

UDC 543.3

SCOPUS CODE 1907

<https://doi.org/10.36073/1512-0996-2023-1-50-63>

ღრმად განლაგებული სითხის გეოთერმული პირობები კოლხეთის არტეზიულ აუზში: წყლის ქიმიური შედგენილობა და გეოთერმომეტრია

თამარ მიქავა

გამოყენებითი გეოლოგიის დეპარტამენტი, საქართველოს ტექნიკური
უნივერსიტეტი, საქართველო, 0160, თბილისი, მ. კოსტავას 75
E-mail: t.mikava@gtu.ge

რეცენზენტები:

ზ. კაკულია, ჰიდროგეოლოგიის და საინჟინრო გეოლოგიის ინსტიტუტის დირექტორი, პროფესორი

E-mail: z.kakulia@gtu.ge

ხ. ავალიანი, სტუ-ის სამთო-გეოლოგიური ფაკულტეტის ასოცირებული პროფესორი

E-mail: kh.avaliani@gtu.ge

ანოტაცია. ყველაზე მნიშვნელოვან საკითხებს შორის უნდა დახასიათდეს წყალშემცველი ჰორიზონტის ტემპერატურა ნებისმიერ გეოთერმულ სისტემაში და თერმული მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციის პროცესები. ჰიდროთერმულ სისტემაში ღრმად განლაგებული სითხეები უზრუნველყოფს სითბოს და აკონტროლებს თერმული მიწისქვეშა წყლების ტემპერატურულ ცვლილებებს წყალშემკრებ აუზებში. წყლის ქიმიაზე დაფუძნებული გეოთერმომეტრები გამოყენებულ იქნა მიწისქვეშა წყლების ტემპერატურის შესაფასებლად სხვადასხვა წყალშემკრებ აუზსა და კომპლექსში. თუმცა, ჰიდროქიმიური გეოთერმომეტრებით შეფასებული საშუალო ტემპერატურა ხშირად ცვალებადია და ძნელია შესაბამისი საშუალო გეოთერმული სითხის

ტემპერატურის მინიჭება, რადგან ტემპერატურა და წნევა იცვლება გეოთერმული სითხის ზემოთ მოძრაობის დროს. სხვადასხვა გეოთერმომეტრი სხვადასხვა ტემპერატურის დიაპაზონის შესაფერისია. ზოგიერთი ჰიდროქიმიური გეოთერმომეტრი შესაფერისია მაღალი ტემპერატურის გეოთერმული სისტემებისთვის, ზოგი კი – საშუალო და დაბალი ტემპერატურის გეოთერმული სისტემებისთვის. ამ გეოთერმული თერმომეტრების საფუძველზე ხშირად ძნელია ისეთი ტემპერატურის მინიჭება, რომელიც ახლოსაა გეოთერმული სისტემის რეალურ ტემპერატურასთან, რადგან გასათვალისწინებელია ატმოსფერული ნალექის გავლენა, რაც იწვევს ქიმიური კომპონენტების კონცენტრაციის შემცირებას და განზავებას, არაღრმა მიწისქვეშა წყლებთან შეხების გამო.

საკვანძო სიტყვები: გეოთერმომეტრები; გეოთერმული მიწისქვეშა წყლები; წყალშემცველი ჰორიზონტი; ჰიდროგეოლოგია.

