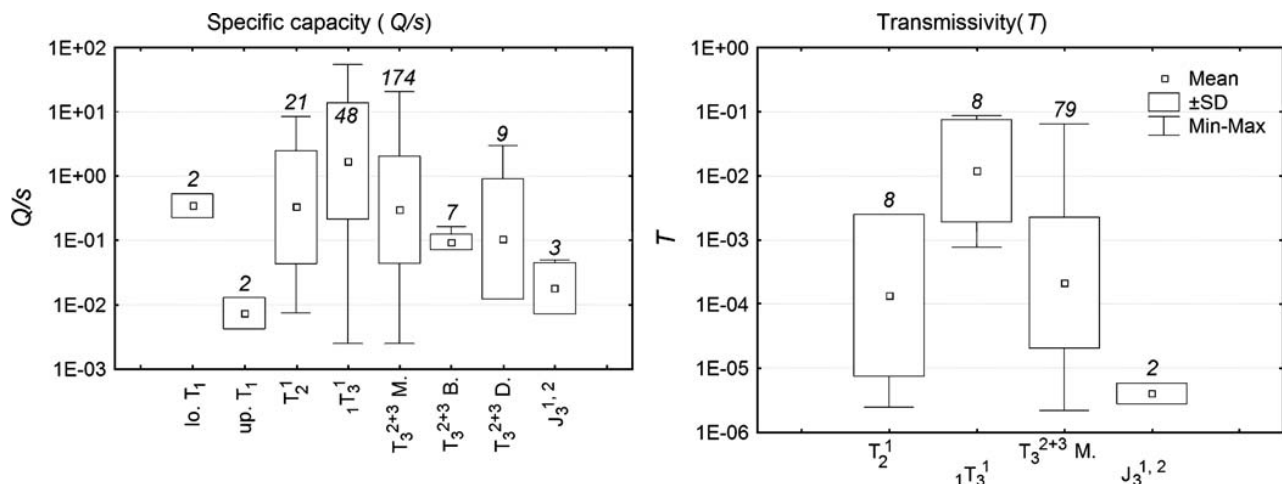


Fig. 3 Box-plots of specific capacity and transmissivity values. Numbers above the boxes indicate number of observations in the group. SD standard deviation

Testing of hydraulic parameters for significant differences between the groups confirms that the most productive aquifers (Cordevolian, Main and Anisian dolomites) can be differentiated from the low-productive and also the lowest productive (Jurassic  $J_3^{1,2}$  and upper  $T_1$ ), except for  $Q_{max}$  parameter, where the groups are almost indistinguishable among themselves. The small range of  $Q_{max}$ , leading to very similar values of parameters, can be attributed to already discussed human factors, which can cut off the lowest and the highest values. This result shows that the maximum recorded well yields are not dependent on the aquifer properties, but are subject to other (human) influences.

#### Influence of aquifer age

Classification of data into five groups was based on aquifer age: Permian (P); Early ( $T_1$ ), Middle ( $T_2$ ), and Late Triassic ( $T_3$ ); and Jurassic (J). The geometric means in Table 4 show that there is no systematic increase or decrease of hydraulic parameters during the geological age. An increasing trend can be observed only from Early to Late Triassic by all parameters, whereas the Jurassic and Permian dolomites do not confirm this. The results for Triassic dolomites are in accordance with data presented by Tucker and Wright (1990), where the occurrences of dolomites increase from the Permian to Cretaceous. In contrast, however, they have found the most abundant dolomites in Cretaceous and also in Phanerozoic, corresponding to high sea-level stands. Mann-Whitney and  $t$ -tests show significant differences only between groups J- $T_2$  and J- $T_3$ , while almost all other classes cannot be distinguished among themselves. However, one should be careful when comparing the groups, as the number of data varies considerably. In some groups (Jurassic or Permian dolomites) the number is extremely low, so comparison is not possible. Furthermore, the influence of age is not an independent factor from the lithological properties factor, as the dolomite properties

have not been changing continuously through the ages, but have formed in similar environments through a longer age span.

#### Influence of proximity to rivers

Some aquifers are recharged directly from surface water bodies, mainly rivers and lakes. Influence of proximity of wells to major rivers is analysed. Wells were divided into two categories, those being closer (<200 m) or farther (>200 m) from the major watercourses marked as rivers on the 1:25,000 topographic maps of Slovenia. The limit of 200 m was chosen as the upper limit of the classes of Mabee (1999), because even with this dataset, the number of data for wells near the rivers is small compared to those farther away. With further division into smaller classes, the number of data of nearer wells and the quality of analysis would decrease. One must note that the chosen limitation is only one of the many possible ones, and the results could differ slightly for other values.

Results (see Table 5) indicate that values are always higher in the wells close to the rivers. Differences are significant by both tests for all parameters except for hydraulic conductivity. However, due to the very low number of data for  $K$  near the rivers ( $N=2$ ), the results for this parameter are unreliable. Similar results were observed for boreholes in limestones, where the specific capacity was much higher for those boreholes in valleys where interactions with rivers were detected (Tam et al. 2004). In some wells, no significant changes in the shallow water-table level prior to and after the pumping was detected, so there exists a hydraulic connection between the rivers and the wells. Yet, this difference could not be confirmed for all wells, as not all data on water tables were recorded for each well. Proximity and hydraulic connection with rivers should not exhibit effects on  $K$  and  $T$ , which are defined as aquifer properties. In addition,  $K$  and  $T$  can be inappropriately calculated, as Cooper-Jacob and Theis methods do not always apply to

**Table 4** Influence of aquifer age. Legend for this and all following tables: *n* number of data, *x* mean value of log-transformed values, *s* standard deviation of log-transformed values

Parameter	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Aquifer age	P	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	J
Log <i>K</i>	0	–	–	P	–	–	–	–	–
	7	–6.02	1.55	T <sub>1</sub>	–	–	–	–	–
	11	–5.71	0.99	T <sub>2</sub>	–	N	–	–	–
	97	–5.47	1.07	T <sub>3</sub>	–	N	N	–	–
	2	–7.33	0.16	J	–	N	Y	Y	–
Log <i>T</i>	0	–	–	P	–	–	–	–	–
	0	–	–	T <sub>1</sub>	–	–	–	–	–
	8	–3.87	1.26	T <sub>2</sub>	–	–	–	–	–
	91	–3.48	1.10	T <sub>3</sub>	–	–	N	–	–
	2	–5.39	0.16	J	–	–	N	Y	–
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	1	0.10	–	P	–	–	–	–	–
	14	–0.72	0.86	T <sub>1</sub>	–	–	–	–	–
	23	–0.47	0.84	T <sub>2</sub>	–	N	–	–	–
	240	–0.39	0.89	T <sub>3</sub>	–	N	N	–	–
	3	–1.74	0.40	J	–	N	Y	Y	–
Log <i>S</i> <sub>i</sub>	1	–1.78	–	P	–	–	–	–	–
	8	–2.18	0.74	T <sub>1</sub>	N-	–	–	–	–
	20	–2.01	0.87	T <sub>2</sub>	N-	N	–	–	–
	152	–2.21	0.86	T <sub>3</sub>	N-	N	N	–	–
	3	–3.54	0.22	J	Y-	YN	Y	Y	–
Log <i>Q</i> <sub>max</sub>	2	0.12	0.39	P	–	–	–	–	–
	18	0.28	0.76	T <sub>1</sub>	N	–	–	–	–
	27	0.41	0.69	T <sub>2</sub>	N	N	–	–	–
	180	0.56	0.67	T <sub>3</sub>	N	N	N	–	–
	4	–0.07	0.40	J	N	N	N	NY	–

Results of testing groups among themselves in the matrices in the right part of the table are marked as: *N*– both M-W and *t*-tests are non-significant, *Y*– both tests are significant, both on 95% confidence level. When tests differ, the first letter indicates results of M-W tests and the second letter indicates results of *t*-tests (e.g. YN). Some M-W tests are not possible to perform due to insufficient data and are indicated by –

fractured carbonate aquifers. Regarding dependence with other studied parameters, the rocks can be more intensively fractured in the vicinity of the rivers, since many valleys follow tectonic structures. This circumstance is above all true for carbonates and hard rocks. Unfortunately, the influence of the lineaments could not be confirmed, as there are not enough data (in the form of data on fractures or detailed tectonic maps) on the tectonic properties of the rocks. It can be concluded that proximity to the rivers has a major effect on studied parameters. In dolomite aquifers, the reasons seem to be either a river recharge, or an enhanced tectonic fracturation, or both.

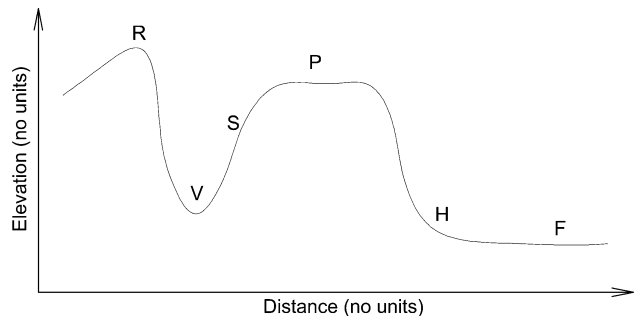
**Table 5** Influence of proximity to major rivers

Parameter	Proximity	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>t</i> and M-W tests
Log <i>K</i>	Near	2	–4.55	0.66	N
	Far	116	–5.58	1.13	
Log <i>T</i>	Near	7	–1.77	0.69	Y
	Far	95	–3.68	1.06	
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	Near	45	0.30	0.76	Y
	Far	253	–0.55	0.89	
Log <i>S</i> <sub>i</sub>	Near	27	–1.83	0.76	Y
	Far	172	–2.27	0.89	
Log <i>Q</i> <sub>max</sub>	Near	34	1.11	0.47	Y
	Far	238	0.37	0.67	

*Far* indicates wells located more than 200 m from the rivers and *Near* indicates those wells within this range. See Table 4 for notations

**Influence of topography setting**

According to Henriksen (1995) and Eftimi (2003), one should expect greater well yield in low topographic settings (flatlands and valleys), and lower yield in steep slopes because of bigger runoff and smaller infiltration on the slopes. For that reason, a study of influence of topographic settings was done for wells with known positions. Locations were classified into six settings (see Fig. 4): *V* (valley bottoms), *R* (ridges), *P* (plateaus), *S* (slopes), *F* (flatlands in topographic low levels), and *H* (foothills), as defined on national topographic maps at scale 1:25,000, provided by Surveying and Mapping Authority of the Republic of Slovenia.



**Fig. 4** Topography classes. *V* valley bottoms, *R* ridges, *P* plateaus, *S* slopes, *F* flatlands in topographic lows, and *H* foothills. Not to scale

**Table 6** Influence of topography on hydraulic parameters

Parameter	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Setting	V	R	P	S	F	H
Log <i>K</i>	69	-5.35	1.16	Valley	-	-	-	-	-	-
	2	-5.94	0.37	Ridge	N	-	-	-	-	-
	24	-5.89	0.95	Plateau	Y	N	-	-	-	-
	17	-6.14	1.09	Slope	Y	N	N	-	-	-
	5	-4.63	0.12	Flatland	N	NY	Y	Y	-	-
	1	-6.30	-	FootHill	-N	-N	-N	-N	-Y	-
Log <i>T</i>	66	-3.24	1.13	Valley	-	-	-	-	-	-
	5	-3.88	1.51	Ridge	N	-	-	-	-	-
	20	-4.34	0.77	Plateau	Y	N	-	-	-	-
	8	-4.33	0.59	Slope	Y	N	N	-	-	-
	4	-2.72	0.11	Flatland	N	N	Y	Y	-	-
	1	-3.94	-	FootHill	-N	-N	-N	-N	-Y	-
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	164	-0.21	0.80	Valley	-	-	-	-	-	-
	9	-0.76	0.45	Ridge	Y	-	-	-	-	-
	36	-1.02	0.96	Plateau	Y	N	-	-	-	-
	54	-0.61	0.90	Slope	Y	N	Y	-	-	-
	14	-0.09	0.85	Flatland	N	NY	Y	N	-	-
	36	-0.69	1.16	FootHill	Y	N	N	N	N	-
Log <i>S</i> <sub>i</sub>	99	-2.10	0.82	Valley	-	-	-	-	-	-
	9	-2.43	0.58	Ridge	N	-	-	-	-	-
	21	-2.77	1.03	Plateau	Y	N	-	-	-	-
	33	-2.19	0.87	Slope	N	N	Y	-	-	-
	13	-1.36	0.88	Flatland	Y	Y	Y	Y	-	-
	24	-2.55	0.73	FootHill	Y	N	N	N	Y	-
Log <i>Q</i> <sub>max</sub>	117	0.78	0.56	Valley	-	-	-	-	-	-
	9	0.21	0.32	Ridge	Y	-	-	-	-	-
	44	-0.06	0.66	Plateau	Y	N	-	-	-	-
	46	0.31	0.60	Slope	Y	N	Y	-	-	-
	16	0.50	0.58	Flatland	N	N	Y	N	-	-
	40	0.35	0.81	FootHill	Y	N	Y	N	N	-

See Table 4 for notations

From geometric means of hydraulic parameters (see Table 6), it is evident that most productive wells lie in flatlands (F). These wells have approximately one or more orders of magnitude greater values of *K* and *T* than the others. Flatlands are followed by valleys (V). The lowest values are observed in plateaus or high flats (P), whereas the other three topographic setting—ridge (R), foothill (H) and slope (S)—lie in between. This arrangement can be taken as a commonly known fact, but the output of the studies of the topography’s influence on the hydraulic parameters has not been always the same (Yin and Brook 1992a; Henriksen 1995; Mabee 1999). Most of the studies have been performed in non-carbonate rocks, so the findings of this study of topographic setting in dolomites can be taken as a new outcome.

Differences among the topographic groups were further tested by *t*-tests and M-W tests. Results in Table 6 indicate significant differences between classes VR, VS, VH, PF, SF, VP for almost all parameters, and non-significant between classes VF, RP, RS, RH, PH, and SH. Other differences are sometimes confirmed and sometimes not. In addition to flatlands, valleys can therefore be distinguished from less productive ridges, slopes, foothills, and plateaus. Less productive settings are indistinguishable among themselves, and similarly the most productive groups (V and F) cannot be differentiated one from another.

To eliminate the effect of various aquifer properties, and to thus test the effects of different topographic settings within one group, tests were performed again for specific capacity in the biggest group, the  $T_3^{2+3}$  M. Main dolomite (see Table 7),

**Table 7** Influence of topography on log specific capacity in Main dolomite ( $T_3^{2+3}$ )

<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Setting	V	R	P	S	F	H
101	-0.34	0.72	Valley	-	-	-	-	-	-
6	-0.80	0.29	Ridge	YN	-	-	-	-	-
21	-1.05	0.95	Plateau	Y	N	-	-	-	-
22	-0.77	0.80	Slope	Y	N	N	-	-	-
4	-0.22	0.86	Flatland	N	NY	Y	NY	-	-
21	-0.68	0.96	FootHill	N	N	N	N	N	-

See Table 4 for notations

as the number of data for other groups was too small for testing. Results similar to all data are observable within this group. Significant differences are visible when comparing valleys and flatlands to ridges, slopes, and plateaus. It is obvious that the highest values of parameters—in this case specific capacity—are in the valleys and flatlands, and these two classes significantly differ from the others.

Despite the fact that some authors found that topographic setting only poorly influences well productivity (Yin and Brook 1992a), results from this study clearly indicate that different classes are easily distinguished and are statistically significant. In the other studies, the greatest values of well yield could be found in the topographic low levels (valley bottoms and flats), and there existed no difference among the wells in valley bottoms and among the ones in flats (Mabee 1999; LeGrand 1967; Henriksen 1995). Insignificant differences between the classes can be attributed to great variability, so the range of well-yield values overlaps between topographic categories (Yin and Brook 1992a).

In a mountainous country like Slovenia, flatlands and valleys are in carbonate rocks in the areas closest to the local hydrologic bases, representing natural groundwater discharge areas. Generally, they are also the most tectonically fractured areas. As far as the influence of topographic setting is considered, these two factors influence the higher borehole yield in flatlands and valleys in carbonate rocks rather more than the factors that impact the yield on the slopes, as indicated by Henriksen (1995) and Eftimi (2003).

### Influence of well depth

Data were classified into five intervals of fifty m (note that the number 'on the edge' belongs to the second interval so, for example, [50–100) means that 50 is included in the interval and 100 is excluded): [0–50), [50–100), [100–150), [150–200) and [200,∞) m according to well depth, and were subsequently compared by M-W and *t*-tests. To study how the well depth influences the hydraulic parameters, it was decided to use the well depth instead of saturated thickness of the well, as more data were available for the former parameter, and consecutively the analyses were more reliable. A similar approach was used by Henriksen (2003), when the total well depth was used for calculation of normalized well yield. Additionally, the influence of saturated thickness is partly investigated by the next factor (depth to the water table). Results (see Table 8) show no systematic relation of decreasing hydraulic parameters with well depth, except for the specific capacity index. Despite the comparable number of data in each class, the geometric means are in the same order of magnitude. Significant differences, however, exist between some groups for all parameters, but they are more or less random and have no logical explanation. This finding is in agreement with study of Loiselle and Evans (1995), where no change in fracture yield was observed with increasing depth. The explanation for non-significant differences could be that although there is a tendency to increase well yield by increasing the depth of a well, this chance also decreases, because the interconnecting frac-

**Table 8** Influence of well depth

Parameter	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Groups	1	2	3	4	5
Log <i>K</i>	1	-4.49	–	1	–	–	–	–	–
	9	-5.44	1.26	2	N-	–	–	–	–
	17	-4.87	0.64	3	N-	N	–	–	–
	15	-5.38	0.88	4	N-	N	NY	–	–
	16	-6.04	1.09	5	N-	N	NY	N	–
Log <i>T</i>	0	–	–	1	–	–	–	–	–
	5	-3.81	0.69	2	–	–	–	–	–
	16	-2.72	0.75	3	–	Y	–	–	–
	12	-3.30	0.92	4	–	N	N	–	–
	16	-3.93	1.06	5	–	N	Y	N	–
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	17	-0.60	0.99	1	–	–	–	–	–
	44	-0.64	0.99	2	N	–	–	–	–
	57	-0.16	0.77	3	NY	Y	–	–	–
	49	-0.55	0.81	4	N	N	Y	–	–
	33	-0.86	1.02	5	N	N	Y	N	–
Log <i>S</i> <sub>i</sub>	13	-1.89	0.91	1	–	–	–	–	–
	28	-1.99	0.71	2	N	–	–	–	–
	42	-2.00	0.78	3	N	N	–	–	–
	35	-2.48	0.84	4	Y	Y	Y	–	–
	20	-3.01	0.86	5	Y	Y	Y	Y	–
Log <i>Q</i> <sub>max</sub>	34	0.13	0.76	1	–	–	–	–	–
	66	0.23	0.71	2	N	–	–	–	–
	79	0.72	0.58	3	Y	Y	–	–	–
	62	0.66	0.46	4	Y	Y	N	–	–
	45	0.35	0.76	5	N	N	Y	Y	–

Classes are divided into five groups: (1) [0–50), (2) [50–100), (3) [100–150), (4) [150–200), (5) [200–∞) m of well depth. See Table 4 for notations

tures and the ability of rocks to store and transmit water decrease with depth (LeGrand 1967). This effect can be observed, however, in deeper wells that are drilled more than a few thousand metres. The majority of analysed wells in this study, reach depths of not more than 200 m, and fractures are present throughout the whole depth interval. The well depth should not exhibit any significant effect on the hydraulic parameters, as observed. Heterogeneity is most likely one of the major factors influencing well yield with depth. In crystalline rocks, there is often dependence of well yield on well depth, with decreasing well yield coinciding with increasing well depth (Henriksen 2003), but this state is not necessarily valid for dolomites.

### Influence of depth to the water table

Data were classified into five classes in 20-m steps, with the first class being the shallowest (0–20 m). Results showed that the first (shallowest) group differs significantly from the others for almost all parameters except  $S_i$ , and especially for  $K$  and  $T$ . The differences among the other four classes were non-significant, and  $t$ -tests and M-W tests gave the same results for nearly all data.

As it has been considered that the results could be influenced by number of data (always the biggest in the first group) and as it has been observed and tested that depth to water table approximately follows lognormal distribution, the data of depth to water table were

logarithmized and classification was divided into five new logarithmic intervals:  $(-\infty, 0)$ ,  $[0-0.5)$ ,  $[0.5-1.0)$ ,  $[1.0-1.5)$ ,  $[1.5, \infty)$ ; see Table 9), which, when recalculated back into normal length units, correspond to the intervals  $(-\infty, 1.0)$ ,  $[1.0-3.16)$ ,  $[3.16-10)$ ,  $[10-32)$  and  $[32, \infty)$  m. From this division, the previous 0–20-m-class data were distributed into four new classes, the 20–40-m-class data into two new classes, and all other classes data condensed into just one class. The number of data is thus much more uniformly distributed. The number of significant differences is much greater than in the previous classification. Most differences are emphasized for differences between the last (deepest) class and the others. The differences are observed especially among the last three classes (3, 4, and 5). In all groups except at  $Q_{max}$  there is a noticeable trend of decreasing parameters consistent with depth to the water table from the second to the fifth group. The first group, however, has systematically lower values than the second. For maximum yields, values decrease with depth during the entire interval.

The observed results, that the first (shallowest) group in a 20-m step slicing differs significantly from the others, and that the differences among the other four groups were non-significant, is to some degree in agreement with observations of Mabee (1999), who found the differences between four classes also insignificant with volcanic rocks. However, LeGrand (1967) noted that shallow depth-to-water-table is not always an indication of a good yield, as the rock fractures can be so scarce in greater

**Table 9** Influence of depth to water table

Parameter	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	Classes	1	2	3	4	5
Log <i>K</i>	9	-5.05	0.50	1	-	-	-	-	-
	10	-4.60	0.28	2	Y	-	-	-	-
	15	-5.13	0.74	3	N	Y	-	-	-
	19	-5.26	0.76	4	N	Y	N	-	-
	24	-6.13	0.88	5	Y	Y	Y	Y	-
Log <i>T</i>	9	-3.12	0.72	1	-	-	-	-	-
	5	-2.59	0.31	2	N	-	-	-	-
	13	-3.28	1.07	3	N	N	-	-	-
	16	-3.66	0.90	4	N	Y	N	-	-
	16	-4.32	0.66	5	Y	Y	Y	Y	-
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	25	-0.29	0.65	1	-	-	-	-	-
	35	-0.03	0.83	2	N	-	-	-	-
	47	-0.46	0.76	3	N	Y	-	-	-
	53	-0.78	1.04	4	Y	Y	NY	-	-
	57	-0.94	0.98	5	Y	Y	Y	N	-
Log <i>S<sub>i</sub></i>	24	-2.04	0.68	1	-	-	-	-	-
	32	-1.73	0.74	2	N	-	-	-	-
	44	-2.17	0.61	3	N	Y	-	-	-
	39	-2.49	1.01	4	NY	Y	NY	-	-
	43	-2.64	1.06	5	Y	Y	Y	N	-
Log <i>Q<sub>max</sub></i>	22	0.65	0.63	1	-	-	-	-	-
	42	0.60	0.70	2	N	-	-	-	-
	52	0.60	0.58	3	N	N	-	-	-
	50	0.29	0.71	4	Y	Y	Y	-	-
	72	0.08	0.58	5	Y	Y	Y	N	-

Classes are based on logarithmic transformation of depth to water table and are divided into five groups (1)  $(-\infty, 1.0)$ , (2)  $[1.0-3.16)$ , (3)  $[3.16-10)$ , (4)  $[10-32)$  and (5)  $[32, \infty)$  m. See Table 4 for notations



depths that water is not able to move downwards in the rock. Slicing of the first two shallower data groups did not bring any additional clearly conclusive information. Therefore, it can be concluded that depth-to-the-water-table as an influencing factor is somewhat redundant with the influencing factor of topographic setting. The observation works with thick water-table depth slices (this is also proven by groups 3, 4, and 5 of the here-presented uneven slicing), and is valid at least as far as data from this study is considered. To be able to interpret the results of a finer slicing of the shallowest 0–20-m water-table-depth group, additional data on hydrogeologic setting of the analysed boreholes are needed.