შესავალი

საქართველოს წიაღი მდიდარია თერმული მიწისქვეშა წყლებით. მათი გამოყენების სფერო ქვეყნის ეკონომიკაში ძალზე ფართოა, დაწყებული თბოენერგეტიკით, დამთავრებული სოფლის მეურნეობით და სამკურნალო-გამაჯანსაღებელი ქსელის მოწყობით. ქართველი გეოლოგების მრავალწლიური კვლევებით დადგენილია, რომ ჩვენს ქვეყანაში თერმული წყლების დიდი მარაგი დაკავშირებულია მეზოზოური ეპოქის ქვედა ცარცული ასაკის მძლავრ კარბონატულ წყებასთან [1]. ჭაბურღილებით გახსნილი თერმული წყლები საქართველოს თითქმის ყველა კუთხეში გვხვდება, თუმცა, ამ მხრივ განსაკუთრებით მდიდარია სამეგრელოს და აფხაზეთის რეგიონები. აქ გავრცელებული თერმული წყლებიდან, რომელთა ტემპერატურა ხშირად 100°C -ს აჭარბებს, აღსანიშნავია ქვალონის, ოხურეის, სენაკის, კინდლის საბადოები, სადაც ჭაბურღილებიდან წყალ-ორთქლის მძლავრი შადრევანი იფრქვევა. ეს ძვირფასი წიაღისეული ფუჭად იღვრება, პრაქტიკულად ყოველგვარი გამოყენების გარეშე. მეორე მხრივ, რეალურია იმის შესაძლებლობა, რომ გეოგრაფიულად ხელსაყრელ გარემოში არსებული თერმული წყლის ჭაბურღილი სათანადოდ აღიჭურვოს და მოპოვებული თერმული წყალი გამოყენებულ იქნეს თანამედროვე მეთოდებით სითბური ენერგიის ელექტროენერგიად გარდასაქმნელად. თერმული წყლების ენერგიის ელექტრო-

ნერგიად გარდაქმნის მეთოდს მსოფლიოს 20-ზე მეტი ქვეყანა იყენებს. მათგან აღსანიშნავია – ისლანდია, აშშ, კანადა, ახალი ზელანდია, ავსტრალია, იტალია, გერმანია, საფრანგეთი, თურქეთი, ფილიპინები, ჩინეთი, იაპონია და სხვ. ნიშანდობლივია, რომ დღესდღეობით გეოთერმული ელექტროსადგურები მსოფლიოს ელექტროენერგიის 1%-ზე მეტს გამოიმუშავებს, რაც მათი ფართოდ გამოყენების პერსპექტივას განაპირობებს. ამ მხრივ წამყვანი პოზიცია, რა თქმა უნდა, ისლანდიას ეკუთვნის, რომელიც განსაკუთრებით მდიდარია მიწისქვეშა თერმული წყლების მარაგით. ამ ქვეყანაში ელექტროენერგიის 26,2% თერმულ წყლებზე მომუშავე გეოთერმული სადგურების ხარჯზე მიიღება, ამასთანავე ისლანდიაში სახლების 90%-ის გასათბობად თერმულ გათბობას იყენებენ.

თერმული წყლების გენეზისის საკითხზე მრავალფეროვანი და ამომწურავი ინფორმაცია არსებობს. აქედან გამომდინარე, ინოვაციურობა მხოლოდ ამ წყლების გამოყენებას უნდა შეეხოს. სახელდობრ, გაჩნდება პერსპექტივა დედამიწის სითბური ენერგიის (მიწისქვეშა თერმული წყლების სახით) რაციონალურად გამოყენებისა ქვეყნის მეურნეობის ისეთ მნიშვნელოვან დარგებში როგორიცაა: თბოფიკაცია, სოფლის მეურნეობა, სამედიცინო მომსახურება, ძვირფასი კომპონენტების თერმული წყლებიდან მოპოვება და ა.შ.

ძირითადი ნაწილი

საკვლევი ტერიტორიის ჰაერის წლიური საშუალო ტემპერატურაა 23°C , ხოლო საშუალო წლიური ნალექი 1200 მმ-ია [2]. მიწისქვეშა წყლების ტემპერატურა აღემატება საკვლევ სინჯებში 36°C -ს და

ცხრილი 1

პიდროქიმიური და იზოტოპური მახასიათებლები დასავლეთ საქართველოს მიწისქვეშა წყლებში

ნომერი	T(°C)	PH	EC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	NO ₃	Li	B	F	SiO ₂	TDS	წყლის ტიპი
D1 თერმული ჰაბერდილი	92,7	7,2	5,17	5,45	44,19	16,14	0,06	1,577	112,1	6,75	44,76	4,126	0,26	0,047	2,05	51,62	2,59	Cl-Na
D2 თერმული ჰაბერდილი	72	8	0,87	6,72	83,96	6,72	0,04	152,1	37,86	11,26	132	0,289	0,52	0,29	11,67	4,77	434	HCO ₃ -Cl-Na
D3 თერმული ჰაბერდილი	79,2	6,8	13,62	5,99	81,24	112,2	0,72	5,02	256	0	33,29	4,221	0,34	0,027	0	18,12	6,81	Cl-Ca+Na
S1 თერმული წყარი	42	9,2	0,26	1,39	27,43	2,3	0,02	10,59	8,64	29,27	44,76	0,129	0,13	0,056	9,48	13,44	128	HCO ₃ -Na
S2 თერმული წყარი	63,7	8,6	0,25	1,63	24,45	2,56	0	7,57	7,35	7,88	40,17	0,139	0,1	0,047	7,81	17,14	123	HCO ₃ -Na
S3 თერმული წყარი	54,5	8,8	0,49	3,45	50,87	2,02	0,06	21,33	35,34	28,14	103,3	0	0,35	0,173	19,63	15,88	247	HCO ₃ -Na
S4 თერმული წყარი	55,4	8,7	0,51	3,63	51,33	2,36	0,04	23,34	41,94	24,76	102,2	0,172	0,37	0,175	20,2	17,73	256	HCO ₃ -SO ₄ -Na
S6 თერმული წყარი	63,2	8,6	0,42	2,54	42,53	2,35	0	9,81	31,86	25,89	97,56	0,134	0,3	0,181	16,01	13,49	211	HCO ₃ -Na
S7 თერმული წყარი	77,5	8,6	0,38	2,89	36,65	2,14	0	16,31	13,69	20,26	89,53	0,319	0,28	0,049	13,49	22,79	190	HCO ₃ -Na
S8 თერმული წყარი	53,5	8,9	0,93	3,8	76,4	15,41	0,01	25,4	22,75	9,01	30,99	0,163	0,49	0,036	6,4	11,88	464	Cl-Na
S9 თერმული წყარი	45	9	0,41	2,44	41,25	2,96	0,05	12,07	27,27	24,76	97,56	0,16	0,26	0,124	19,74	19,68	203	HCO ₃ -Na
S10 თერმული წყარი	42,2	8,9	0,41	2,92	42,14	3	0,11	12,09	28,91	25,89	82,64	0	0,25	0,123	20,27	22,31	207	HCO ₃ -Na
S5 მიწისქვეშა წყალი	25,3	5,7	0,04	0,83	0,84	4,33	0,24	4,72	4,32	0	19,51	1,206	0	0	0,4	4,87	20,1	HCO ₃ -Cl-Ca
W1 მიწისქვეშა წყალი	25,2	6,6	0,2	1,27	4,69	33,3	1,24	5,06	3,97	0	127,6	9,962	0,004	0,049	33,3	33,3	98,3	HCO ₃ -Ca
W2 მიწისქვეშა წყალი	28	5	0,03	4,66	5,08	2,27	1,18	8,02	2,31	0	13,08	16,09	0,001	0,03	33,3	33,3	14,9	HCO ₃ -Cl-Na
W3 მიწისქვეშა წყალი	28,5	6,4	0,25	3,37	5,08	35,42	4,44	7,58	14,3	0	127,6	17,83	0,001	0,047	33,3	33,3	125	HCO ₃ -Ca
W4 მიწისქვეშა წყალი	25,5	6,2	0,25	7,76	9,93	21,07	5,36	15,42	27,49	0	65,41	0	0,001	0,056	33,3	33,3	125	HCO ₃ -Ca
W5 მიწისქვეშა წყალი	27	6,2	0,2	1,51	6,05	20,94	4,34	10	11,19	0	42,52	64,6	0,002	0,031	33,3	33,3	99,7	HCO ₃ -Cl-Ca+Na
W6 მიწისქვეშა წყალი	25	7,2	0,04	1,26	4,58	1,43	0,79	4,82	2,5	0	21,59	1,679	0,001	0,029	33,3	33,3	20,2	HCO ₃ -Na
W7 მიწისქვეშა წყალი	26,8	6,8	0,03	1,67	3,76	1,48	0,33	5,76	3,13	0	13,08	2,806	0	0,052	33,3	33,3	15	HCO ₃ -Cl-Na
W8 მიწისქვეშა წყალი	26	6,1	0,29	2,12	14,26	15,35	6,02	18,72	13,41	0	94,85	1,842	0,001	0,034	33,3	33,3	145	HCO ₃ -Na+Ca
R1 მდინარის წყალი	28,5	7	0,05	1,31	5,57	2,96	1,11	6,1	2,77	0	30,74	3,708	0,001	0,028	33,3	33,3	26,9	HCO ₃ -Na+Ca
SE1 გუბის წყალი	26	7,9	35,3	4,95	131,5	5,21	15,12	284,9	33,36	0	121	0	0,003	0,219	33,3	33,3	17,7	Cl+HCO ₃ -Na