### Influence of partial penetration

Values of geometric mean are higher for partially penetrating wells, except for  $K$ , where these two values are approximately the same. However, neither  $t$ -tests nor M-W tests prove the significant differences between the fully and partially penetrating wells, as seen in Table 10. This factor, therefore, does not influence the hydraulic parameters significantly. That the transmissivity obtained by the Cooper-Jacob method is affected only minimally by partial penetration was observed also in confined aquifers (Halford et al. 2006). Higher values of most parameters in partially penetrating wells are contradictory to expectations that well yields should be higher in fully penetrating wells, as longer well screens can be placed there than in partially penetrating ones (Kruseman and de Ridder 1994). The non-significant results can be explained by the fact that the wells drilled in productive aquifers with high transmissivity are usually not drilled further to reach the complete aquifer depth, if they encounter productive fractures. In other words, the domestic wells are usually not drilled to obtain optimized well yield, but are terminated when the yield is adequate (Henriksen 2003). Some bias is therefore introduced for partially penetrating wells, as they capture mostly the aquifers with good yield. Additionally, the wells penetrating and/or opening more than 70% of the complete aquifer thickness are regarded as fully penetrating, as they activate whole aquifer thickness. All these factors generate insignificant differences between the two classes.

### Influence of low permeability overburden

Aquifers were classified as ‘covered’ if they were overlain with more than 3 m of low permeability overburden, and as ‘uncovered’ if the overburden was thinner or absent. Mean thickness of clayish cover over the dolomite rocks varies in Slovenia from zero to a few metres. Also, taking into account the uneven underlying weathered rock surface, thickness may locally exceed 10 m. The results reveal higher values in uncovered aquifers for the majority of the studied parameters (see Table 11). However, the differences between the values of hydraulic parameters in the aquifers with or without the overburden are not very big, as indicated by significant tests only for transmissivity and maximum yields. There is probably no physical explanation for why only these two parameters show significant differences. Similarly, Mabee (1999), who categorized data into two classes (<1 m and >1 m of overburden), found the differences insignificant. Obviously, this parameter is not of great importance for locating wells of greater production (Yin and Brook 1992b), and it is very difficult to use as a predictive factor for siting the new boreholes.

### Conclusions

Eight different factors influencing hydraulic parameters (hydraulic conductivity, transmissivity, specific capacity, specific capacity index, and maximum yields) in dolomite rocks were analysed. The results can be summarized in the following points:

All data are lognormally distributed by visual estimates of probability plots. Statistical testing by Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Shapiro-Wilks tests confirms lognormal distribution for most of data. Caution should be made when using the tests and one should always mention the test used, as the results can differ considerably. The selection of non-parametric Mann-Whitney or parametric  $t$ -tests for distinguishing the classes does not greatly influence the results, as they give the same significant results (significant/not significant) in 94% of the cases (but not the same  $p$ -values).

Values of hydraulic conductivity span almost five orders of magnitude, and wide range can be attributed to tectonic fracturing and heterogeneity of aquifers. The

**Table 10** Influence of partial penetration of wells (fully or partially penetrating well)

Parameter	Penetration	$n$	$x$	$s$	$t$ & M-W tests
Log $K$	Fully	8	-5.55	0.89	N
	Partially	114	-5.57	1.13	
Log $T$	Fully	5	-4.09	0.66	N
	Partially	101	-3.53	1.14	
Log $Q/s$	Fully	39	-0.60	0.74	N
	Partially	259	-0.47	0.96	
Log $S_t$	Fully	24	-2.46	0.61	N
	Partially	169	-2.22	0.94	
Log $Q_{max}$	Fully	32	0.29	0.65	N
	Partially	243	0.46	0.68	

See Table 4 for notations

**Table 11** Influence of overburden presence

Parameter	Overburden	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>t</i> & M-W
Log <i>K</i>	Uncovered	81	-5.44	1.06	N
	Covered	41	-5.82	1.17	
Log <i>T</i>	Uncovered	69	-3.31	1.13	Y
	Covered	38	-4.01	0.97	
Log <i>Q</i> / <i>s</i>	Uncovered	210	-0.50	0.91	N
	Covered	88	-0.52	0.91	
Log <i>S</i> <sub>1</sub>	Uncovered	130	-2.30	0.84	N
	Covered	63	-2.15	1.03	
Log <i>Q</i> <sub>max</sub>	Uncovered	177	0.51	0.71	Y
	Covered	95	0.31	0.62	

See Table 4 for notations

lognormal distribution fits best to all parameters, and it is known that *K* and *T* also follow the lognormal distribution, despite some minor deviations. Where these appear, they possibly exist due to several factors, which cannot be completely separated such as different degrees of fracturing, crystal size, different matrix and fracture porosity, different sedimentary properties, or inappropriate calculations from aquifer test results. *Transmissivity* shows about the same range in geometric standard deviation as *K*. *Specific capacity* and *specific capacity index* represent raw field data, and are not influenced by calculation due to usage of inappropriate aquifer test methods. Number of data for *Q*/*s* and *S*<sub>1</sub> is also higher, and they more accurately characterize aquifers. The range of both parameters is about the same as for *K* and *T*. For *maximum yields*, however, range and standard deviation are much lower, which can be explained by artificial cut-off of lower and upper values.

Influence of *lithological properties* is found to be very significant. The highest values can be found in late-diagenetic Cordevolian dolomite, which has very high carbonate content, high primary porosity, and is intensely fractured. Lower values can be found in early- and late diagenetic Anisian and Main dolomites, which have great thickness and high dolomite content. Lower values are found in other dolomite layers due to high clastic content, only partial dolomitization of limestones, and low aquifer thickness; the number of data, however, for these classes is very low and therefore not reliable. Statistical tests between aquifer groups show significant differences mostly between high-yield aquifers (Cordevolian, Anisian, and Main dolomites) and low-yield ones (Jurassic *J*<sub>3</sub><sup>1,2</sup>, lower Triassic *T*<sub>1</sub>, and Permian P dolomites).

Hydraulic parameters do not change significantly by *aquifer age*. In Triassic dolomites, however, minor increasing trends are observed from lower to upper Triassic, but neither in Permian nor in Jurassic dolomites can this trend be confirmed, and again the number of data in these two classes is too low for adequate comments. The influence of age is not an entirely independent factor from the lithological properties factor, as dolomites are characterized both by age and lithological properties.

Influence of *proximity to rivers* reveals that the hydraulic parameters values are higher the closer to a river the wells are located. This event is confirmed by all

tests for all parameters with a sufficient number of data. All parameters are higher in the first groups, which can be explained by recharge of the wells from the rivers by the hydraulic connection. This observation was confirmed for some wells with a satisfactory number of data, as the water-table level prior to and after the pumping was detected only a few metres below the surface. Higher parameter values can also be explained by the fact that many valleys with rivers follow tectonic structures, which also affect dolomite rocks and improve their hydraulic characteristics.

*Topographic setting* has a great effect on hydraulic parameters. Most productive are wells in flatlands, followed by those in valleys. Least productive settings are the plateaus or high flats, whereas the other three (ridges, foothills and slopes) lie in between. Significant differences are confirmed by *t*-tests and M-W tests, generally between the most and the least productive topographic locations. In carbonate rocks, flatlands and valleys represent the natural groundwater discharge areas and, simultaneously, the relatively more tectonically fractured areas. As far as the influence of topographic setting is considered, these two factors influence the higher borehole yield in flatlands and valleys of carbonate rocks, far more than the other recently proposed factors might reduce the borehole yield on slopes. They may be seen as the primary factors to impact the topographic setting. The same conclusions were observed when only a single group of *T*<sub>3</sub><sup>2+3</sup> M. Main dolomite was studied, and other classes were removed to eliminate the influence of various aquifer properties. Results from this study therefore clearly indicate that different classes are easily distinguished and are statistically significant.

*Well depth* does not influence the hydraulic parameters significantly. Although there are noticeable differences between the 50-m-thick classes, they are more or less random. The explanation could be that although it is known that the fracture density and permeability change with depth, most of the studied wells are shallower than 200 m, and these effects are not seen at this depth difference. Fractures are encountered through whole intervals, and most likely the heterogeneity has a major influence on fracture locations along the borehole depth. Dependence is often found in the crystalline rocks, but this is not necessarily true for dolomites.

When classified into five classes of 20 m thickness, the *depth to the water table* differentiated the first (shallowest) group from all the others, with the first having also the highest values. Further slicing of the first two shallower groups, although providing data sets of similar size, did not bring any clearly conclusive additional information; it may therefore be concluded that depth to the water table as an influencing factor is somewhat redundant with the topographic setting. A data set with better hydrogeologic information might allow further insight into the changing depth impacts of a shallow water table.

Effect of *partial penetration* does not influence any of the parameters. Higher values of most parameters are found in partially penetrating wells, and the non-significant results can be explained by the fact that if the wells drilled in productive aquifers with high transmissivity encounter productive fractures, the drilling is usually stopped before reaching the complete aquifer depth or optimized well yield. Fully and partially penetrating wells, therefore, capture mostly the aquifers with good yield. These factors cause insignificant differences between the two classes.

Aquifers overlain by low-permeable clay *overburden* have lower mean values of hydraulic parameters, but the differences are small and mostly insignificant. Further work such as studying the proximity to tectonic lineaments, could include an analysis of some additional factors not available to this study due to lack of data in the reports, and may require detailed petrographic and tectonic studies of dolomites.

To achieve a better insight into the factors that have an impact on the values of hydraulic parameters in dolomite aquifers, hydraulic conductivity and transmissivity will have to be obtained by appropriate methods for fractured aquifers (Warren and Root 1963; Moench 1984; Lods and Gouze 2004). From the reports used in this study, one cannot deduce whether the values of  $K$  and  $T$  could stand for the values of the fractures or of the matrix. Appropriate use of these methods would enable a comparison of matrix versus fracture porosity. It is proposed that when in doubt as to whether  $K$  and  $T$  are properly calculated, the most accurate parameters that can be used for further prediction of potential yield of aquifers are the specific capacity and, perhaps to a somewhat lesser extent, the specific capacity index.

When planning emplacement of new water-exploitation wells, the presented factors should be considered in advance in order to predict hydraulic parameters and to site a well adequately. Results based on gathered data show that more productive wells can be located in pure, highly fractured, late diagenetic dolomites, located in valleys and topographically low settings, closer to the rivers or water bodies. Other factors are not of greater importance.

## References

Aboufirassi M, Mariño MA (1984) Cokriging of aquifer transmissivities from field measurements of transmissivity and specific capacity. *Math Geol* 16(1):19–35

- Aguilera R (1980) Naturally fractured reservoirs. PennWell, Tulsa, OK, USA
- Ahmed S, de Marsily G (1987) Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resour Res* 23(9):1717–1737
- Andjelov, M, Gale U, Kukar N, Trišič N, Uhan J (2006) Ocena količinskega stanja podzemnih voda v Sloveniji [Groundwater quantitative status assessment in Slovenia (in Slovene with English abstract)]. *Geologija* 49/2:383–391
- Aničič B, Dozet S (2000) Younger Paleozoic and Mesozoic rocks in the northern Krško depression borderland, Slovenia (in Slovene with English abstract). *Geologija* 43/1:13–35
- Aničič B, Juriša M (1985) Osnovna geološka karta SFRJ [Basic geological map of SFRJ (in Slovene)] 1:100.000, guide to sheet L33–68 Rogatec. Geological Survey, Belgrad, Serbia
- Aslibekian O (1998) Transmissivities of aquifers in Ireland. *GSI Groundwat Newslett* 33:11–20
- Bukovac J, Poljak M, Šušnjar M, Čakalo M (1983) Osnovna geološka karta SFRJ [Basic geological map of SFRJ] 1:100.000, Guide to sheet L33–68 Črnomelj. Geological Survey, Zagreb, Croatia and Geological Survey, Ljubljana, Slovenia
- Chambel A, Krásny J, Sastre Merlín A, Duque J (2003) Comparing transmissivity classes of hard-rock aquifers in the Iberian Peninsula and the Bohemian Massif. In: Krásny J, Hrkal Z, Bruthans J (eds) Proceedings of the International Conference on Groundwater in Fractured Rocks. Prague, Czech Republic, September 2003
- de Freitas Mesquita, M, Moraes SO, Corrente JE (2002) More adequate probability distributions to represent the saturated soil hydraulic conductivity. *Sci Agric* 59(4):789–793
- de Marsily G, Delay F, Gonçalves J, Renard Ph, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeol J* 15:161–183
- de Sá M (2003) Applied statistics using SPSS, Mathematica and MATLAB. Springer, Berlin
- Demšar M, Dozet S (2003) Anizijske in ladinzijske plasti v profilu nad Sredniško grapo pod Krino Goro, osrednja Slovenija [Anisian and Ladinian Beds in the cross-section above Srednik Valley at Križna Gora, central Slovenia (in Slovene with English summary)]. *Geologija* 46/1:41–48
- Dolenec T, Ogorelec B, Pezdič J (1981) Zgornjepermške in skitske plasti pri Trziču [Upper Permian and Scythian beds in the Tržič area (in Slovene with English summary)]. *Geologija* 24/2:217–238
- Dozet S, Šribar L (1998) Biostratigraphy of shallow marine Jurassic beds in southeastern Slovenia. *Geologija* 40:187–221
- Eftimi R (2003) A comparative study of the hydraulic parameters and the yield of wells of some sedimentary hard rocks in Albania. In: Krásny J, Hrkal Z, Bruthans J (eds) Proceedings of International Conference on Groundwater in Fractured Rocks. Prague, Czech Republic, September 2003
- Gaswirth SB, Budd DA, Crawford BR (2006) Textural and stratigraphic controls on fractured dolomite in a carbonate aquifer system, Ocala limestone, west-central Florida. *Sediment Geol* 184:241–254
- Grad K, Ogorelec B (1980) Zgornjepermške, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju. [Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area (in Slovene with English summary)]. *Geologija* 23/2:189–220
- Halford KJ, Weight WD, Schreiber RP (2006) Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Ground Water* 44(3):467–471
- Hamm S-Y, Cheong J-Y, Jang S, Jung C-Y, Kim B-S (2005) Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. *J Hydrol* 310(1–4):111–121
- Henriksen H (1995) Relation between topography and well yield in boreholes in crystalline rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Ground Water* 33(4):635–643
- Henriksen H (2003) The role of some regional factors in the assessment of well yields from hard-rock aquifers of Fennoscandia. *Hydrogeol J* 11:628–645

- Košir A, Wright P (2002) Dolomitization and porosity pattern in Eocene hydrocarbon-stained limestones (alveolina-nummulites limestone, SW Slovenia). In: Horvat A, Košir A, Vreča P, Brenčič M (eds) 1. Slovenski geološki kongres. [1st Slovenian Geological Congress, book of abstracts]. Ljubljana, Slovenia
- Kresic N (2007) Hydraulic methods. In: Goldscheider N, Drew D (eds) *Methods in karst hydrogeology; International Contributions to Hydrogeology* 26. Taylor & Francis, London
- Kruseman GP, de Ridder NA (1994) Analysis and evaluation of pumping test data, 2nd edn. ILRI publication 47. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands
- LeGrand HE (1967) Ground water of the Piedmont and Blue Ridge provinces in the southeastern states. *US Geol Surv Circ* 538
- Limpert E, Stahel WA, Abbt M (2001) Log-normal distributions across the sciences: keys and clues. *Bioscience* 51(5):341–352
- Lods G, Gouze P (2004) WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Comput Geosci* 30:937–947
- Loiselle M, Evans D (1995) Fracture density distributions and well yields in coastal Maine. *Ground Water* 33(2):190–196
- Mabee SB (1999) Factors influencing well productivity in glaciated metamorphic rocks. *Ground Water* 37(1):88–97
- Mace RE (2001) Estimating transmissivity using specific-capacity data. *Geological Circular* 01–2, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, Austin, TX, USA
- Missteat B, Banks D, Clark L (2006) *Water wells and boreholes*. Wiley, Chichester, UK
- Moench AF (1984) Double porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resour Res* 20(7):831–846
- Muldoon MA, Bradbury KR (2005) Site characterization in densely fractured dolomite: comparison of methods. *Ground Water* 43(6):863–876
- Muldoon MA, Simo (Toni) JA, Bradbury KR (2001) Correlation of hydraulic conductivity with stratigraphy in a fractured-dolomite aquifer, northeastern Wisconsin, USA. *Hydrogeol J* 9:570–583
- Negra MH, Purser BH, Rabet AM (1994) Permeability and porosity evolution in dolomized Upper Cretaceous pelagic limestones of Central Tunisia. In: Dolomites B, Purser M, Tucker D, Zenger, 309–323. The International Association of Sedimentologists Spec Publ 21, IAS, Surrey, UK
- Novak M (2001) Skitijske plasti Toškega Čela [Scythian beds in the Toško Čelo area (in Slovene with English summary)]. *Geologija* 44/2:295–303
- Ogorelec B, Rothe P (1993) Mikrofacies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien [Microfacies, diagenesis and geochemistry of Dachstein limestone and Main dolomite in southwestern Slovenia (in German with Slovene summary)]. *Geologija* 35:81–181
- Ogorelec B, Dolenc T, Pezdnič J (2000) Izotopska sestava O in C v mezozojskih karbonatnih kamninah Slovenije. [Isotope composition of O and C in Mesozoic carbonate rocks of Slovenia: effect of facies and diagenesis (in Slovene with English summary)]. *Geologija* 42:171–205
- Placer L (1999) Contribution to macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41:223–255
- Purser BH, Brown A, Aissaoui DM (1994) Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. In: Dolomites B, Purser M, Tucker D, Zenger, 283–308. The International Association of Sedimentologists Spec Publ 21, IAS, Surrey, UK
- Razack M, Lasm T (2006) Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, western Ivory Coast). *J Hydrol* 325(1–4):164–178
- Rovey CW, Cherkauer DS (1994) Relation between hydraulic conductivity and texture in a carbonate aquifer: observations. *Ground Water* 32(1):53–62
- Šikič D, Pleničar M (1975) Osnovna geološka karta SFRJ [Basic geological map of SFRJ], Scale 1:100,000, guide to sheet L33–89 Ilirska Bistrica. Geological Survey, Belgrad, Serbia
- Singh AK, Singh A, Engelhart M (1997) The lognormal distribution in environmental applications. EPA Technology Support Center Issue, EPA/600/S-97/006, US Environmental Protection Agency, Washington, DC
- Šmuc A, Čar J (2002) Upper Ladinian to lower Carnian sedimentary evolution in the Idrija-Cerkno region, western Slovenia. *Facies* 46:205–216
- Stearns DW, Friedman M (1972) Reservoirs in fractured rock. In: King RE (ed) *Stratigraphic oil and gas fields*, AAPG Memoir 16, AAPG, Tulsa, OK, USA, pp 82–106
- Sun SQ (1995) Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *AAPG Bull* 79(2):186–204
- Tam VT, de Smedt F, Batelaan O, Dassargues A (2004) Study on the relationship between lineaments and borehole specific capacity in a fractured and karstified limestone area in Vietnam. *Hydrogeol J* 12:662–672
- Tucker ME, Wright VP (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Cambridge, UK
- Warren J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Sci Rev* 52:1–81
- Warren JE, Root PJ (1963) The behavior of naturally fractured reservoirs. *Soc Petrol Eng* 3:245–255
- Wladis D, Gustafson G (1999) Regional characterization of hydraulic properties of rock using air-lift data. *Hydrogeol J* 7:168–179
- Yin Z-Y, Brook GA (1992a) The topographic approach to locating high-yield wells in crystalline rocks: Does it work? *Ground Water* 30(1):96–102
- Yin Z-Y, Brook GA (1992b) REPLY TO preceding discussions by Harry E. LeGrand and Ralph C. Heath of “The topographic approach to locating high-yield wells in crystalline rocks: Does it work?” *Ground Water* 30(4):619–621

## Priloga VIII

### Članek

4. VERBOVŠEK, Timotej. *Estimation of transmissivity and hydraulic conductivity from specific capacity and specific capacity index in dolomite aquifers.*

*Journal of Hydrologic Engineering*, JCR IF (2006): 1.018, civil engineering; 12/83, kategorija: 1A1 (Z1).

Članek je dokončno sprejet in je v tisku (potrdilo priloženo).

## **Timotej Verbovšek**

---

**From:** "Journal of Hydrologic Engineering" <journal-submissions1@asce.org>  
**To:** <timotejverbovsek@ntfgeo.uni-lj.si>  
**Sent:** 16. oktober 2007 13:51  
**Subject:** Decision on Manuscript MS HEENG18R2

Ref.: Ms. No. HEENG18R2

Estimation of transmissivity and hydraulic conductivity from specific capacity and specific capacity index in dolomite aquifers  
Timotej Verbovsek

Dear Mr. Verbovsek,

Your Technical Paper, listed above, has been accepted for publication in ASCE's Journal of Hydrologic Engineering.

Your manuscript will now be forwarded to a production editor who will prepare it for publication.

You will be notified of a publication date once your paper has been schedule for an issue.

Thank you for submitting your work to ASCE's Journal of Hydrologic Engineering.

Sincerely,

Jennifer Parresol  
Editorial Coordinator

# Estimation of transmissivity and hydraulic conductivity from specific capacity and specific capacity index in dolomite aquifers

Timotej Verbovšek<sup>1</sup>

**CE Database Subject Headings:** Hydrologic properties, Ground water, Water resources, Slovenia, Statistics, Boreholes, Carbonate rocks, Dolomite

## Abstract

Estimation of transmissivity  $T$  from specific capacity  $Q/s$  is a quick method of acquiring hydraulic aquifer properties by avoiding long-term cost-consuming pumping tests. In a similar way, the hydraulic conductivity  $K$  can be estimated from specific capacity index  $S_i$ . Studies between  $T$  and  $Q/s$  in alluvial aquifers have been known for some time, but are much scarcer in fractured or karst rocks. This paper discusses the correlations between  $T-Q/s$  and between  $K-S_i$ , based on a database of 298 wells in dolomite aquifers in Slovenia. According to normality tests, all parameters are log-normally distributed except  $K$  by some tests. Results show that transmissivity can be reliably approximated from specific capacity by simple linear equation, as expected in theory or also by log-transformed correlation. An important new observation is that the correlation coefficient for analyses of  $T-Q/s$  does not increase with logarithmic transformation, as noted by other authors. The hydraulic conductivity can be similarly reliably estimated from specific capacity index with significant results except for some uncertain correlations due to very low amount of data.

---

<sup>1</sup> Timotej Verbovšek  
University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of  
Geology, Askerceva 12, SI-1000 Ljubljana, Slovenia  
phone: +386 1 4704 644, fax: +386 1 4704 560, email: [timotej.verbovsek@guest.arnes.si](mailto:timotej.verbovsek@guest.arnes.si)

## Introduction

Information of aquifer transmissivity  $T$  and hydraulic conductivity  $K$  rely on calculation methods from medium- or long-term pumping tests, which are often time- and cost-consuming. Therefore several studies have been carried out on the estimation of both parameters using quicker methods. Aquifer transmissivity can often be estimated from the specific capacity  $Q/s$ , which is obtained by dividing discharge  $Q$  by appropriate drawdown in the well  $s$ , and both parameters are acquired easily from drillers' logs. Studies between  $T$  and  $Q/s$  in alluvial aquifers have been known for some time, but in fractured aquifers they are still scarce (Razack and Lasm 2006). Little is known about the estimations of hydraulic conductivity from specific capacity index  $S_i$ . The latter is defined as specific capacity divided by the saturated aquifer thickness (Davis & DeWeist 1966; Mace 2001), and is somewhat analogous to the hydraulic conductivity. The purpose of this paper is to present and discuss the correlations between  $T$ - $Q/s$  and between  $K$ - $S_i$  from data in dolomite aquifers, in which the studies of  $T$  and  $K$  estimations are much scarcer than those in unconsolidated sediments or other non-karstic rocks.