განხილვება, როგორც თერმული წყლები. დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე აღებულ იქნა წყლის 23 სინჯი, როგორც გეოთერმული ჭაბურღილებიდან, ისე ზედაპირული წყლებიდან, საყოფაცხოვრებო ჭებიდან და წყაროდან (ცხრილი 1).

მაღალი ტემპერატურის პერსპექტიული გეოთერმული წყალშემცველი კომპლექსი გამოვლენილია, როდესაც მიწისქვეშა წყლებმა მიაღწიეს წონასწორობის პირობებს მის შემცველ ქანებთან. თუ ეს წონასწორობის პირობები არ არის მიღწეული, მაშინ დაბალტემპერატურულმა გეოთერმულმა სისტემებმა შეიძლება გამოიწვიოს მცდარი შედეგები. ეს შეიძლება გამოწვეული იყოს მიწისქვეშა წყლების ქიმიური პროცესებით. გაზომილი ტემპერატურა გეოთერმული და მიწისქვეშა წყლებისთვის შესაბამისად მერყეობს 42,0-დან 92,7 °C-მდე და 25,2-დან 28,5 °C-მდე. წყალბადიონების მაჩვენებლით გეო-

თერმული წყლის ნიმუშები სუსტად ტუტეა და იცვლება 6,8-დან 9,2-მდე. W2-ის და S5 ნიმუშების გარდა (5,0 და 5,7, 1-ელ ცხრილში, შესაბამისად), pH მიწისქვეშა წყლის სინჯებში ახლოსაა ნეიტრალურთან და მერყეობს 6,1-დან 7,9-მდე. მიწისქვეშა წყლების ნიმუშების ელექტროგამტარობა ნაკლებია 0,3 mS/cm-ზე, ხოლო გუბის წყლის (ნიმუში SE1) ნიმუშში 35,3 mS/cm. გეოთერმული ელექტრული გამტარობა თერმული წყლის ნიმუშებში უფრო მაღალია (>0,24 mS/cm), ვიდრე მიწისქვეშა წყლების ნიმუშებში. ხსნადი SiO₂-ის შემცველობა გეოთერმულ გარემოში თერმულ წყლებში მნიშვნელოვნად მერყეობს 4,77-დან 51,62 მგ/ლ-მდე.

ანიონებიდან ძირითადად წარმოდგენილია HCO₃ და Cl იონები, ხოლო SO₄²⁻-ის შემცველობა შედარებით დაბალია გეოთერმულ წყლებში (ცხრილი 1; სურ. 2).

ცხრილი 2

სილიკატებისა და კათიონების გეოთერმომეტრული ემპირიული ფორმულები

გეოთერმომეტრები	ემპირიული ფორმულა
Na – K	$T_{Na-K} = \frac{1217}{1.483 + \lg(C_{Na}/C_K)} - 273.15$
K – Mg	$T_{K-Mg} = \frac{4410}{14.10 - \lg(C_K^2/C_{Mg})} - 273.15$
Na – K – Ca	ფორმულა (1): $T_{Na-K-Ca} = \frac{1647}{2.24 + \lg(C_{Na}/C_K) + \beta \lg(C_{\sqrt{Ca}}/C_{Na})} - 273.15$ ფორმულა (2): $T_{Na-K-Ca} = \frac{1647}{2.47 + \lg(C_{Na}/C_K) + \beta \lg(C_{\sqrt{Ca}}/C_{Na}) + 2.06} - 273.15$
კვარცი	$T_1 = \frac{1309}{5.19 - \lg S} - 273.15$
კვარცი: ორთქლის მაქსიმალური დანაკარგით	$T_2 = \frac{1522}{5.75 - \lg S} - 273.15$
ქალცედონი (დანაკარგის გარეშე)	$T_3 = \frac{1000}{4.78 - \lg S} - 273.15$
ქალცედონი, მაქსიმუმი დანაკარგით	$T_4 = \frac{1112}{4.91 - \lg S} - 273.15$
გახსნილი სილიციუმის შემცველობა	$T_5 = -44.119 + 0.244695 - 1.7424 \times 10^{-4} + 79.3051 \lg S$

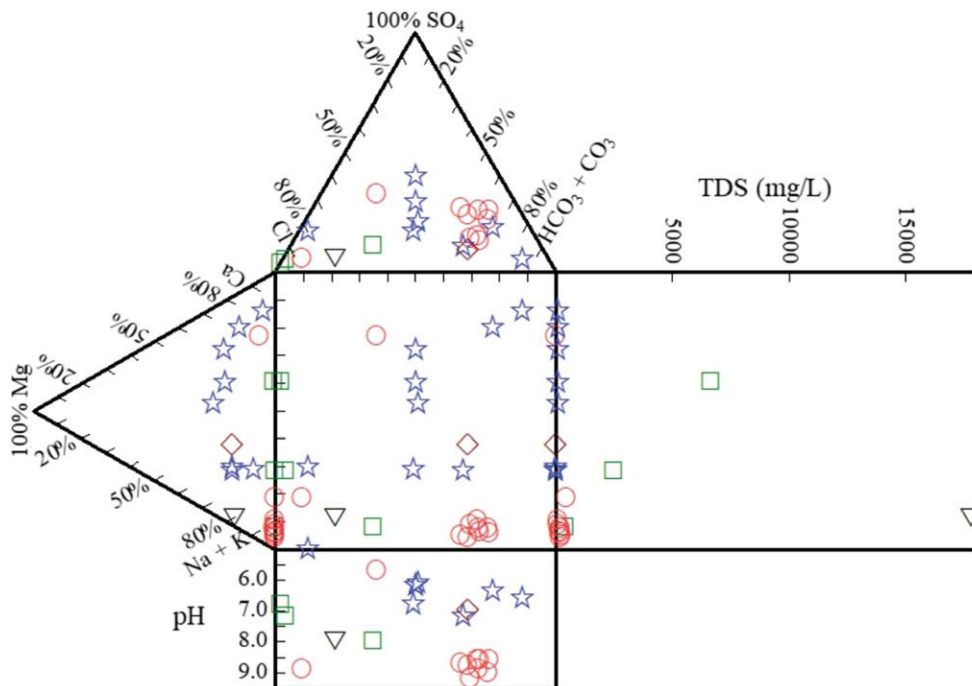
შენიშვნა: T - ტემპერატურა °C; C - აბსოლუტური შემცველობა მგ/ლ; S - გახსნილი SiO₂-ის კონცენტრაცია მგ/ლ; T1–T5 - გეოთერმომეტრები; განსაზღვრული გახსნილი SiO₂ -ით.

კათიონებიდან ძირითადად წარმოდგენილია Na^+ და Ca^{2+} , ხოლო Mg^{2+} -ის კონცენტრაცია შედარებით დაბალია თერმულ მიწისქვეშა წყლებში (ცხრილი 1; სურ. 2). გეოთერმული წყლის სინჯების უმრავლესობაში ფთორის კონცენტრაცია 10 მგ/ლ-ზე მეტია, მაშინ როცა მიწისქვეშა და ზედაპირულ წყლებში კვალის სახით არის წარმოდგენილი.