Dolomite beds represent a very important groundwater source in Slovenia. About 43% of Slovenia's surface (20.273 km<sup>2</sup>) is covered by carbonate rocks, which have been deposited into an almost non-interrupted sequence of very pure limestone and dolomite beds of more than 7 km of total thickness. Approximately 8% of the surface belongs to dolomites (fig. 1), which represent a very important groundwater source. Carbonate sedimentation lasted, with only minor interruptions, throughout the Triassic, Jurassic and Cretaceous to the beginning of Tertiary (Ogorelec et al. 2000).



## Methods and data

Data was collected from hydrogeological reports on 298 wells in various dolomite aquifers. For the purpose of this study, a hydrogeological computer relation database was constructed in Microsoft Access. For verification of well locations and their geological position, a GIS database of dolomite outcrops (fig. 1), based on Basic Geological Map with a scale of 1:100 000, was designed and linked to the hydrogeological database. Most reports of well aquifer tests were not complete, and missing either data for transmissivity, hydraulic conductivity, pumping rate, coordinates, detailed lithology description, used method of test analysis, etc. 48 pairs of transmissivity and specific capacity were obtained and 33 pairs of hydraulic conductivity and specific capacity index. T–Q/s pairs were obtained from various dolomite aquifers, which differ in age, lithological properties and geographical position. 39 pairs were acquired from Upper Triassic ( $T_3^{2+3}$ ) "Main dolomite" aquifer (Ogorelec et al. 2000), 1 from Upper Triassic  $T_3^{2+3}$  "Bača" dolomite, 5 from Middle Triassic ( $T_2^1$ ) dolomite, 1 from Upper Jurassic ( $J_3^{1,2}$ ) dolomite and 2 from the dolomite aquifers of unknown age. Of K–Si pairs, 26 were obtained from Upper Triassic ( $T_3^{2+3}$ ) "Main dolomite" aquifer, 2 from Upper Triassic  $T_3^{2+3}$  "Bača" dolomite, 3 from Middle Triassic ( $T_2^1$ ) dolomite, 1 from Upper Jurassic ( $J_3^{1,2}$ ) dolomite and 1 from a dolomite aquifer of unknown age. All pairs are a subset of available hydrogeological data of 298 wells, and some of the K–Si data is a subset of T–Q/s data. Some of the K–Si pairs were acquired on the same positions (16 wells) as the T–Q/s pairs.

*Theoretical background for correlation between  $T - Q/s$  and  $K - S_i$*

Specific capacity is obtained by dividing flow rate  $Q$  with appropriate drawdown  $s$ . Specific capacity was found early as one of most important parameters used for determining hydraulic properties of aquifers (Csallany 1967). Correlation between transmissivity and specific capacity is based on well-known Dupuit-Thiem equation for steady-state flow conditions (Kruseman and de Ridder 1994):  $s = Q/(2\pi T) \cdot \ln(R/r)$  or rearranged,  $T = Q/s \cdot (1/2\pi) \cdot \ln(R/r)$ , with  $s$  representing drawdown (m),  $Q$  discharge ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $T$  transmissivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $R$  radius of influence of the well (m) and  $r$  radius of the well (m). Upper equation can be also written using the constant values  $T = C (Q/s)$ . Constant  $C$  was found to vary from 0.9 to 1.5 with an average of 1.2 (Jalludin and Razack 2004) or 1.22 (Misstear 2001). The Dupuit-Thiem equation is valid only for confined aquifers. For unconfined conditions, drawdown should be corrected according to Jacob's modification  $s' = s - s^2/2d$  ( $d =$  aquifer thickness, Kruseman and de Ridder 1994), leading to non-linear relationship between  $T$  and  $Q/s$ . Most equations are applicable only to ideal laminar flow regimes and do not take into account the turbulent losses in the well, which can appear at higher flow velocities. Total drawdown in well  $s = BQ + C_t Q^2$  can in this case be expressed as a sum of laminar  $B ((\text{m}^2/\text{s})^{-1})$  and turbulent  $C_t (\text{m}(\text{m}^3/\text{s})^{-2})$  losses (Razack and Huntley 1991; Jalludin and Razack 2004).

Despite the mentioned theoretical formulae, most relationships between  $T$  and  $Q/s$  rely on empirical relations of normal or log-transformed data. The basis for logarithmic transformation lies in fact that both  $T$  and  $Q/s$  are log-normally distributed (Aboufirassi and Mariño 1984). The reason for using the empirical relationships lies also in fact that correlation coefficient is higher in most cases for log-transformed data compared to

normal linear relations. When analyzing the effect of well losses, it was found that empirical log-log relationships give better results than the ones based on well losses (Mace 1997), as estimates of the latter can exceed observed drawdown.

Specific capacity index  $S_i$  (Davis and DeWiest 1959; Mace 2001) is defined as specific capacity  $Q/s$  of pumping well divided by saturated aquifer thickness  $d$ :  $S_i = Q/(sd)$ . Distinction should be made between specific capacity and specific capacity index, as some authors use the term specific capacity for both terms, although they have different dimensions – for example  $m^2/s$  (for  $Q/s$ , corresponding to dimensions of transmissivity) and  $m/s$  for  $S_i$ , corresponding to dimensions of hydraulic conductivity (Castany and Margat 1977). Some authors have used other normalizations of specific capacity to obtain the same dimensions, such as dividing  $Q/s$  by the length of the open (uncased) borehole below the static water level or bottom of casing (Mabee 1999) or  $Q/s$  divided by total penetration depth (Walton and Neill 1963), but have not used them for the estimation of hydraulic conductivity. Another normalization of specific capacity to aquifer thickness has been introduced by Poland (1959) as the *yield factor*; however this term is not used in the paper, as it stands for normalization of  $Q/s$  to 100 ft thick aquifer. According to the relationship between  $T$  and  $Q/s$ , similar correlation can be made between  $K$  and  $S_i$ , as they present "normalized" values of transmissivity and specific capacity by aquifer thickness and thus have the same dimensions, distance and \* time<sup>-1</sup>. When it is not possible to perform a long-term pumping test, specific capacity index can then be used as a quick estimate of hydraulic conductivity by rewriting the Dupuit-Thiem equation for confined aquifers:  $K = Q/(sd)*(1/2\pi)*\ln(R/r)$ .

## Results and discussion

### *Distribution of data*

Eight different distributions (normal, beta, exponential, extreme, gamma, lognormal, Rayleigh and Weibull) were inspected and after visual inspection of cumulative probability plots (figures 2 - 5) it is obvious that all parameters belong to lognormal distribution. Minor deviations from ideal theoretical line in S-shaped form can be attributed to deviations by data consisting of more than one population, or can be caused by small number of data samples (Henriksen 1995). To verify that hydraulic parameters belong to lognormal distribution, three different statistical normality tests were applied to log-transformed data, namely Kolmogorov-Smirnov (K-S), its Lilliefors modification (L) and Shapiro-Wilks (W) test. The power of tests increases in mentioned order, so W test is most reliable in case of small data samples, especially for lognormal distribution (de Sá 2003).

Results (table 1) show the p-values for normality tests on 95 % confidence level. Values lower than 0.05 indicate significant results and therefore non-lognormal distribution. Higher values indicate better fitting to normal distribution. According to the K-S test, all parameters belong to lognormal distribution, whereas L and W tests show that values of hydraulic conductivity do not. The deviations of the latter could be attributed to improper calculations of  $K$ , obtained from transmissivity via the equation  $T=kd$ . As aquifer thickness  $d$  is sometimes under- or overestimated, the calculations can lead to substantial variations of  $K$  and cause deviations from the ideal distribution. The

lognormal distribution of studied hydraulic parameters is in agreement with analyses from other authors, mentioned in the paper.

#### *Correlation between transmissivity and specific capacity*

Values of transmissivity and specific capacity range from three to four log cycles (table 2). More specifically, transmissivity can be found in range from  $2.47 \cdot 10^{-6}$  to  $9.55 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (geometric mean  $1.76 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) and specific capacity from  $7.56 \cdot 10^{-6}$  to  $7.55 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (geometric mean  $1.35 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s). Wide span can be attributed to different geological and hydrogeological properties of dolomite beds, i.e. purity, degree of fracturing, bed thickness, topographical setting and other influences. Values are given in logarithmic form, as it was tested that almost all data evidently belongs to lognormal distribution (table 1). Geometric mean  $\bar{x}^*$  and geometric standard deviation  $s^*$  should be used in such case (Limpert et al. 2001). Standard geometric deviation for both parameters is lower than 1, and thus does not present very large variations of data. Predictions based on values of  $s^*$  bigger than 2.0 are treated as impossible (Bradbury and Rothschild 1985). Correlations between transmissivity and specific capacity are presented in figures 6 and 7 and in table 3.

As it was found that lognormal distribution of some parameters can be confirmed by statistical tests, and log-normality of other data can only be estimated visually, two different tests were used for testing the correlations, specifically Pearson's and Spearman's nonparametric tests. The first assumes normal distribution of data (Swan and Sandilands 1995), while for the second one the distribution is not important.

Results indicate excellent correlations between transmissivity and specific capacity. Contradictory to other studies (Razack and Huntley 1991; El-Naqa 1994; Mace 1997; Fabbri 1997; Hamm et al. 2005) and the fact that logarithmic transformation in most cases increases correlation coefficient (Swan and Sandilands 1995), Pearson's correlation coefficient  $r$  for any of the T-Q/s correlations (all data, unconfined or confined) does not increase with logarithmic transformation of data (table 3). Other authors have noted that the regression coefficient is greater for log-transformed data, even this theory does not support this relationship and log-transformed correlation is purely empirical. The reason why the values of  $r$  are smaller is most likely that original data in linear form does not scatter much from ideal linear relationship, as correlation coefficients are very high for all pairs (0.89, 0.97 and 0.99). The possible cause could be that logarithmic transformation affects most of the points that lie far from the linear best-fit line, and this transformation should not be used for outliers (Borradaile 2003). Similar observations that log-transformation of data and especially back-transformation to original data from log values does not always lead to good results, were observed by Razack and Lasm (2006). Nevertheless, it has been suggested that for log-normal distributed data, the most precise method for estimation of their statistical parameters relies on their log-transformation (Limpert et al. 2001). Non-parametric Spearman's correlation coefficient gives similar values to Pearson's, with coefficients being more similar to log-transformed data. Correlation testing shows that all correlations (linear and logarithmic) are statistically significant at the 99% level, most of them even at 99.9% level ( $p$  and  $p'$  values in table 3). Both parametric and non-parametric analyses give very similar results.

In the figure 6 someone could conclude that linear correlation is caused only by a single point. To verify that linear relationship holds, the single point was removed from the dataset and the calculations were performed another time. The correlation for the new dataset ( $T = 2.28E-04 + 1.29 Q/s$ ) was found to be almost exactly the same as the one with the full dataset ( $T = 2.42E-04 + 1.24 Q/s$ ), and both correlations are significant on a high level (99.9 %). The linear relationship is therefore valid in any case and the single point can be left in the dataset.

When comparing correlations from confined and unconfined aquifers, the best correlation is obtained for linear correlation of  $T$  and  $Q/s$  from confined aquifers ( $r=0.99$  and  $r'=0.92$ ), as predicted by the Dupuit-Thiem equation. It should be noted that the number of data for this correlation is small ( $N=8$ ), so predictions should not be made based on this correlation. It has been noted that for good quality analysis, about 25 or more data points should be used, as this number does not significantly deviate from the entire data set (Razack and Huntley 1991; Hamm et al. 2005). Very good correlation can be also made for unconfined aquifers ( $r=0.97$  and  $r'=0.63$ ), though linear relationship between the two parameters does not have a theoretical background. 95% prediction interval is for the log-transformed data about  $\pm 1.1$  log cycles, which is still useful for prediction, as the values of  $T$  and  $Q/s$  range from three to four log cycles.

#### *Comparison with other studies*

When comparing the obtained equation for all data with other studies (table 4 and figure 8), it can be observed that the best fit to obtained regression line for all data can be approximated by applying the equations of Mace (1997) and Fabbri (1997) for karst and

crystalline aquifers. Higher intercept on y-axis, representing higher transmissivity at chosen value of specific capacity, most probably occurs because of higher matrix porosity. As noted by Mace (1997), karst aquifers are double-porosity systems in comparison to most fractured crystalline single-porosity rocks and have greater matrix porosity. This contributes to higher estimates of transmissivity at the same specific capacity, thus having greater intercept. A similar conclusion can be made for alluvial aquifers, which have the greatest porosities compared to fractured aquifers. The simple equations of  $T = 1.2 (Q/s)$  or  $T = 1.22 (Q/s)$  of Jalludin & Razack (2004) and Misstear (2001) or Huntley et al. (1992) underestimate all of the transmissivity values (fig. 8). Other differences in equation coefficients can be attributed to aquifer hydraulics, anisotropy, aquifer lithology and differences in well completion (Mace 1997; Fabbri 1997). One should be careful before applying the equations to specific location, as they may be valid only for a specific area (Razack and Lasm 2006).

#### *Correlations between hydraulic conductivity and specific capacity index*

Values of hydraulic conductivity and specific capacity index range in smaller values than  $T$  and  $Q/s$ , about three log cycles (table 5). Hydraulic conductivity varies from  $3.59 \cdot 10^{-8}$  to  $4.70 \cdot 10^{-5}$  m/s (geometric mean  $2.69 \cdot 10^{-6}$  m/s) and specific capacity index from  $1.04 \cdot 10^{-7}$  to  $3.93 \cdot 10^{-5}$  m/s (geometric mean  $2.94 \cdot 10^{-6}$  m/s).

Contrary to correlation of  $T-Q/s$ , Pearson's correlation coefficient  $r$  is higher with log-transformed variables (table 6, figures 9 and 10). Correlations are highly significant at 95% level for all data and unconfined data. The relationship for confined aquifers has



been left out of the table, as the number of pairs is very small ( $N=4$ ). The relationship is therefore not reliable at all, and this can be confirmed by unusually high coefficient  $C = 59.7$  compared to  $C = 0.95$  or  $C = 0.67$  for all data and unconfined data. In addition, the linear relationship was found not to be significant. With larger number of available data for unconfined aquifers it would most likely be possible to establish an adequate relationship.

Although the specific capacity index is rarely used in hydrogeologic analyses (Mace 2001), the results indicate that it can be used for the estimation of hydraulic conductivity, from linear or log-transformed correlations.

## **Conclusions**

The studied parameters are distributed log-normally, except the hydraulic conductivity, by two tests. Values of transmissivity and specific capacity range from about three to four log cycles, and hydraulic conductivity and specific capacity index about three log cycles. The observed high range span can be attributed to different aquifer properties, as dolomite rocks are heterogeneous, have different crystal size, matrix and fracture porosity and have been affected by various degrees of fracturing.

Results show that transmissivity, being an aquifer parameter, can be reliably approximated by specific capacity, which is a parameter related to pumping tests, by empirical equations. The best correlation for linear relationship is obtained in confined aquifers, although the amount of data for this relationship is small. Also of great significance is the correlation for the unconfined aquifers, though it is theoretically inappropriate. Contrary to the observations of other authors, the correlation coefficient for

all analyses of  $T-Q/s$  was found to be higher for the linear and not for the log-transformed relationships. The reason may be that data in linear correlations lies very close to the best-fit line and logarithmic transformation affects most the rare points which lie farther from this line (Borradaile 2003). Hydraulic conductivity can be also reliably estimated from the specific capacity index, as the relationships show high correlation coefficients. The relationships are valid both for all and unconfined data, and are not confirmed for confined aquifers due to insufficiently low amount of data.

The studied parameters stand for the values of analyzed dolomite aquifers and are influenced by various hydrologic and hydrogeologic factors. One should therefore be careful when applying given values and equations to other aquifers, as the correlations can vary for different geological environments.

### **Acknowledgments**

Author thanks Dr Miran Veselič and Dr Nina Zupančič for the helpful discussions, Paul Morris for smoothing the English version of the text and three anonymous reviewers for improvement of the clarity of the paper.

### **Notation**

$d$	=	aquifer thickness
$r$	=	radius of the well
$s$	=	drawdown
$K$	=	hydraulic conductivity
$R$	=	radius of influence

$S_i$	=	specific capacity index
$Q$	=	discharge
$Q/s$	=	specific capacity
$T$	=	transmissivity

## References

- Aboufirassi, M. and Mariño, M.A. (1984). "Cokriging of Aquifer Transmissivities from Field Measurements of Transmissivity and Specific Capacity."- *Mathematical Geology*, 16(1), 19-35
- Ahmed, S. and de Marsily, G. (1987). "Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity." *Water Resources Research*, 23(9), 1717-1737
- Aslibekian, O. (1998). "Transmissivities of Aquifers in Ireland." *The GSI Groundwater Newsletter*, 33, 11-20
- Borradaile, G. J. (2003). *Statistics of Earth Science Data. Their distribution in time, Space and Orientation*, Springer, Berlin, Germany
- Bradbury, K.R. and Rothschild, E.R. (1985). "A computerized technique for estimating the hydraulic conductivity of aquifers from specific capacity data." *Ground Water*, 23(2), 240-246
- Castany, G. and Margat, J. (1977). *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, BRGM Service géologique national, Orléans

- Chambel, A., Krásny, J., Sastre, A., Merlín, Duque, J. (2003). "Comparing transmissivity classes of hard-rock aquifers in the Iberian Peninsula and the Bohemian Massif." *Proc., International Conference on Groundwater in Fractured Rocks*, (Editors: Krásny, J., Hrkal, Z., Bruthans, J.). Prague, Czech Republic
- Csallany, C. S. (1967). "The hydraulic properties and yields of dolomite and limestone aquifers." IAHS/UNESCO Symposium publication "Hydrology of fractured rocks", Dubrovnik, 120-138
- David, S. N. and DeWiest, R. J. M. (1966). *Hydrogeology*, New York, New York, John Wiley and Sons, Inc., 463 p.
- de Sá, J.P.M. (2003). *Applied Statistics using SPSS, Mathematica and MATLAB*. Springer, Berlin, Germany
- Eftimi, R. (2003). "A comparative study of the hydraulic parameters and the yield of wells of some sedimentary hard rocks in Albania." *Proc., International Conference on Groundwater in Fractured Rocks*, (Editors: Krásny, J., Hrkal, Z., Bruthans, J.). Prague, Czech Republic
- El-Naqa, A. (1994). "Estimation of transmissivity from specific capacity data in fractured carbonate rock aquifer, central Jordan" *Environmental Geology*, 23, 73-80
- Fabbri, P. (1997). "Transmissivity in the Geothermal Euganean Basin: A geostatistical Analysis." *Ground Water*, 35(5), 881-887
- Hamm, S-Y., Cheong, J-Y., Jang, S., Jung, C-Y., Kim, B-S. (2005). "Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea." *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 111-121

- Henriksen, H. (2003). "The role of some regional factors in the assessment of well yields from hard-rock aquifers of Fennoscandia." *Hydrogeology Journal* 11(6), 628-645
- Huntley, D., Nommensen, R., Steffey, D. (1992). "The Use of Specific Capacity to Assess Transmissivity in Fractured-Rock Aquifers." *Ground Water*, 30(3), 396-402
- Jalludin, M. and Razack, M. (2004). "Assesment of hydraulic properties of sedimentary and volcanic aquifer systems under arid conditions in the Republic of Djibouti (Horn of Africa)." *Hydrogeology Journal*, 12(2), 159-170
- Kruseman, G. P. and de Ridder, N.A. (1994). *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*, 2<sup>nd</sup> Ed. (ILRI publication 47). Wageningen: International Institute for Land Reclamation and Improvement, The Netherlands
- Limpert, E., Stahel, W.A., Abbt, M. (2001). "Log-normal Distributions across the Sciences: Keys and Clues." *BioScience*, 51(5), 341-352
- Mabee, S. B. (1999). "Factors Influencing Well Productivity in Glaciated Metamorphic Rocks." *Ground Water* 37(1), 88-97
- Mace, R. E. (2001). "Estimating transmissivity using specific-capacity data." Bureau of Economic Geology, The University at Austin, *Geological Circular* 01-2, 44 p.
- Mace, R.E. (1997). "Determination of Transmissivity from Specific Capacity Tests in a Karst Aquifer." *Ground Water*, 35(5), 738-742
- Misstear, B.D.R. (2001). "The value of simple equilibrium approximations for analysing pumping test data." *Hydrogeology Journal*, 9(2): 125-126
- Ogorelec, B., Dolenc, T., Pezdič, J. (2000). "Izotopska sestava O in C v mezozojskih karbonatnih kamninah Slovenije. (Isotope composition of O and C in Mesozoic carbonate

rocks of Slovenia – effect of facies and diagenesis)". [In Slovene with English summary].

*Geologija*, 42, 171-205

Poland, J. F. (1959). "Hydrogeology of the Long Beach-Santa Ana area, California, with special reference to the watertightness of the Newport-Inglewood structural zone", U. S.

*Geological Survey Water-Supply Paper*, W 1471, 257 p.