დასინჯული სინჯების განსაზღვრული მახასიათებლები დატანილია დუროვის დიაგრამაზე (სურ. 1)

1-ელ სურათზე სამკუთხა ნაკვეთი $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ზედა ნაწილში შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მაგ-

მატური აქროლადი ნივთიერებების რაოდენობის შესაფასებლად ჰიდროთერმულ სისტემაში [1]. შესწავლილი ტერიტორიის თერმული მიწისქვეშა წყლების ნიმუშები იონური შემცველობის მიხედვით შეიძლება დაიყოს ორ განსხვავებულ ჯგუფად. D1, D2, D3 და S8 ქმნის ფორმირებულ წყლის ჯგუფს ქლორიდის დომინანტით და შედარებით დაბალი pH-ით. მეორე ჯგუფი მოიცავს თორმეტი გეოთერმული წყლის ნიმუშიდან ცხრას, რაც აჩვენებს ტუტე ბიკარბონატული წყლის ტიპს და ითვლება პერიფერიულად. ისინი თბება არაღრმა ქერქის ჰიდროლოგიურ წრეში.



სურ. 1. დასინჯული მიწისქვეშა წყლების ჰიდროქიმიური მახასიათებლების გამოსახვა დუროვის დიაგრამის საშუალებით

პირობითი აღნიშვნები:

□ - ჰაბურდული; ○ - წყარო; ☆ - ჰა; ◇ - მდინარე; ▽ - გუმბის წყალი

გეოთერმულ წყლებში ხსნადი SiO_2 -ის (სილიციუმის ოქსიდი) შემცველობა უფრო დაბალია, ვიდრე სილიციუმისა ზოგიერთ მაღალტემპერატურულ გეოთერმულ სისტემაში [4], თუმცა, გეოთერმულ წყლებში Ca^{2+} შემცველობა ნორმალურთან შედარებით უფრო მაღალია, ვიდრე მიწისქვეშა წყლების სინჯებში, რაც ნიშნავს, რომ შედგენილობა გეოთერმულ სითხეებში შესაძლოა დაკავშირებული იყოს მინერალთა კომპოზიციაზე კლდოვან ქანებში, რაც წყლისა და ქანის ურთიერთქმედების შედეგია.

მაგმა ჩვეულებრივ შეიცავს ფთორის მინერალების დიდ რაოდენობას [5]. ისინი მიგრირებს და შემოიჭრებიან მიმდებარე ქანებში გრანიტის შესაქმნელად. შესწავლილ ტერიტორიაზე, სიღრმეში კლდოვან ქანებში დომინირებს გრანიტი. F-ის მაღალი კონცენტრაცია მიწისქვეშა წყლებში შესაძლოა გამოწვეული იყოს წყლისა და ქანების ურთიერთქმედებით. დაშლის წონასწორობაზე შეიძლება გავლენა იქონიოს წნევამ, ტემპერატურამ, იონურმა სიძლიერემ, ნაწილაკების ზომამ, პოლიმორფიზმმა და კინეტიკურმა ბარიერებმა [6]. ტუტე გარემოში ფთორის დალექვა ადვილი არ არის, რაც უფრო ტუტეა მიწისქვეშა წყალი, მით უფრო მაღალია ფთორის შემცველობა. ფთორის შემცველობა მაღალტემპერატურულ ტუტე წყალში, ზოგადად, უფრო მაღალი, ხოლო ნეიტრალურ და მჟავე წყალში თითქმის შეუმჩნეველია.

გარდა ამისა, შესწავლილი გეოთერმული სითხეები ლითიუმით გამდიდრებულია დასაშვების ფარგლებში, რადგან მისი შემცველობა უფრო მაღალია გეოთერმულ პირობებში, ვიდრე მიწისქვეშა წყლებ-

ში. ეს შეიძლება დაკავშირებული იყოს სითხისა და ქანის ინტენსიურ ურთიერთქმედებებთან, როდესაც სიღრმეში გეოთერმული რეზერვუარისთვის დამახასიათებელი მაღალტემპერატურული წყალი მიედინება ლითიუმის შემცველ ქანებში.