Razack, M. and Huntley, D. (1991). "Assessing Transmissivity from Specific Capacity in a Large and Heterogeneous Alluvial Aquifer." *Ground Water*, 29(6), 856-861

Razack, M. and Lasm, T. (2006). "Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast)." *Journal of Hydrology*, 325(1-4), 164-178

Swan, A.R.H. and Sandilands, M. (1995). *Introduction to Geological Data Analysis*, Blackwell Science, London

Walton, W. C. and Neill, J. C. (1963). "Statistical Analysis of Specific-Capacity Data for a Dolomite Aquifer." *Journal of Geophysical Research* 68(8), 2251-2262

Warren, J. (2000). "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations." *Earth Science Reviews* 52(1-3), 1-81

Wladis, D. and Gustafson, G. (1999). "Regional characterization of hydraulic properties of rock using air-lift data." *Hydrogeology Journal* 7(2), 168-179

**Figure captions:**

Fig. 1. Map of dolomite outcrops in Slovenia and locations of analyzed wells

Fig. 2. Normal distribution fitting to log values of transmissivity

Fig. 3. Normal distribution fitting to log values of specific capacity

Fig. 4. Normal distribution fitting to log values of hydraulic conductivity

Fig. 5. Normal distribution fitting to log values of specific capacity index

Fig. 6. Correlation between transmissivity and specific capacity (all data)

Fig. 7. Correlation between transmissivity and specific capacity (all data, log-transformed)

Fig. 8. Graphical comparison of regression equations from table 4 with equation from this study (bold line)

Fig. 9. Correlation between hydraulic conductivity and specific capacity index (all data)

Fig. 10. Correlation between hydraulic conductivity and specific capacity index (all data, log-transformed)

Figure 1

[Click here to download Figure: Verbovsek\\_fig01. map.eps](#)

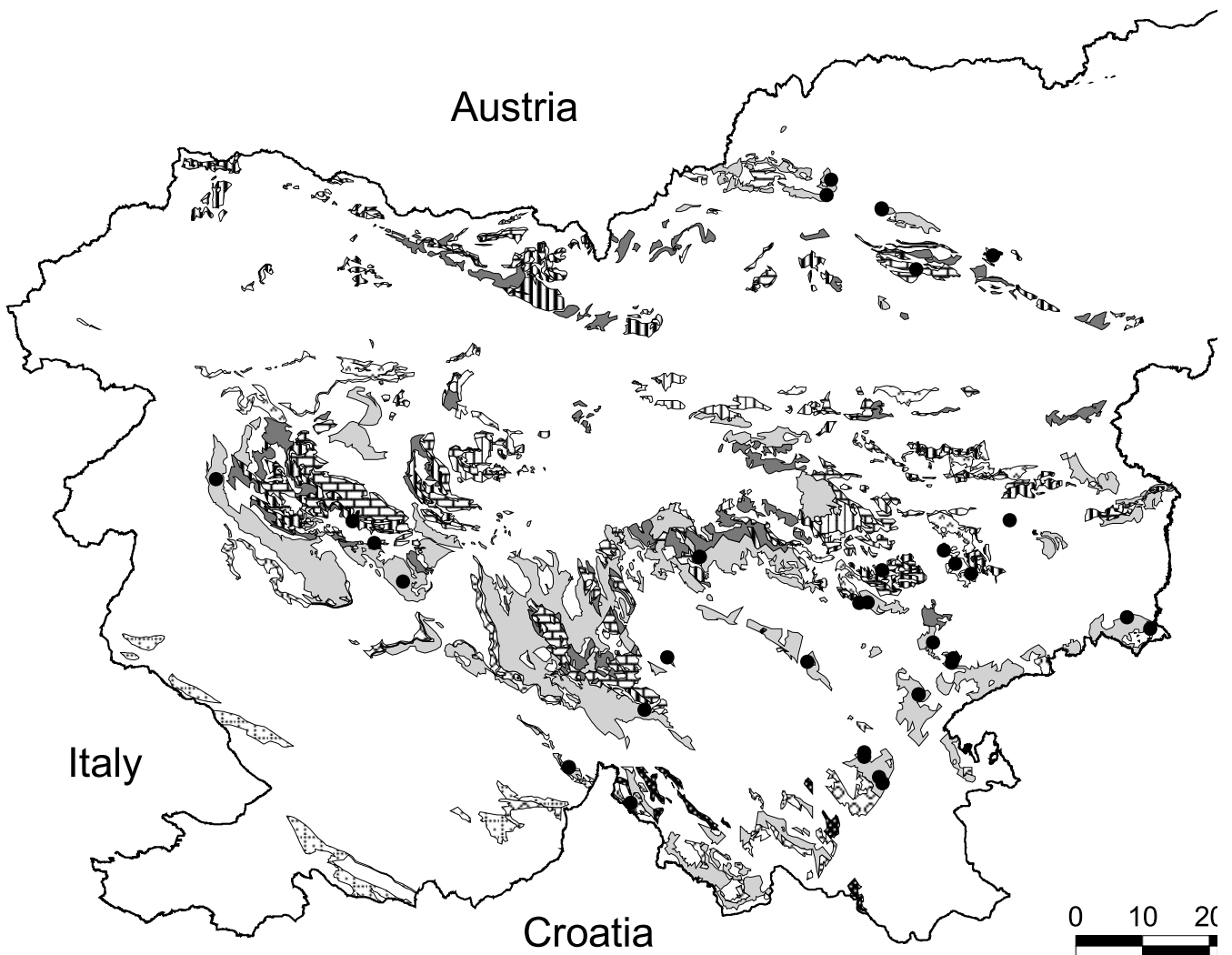




Figure 2

[Click here to download high resolution image](#)

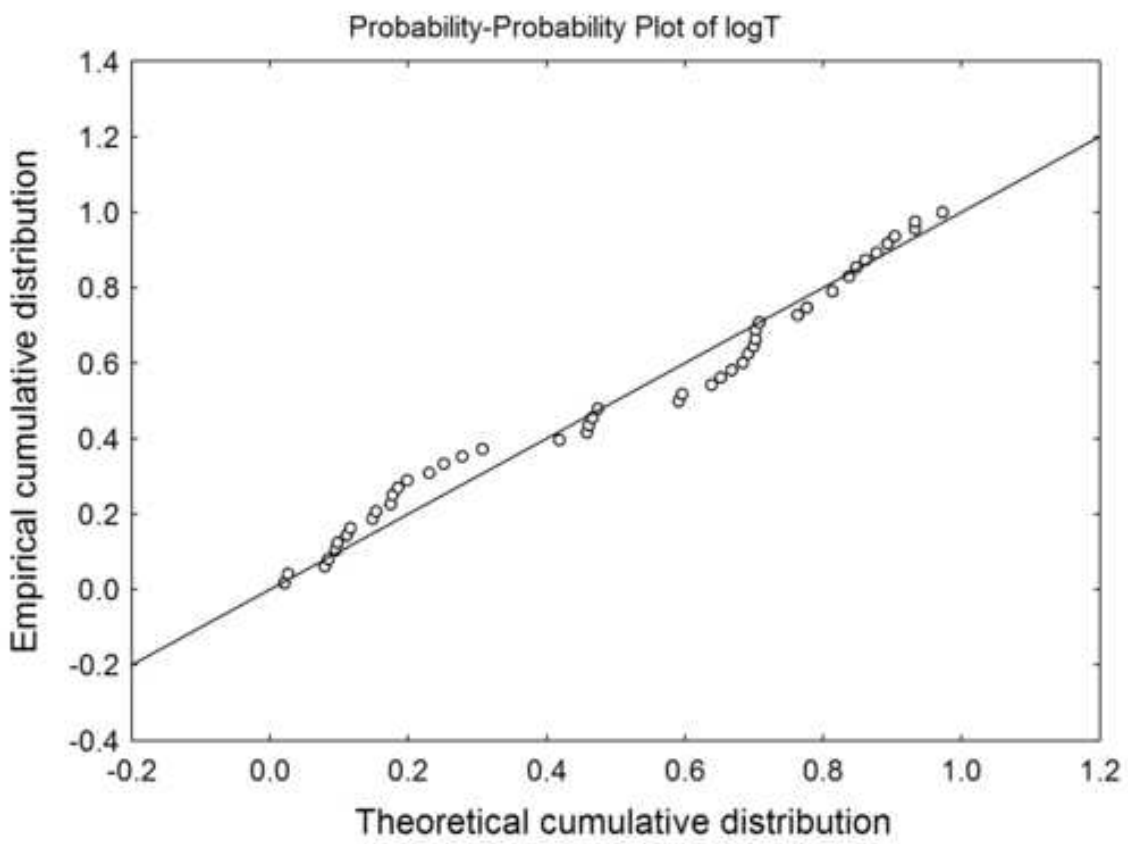


Figure 3

[Click here to download high resolution image](#)

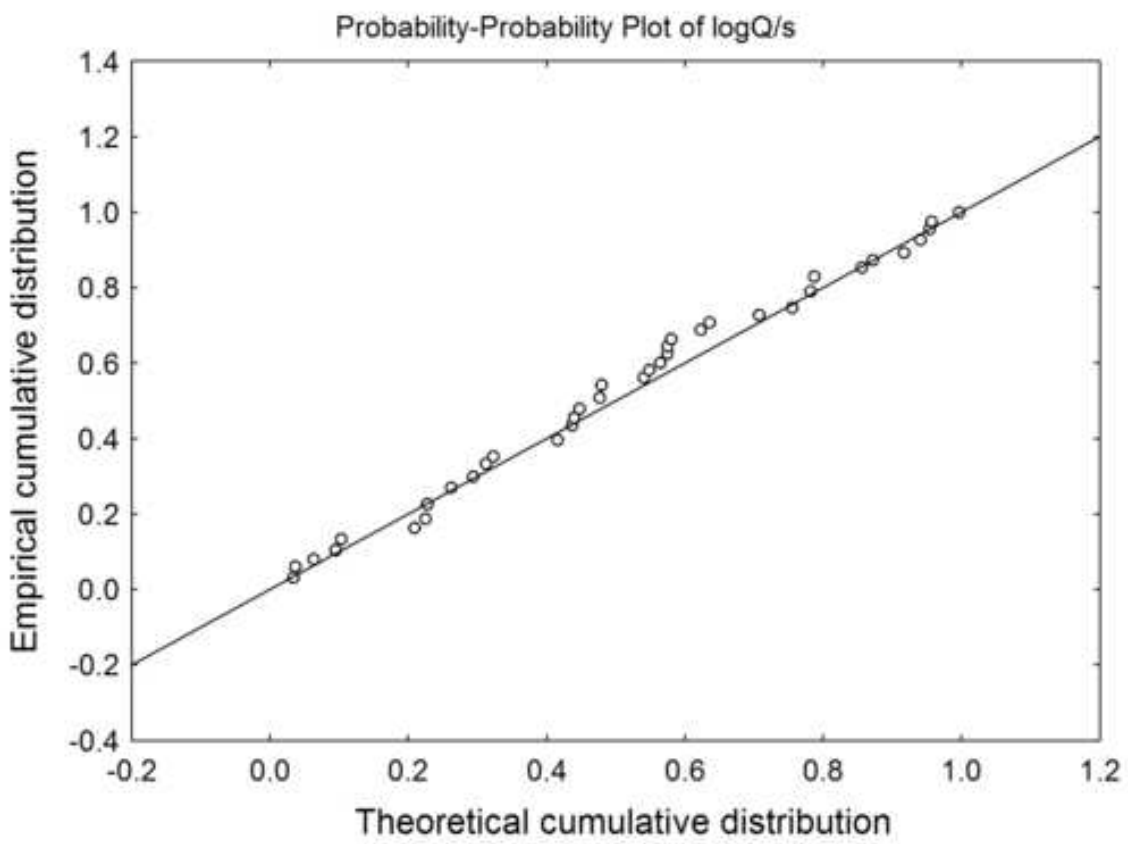


Figure 4

[Click here to download high resolution image](#)

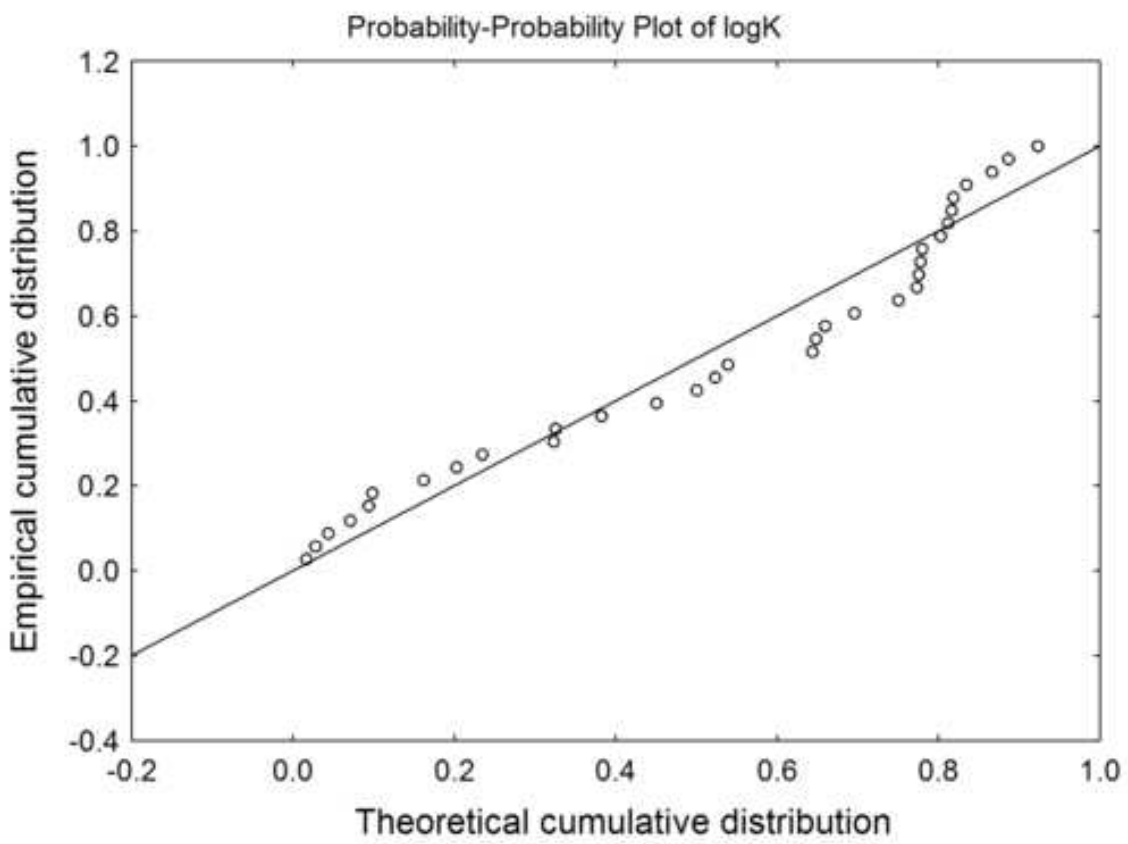


Figure 5

[Click here to download high resolution image](#)

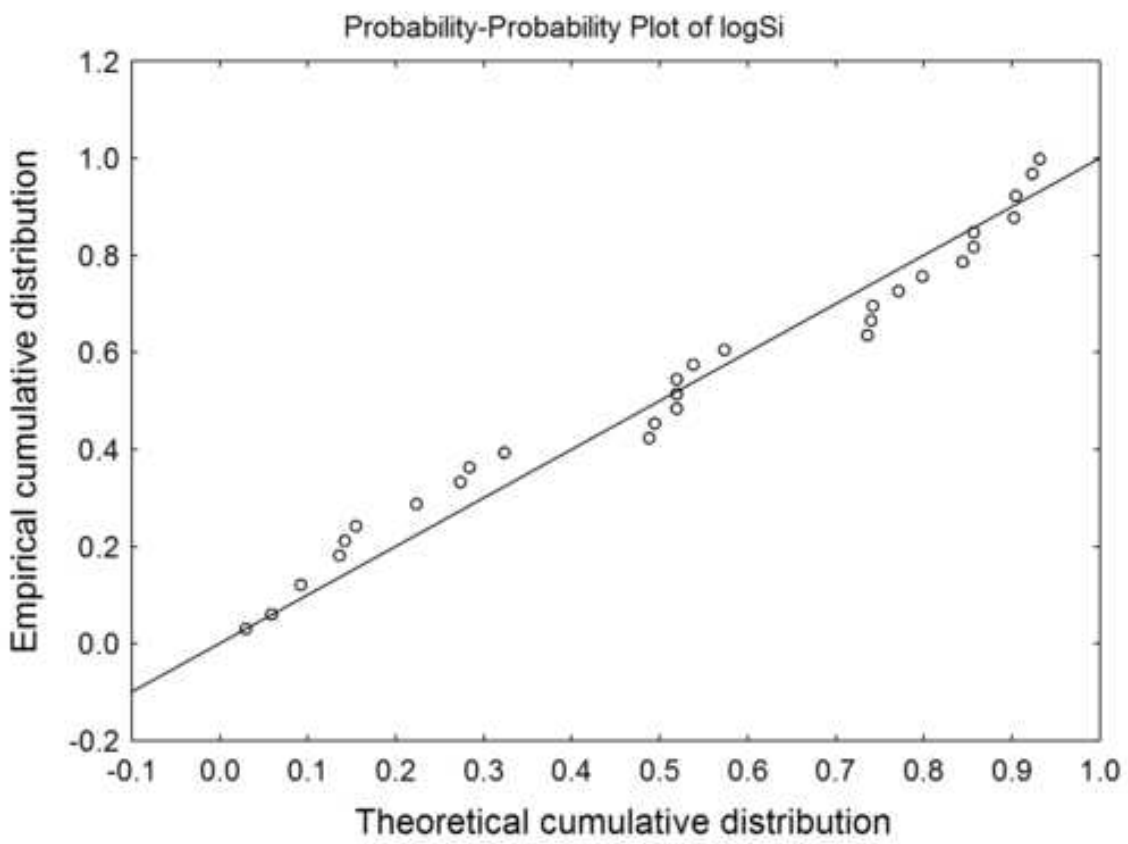


Figure 6

[Click here to download high resolution image](#)

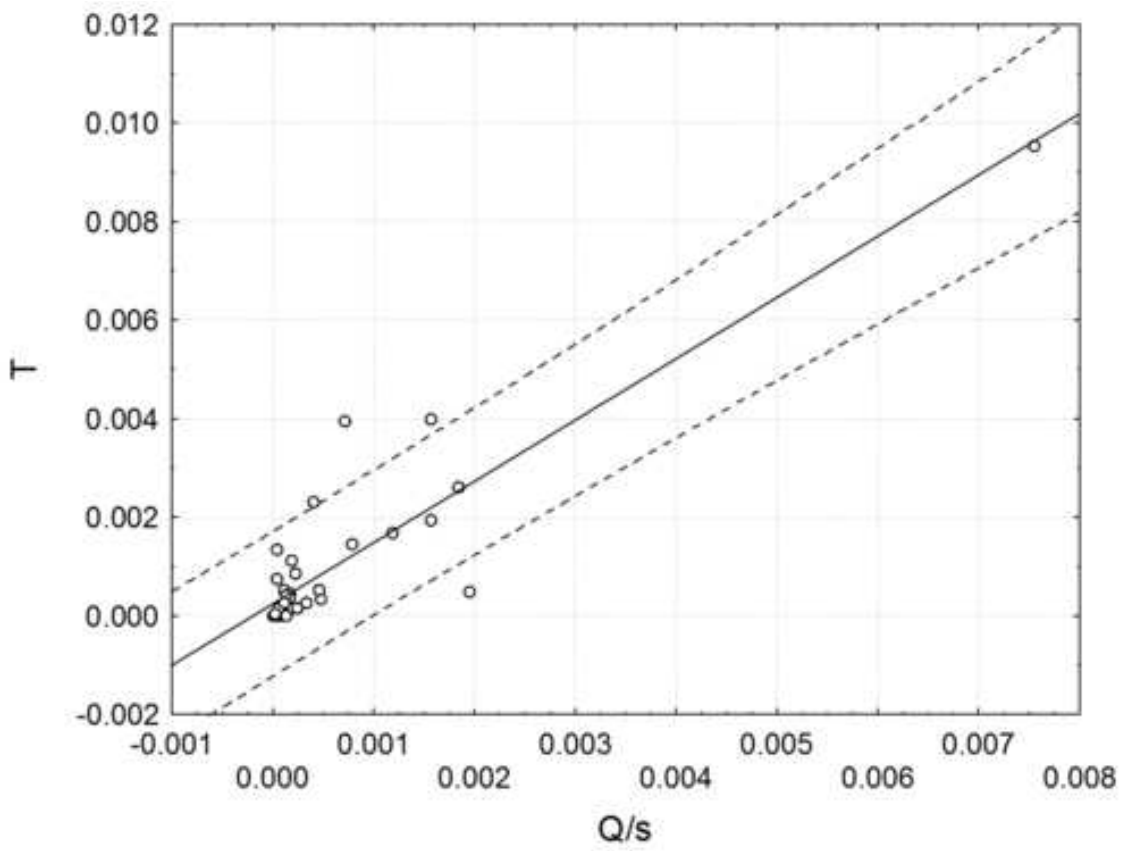


Figure 7

[Click here to download high resolution image](#)

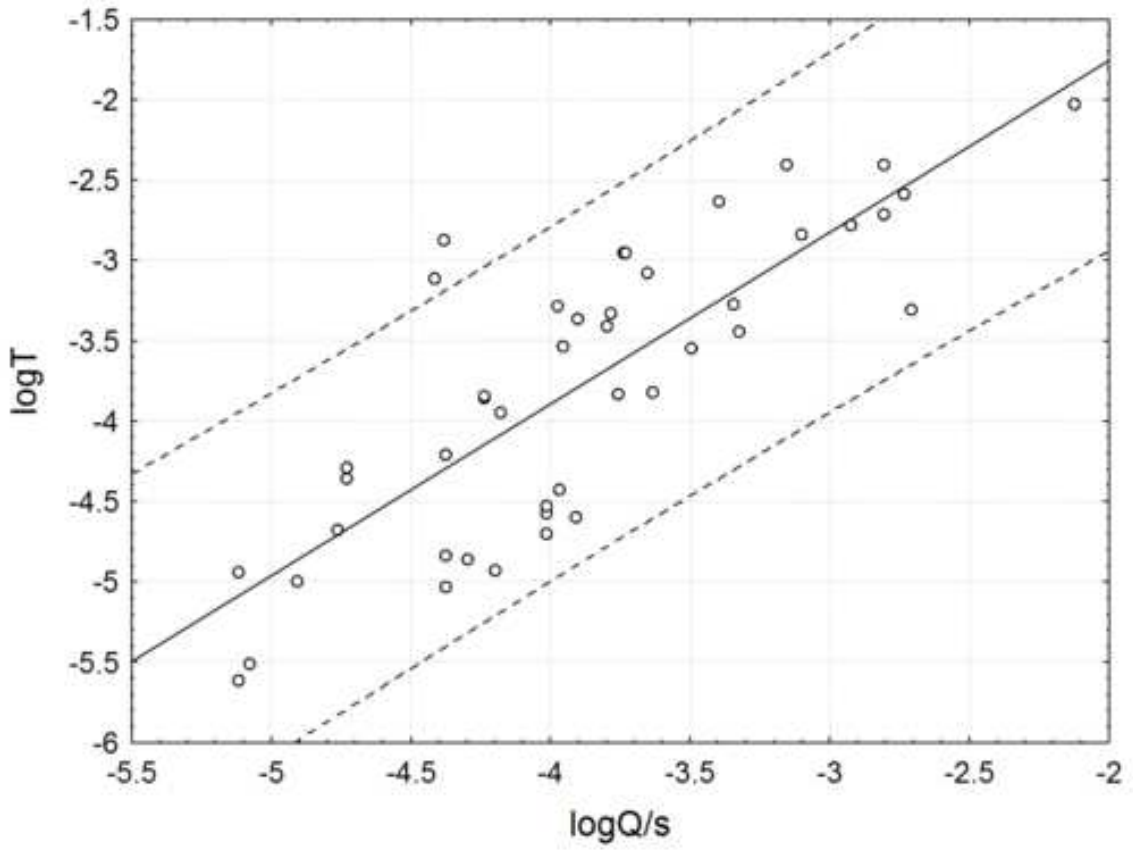


Figure 8

[Click here to download Figure: Verbovsek\\_fig08. equations.eps](#)

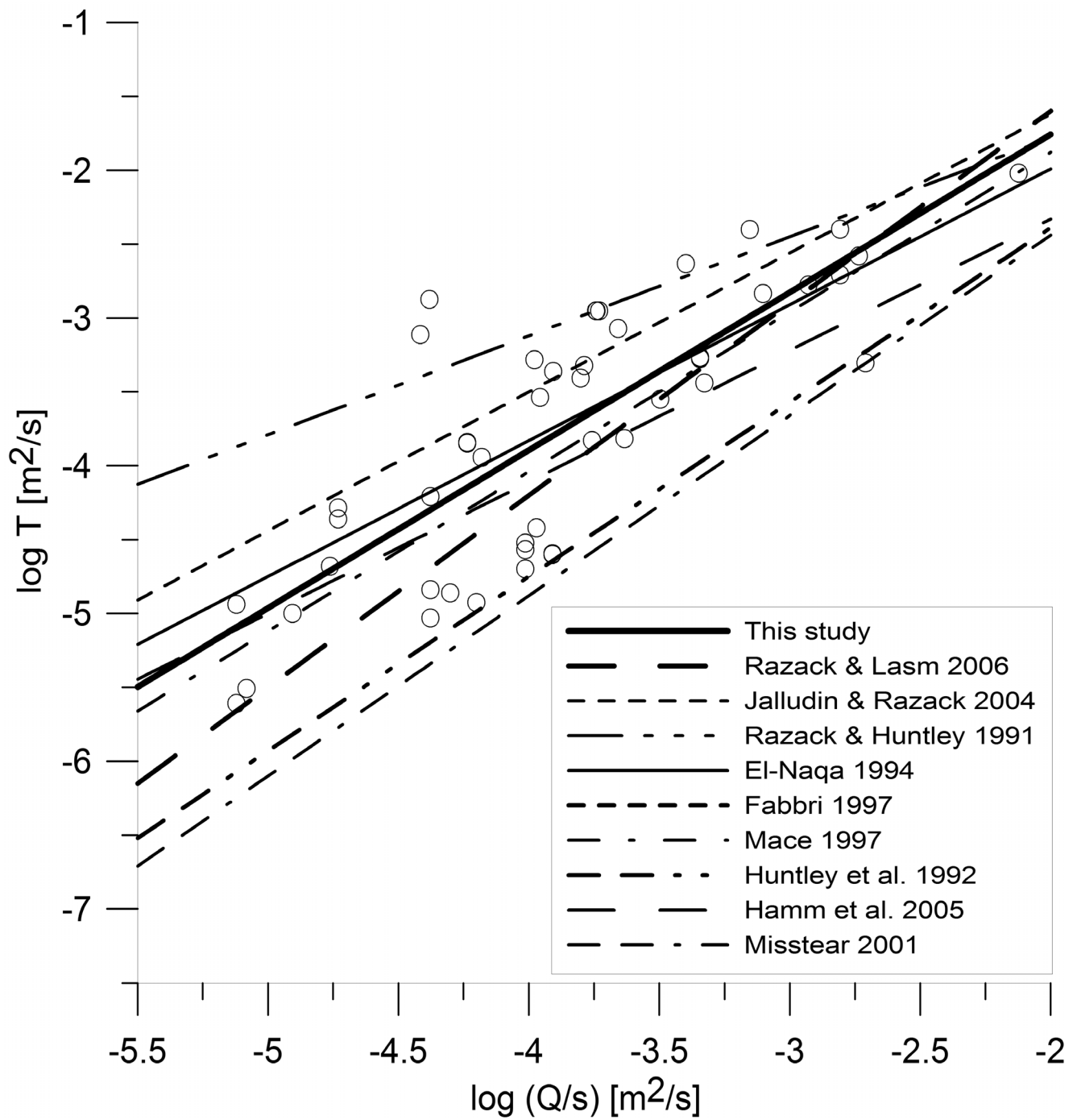


Figure 9

[Click here to download high resolution image](#)

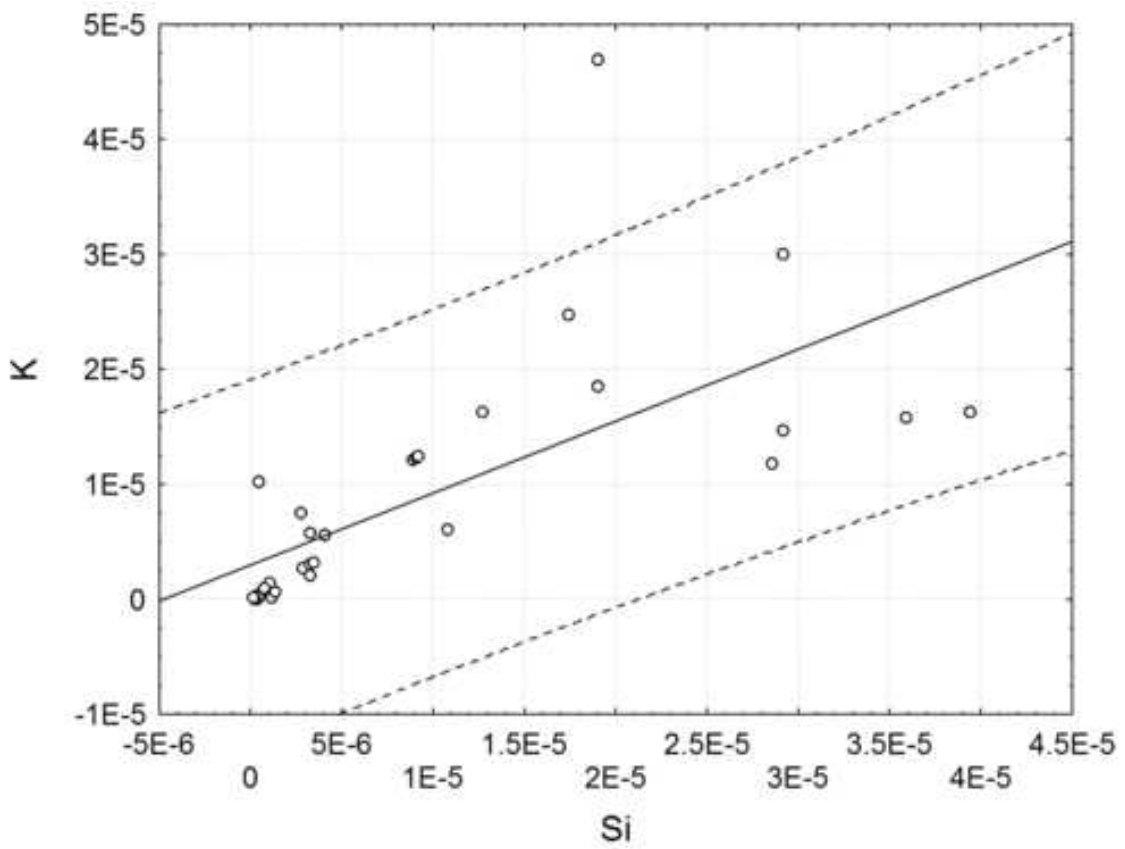
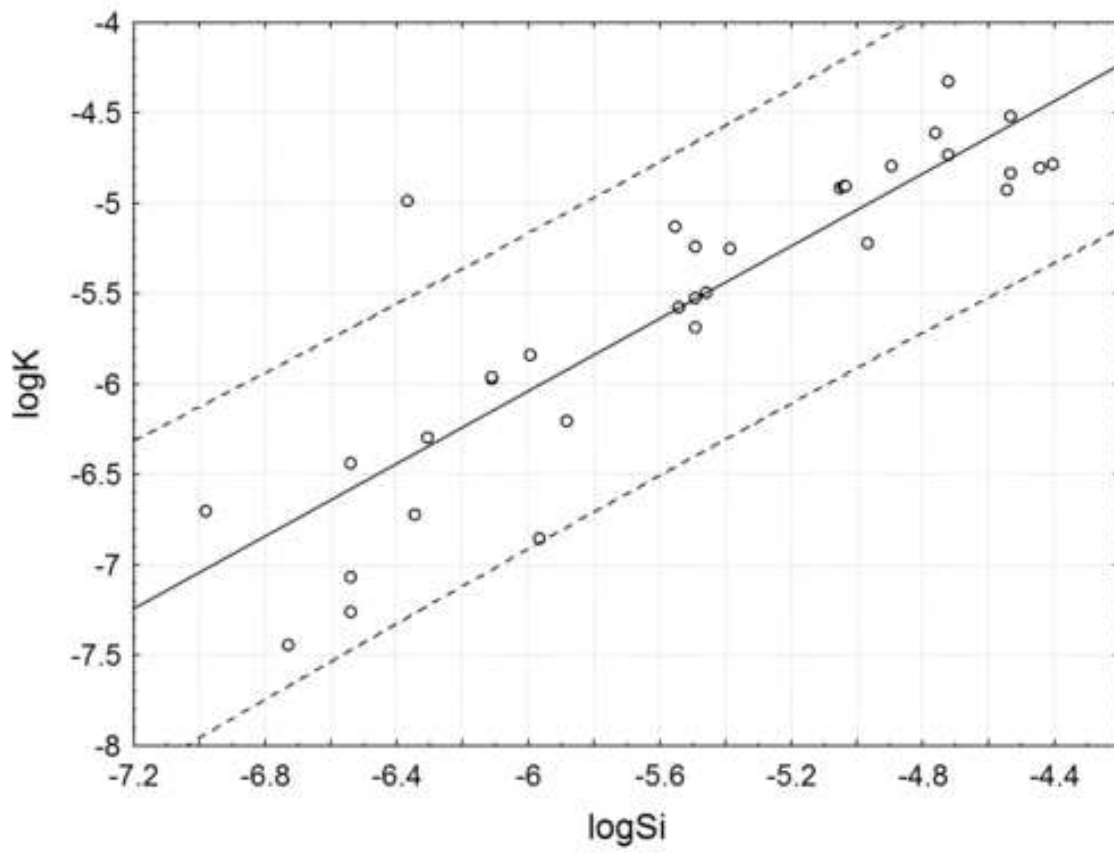




Figure 10

[Click here to download high resolution image](#)



**TABLE 1.** Results of normality tests for logarithmic values of hydraulic parameters ( $p$  values). N = number of pairs, K-S = Kolmogorov-Smirnov test, L = Lilliefors test, W = Shapiro-Wilks test.  
 \* Bold values of log K indicate significant result at 95 % confidence level indicating non-normal distribution by  $L$  and  $W$  tests.

	N	K-S	L	W
log T	48	> 0.2	< 0.15	0.14
log Q/s	48	> 0.2	> 0.2	0.61
log K	33	> 0.2	< 0.05 *	0.02 *
log $S_i$	33	> 0.2	< 0.2	0.09

**TABLE 2.** Values of  $T$  and  $Q/s$  parameters.  $x^*$ = geometric mean,  $s^*$  = geometric standard deviation. Values are given in  $m^2/s$

	N	$x^*$	$s^*$	Median	Min	Max	Range
log T	48	-3.75	0.90	-3.54	-5.61	-2.02	3.59
log Q/s	48	-3.87	0.68	-3.91	-5.12	-2.12	3.00

**TABLE 3.** Numerical relationships between transmissivity and specific capacity. N = number of samples, r = Pearson's correlation coefficient, p = its probability value, r' = Spearman's rank correlation coefficient and p': non-parametric probability value. Note that logarithmic transformation does not influence rank-order non-parametric tests.

	Relationship (units: m <sup>2</sup> /s)	N	r	p	r'	p'
All data – linear correlation	$T = 2.42 \text{ E-}04 + 1.24 (Q/s)$	48	0.89	< 0.001	0.78	< 0.001
All data – logarithmic transformation	$T = 2.39 (Q/s)^{1.07}$	48	0.80	< 0.001	0.78	< 0.001
Unconfined – linear correlation	$T = 1.33 \text{ E-}04 + 1.29 (Q/s)$	29	0.97	< 0.001	0.63	< 0.001
Unconfined – logarithmic transformation	$T = 1.96 (Q/s)^{1.07}$	29	0.77	< 0.001	0.63	< 0.001
Confined – linear correlation	$T = 1.83 \text{ E-}04 + 1.46 (Q/s)$	8	0.99	< 0.001	0.92	< 0.01
Confined – logarithmic transformation	$T = 0.45 (Q/s)^{0.85}$	8	0.96	< 0.001	0.92	< 0.01

**TABLE 4.** Comparison of regression equations for T-Q/s pairs. For easier comparison, original equations are rewritten in m<sup>2</sup>/s units.

Relationship	Coefficient of correlation	Reference	Aquifer
$T=0.28 (Q/s)^{0.89}$	R=0.94	Hamm et al. 2005	volcanic
$T=0.93 (Q/s)^{1.18}$	R=0.89	Huntley et al. 1992	fractured granite
$T=1.89 (Q/s)^{1.08}$	R=0.94	Mace 1997	karst
$T=0.36 (Q/s)^{0.67}$	R=0.63	Razack and Huntley 1991	alluvial
$T=1.80 (Q/s)^{0.94}$	R=0.91	Jalludin and Razack 2004	basalt
$T=9.99 (Q/s)^{1.30}$	R=0.94	Razack and Lasm 2006	crystalline
$T=1.88 (Q/s)^{1.07}$	R=0.97	Fabbri 1997	crystalline
$T=0.70 (Q/s)^{0.92}$	R=0.95	El-Naqa 1994	fractured carbonate
$T=2.39 (Q/s)^{1.07}$	R=0.80	This study	dolomites

**TABLE 5.** Values of  $K$  and  $S_i$  parameters.  $\bar{x}^*$  = geometric mean,  $s^*$  = geometric standard deviation. Values are given in m/s.

	N	$\bar{x}^*$	$s^*$	median	min	max	range
log K	33	-5.57	0.87	-5.25	-7.44	-4.33	3.12
log $S_i$	33	-5.53	0.76	-5.49	-6.98	-4.41	2.58

**TABLE 6.** Comparison of regression equations for K-S<sub>i</sub> relationship. Relationships for confined aquifer has been left out of the table due to very low number of data (N=4). See table 3 for other notation.

	Relationship (units: m/s)	N	r	p	r'	p'
All data – linear correlation	$K = 2.98 \text{ E-}06 + 0.63 S_i$	33	0.69	< 0.001	0.89	< 0.001
All data – logarithmic transformation	$K = 0.95 (S_i)^{1.00}$	33	0.88	< 0.001	0.89	< 0.001
Unconfined – linear correlation	$K = 2.63 \text{ E-}06 + 0.58 S_i$	28	0.68	< 0.001	0.89	< 0.001
Unconfined – logarithmic transformation	$K = 0.67 (S_i)^{0.98}$	28	0.87	< 0.001	0.89	< 0.001





## Priloga IX

### Članek

VERBOVŠEK, Timotej. *Fractal analysis of the distribution of cave lengths in Slovenia = fraktalna analiza porazdelitve dolžin jam v Sloveniji.*

*Acta Carsologica*, 2007, let. 36, št. 3, str. 369-377. [COBISS.SI-ID 680798]

kategorija: 1C (Z1)

# FRACTAL ANALYSIS OF THE DISTRIBUTION OF CAVE LENGTHS IN SLOVENIA

## FRAKTALNA ANALIZA PORAZDELITVE DOLŽIN JAM V SLOVENIJI

Timotej VERBOVŠEK<sup>1</sup>

### Abstract

UDC 551.435.84:51-7

*Timotej Verbovšek: Fractal analysis of the distribution of cave lengths in Slovenia*

The lengths of the Slovenian caves follow the power-law distribution through several orders of magnitude, which implies that the caves can be considered as natural fractal objects. Fractal dimensions obtained from distribution of all caves are about 1.07, and vary within different tectonic and hydrogeological units. Some deviations from the ideal best fit line in log-log plots (i.e. lower and upper cut-off limits) can be explained by underestimation, as many very short caves are not registered. The study of tectonic and hydrogeological setting indicates that the greatest dimensions occur in the rocks with karstic-fracture and fracture porosity and the lowest in low-permeability rocks. Proximity to major tectonic structures shows a detectable effect on the cave length distribution, and the influence is greatest for the caves closer to the faults and thrust fronts. Dimensions are lower than those of fracture networks and faults, which can be most probably explained by flow channeling along the fracture networks, which causes the decrease of fractal dimension. The physical causes of power law scaling and variations in fractal dimensions (power law exponents) are still poorly understood, but the behaviour of fracture networks is believed to be caused by a scale-independent fractal fragmentation of the blocks, and during the process of forming the caves inherit some fractal geometrical properties of the networks.

**Key words:** cave length, fractal dimension, Slovenia, karst hydrogeology.

### Izvleček

UDK 551.435.84:51-7

*Timotej Verbovšek: Fraktalna analiza porazdelitve dolžin jam v Sloveniji*

Dolžina jam v Sloveniji je porazdeljena po potenčnem zakonu, ki je značilen za fraktalne objekte. Fraktalna dimenzija jam se giblje okoli vrednosti 1.07 in se spreminja glede na tektonsko in hidrogeološko okolje. Odstopanja od idealne premice nastanejo zaradi podcenjenega števila jam, saj je krajših jam več, kot jih je dejansko zabeleženih. Analiza tektonskega in hidrogeološkega okolja kaže, da so najvišje vrednosti fraktalne dimenzije značilne za kamnine s kraško-rzpopoklinsko in rzpopoklinsko poroznostjo ter najnižje za slabo prepustne kamnine. Bližina tektonskih struktur zelo vpliva na porazdelitev dolžin jam, vpliv pa je večji pri jamah, ki ležijo bližje prelomom in narivom. Vrednosti dimenzij jam so manjše kot dimenzije mrež rzpopok ali prelomov, najverjetneje zaradi koncentriranja tokov (kanalskih efektov) po mrežah rzpopok, kar posledično zmanjša fraktalno dimenzijo. Fizikalni vzroki, ki povzročajo potenčno odvisnost in variacije fraktalnih dimenzij (eksponentov potenčnega zakona), so še vedno delno nepojasnjeni. Vseeno pa lahko nastanek mrež rzpopok pripišemo fraktalni fragmentaciji kamnin, ki deluje neodvisno od merila, jame pa nato ob nastajanju podedujejo določene fraktalne lastnosti rzpopok.

**Ključne besede:** dolžina jam, fraktalna dimenzija, Slovenija, kraška hidrogeologija.

<sup>1</sup> University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, Aškerčeva 12, Ljubljana, Slovenia  
phone: +386 1 4704644, fax: +386 1 4704560, e-mail: timotej.verbovsek@guest.arnes.si

Received/Prejeto: 01.10.2007

## INTRODUCTION

Fractals are defined as geometric objects with a self-similar property, which implies that they do not change their shape with scale (Feder, 1988). This statement is valid only for strictly self-similar mathematical fractals, like Koch curve or Sierpinski carpet. One should note that natural fractals differ from the ideal ones, as although they appear self-similar or self-affine at some scales, there always exist a natural lower and upper cut-off scale, and fractal analyses of these objects are valid only within these two values. Fractal approaches are appropriate where classical geometry is not suitable for describing the irregular objects found in nature. Generally these cannot be modelled by easily-defined mathematical objects – for example the “clouds are not spheres, mountains are not cones, coastlines are not circles, and bark is not smooth, nor does lightning travel in a straight line” (Mandelbrot, 1983). The fundamental property of fractals is their fractal dimension ( $D$ ), which represents the ability of an object to fill the space (in one, two or three dimensions). It can occupy non-integer values, compared to the integer values characteristic of Euclidean objects, such as 3-D cubes or 2-D planar surfaces. As an example, an object with a fractal dimension of 1.4 exhibits properties of both 1-D and 2-D objects, as it fills the more space than a line ( $D = 1$ ) and less space than a surface ( $D = 2$ ).

The caves form during the selective enlargement of fractures, bedding planes, faults and other discontinuities in the soluble rock and only a few presolutional openings develop in larger passages (Palmer, 1991, Ford & Williams, 2007). The degree of a cave to fill the neighboring rocks can be described quantitatively with the fractal dimension  $D$ . Both caves (Curl, 1999) and consequently cave lengths (Lavery, 1987) have been found to exhibit fractal properties. A study of Curl (1966) was performed for distribution of cave lengths and the number of entranceless for the “proper caves” – those of accessible size including those with no entrances. However, the influences of different lithologic properties, hydrogeologic and tectonic settings on the distribution of cave lengths have not been yet discussed in detail.

The goal of this paper is to analyze and discuss the distribution of lengths of the caves in Slovenia in different tectonic and hydrogeological environments plus the influence of the distance of the caves to the most obvious tectonic structures. As already noted by Curl (1986), the fractal interpretations probably do not directly reveal any details about geomorphic processes responsible for the distribution of lengths of caves, but this distribution does contain information about the geometry of caves and possibly constrains ideas about geomorphic processes.

## MATERIALS AND METHODS

Three different influencing factors on the cave length distribution were studied, as mentioned above (tectonic and hydrogeological position plus the distance to the major tectonic structures). The data for 7552 caves were analyzed (spatial coordinates in the national Gauss-Krueger system and cave lengths), as recorded in the national cave register. The lengths are based on survey lengths, as recorded in the register. There exist many other ways of measuring cave lengths besides classical survey, including 3-D measurements with spherical linked modular elements (Curl, 1986; 1999) and measuring in 2-D plane (plan length) instead of performing classical total survey lengths in all three dimensions (Lavery, 1987). Nevertheless, regardless on method used, cave lengths distribution exhibits fractal properties. Also, as caves are usually long compared to passage breadth, the classical approach is acceptable. Unfortunately there exists no data on surveying method in the register, so the length values are taken directly from register. This approach is similar to the one of Curl (1966), where if the length of a cave was

only stated in the report, this value was used. An important factor which can affect the results of analyzed cave lengths is the number of entranceless caves, studied in detail by Curl (1966). The number of entranceless caves in Slovenia is not known, but probably it is high, as predicted by Curl. However, he noticed that the average lengths of entranceless caves are more like those of caves with one or more entrances than like the predicted average length of entranceless caves. Therefore the effect on the greater number of entranceless caves should be uniformly distributed along a complete cumulative curve of cave lengths and should not affect the shape of the curve, but should only shift it upwards.

The register was imported into relational database program (MS Access) and the data was further analyzed with GIS and statistical software. Some basic statistics were also calculated, such as minimum and maximum length and median. The median was used instead of mean or geometric mean, as the data does not follow neither normal nor lognormal distribution.

For the determination of tectonic setting, the structural-tectonic map of Slovenia (Poljak, 2000) was digitized into a GIS shape file and the tectonic unit names were assigned to polygons. Caves belonging to a selected polygon (i.e. tectonic unit) were consequently selected from the complete dataset. For the determination of hydrogeologic setting, the shape file with the polygons of different hydrogeological units was obtained from the EuroWaterNet project website (<http://nfp-si.eionet.eu.int/ewnsi>), and the process of grouping the caves was similar to the grouping into tectonic units. The major faults and thrust fronts were digitized from the same structural-tectonic map (Poljak, 2000) and using the GIS software the caves were grouped into three classes ( $\pm 150\text{m}$ ,  $\pm 250\text{m}$  and  $\pm 500\text{m}$ ), whether they fell into the 300m, 500m or 1000m wide belt around the fault or thrust front.

Subsequently the relationship between the numbers of caves  $N$  in the specific setting with length greater than  $L$  was established, and the correlations were inspected in the log-log plots. For example, caves belonging only to the tectonic unit of External Dinarides were selected as explained in the former paragraph, and their distribution was analyzed in the following way. According to equation  $D = \log N(s) / \log L$  (Bonnet *et al.*, 2001), the fractal dimension  $D$  was calculated as the negative slope of the linear regression best-fit line of  $\log N - \log L$  plot. The process of calculation of  $D$  was repeated for all other caves belonging to different units or groups of distance to the major tectonic structures. The number of steps for the lengths interval was chosen as the power of 2 (1, 2, 4, 8 ...), with some major additional steps in between (10, 50, 100 etc).

## RESULTS

### TECTONIC SETTING

Caves were grouped into seven tectonic units according to their location in the structural-tectonic map (Placer, 1999; Poljak, 2000; Fig. 1). With minor deviation in the left-hand side of the plot, cave lengths follow power law distribution (linear line in log-log plot), characteristic for fractal behaviour. The median values of lengths (Tab. 1) are quite similar, except for the group of Adriatic foreland, and have the value around 23 m.

The fractal dimensions enable more appealing insight into the cave length properties than the classical statistical approach using the median or other statistics, and they vary among the tectonic units (Tab. 1). All results exhibit a very high value of  $R^2$ . Note that the values of  $D$  and  $R^2$  in the table are valid only for the linear part, not for the complete curve. The lowest values can be found in the tectonic units of Periadriatic igneous rocks and Internal Dinarides, and the highest in the unit of External Dinarides and also in Southern Alps. The discussion of the results is given in the next section. The number of analyzed caves ( $N=9$ ) in the Adriatic foreland is too small to comment reliably, and deviations of the curve can be also seen in the plot (Fig. 2), so the  $D$  could not be calculated.

### HYDROGEOLOGIC SETTING

Similar behaviour of cave length distribution can be observed in the plot (Fig. 4) for the different hydrogeological units (Fig. 3). The highest values (Tab. 2) are found in aquifers with karstic and fracture porosity and those with fracture porosity ( $D=1.06$ ) and lowest in the aquifers and

beds with intergranular porosity ( $D=0.87$ ,  $D=0.86$ ). Deviations occur only for the group "Beds with low porosity", as  $D$  is greater than expected, about 1.08. This curve does not show such a linear trend as the others, and the number of the data is much smaller.

### DISTANCE TO THE MAJOR TECTONIC STRUCTURES

Caves were grouped into three classes ( $\pm 150\text{m}$ ,  $\pm 250\text{m}$  and  $\pm 500\text{m}$ ), whether they fell into the 300m, 500m or 1000m wide belt around the fault or thrust front (Fig. 5), as shown on the structural-tectonic map (Poljak, 2000). Similar behaviour of general cave length distribution as for the tectonic and hydrogeological units can be observed in the plot for the three groups, as the lengths follow a linear fit line in the log-log plots. The median values are similar, approximately 23 m. As for the tectonic units, the units with higher  $D$  contain longer caves, which is reasonable for those caves with fractal dimension larger than one compared to those with  $D$  lower than one.

Nevertheless, a gap of number of caves occurs in the right-hand side of all three plots (Fig. 6), for example at  $L = 3000\text{m}$  ( $\log L = 3.5$ ) for the  $\pm 150\text{m}$  distance group. This indicates that the number of caves long about 3000m is much lower than in case where all the caves are considered regardless of distance to the faults. The influence of the tectonic structures is greater when the caves are closer to the structures, as the gap is more noticeable for the  $\pm 150\text{m}$  group and slowly disappears towards the  $\pm 500\text{m}$  group.

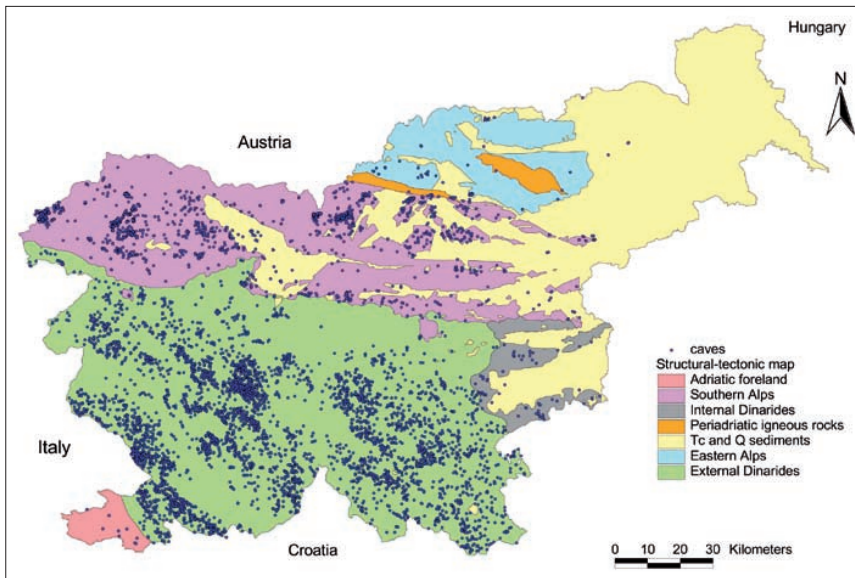


Fig. 1: Structural-tectonic setting of the caves

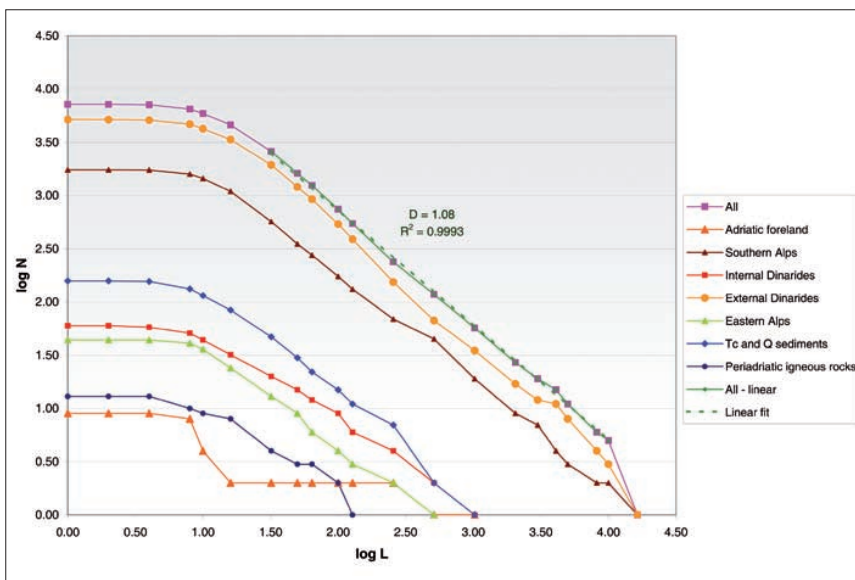


Fig. 2: Log-log distribution plot for the number of caves ( $N$ ) longer than a specific length ( $L$ ) in different tectonic settings

Tab. 1: Results for fractal dimension of cave lengths in different tectonic units ( $D$ =fractal dimension,  $R^2$ =coefficient of determination,  $N$ =number of caves. The same notation is valid for the Tab. 2.

Tectonic setting	D	R <sup>2</sup>	N	median	min	max
Adriatic foreland	-	-	9	10.0	5	876
Southern Alps	1.00	0.9974	1744	21.5	1	10870
Internal Dinarides	0.74	0.9934	60	20.0	4	1726
External Dinarides	1.10	0.9970	5166	24.0	1	19555
Eastern Alps	0.92	0.9940	44	18.0	5	2057
Tc and Q sediments	0.89	0.9950	158	18.5	3	1300
Periadriatic igneous rocks	0.60	0.9741	13	20.0	7	205
<b>Total</b>	<b>1.08</b>	<b>0.9993</b>	<b>7194</b>	<b>23.0</b>	<b>1</b>	<b>19555</b>

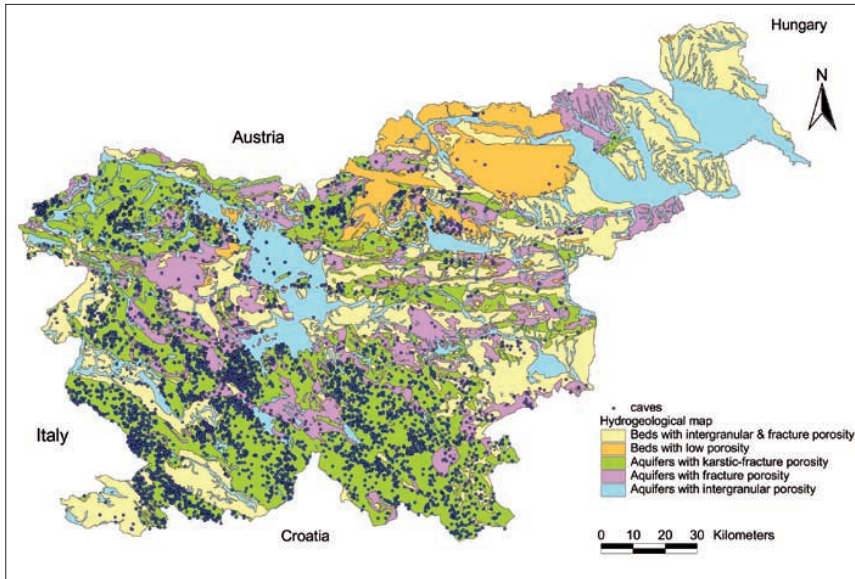


Fig. 3: Hydrogeological setting of the caves

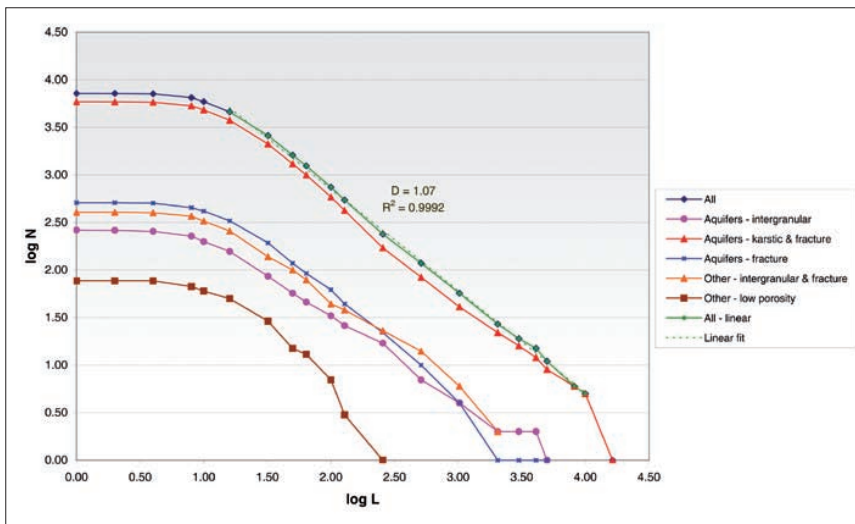


Fig. 4: Log-log distribution plot for the number of caves (N) longer than a specific length (L) in different hydrogeological settings

Tab. 2: Results for fractal dimension of cave lengths in different hydrogeological environments

Hydrogeologic setting	D	R <sup>2</sup>	N	median	min	max
Aquifers with intergranular porosity	0.87	0.9957	263	20.0	2	8057
Aquifers with karstic-fracture porosity	1.06	0.9975	5872	23.0	1	19555
Aquifers with fracture porosity	1.06	0.9954	510	24.5	4	5800
Beds with intergranular & fracture por.	0.86	0.9943	404	23.0	3	2780
Beds with low porosity	1.08	0.9852	77	25.0	7	1159
<b>Total</b>	<b>1.07</b>	<b>0.9991</b>	<b>7126</b>	<b>23.0</b>	<b>1</b>	<b>19555</b>

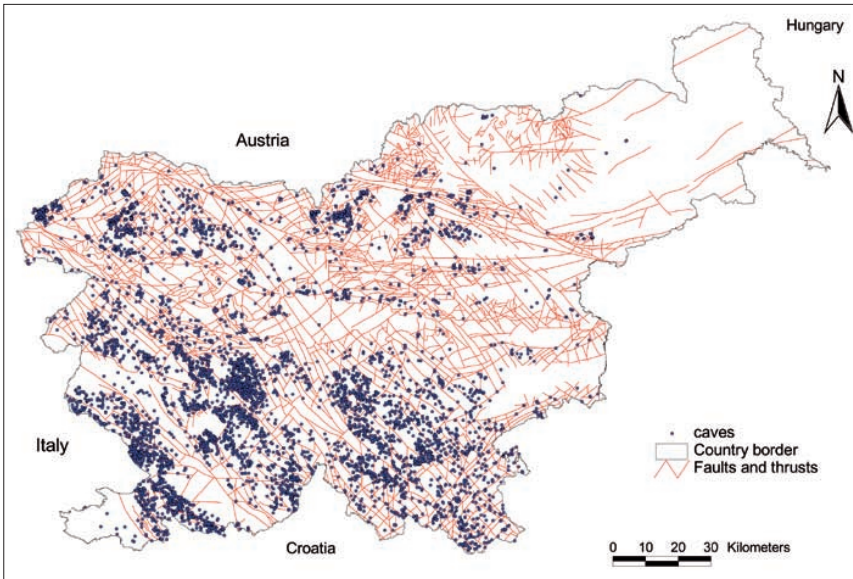


Fig. 5: Settings of the caves according to distance to the major faults and thrust fronts

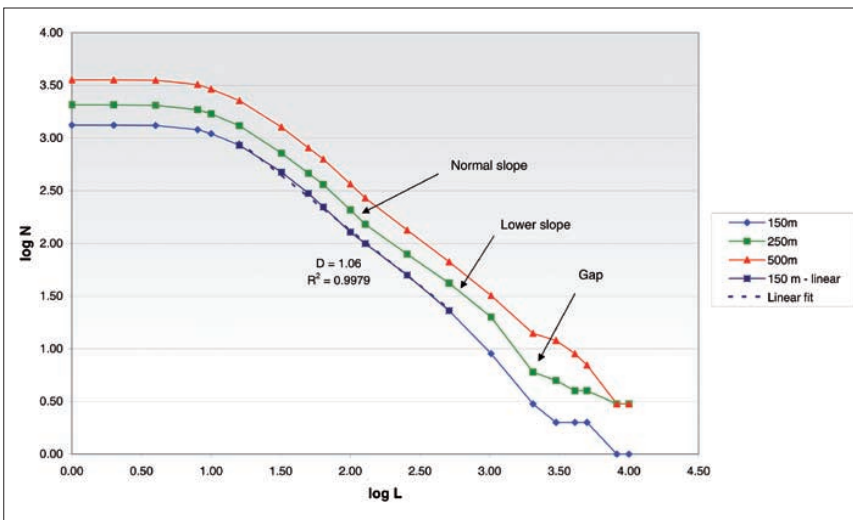


Fig. 6: Log-log distribution plot for the number of caves ( $N$ ) longer than a specific length ( $L$ ) in three groups of distance to the major tectonic structures

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Cave length distribution can be described as fractal. Remarkably similar behaviour of curves in the plots is observed, as a linear plot of number of caves, longer than specific length in the log-log plots. The fractal approach provides a better insight into the cave geometry by analyzing the fractal dimension  $D$  instead of median or other common statistics values.

The fractal dimension calculated from the distributions can not be directly interpreted as a fractal dimension of the caves themselves, i.e. used as a direct measurement of the geometry of the caves, as these two dimension are obtained in a different way. The first one is calculated as a negative slope of the distribution of cave lengths, and the second one is usually obtained by a Richardson's (yardstick) or box-counting method (Feder, 1988). However, these distributions probably have a natural source, and the differences between the fractal dimensions are clearly observable, as discussed below.

The lowest values can be found in the *tectonic units* of Periadriatic igneous rocks and Internal Dinarides, which are comprised mostly of low-porosity and especially of low-permeability rocks. The highest fractal dimensions ( $D=1.10$ ) appear in the unit of External Dinarides. This unit is represented mostly by carbonates of Dinaric carbonate platform, which are intensely fractured and karstified. Similar explanation is valid for the unit of Southern Alps ( $D=1.00$ ), also consisting of karstified and fractured carbonates. The number of analyzed caves ( $N=9$ ) in the Adriatic foreland is too small to comment reliably, and deviations of the curve can be also seen in the plot (Fig. 2), so the  $D$  could not be calculated. The rocks represented in this unit are clastic (flysch) sediments, and caves occur in the relatively thin-bedded layers of calcarenite. Value of  $D$  in Tertiary and Quaternary sediments is lower than one, which can indicate that the caves formed in this unit could resemble objects with geometries between a point and a line, and not the branching channels with  $D$  higher than one. The fractal dimension closer to zero resembles point-like objects, the one closer to one linear objects and the one closer to two planar-filling objects. Values of  $D$  lower than one are therefore possible, as dimension is obtained from the distribution and not from the geometric properties of the caves. Another explanation for the lower values of  $D$ , although less possible, could be found in the surveying method, as the caves are usually surveyed by classical linear method. One should be therefore very careful when applying the results for fractal dimension obtained from the length distribution to geometric properties of the caves. Nevertheless, the value of dimension less than one clearly indicates that these cave lengths are different from the ones with the higher dimension, and

interpretation of these values is still possible by fractal methods. The fractal dimension is lower in less soluble and less erodable rocks, like igneous rocks ( $D=0.60$ ) or rocks of Internal Dinarides ( $D=0.74$ ), which were affected by lower degree of fracturing and have generally lower permeability than the igneous rocks. The lowest values are found in Periadriatic group. The hardness of these rocks is greater compared to the others, and consequently they are hard to erode (Kusumayudha *et al.*, 2000), so the cave passages cannot develop in such extent as in more soluble carbonates or clastic rocks.

Similar to the explanation of tectonic setting, the higher  $D$  for *hydrogeologic setting* could correspond to the rocks having been affected by fractal fracturation and subsequent dissolution along the fracture networks. The highest values (Tab. 2) are found in aquifers with karstic and fracture porosity and those with fracture porosity ( $D=1.06$ ) and lowest in the aquifers and beds with intergranular porosity ( $D=0.87$ ,  $D=0.86$ ). Deviations occur only for the group "Beds with low porosity", as  $D$  is greater than expected, about 1.08. Possible explanation is that rocks with quite different hydrogeological and lithological properties occur within this group, which influences the fractal dimension.

The *vicinity of tectonic structures* therefore has a noticeable effect on cave length distribution, and this can be most likely interpreted as tectonic dissection of longer caves into shorter ones, and the tectonic effects can be manifested by displacement or collapse of the caves. This effect is also seen on the middle part of the plot (to the left side of the gap), where a lower slope indicates the greater number of shorter caves, which are uniformly distributed along the line. Some points in this part lie higher above the linear fit line than expected and these represent the increased number of shorter caves, which form by fragmentation of the longer ones. The deposited cave sediments can also influence the results, as these obstruct the traversable passages and can therefore divide the cave into smaller segments. However, this process could hardly be seen on the cumulative distribution plot for all caves, as the effect is more or less random and should thus be distributed along the complete plot and in addition it should not be influenced by distance to the tectonic structures.

The fractal dimension obtained from the distribution of all caves is about 1.07 and varies among different tectonic and hydrogeological units. The usual explanation of fractal dimension  $D$  higher than 1 indicates that caves with such dimension fill more space than those with ideal dimension of 1.00 (for example a straight line), and the geological constraints limit the dimension to be lower



than 2. This is strictly true for dimensions calculated by Richardson's or box-counting methods, and possibly not directly applicable to the ones obtained by distribution analysis, though the results are in very good agreement with the other studies, as follows. Kusumayudha *et al.* (2000) obtained the dimension  $D = 1.04-1.08 \pm 0.01$  for caves in different lithologic environments in Indonesia and have used the box-counting method. Šušteršič (1983) calculated the value of  $D = 1.08$  for the cave Dimnice in Slovenia by Richardson's (yardstick) method and similar approach was used by Laverty (1987), who noted that cave length exhibits fractal behaviour with dimensions between 1.0 and 1.5 for caves in Sarawak and Spain. Fractal dimension based on calculation from the distribution was determined by Curl (1986), who calculated a slightly higher value  $D = 1.4$  than in this study for caves in different environments. The differences from the analyses of Curl (1986) can be attributed to the facts that in his study only the caves in limestone, marble and magnesian limestone were analyzed and those in dolomite, insoluble rock and gypsum were excluded. The dimensions are valid for the caves situated in specific regions in the USA, and the two exceptions from these values are found in the Austrian and Irish limestones. The geological, hydrological and tectonic settings certainly influence the distributions, but there is no available data to precisely compare the effects of the different environments.

The fractal behaviour of cave lengths distribution can be possibly explained as the dissolution occurs along the fractures, bedding planes, faults and other discontinuities in the soluble rock. It is well known that fracture networks are fractal, and their dimension in 2D varies from around 1.3 to 1.7 (Bonnet *et al.*, 2001). Faults are also fractal objects with rather lower dimensions, around 1.0 – 1.5. Results of this study show that the cave lengths distributions exhibit lower dimensions ( $D = 1.08$ ) than the faults or the fracture networks. Although the dimensions can not be directly compared, lower values can be explained by channeling of flow through the fracture networks and especially bedding planes, which serve as pathways for the water. It has been observed that when a preferential way is dissolved through the network, the flow increases due to larger channels, the obliteration of irregular shape of the channel by erosion is faster and consequently the fractal dimension therefore decreases with larger flow rates (Kusumayudha *et al.*, 2000).

The lower slope of the distribution curves on the left-hand side of the plots can be explained by undersampling (Villemin *et al.*, 1995), as below some threshold values the number of caves is underestimated. Similar trends were observed by three different studies. Curl (1966) analyzed the cave lengths, where for the observed curves for natural data, the left part of the plots exhibited

a lower slope and the modeled curves showed much uniform slope. He also noted for his data, that the cumulative distributions should be smoother if enough accurate data were available and all caves were considered. Loucks (1999) observed this effect for the cave widths, where deviations appeared for width below a threshold of few meters. Finally, Villemin *et al.* (1995) noticed this effect for fault lengths. The caves with lengths lower than few meters are merely not considered as caves (they are not recorded in the register), and thus their number is much higher in the nature than actually recorded. The problem of cave definition can be raised here and was already discussed by Curl (1986). Generally the cave is regarded as such if it is traversable by humans. Cave spaces evidently exist at all scales, but are not registered, and these voids in the rocks are present from microns to hundreds of meters (Curl, 1999). The number of caves  $N$  with length about 1 m should thus be much higher, around 107,000 and not around 7,200 as seen from example of the "all units" in the Fig. 1. This number can be simply estimated by inserting the value of  $L = 1$  m into the best linear-fit equation  $\log N = 1.082 * \log L + 5.029$  for "all units". This is only a quick estimation, as the entranceless caves are not considered in this study due to the lack of data in the register. The graph could also be extended to a much lower scale (farther to the left), and the rock porosity (dissolution, fenestral, vug) can be also interpreted as a "cave", but obviously not traversable by humans. Extrapolation to the "longer" side is contrarily not possible, as in this case the number of caves becomes less than one, and the curve also rapidly deviates from the linear fit line. Similar observations were made by Curl (1966), where the observed (natural data) length distributions exhibited more curvature on the plots than the modeled theoretical ones, so the proper basis for comparison of different cave settings is the use of all caves.

Although the exact values of  $D$  can not be interpreted directly by morphology of the caves, the larger fractal dimensions can be most probably interpreted by the ability of the caves to form complex longer passages, most probably along the initial fracture networks and also bedding planes. The more soluble and fractured rocks exhibit greater fractal dimensions, larger than one, and rocks with intergranular porosity (generally those with low porosity, low solubility and small degree of fracturing), show  $D$  below one. These variations probably have a natural source, and the differences between the dimensions are clearly observable, Larger values of  $D$  could be expected in anastomotic or networks caves, and lesser values in branchwork or single-passage caves (Palmer, 1991).

The physical causes of power law scaling and variations in fractal dimensions (power law exponents) are

still poorly understood (Bonnet *et al.*, 2001). The behaviour of fracture networks is believed to be caused by fractal fragmentation of blocks (Turcotte and Huang, 1995), which is scale-independent. Caves develop along the fractures and bedding planes, so they inherit the

geometrical properties to some degree by dissolution of fractal networks. However, the processes which lead to the values of fractal dimensions of fracture networks and fractal behaviour of distribution of cave lengths and their dependence are still a challenge to be analyzed.

## ACKNOWLEDGMENTS

The author thanks all the cave explorers for the efforts encountered during the cave measurements, France Šušteršič for debate, David J. Lowe for smoothing the

English version of the text and Lee Florea for useful comments which improved the quality of the text.

## REFERENCES

- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001: Scaling of fracture systems in geological media.- *Reviews of Geophysics*, 39, 3, 347-383.
- Curl, R.L., 1966: Caves as a Measure of Karst. - *Journal of Geology*, 74, 5, 798-830.
- Curl, R.L., 1986: Fractal Dimensions and Geometries of Caves.- *Mathematical Geology*, 18, 2, 765-783.
- Curl, R.L., 1999: Entranceless and Fractal Caves Revisited.- In: Palmer, A.N., Palmer, M.V., Sasowsky, I.D., eds: *Karst Modeling*, Special Publication 5, Karst Water Institute, Charlottesville, Virginia, 183-185.
- Feder, J., 1988: *Fractals*.- Plenum Press, p. 283, New York.
- Ford, D. & Williams, P., 2007: *Karst Hydrogeology and Geomorphology*.- John Wiley & Sons, Ltd., p. 576.
- Kusumayudha, S. B., Zen, M. T., Notosiswoyo, S., Gautama, R. S., 2000: Fractal analysis of the Oyo River, cave systems, and topography of the Gunungsewu karst area, central Java, Indonesia.- *Hydrogeology Journal*, 8, 271-278.
- Laverty, M., 1987: Fractals in Karst.- *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 475-480.
- Loucks, R.G., 1999: Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications.- *AAPG Bulletin*, 83, 11, 1795-1834.
- Mandelbrot, B., 1983: *The Fractal Geometry of Nature*.- W. H. Freeman & Co., p. 468, New York, NY.
- Palmer, A. N., 1991: Origin and morphology of limestone caves.- *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1-21.
- Placer, L., 1999: Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides.- *Geologija* 41, 191-221.
- Poljak, M., 2000: *Structural-Tectonic Map of Slovenia*.- Mladinska knjiga & Geological Survey of Ljubljana, Ljubljana.
- Šušteršič, F., 1983: Determination of the unknown cave passages length by means of fractal analysis.- In: Jančarič, A., ed.: *Nove sméri ve speleologii (New trends in speleology)*, 24.-28.10.1983 (Proceedings), 61-62.
- Šušteršič, F., 1992: Delovni seznam jam jugovzhodne Slovenije.- *Naše jame* 34, 74-108.
- Turcotte, D. L. & Huang, J., 1995: Fractal Distributions in Geology, Scale Invariance, and Deterministic Chaos. In: Barton, C. C. and La Pointe, P. R. (eds): *The Fractals in the Earth Sciences*, 1-40.
- Villemin T., Angelier, J., Sunwoo, C., 1995: Fractal Distribution of Fault Length and Offsets: Implications of Brittle Deformation Evaluation – The Lorraine Coal Basin. In: Barton, C. C. & La Pointe, P. R. (eds): *The Fractals in the Earth Sciences*, 205-226.

## Priloga X

### Članek

VERBOVŠEK, Timotej. *Ustrezne analize črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih = appropriate analysis methods of pumping tests in fractured aquifers.*

*RMZ-mater. geoenviron.*, 2005, let. 52, no. 4, str. 723-735. [COBISS.SI-ID 571230]  
kategorija: 1D1 (Z2)

## Ustrezne analize črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih

### Appropriate analysis methods of pumping tests in fractured aquifers

TIMOTEJ VERBOVŠEK

Univerza v Ljubljani, NTF, Oddelek za geologijo, Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenija;

E-mail: timotejverbovsek@ntfgeo.uni-lj.si

University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Aškerčeva 12, Ljubljana, Slovenia;

E-mail: timotejverbovsek@ntfgeo.uni-lj.si

Received: June 8, 2005 Accepted: November 24, 2005

**Izvleček:** Kljub dejstvu, da so nekatere metode črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih že uveljavljene, se v Sloveniji za analizo razpoklinskih kamnin še vedno uporabljajo neustrezne metode, razvite za medzrnske vodonosnike. Namen prispevka je opozoriti na uporabo ustreznih postopkov, podati kratek pregled uveljavljenih metod ter na nekaj primerih analizirati rezultate črpalnih poizkusov v dolomitih predvsem z modeli dvojne poroznosti.

**Abstract:** Despite the fact that methods for analyzing pumping test data in fractured aquifers are at the present time developed to the practical level of use, in Slovenia they are still not used correctly. Even for the fractured aquifers the preferable analysis methods are Theis and Cooper-Jacob equations, which are applicable only to single-porosity homogeneous aquifers. The purpose of this paper is to warn against erroneous applications of inappropriate methods and to give a brief summary of suitable methods. Finally few examples of pumping tests in dolomites are analyzed and interpreted with methods based on double porosity model.

**Ključne besede:** črpalni poizkusi, vodonosnik, razpoklinska poroznost, model dvojne poroznosti, dolomit

**Key words:** pumping tests, aquifer, fracture porosity, double porosity model, dolomite.

## UVOD

Karbonatni vodonosniki pripadajo razpoklinskemu ali kraško-razpoklinskemu tipu. Tako pri nas kot drugod so ti vodonosniki čedalje bolj zanimivi zaradi izkoriščanja pitne vode, v tujini pa so pomembni tudi kot naftni rezervoarji. Trenutni svetovni trendi kažejo, da se

raziskave razpoklinskih vodonosnikov šele začinjajo (NEUMAN, 2005).

Najbolj zanesljive podatke o vodonosnikih, t.j. hidravlične parametre pridobimo s pomočjo črpalnih poizkusov. Tudi za kamnine z razpoklinsko poroznostjo se uporabljajo metode črpalnih poizkusov, razvite za medzrnske vodonosnike;

predvsem Theisova in Cooper-Jacobova. Te metode za razpoklinske kamnine večinoma niso primerne, zato so z njimi določeni rezultati pogosto napačni in tudi nelogični.

Namen prispevka je opozoriti na ustrezno uporabo metod v razpoklinskih vodonosnikih ter podati njihov pregled, prav tako pa na izbranih primerih podati obdelave in komentarje nekaterih metod za razpoklinske vodonosnike.

## METODE

V strokovni literaturi je v primerjavi z metodami črpalnih poizkusov, razvitimi za kamnine z medzrnsko poroznostjo, metod za razpoklinske kamnine bistveno manj oz. jih nekateri celo v celoti izpuščajo (BATU, 1998). Pri prvih je namreč mogoče upoštevati popolnost vodnjakov, stacionarnost toka, anizotropnost, različno debelino vodonosnika, večplastni sistem, odprtost vodonosnikov itd. Za razpoklinske kamnine pa se uporablja precej manj metod, saj so te mlajše in še ne dovolj uveljavljene, predvsem zaradi:

- težko določljivih lastnosti razpok (terensko kartiranje, geofizikalne raziskave),
- zapletenih izračunov, ki zahtevajo precej parametrov,
- uporabe posebne tehnologije pri črpalnih poizkusih (npr. tesnil oz. 'packerjev'),
- dejstva, da so modeli dvojne poroznosti računalniško podprti šele malo časa.

Številni računalniški programi za obdelavo črpalnih poizkusov podpirajo predvsem

najenostavnejše metode za medzrnske vodonosnike, le redki pa tudi za razpoklinske, npr. *Aquifer Test* (Waterloo Hydrogeologic Inc., 2001), *AQTESOLV* (HydroSOLVE, Inc., 2003) in *AquiferWin32* (RUMBAUGH & RUMBAUGH, 2003).

V prispevku je poudarek na metodah v razpoklinskih vodonosnikih in ne tudi na kraško-razpoklinskih, ker ti zahtevajo poseben pristop. Kraški vodonosniki so izredno heterogeni, saj je bilo ugotovljeno, da se lahko transmisivnost blokov matriksa kamnine in razpok razlikuje tudi za faktor 100.000 (KRIVIC, 1983).

## Modeli razpoklinskih vodonosnikov

Stanje v naravi opišemo z modelom, ki predstavlja poenostavitev realnega sistema. Za razpoklinske kamnine je razvitih precej modelov, v glavnem pa jih lahko ločimo na diskretne modele, na modele kontinuuma in multikontinuuma ter na kombinirane hibridne modele (ČENČUR CURK, 2002). Pri *diskretnih modelih* moramo poznati geometrijo ter različne lastnosti razpok (položaj v prostoru, gostoto, povezanost, odprtost, hrapavost ipd.), razpoke pa nato obravnavamo deterministično, stohastično ali s fraktalnimi metodami. Pri *diskretnih modelih* je geometrijo razpok ponavadi zelo težko opisati, zato uporabljamo *modele kontinuuma*. Pri teh obravnavamo prostor kot ekvivalenten izotropen homogen prostor na makroskopskem nivoju tako, da upoštevamo povprečne vrednosti merjenih parametrov. Podoben pristop velja za *modele multikontinuuma*, kjer je prostor razdeljen na dva ali več prekrivajočih se homogenih podsistemov kontinuuma. Najbolj znan

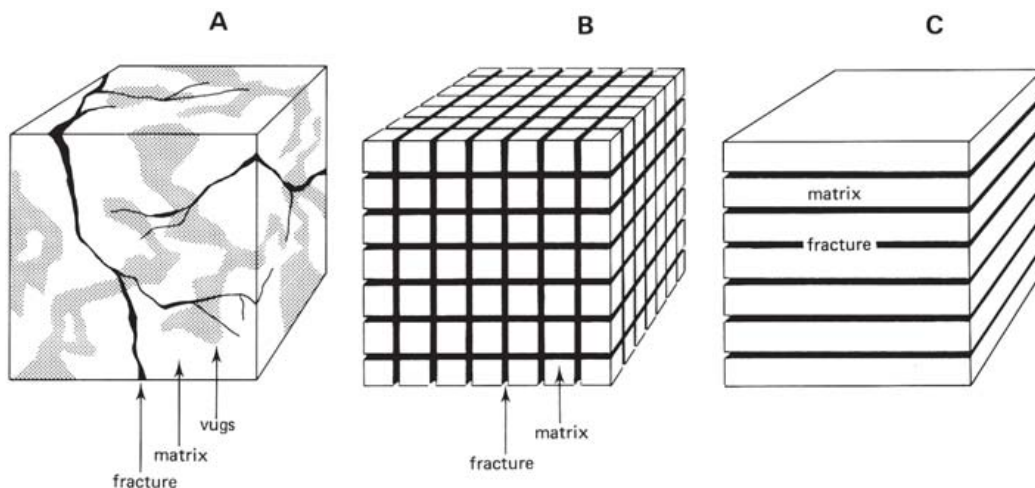
model iz te skupine je model dvojne poroznosti, in je zaradi široke uporabe natančneje opisan v nadaljevanju. *Hibridni modeli* združujejo modele kontinuuma ter diskretne modele.

### Model dvojne poroznosti

Pri tem modelu upoštevamo koncept dvojne poroznosti (BARENBLATT ET AL., 1960). Zanj je značilno, da prostor ločimo na dva prekrivajoča se dela, na razpoke in na vmesne bloke matriksa, tako da tok v njih obravnavamo ločeno. Geometrija razpok je odvisna od modela, v vsakem primeru pa je zelo poenostavljena. Največkrat se uporabljata tridimenzionalni model ortogonalnih razpok, katere razdelijo prostor v kocke enakih dimenzij (WARREN & ROOT, 1963) ali pa model med seboj vzporednih horizontalnih razpok, ki razdelijo prostor v ploščate bloke (*slab-shaped blocks*). Redkeje

se uporabljajo tudi modeli dveh sistemov razpok. Ti ločijo prostor na bloke v obliki navpičnih stolpcev (npr. pri modeliranju razpok v bazaltih; AGUILERA, 1987).

Za bloke matriksa je značilno, da imajo primarno poroznost ter veliko sposobnost vskladiščenja, tok v njih pa je majhen. Za razpoke velja nasprotno. Imajo namreč majhno sposobnost vskladiščenja, tok skozi vodonosnik pa teče večinoma po njih. Dodatni predpostavki sta, da je tok vode iz blokov matriksa možen le v razpoke, ter da je tok v vodnjak mogoč le iz razpok in ne iz matriksa zaradi bistveno večje prepustnosti razpok. Ločimo lahko dva režima toka. Pri *psevdo-stacionarnem toku* je prisoten tok iz matriksa v razpoke in se nivo gladine v matriksu ne spreminja. Pri *nestacionarnem toku* gladina v blokih matriksa ni stalna in se spreminja s časom. Kvantitativno opišemo tok v obeh sistemih z modificirano difuzijsko



**Slika 1.** Razpoklinska poroznost v realni kamnini (A) ter poenostavitve z modelom dvojne poroznosti s sistemom treh pravokotnih sistemov (B) in vzporednim sistemom razpok (C) (KRUSEMAN & DERIDDER, 1991)

**Figure 1.** Fractured rock formations. (A) A naturally fractured rock formation, (B) Warren-Root's idealized three-dimensional, orthogonal fracture system, (C) Idealized horizontal fracture system (KRUSEMAN & DERIDDER, 1991)

enačbo (MOENCH, 1984; DOMENICO & SCHWARTZ, 1998):

$$\text{Tok v razpokah: } K\nabla^2 h = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (1)$$

$$\text{Tok v matriksu: } K'\nabla^2 h = S_s' \frac{\partial h'}{\partial t} - q \quad (2)$$

$q$  predstavlja tok iz blokov matriksa v razpoke, ki ga za psevdostacionarne razmere opišemo kot:

$$q = -\alpha K'(h' - h) \quad (3)$$

$h'$  = prostorska povprečna vrednost hidravličnega nivoja v blokih matriksa

$a$  = geometrijski faktor [dolžina<sup>-2</sup>]

$K$  predstavlja koeficient prepustnosti sistema razpok ( $K = K_f \cdot V_f$ ),  $K'$  pa analogno koeficient prepustnosti sistema blokov matriksa ( $K' = K_m \cdot V_m$ ). (4)

$K_f$  = koeficient prepustnosti razpok

$V_f$  = razmerje med prostornino razpok ter prostornino celotnega volumna

$K_m$  = koeficient prepustnosti matriksa

$V_m$  = razmerje med prostornino matriksa ter prostornino celotnega volumna

Podobno sta definirana koeficient specifičnega elastičnega vskladiščenja za sistem razpok  $S_s = S_{sf} \cdot V_f$  ter za sistem blokov matriksa  $S_s' = S_{sm} \cdot V_m$ . (5)

### Metode črpalnih poizkusov

Pri analizi rezultatov črpalnih poizkusov v razpoklinskih kamninah moramo izbrati enega od naštetih modelov razpoklinskih vodonosnikov, nato pa upoštevati še lastnosti črpalnih in opazovalnih vodnjakov ter toka v vodonosniku (popolnost vodnjaka, število opazovalnih vodnjakov, režim toka, odprtost

vodonosnika itd.). Metode glede na izbrane lastnosti ločimo v več skupin:

1. *Modeli z eno razpoko (horizontalna ali vertikalna razpoka)*. Ti primeri so v naravi precej redki, izjeme so le umetno povzročene razpoke, ki nastanejo zaradi namernega povečanja izdatnosti vodnjaka s hidravličnim razpokanjem (*hydraulic fracturing*). Tok je sprva pravokoten na ploskev razpoke, pozneje pa se spremeni v psevdoradialnega. Med metodami obdelav črpalnih poizkusov so najbolj znane (KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991):

- metoda GRINGARTEN-WITHERSPOON (1972) za opazovalne vodnjake v homogenih izotropnih zaprtih vodonosnikih,
- metoda GRINGARTEN & RAMEY (1974) za črpalni vodnjak v homogenih izotropnih zaprtih vodonosnikih,
- metoda RAMEY-GRINGARTEN (1976) za črpalni vodnjak v homogenih izotropnih zaprtih vodonosnikih z upoštevanjem neplanarne razpoke s sposobnostjo uskladiščenja.

2. *Modeli dvojne poroznosti*. Med vsemi modeli za razpoklinske vodonosnike so te metode najbolj razširjene. Pri večini metod predpostavimo, da je vodonosnik izotropen, homogen, zaprt, enake debeline ter se razširja neskončno daleč. Bistvenega pomena je tudi, da je črpani pretok ves črpalni poizkus konstanten. Najbolj uveljavljene metode slonijo na naštetih predpostavkah, razlikujejo pa se predvsem v režimu toka in v številu opazovalnih vodnjakov:

- WARREN-ROOT (1963): psevdostacionaren tok (nivo gladine v matriksu se ne spreminja), velja za črpalni vodnjak,
- BOURDET & GRINGARTEN (1980): psevdostacionaren tok iz matriksa v razpoke, velja za opazovalne vodnjake,

- KAZEMI ET AL. (1969): nestacionaren tok (nivo gladine se v matriksu spreminja), velja za opazovalne vodnjake,
- BOULTON & STRELTSOVA (1977): črpalni vodnjak, vodonosnik razdeljen na porozne horizontalne bloke, ločene z razpokami,
- MOENCH (1984): psevdostacionaren in nestacionaren tok, uvedba koncepta tanke mineralne plasti.

Prve tri metode so si med seboj dokaj podobne, saj za vse veljajo naslednje matematične predpostavke. Znižanje v vodnjakih opišemo z enačbo, analogno Theisovi (KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991):

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} F(u^*, \lambda, \omega) \quad (6)$$

Theisovo funkcijo vodnjaka torej nadomešča funkcija  $F(u^*, \lambda, \omega)$ , ki je odvisna od treh parametrov. Prvi,  $u^*$  predstavlja modificirano vrednost Theisovega parametra  $u$  in je podan kot

$$u^* = \frac{T_f t}{(S_f + \beta S_m) r^2} \quad (7)$$

$T_f$  predstavlja transmisivnost razpok,  $S_f$  in  $S_m$  koeficienta elastičnega vskladiščenja v razpokah ter v blokih matriksa in  $\beta$  koeficient, ki je pri zgodnjih časih črpanja enak 0, pri poznih pa enak 1/3 (ortogonalni bloki) ali 1 (plasti). Dodatna parametra, s katerima opišemo tok v vodonosniku z dvojno poroznostjo, sta koeficient interporoznega toka  $\lambda$ , odvisen od oblike, velikosti in prepustnosti blokov matriksa, ter  $\omega$ , razmerje med vskladiščenjem v razpokah

ter vskladiščenjem v celotnem sistemu (oba parametra sta brez dimenzije):

$$\lambda = \alpha r^2 \frac{K_m}{K_f} \quad (8)$$

$$\omega = \frac{S_f}{S_f + \beta S_m} \quad (9)$$

$\alpha$  = geometrijski faktor, odvisen od odnosa med razpokami in matriksom [površina<sup>-1</sup>]

Tipičen primer odziva znižanja v vodnjaku oz. v piezometrih v odvisnosti od logaritma časa je prikazan na sliki 2. Krivuljo lahko v idealnem primeru ločimo na tri dele:

- Pri zgodnjih časih črpanja (začetni del krivulje) je odvisnost  $s - \log t$  linearna, saj je  $\beta=0$  in takrat se enačba poenostavi v Theisovo enačbo, za katero lahko uporabimo Cooper-Jacobovo poenostavitvev. Tok v vodnjak prihaja tedaj le iz razpok:

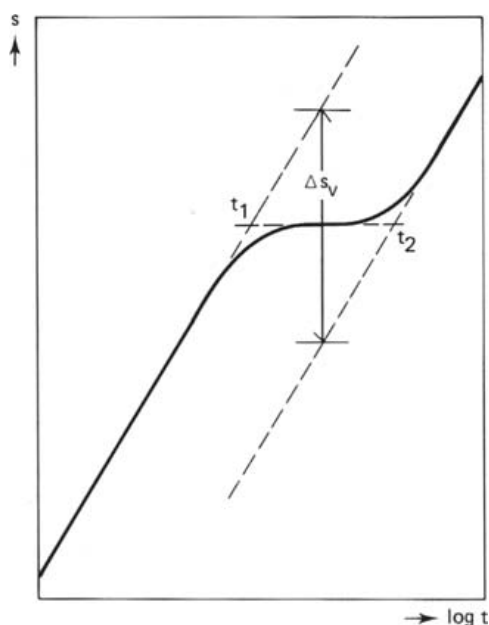
$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T_f} \log \frac{2,25T_f t}{S_f r^2} \quad (10)$$

- Po določenem času črpanja (srednji del krivulje) se ustvari prehodno obdobje, ko začne zaradi ustvarjenega gradienta voda teči iz blokov matriksa v razpoke. Znižanje poteka tedaj počasneje, kar se odraža v manjšem naklonu krivulje oz. tudi horizontalnem poteku pri večjih prepustnostih matriksa.
- V zadnjem delu krivulje pri poznih časih črpanja priteka voda tako iz matriksa kot tudi iz razpok, krivulja se podobno poenostavi v Theisovo, le da je faktor  $\beta=1/3$  oz. 1 in znižanje enako

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T_f} \log \frac{2,25T_f t}{(S_f + \beta S_m) r^2} \quad (11)$$



Moenchova metoda (1984) predstavlja nadgradnjo metod WARREN-ROOT (1963) za psevdostacionaren tok in KAZEMI ET AL. (1969) za nestacionaren tok. Z uvedbo koncepta tanke plasti na površini razpok (*angl. fracture skin*) je Moench razložil, zakaj prihaja tako do psevdostacionarnega kot tudi nestacionarnega toka. Ta plast predstavlja delno prepusten material, ki zavira tok iz matriksa v razpoke. Če je plast zelo slabo prepustna, je največji gradient hidravličnega nivoja med matriksom in razpokami prisoten na površini plasti in nestacionarni tok se poenostavi v psevdostacionarnega. Vsi računalniški programi, ki podpirajo obdelavo črpalnih poizkusov v vodonosnikih z dvojno poroznostjo, podpirajo le Moenchovo metodo, saj ta združuje koncepte vseh prej omenjenih metod. Za računalniško reševanje metode je potrebno imeti podatke o opazovalnih vodnjakih.



**Slika 2.** Odvisnost  $s - \log t$  pri modelu dvojne poroznosti KRUSEMAN & DERIDDER, 1991)

**Figure 2.** Semi-log time-drawdown plot in a fractured rock formation of the double porosity type (KRUSEMAN & DERIDDER, 1991)

3. *Diskretni oz. stohastični modeli.* Za analizo črpalnih poizkusov se precej manj kot zgoraj opisani modeli uporabljajo diskretni modeli, ki temeljijo na modeliranju realne geometrije razpok z vsemi izmerjenimi razpokami (naklon, vpad, odprtost, raztezanje itd.). Hidravlične lastnosti razpoklinskega sistema se nato izračunajo s statističnimi oz. stohastičnimi metodami (National Research Council, 1996). Metode temeljijo na povezavi posameznih razpok v modele mreže razpok (DFN, *Discrete Fracture Network*) in prav tako kot fraktalne še niso širše uveljavljene.

4. *Fraktalni modeli.* Predvsem v zadnjih letih so za analizo črpalnih poizkusov v razpoklinskih kamninah pričeli razvijati fraktalne metode (ACUNA & YORTSOS, 1995; HAMM & BIDAUX, 1996; LEVEINEN, 2000). Metodam je skupna predpostavka, da se nek pojav pojavlja v enaki obliki v različnih merilih. Tako lahko npr. na bloku kamnin določen vzorec razpok pričakujemo v regionalnem merilu. Večina teh metod je razvitih za nestacionaren tok, rešitve pa podobno kot pri Theisovi in ostalih metodah omogoči prilagajanje podatkov tipskim krivuljam.

Pri fraktalnih metodah je lahko dimenzija toka tudi realno število  $n$ , ki ima vrednosti med 1 (enodimenzijski tok), 2 (cilindrični dvodimenzionalni tok) ali 3 (radialni sferni tok v prostoru). Splošno difuzijsko enačbo, ki opisuje nestacionaren tok za te primere, je določil BARKER (1988) v svojem *Generalized Radial Flow (GRF)* modelu:

$$\frac{K_f}{r^{n-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^{n-1} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_{sf} \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (12)$$

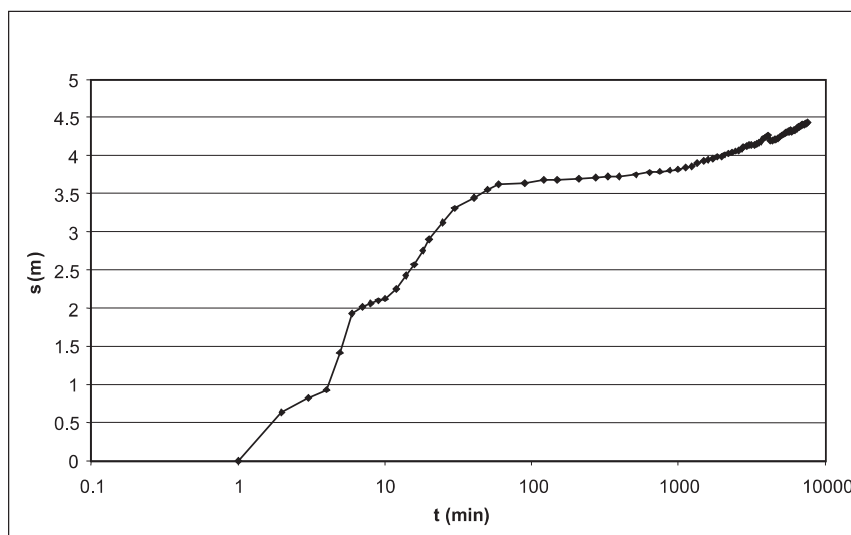
Podatki iz literature kažejo, da taki primeri v naravi obstajajo, saj so rezultate črpalnih poizkusov v različnih kamninah prilagodili krivuljam z različno dimenzijo  $n$ , npr.  $n=1,8$  v granitih,  $1,7$  v gabrih (LODS & GOUZE, 2004). Za  $n=2$  se Barkerjeve enačbe poenostavijo v znani formuli Theisa in Cooper-Jacoba za nestacionaren tok ter v Thiemovo formulo za stacionaren tok.

## REZULTATI IN RAZPRAVA

V nadaljevanju je podanih nekaj značilnih primerov rezultatov in analiz črpalnih poizkusov v dolomitih. Podobne grafe bi lahko analizirali tudi v nekaterih drugih kamninah, za katere veljajo predpostavke modela dvojne poroznosti (npr. razpokani peščenjaki, razpokane magmatske kamnine itd.). Za dolomite je značilno, da spadajo med zelo razpokane kamnine, saj so razpoke v njih precej bolj pogoste kot v peščenjaki in apnencih (AGUILERA, 1980). To potrjujejo

tudi opazovanja dolomitnih plasti v Sloveniji. Poroznost matriksa lahko v dolomitih niha v precej širokem razponu, od skoraj nič do nekaj odstotkov in pripada večinoma medkristalni poroznosti, nastali pri dolomitizaciji, redkeje pa poroznosti, nastali z raztapljanjem (*vugs*), ter fenestralni poroznosti, značilni za medplimske dolomite (MOORE, 2001).

Na sliki 3 je prikazan graf znižanja  $s$  v odvisnosti od časa pri črpalnem poizkusu v dolomitu cordevolske starosti pri konstantnem pretoku  $Q = 15$  l/s (VERBOVŠEK, 2003). Na njem je prikazana tridelna krivulja, značilna za model dvojne poroznosti. V začetnem delu krivulje (prvih nekaj minut) je opaznih nekaj odstopanj od premice, nato sledi položni del in kasneje (od 1000 minut dalje) spet počasno naraščanje znižanja. Podatki veljajo za črpalni vodnjak, zato je bila za analizo primerna obdelava po metodi WARREN-ROOTA (1963), ki je dala naslednje rezultate:  $T_f = 4,43 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s,  $S_f = 1,85 \cdot 10^{-2}$ ,



**Slika 3.** Diagram znižanja  $s$  v odvisnosti od časa (črpalni poizkus v dolomitu cordevolske starosti,  $Q=15$  l/s) (VERBOVŠEK, 2003)

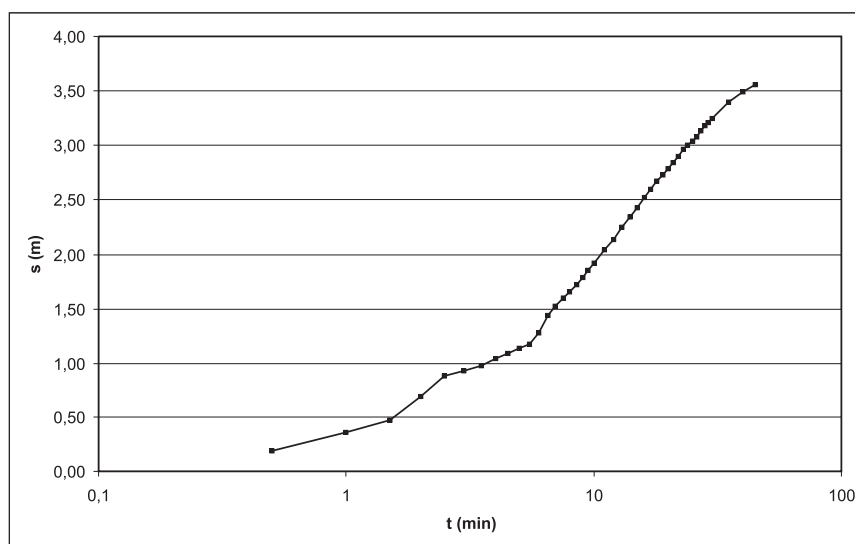
**Figure 3.** Semi-log plot for pumping test data in dolomite (Cordevolian age, discharge  $Q = 15$  l/s) (VERBOVŠEK, 2003).

$S_m = 0,34$  in koeficienta  $\lambda = 1,35 \cdot 10^{-6}$  ter  $\omega = 0,05$ . Primerljive vrednosti smo dobili tudi pri analizi Moenchovih podatkov za črpalni vodnjak po metodi Warren-Roota (KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991). Transmisivnosti blokov matriksa po tej metodi ni mogoče določiti. Obnašanje po modelu dvojne poroznosti je posledica dejstva, da ima dolomit cordevolske starosti veliko medkristalno poroznost, saj je nastal s pozno diagenozo.

Na drugem diagramu (sl. 4) je vidno znižanje v dolomitu zgornjetriasne starosti pri črpanju  $Q = 0,1$  l/s (VERBOVŠEK, 2003). Črpanje je trajalo bistveno manj časa kot pri prejšnjem primeru, zato iz oblike krivulje ni jasno, kakšen bi bil nadaljni potek podatkov na grafu. Mogoče je namreč, da so meritve zajele le začetni del krivulje, ko je prisoten tok le iz razpok, saj leži večina podatkov na linearnem delu. To potrjuje nekaj zadnjih meritev, kjer se znižanje počasi izravnava v bolj položno krivuljo, ki je tipična za model

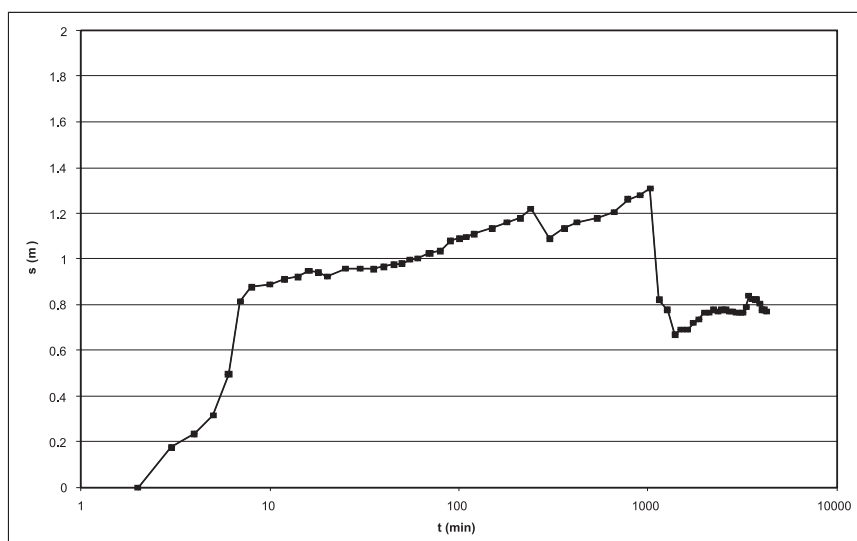
dvojne poroznosti. Druga možnost pa je, da ima dolomit zelo majhno poroznost matriksa in sta tako tok kot vskladiščenje prisotna le v razpokah in ne tudi v matriksu. V tem primeru velja izračunani koeficient elastičnega vskladiščenja  $S = 0,31$  tako za bloke matriksa kot tudi za razpoke ( $S_f + \beta S_m$ ), zadnjih nekaj meritev pa lahko predstavlja vpliv slabše prepustne bariere ali pa manjše merske napake. Za analizo linearnega dela je lahko tedaj primerna Cooper-Jacobova metoda, kateri izračunani podatek  $T = 6,54 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s predstavlja transmisivnost razpok  $T_f$  in ne transmisivnosti kamnine z medzrnsko poroznostjo  $T_m$ .

Na sliki 5 (VERBOVŠEK, 2003) je prikazan primer črpalnega poizkusa, kjer modela dvojne poroznosti žal zaradi prevelikih nihanj pretoka ne moremo direktno uporabiti na s-t diagramu. Zato moramo v ta namen uporabiti za pretok normirani s/Q-t diagram, na kar se često pozablja. Takih situacij je precej, saj se pogosto uporabljajo t.i. *step testi*, s katerimi



**Slika 4.** Diagram znižanja  $s$  v odvisnosti od časa (črpalni poizkus v dolomitu zgornjetriasne starosti,  $Q=0,1$  l/s)

**Figure 4.** Semi-log plot for pumping test data in dolomite (Norian-Rhaetian age, discharge  $Q = 0.1$  l/s) (Verbovšek, 2003)



**Slika 5.** Diagram znižanja  $s$  v odvisnosti od časa (črpalni poizkus v "glavnem dolomitu" norijsko-retijske starosti), variabilen pretok (VERBOVŠEK, 2003)

**Figure 5.** Semi-log plot for pumping test data in dolomite (upper Triassic age), variable discharge (VERBOVŠEK, 2003)

določujejo učinkovitosti delovanja vodnjakov. Kadar sta v takem obravnavanem sistemu prisotni obe vrsti poroznosti, so efekti dvojne poroznosti zaradi nihanja pretokov zabrisani.

## ZAKLJUČKI

Temeljna razlika med analizami črpalnih poizkusov v medzrnskih in v razpoklinskih vodonosnikih je v izračunu hidravličnih parametrov, saj dobimo v prvem primeru podatka o transmisivnosti ( $T$ ) in specifičnem elastičnem vskladiščenju vodonosnika ( $S_s$ ), v drugem pa ločene rezultate transmisivnosti ( $T_f$ ) in specifičnega elastičnega vskladiščenja razpok ( $S_{sf}$ ) ter transmisivnosti ( $T_m$ ) in specifičnega elastičnega vskladiščenja blokov matriksa ( $S_{sm}$ ). Razlika je opazna tudi na grafu odvisnosti znižanja od časa ( $s - \log t$ ), kjer je za medzrnske kamnine odvisnost linearna, za razpoklinske pa se kaže v obliki tridelne krivulje v obliki črke S (sl. 2 in sl. 3). Za prvi

del krivulje je značilen tok le iz razpok ( $T_f \gg T_m$ ), nato pride do upočasnitve naraščanja znižanja zaradi toka iz matriksa v razpoke, na koncu pa se blažilni učinek dotoka vode iz matriksa izgubi.

V začetnem delu so zaradi kratkih merskih časovnih intervalov na krivulji mogoče manjše napake pri meritvah, prav tako pa na ta del krivulje vplivajo efekti vskladiščenja vode v vodnjaku ter "kožni" oz. *skin* efekti, zato premici (sl. 2) skoraj nikoli nista vzporedni. Tridelna krivulja je lahko zabrisana tudi, kadar je parameter  $\lambda$  izredno majhen, saj je tedaj transmisivnost blokov matriksa zanemarljiva in tok je v celotnem črpalnem poizkusu prisoten le v razpokah. Kamnina se tedaj obnaša podobno kot homogen vodonosnik z medzrnsko poroznostjo.

Analiza izbranih črpalnih poizkusov v dolomitnih vodonosnikih kaže, da nekatere krivulje sledijo modelu dvojne poroznosti in jih je zato potrebno tako tudi razlagati.

Rezultati samodejnega računalniškega prilagajanja rezultatov krivulj za medzrnsko poroznost skozi vse točke na sliki 3 so nelogični, dobljene vrednosti pa so napačne, saj naj bi parametre v razpokah in v matriksu obravnavali ločeno (RUMBAUGH AND RUMBAUGH, 2003).

Nekateri črpalni poizkusi v dolomitih na grafu  $s - \log t$  vseeno ne prikazujejo omenjene krivulje v treh delih, temveč le v linearni odvisnosti, podobno kot pri medzrnskih kamninah (sl. 4). Vzrokov je več. Če je črpanje prekratko, pridobimo podatke le za prvi del krivulje, saj tedaj še ne prihaja do izcejanja vode iz matriksa v razpoke. Črpalni poizkusi bi v takih primerih torej morali biti daljši (primer na sliki 2). Če so razpoke drobne in je kamnina z njimi gosto prežeta ter če zanjo veljajo pogoji laminarnega toka oz. Darcyjev zakon, potem lahko za razpoklinske vodonosnike uporabimo tudi metode, razvite za medzrnske vodonosnike (VASVARI & KRIEGL, 2003). Model dvojne poroznosti tedaj namreč izgubi pomen in se poenostavi v model z enojno poroznostjo, za katerega veljajo metode Theisa in Cooper-Jacoba. Seveda moramo upoštevati, da predstavlja izračunani podatek  $T$  transmisivnost razpok  $T_f$ , hkrati pa podatek o elastičnem koeficientu vskladiščenja  $S$  velja za razpoke ( $S_f$ ). Tretja razlaga za linearen potek krivulje je mogoča pri analizi podatkov iz opazovalnih vodnjakov. Tridelna krivulja je namreč značilna le za bližnjo okolico črpalnega vodnjaka, saj je na določeni oddaljenosti od vodnjaka prisoten le združen tok iz matriksa in iz razpok (KAZEMI ET AL., 1969).

Če je iz podatkov črpalnega poizkusa razvidno, da ima vodonosnik dvojno

poroznost, lahko zaradi metode samodejnega računalniškega prilagajanja krivulj za medzrnsko poroznost nastanejo temeljne napake. Namesto realnih vrednosti hidravličnih parametrov dobimo prevelike ali premajhne vrednosti, kar je odvisno od načina samodejnega prilagajanja. Tako lahko npr. izračunamo večjo transmisivnost ali specifično elastično vskladiščenje vodonosnika, kot je dejanska, s tem pa precenimo sposobnost izkoriščanja vode iz vodonosnika. Napačni so lahko tudi izračuni hitrosti pretakanja vode v vodonosnikih, dejansko širjenje polutantov je lahko npr. mnogo hitrejše, kot smo izračunali, ker se polutanti v razpokah in v matriksu gibljejo s precej različno hitrostjo.

Čeprav so obdelave črpalnih poizkusov v razpoklinskih vodonosnikih bolj zapletene in manj razširjene kot metode za medzrnske kamnine, jih je vsekakor potrebno uporabljati, ko analiziramo črpalne poizkuse v razpoklinskih kamninah. Ker moramo včasih potrebne parametre določiti že med črpanjem, je za pravilne rezultate ključnega pomena predhodno poznavanje ustreznih metod.

## Zahvale

Hvala izr. prof. dr. M. Veseliču za kritične pripombe pri izdelavi prispevka.

## SUMMARY

### Appropriate analysis methods of pumping tests in fractured aquifers

Carbonate aquifers belong to fractured or karstic-fractured type. Although the appropriate methods for analyzing pumping

test data are those developed for fractured aquifers, unsuitable methods like Theis or Cooper-Jacob are still currently used for analysis in Slovenia. Use of these methods leads to erroneous calculations of hydraulic parameters. However, even in some recent aquifer test data books the methods for fractured reservoirs are completely omitted (BATU, 1998). The reason for their absence is probably the fact that they are still “being developed” and are not widely in use, mostly because of complex mathematical theory used for analysis, hard-to-obtain fracture properties and the need for special drilling equipment.

Modeling of fractured aquifers can be divided in four categories: discrete models, continuum, multicontinuum and hybrid models. Most aquifer test analysis methods are based on the double porosity model (BARENBLATT ET AL., 1960), which belongs to the multicontinuum type. Characteristic for this model is that the heterogeneous space is divided into two overlapping media: the fractures and the matrix blocks (Fig. 1), both of them having their own characteristics. The fractures have high permeability and low storage capacity and the matrix blocks the opposite, low permeability and high storage capacity.

There are several aquifer test data analysis methods, which fall into different categories:

- Single vertical or horizontal fractures: methods of GRINGARTEN-WITHERSPOON (1972), GRINGARTEN & RAMEY (1974) AND RAMEY-GRINGARTEN (1976).
- Double porosity models: WARREN-ROOT (1963), BOURDET & GRINGARTEN (1980), KAZEMI ET AL. (1969), BOULTON & STRELTSOVA (1977) AND MOENCH (1984).

- Discrete and stochastic models: different methods, based on Discrete Fracture Network (DFN) models (National Research Council, 1996).
- Fractal analysis: most methods are based on BARKER's (1988) Generalized Radial Flow (GRF) model, which allows non-integer values for flow dimension.

Most methods, used for analysis of dolomite and other fractured-type aquifers, belong to double porosity models. Drawdown in these systems can be divided in three time periods (Fig. 2): early pumping time, when all the flow comes from the storage in the fractures, medium pumping time, which represents transition period during which the matrix blocks feed the water to the fractures and late pumping times, when the water comes both from the storage in fractures and matrix blocks (KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991).

On Figure 3 is shown the semi-log plot for aquifer test data of dolomite of cordevolian age (VERBOVŠEK, 2003). The curve follows the ideal double porosity type curve of early, middle and late pumping times. The parallel lines however do not occur, because the early time linear relationship is hidden by well-storage and skin effects. Data have been analyzed by WARREN-ROOT (1963) method, which supports single pumping well conditions with no observation wells and it showed the following results:  $T_f = 4.43 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $S_f = 1.85 \cdot 10^{-2}$ ,  $S_m = 0.34$ ,  $\lambda = 1.35 \cdot 10^{-6}$  and  $\omega = 0.05$ , which are comparable to those of Moench (KRUSEMAN & DE RIDDER, 1991). The double porosity behaviour can be explained by large intercrystalline porosity of dolomite, which was developed by burial diagenesis. On the next figure (Fig. 4; VERBOVŠEK, 2003) is

shown the plot which does not show the typical double porosity curve. In comparison with previous data the pumping times are much shorter, which can result in “missing” transition and late pumping times parts of the curve. Pumping test should be longer in this case. Another explanation is that dolomite has very low matrix porosity, which simplifies the double porosity model into single-porosity one, having only fracture porosity. In this case the usual Theis or Cooper-Jacob methods can be used. The last plot (Fig. 5; VERBOVŠEK, 2003) shows the data obtained by using variable discharge. Drawdown significantly deviates from the ideal three-part curve and the double porosity methods can generally not be used due to the too short later steps.

The main difference between the single porosity and double porosity models is that the last ones give the results of transmissivities and storativities of both fractures and matrix. We can also detect the double porosity behaviour on the semi-log plot of drawdown versus time, which shows two lines (usually not parallel due to well-storage and skin effects) with transition time in between (Fig. 2). Use of automatic computer-fitting linear curve to all the data in Figure 2 or Figure 3 would lead to erroneous and illogical results, as there are actually two transmissivities and storativities of the system (fracture and matrix). One can therefore calculate incorrect transmissivities and storativities, and this could lead to misinterpreted flow and pollutant velocities. The proper use of fractured aquifer methods is therefore of utmost importance.

## VIRI

- ACUNA, J. A. & YORTSOS, Y. C. (1995): Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient.- *Water Resources Research* Vol. 31, No. 3,; pp. 527-540.
- AGUILERA, R. (1980): Naturally Fractured Reservoirs.- *Pennwell Books*, 703 p.
- AGUILERA, R. (1987): Well Test Analysis of Naturally Fractured Reservoirs.- *SPE Formation Evaluation*, Society of Petroleum Engineers.
- BARENBLATT, G.I., ZHELTOV, I.U.P., KOCHINA, I.N. (1960): Basic concepts in the theory of seepage of homogenous liquids in fissured rocks. - *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* 24 (5): pp. 1286-1303.
- BARKER, J. A. (1988): A Generalized Radial Flow Model for Hydraulic Tests in Fractured Rock.- *Water Resources Research*.: 24, No. 10, pp. 1796-1804.
- BATU, V. (1998): Aquifer Hydraulics. A comprehensive guide to hydrogeologic data analysis.- *John Wiley & Sons Inc.*, 727 p.
- BOULTON, N.S. & STRELSTOVA, T.D. (1977): Unsteady flow to a pumped well in a fissured water-bearing formation.- *J. Hydrol.*: 30, pp. 29-46.
- BOURDET, D. & GRINGARTEN, A. C. (1980): Determination of fissure volume and block size reservoirs by type-curve analysis.- Paper SPE 9293, Presented at 1980 *SPE Annual Fall Techn. Conf. and Exhib.*, Dallas
- ČENČUR CURK, B. (2002): Tok in prenos snovi v kamnini s kraško in razpoklinsko poroznostjo: *Doktorska disertacija*. Univerza v Ljubljani, NTF, 253 p.
- DOMENICO, P. A. AND SCHWARTZ, F. W. (1998): Physical and Chemical Hydrogeology, 2<sup>nd</sup> ed.- *Wiley*, 528 p.
- GRINGARTEN, A. C. & WITHERSPOON, P. A. (1972): A method of analyzing pump test data from fractured aquifers.- *Int. Soc. Rock Mechanics and Int. Ass. Eng. Geol., Proc. Symp. Rock Mechanics*, Stuttgart, Vol. 3-B, pp.1-9.
- HAMM, S-Y. & BIDAUX, P. (1996): Dual-porosity fractal models for transient flow analysis in fissured rocks.- *Water Resources Research*. 32, No. 9, pp. 2733-2745.

- HYDROSOLVE INC. (2005): AQTESOLV for Windows. Version 3.5. <http://www.aqtesolv.com>.
- KAZEMI, H., SETH, M.S., THOMAS, G.W. (1969): The Interpretation of Interference Tests in Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution.- *Soc. of Petrol. Engrs. J.*, pp. 463-472.
- KRIVIC, P. (1983): Študija hidrodinamike kraškega vodonosnika (Slovenski povzetek).- *Geologija.*: 26, pp. 149-186.
- KRUSEMAN, G. P. & DE RIDDER, N. A. (1991): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, 2<sup>nd</sup> ed. - International Institute for Land Reclamation and Improvement, *Wageningen, (ILRI Publication 47)*, 377 p.
- LEVEINEN, J. (2000): Composite model with fractional flow dimensions for well test analysis in fractured rocks.- *Journal of Hydrology.* 234, pp. 116-141.
- LODS, G. & GOUZE, P. (2004): WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakage approaches. *Computers & Geosciences*: 30, pp. 937-947.
- MOENCH, A. F. (1984): Double porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin.- *Water Resources Research.* 20, No. 7, pp. 831-846.
- MOORE, C. H. (2001): Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, *Elsevier Science B.V.*, Amsterdam.
- National Research Council (1996): Rock fractures and fluid flow. Contemporary Understanding and Applications.- *National Academy Press*, 551 p.
- NEUMAN, S.P. (2005): Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks.- *Hydrogeology Journal.* 13, 124-147, DOI: 10.1007/s10040-004-0397-2
- RUMBAUGH, D. & RUMBAUGH, J. (2003): Program AquiferWin32, Version 3.00.- *Environmental Simulations, Inc.*
- VASVÁRI, V. & KRIEGL, C. (2003): Determination of hydraulic properties in fractured aquifers in Austria.- V: Krásný, J., Zbynek, H., Bruthans, J.: *International Conference on Groundwater in Fractured Rocks*, pp. 109-110, Prague.
- VERBOVŠEK, T. (2003): Izdatnost vodnjakov in vrtin v Sloveniji – skupina dolomitnih vodonosnikov.- *Diplomsko delo, Univerza v Ljubljani*, NTF, 206 p.
- WARREN, J.E. & ROOT, P.J. (1963): The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs.- *Soc. of Petrol. Engrs. J.* 3, pp. 245-255.
- Waterloo hydrogeologic inc. (2001): WHI AquiferTest, Version 3.01, Waterloo Hydrogeologic Inc., Canada (Interna pomoč programa), <http://www.waterloohydrogeologic.com>.