საკვლევ ტერიტორიაზე HCO_3^- -ისა და CO_3^{2-} -ის შემცველობის ცვალებადობის ძირითადი მიზეზებია კარბონატულ მინერალებში სულფატის შემცირება, ატმოსფერული ნალექები და დაშლის რეაქცია, როდესაც გეოთერმული სითხეები ზედაპირზე ამოდის.

Na-K გეოთერმომეტრი ეყრდნობა ნატრიუმს და კალიუმს მაღალი ტემპერატურის გეოთერმულ წყლებში ალბიტისა და კალიუმის დაშლით. Na-K გეოთერმომეტრი მიჩნეულია შესაფერისად თითქმის ნეიტრალური, დაბალი SO_4^{2-} ან მაღალი CO_2 თერმული მიწისქვეშა წყლებისთვის, მაგრამ არა მჟავე ან SO_4^{2-} კონცენტრირებული ხსნარებისთვის. ფორმულა არ გამოიყენება, როდესაც თერმულ მიწისქვეშა წყლებში კალციუმის შემცველობა მაღალია ან თერმული მიწისქვეშა წყლები შერეულია არაღრმა მიწისქვეშა წყლებთან (Luo et al. 2017; Qiu et al. 2018). გეოთერმულ წყალსაცავში ემპირიული ფორმულების მიხედვით გამოთვლილი ტემპერატურა მერყეობს 163,7-დან 236,0 °C-მდე, რაც მნიშვნელოვნად მაღალია გაზომილ ტემპერატურასთან შედარებით (ცხრილი 3). გარდა ამისა, Ca^{2+} -ის მაღალი შემცველობა დაბალი სითხის შემცველობით შეიძლება მიუთითებდეს, რომ მინერალმა ალბიტმა ვერ მიაღწია გაჯერებულ მდგომარეობას გამოთვლილ წონასწორობაში და გამოიწვია გადახრები გეოთერმომეტრიის მეთოდის გამოყენებისას.

ემპირიული ფორმულებით ნაანგარიშები გეოთერმომეტრები

ნიმუ- შები	T	T_{Na+K}	T_{K+Mg}	$T_{Na+K+Ca}$ (1) $\beta = 4/3$	$T_{Na+K+Ca}$ (1) $\beta = 1/3$	$T_{Na+K+Ca}$ (2) $\beta = 4/3$	$T_{Na+K+Ca}$ (2) $\beta = 1/3$	T_1	T_2	T_3	T_4	T_5
D1	92.7	236.0	117.1	-9.493	492.1	315.5	198.9	103.3	103.8	52.9	74.7	104.3
D2	72.0	198.6	82.1	1.5272	348.2	150.1	166.2	17.0	27.0	-29.3	-10.3	10.9
D3	79.2	191.4	85.3	151.6	1.19	349.5	149.2	59.8	65.7	10.8	31.3	60.1
S1	42.0	164.9	50.9	612.7	255.3	67.4	136.5	49.1	56.2	0.7	20.9	48.7
S2	63.7	184.5	64.7	622.9	271.8	68.9	145.9	57.7	63.9	8.9	29.4	57.9
S3	54.5	185.7	46.3	959.0	296.7	108.7	160.3	55.0	61.4	6.2	26.6	55.0
S4	55.4	189.0	45.5	939.3	298.3	106.8	160.4	59.0	65.0	10.0	30.6	59.2
S6	63.2	176.4	41.7	797.1	279.1	91.6	150.2	49.3	56.3	0.8	21.0	48.8
S7	77.5	197.8	55.7	840.6	299.2	96.5	161.4	68.4	73.4	19.1	39.9	69.1
S8	53.5	163.7	142.1	872.0	289.4	99.9	155.3	44.9	52.4	-3.2	16.8	44.0
S9	45.0	175.7	43.5	738.1	274.3	84.5	148.0	62.8	68.4	13.7	34.4	63.3
S10	42.2	187.5	46.3	788.6	287.5	90.6	154.2	67.6	72.6	18.3	39.1	68.3

K-Mg გეოთერმომეტრი გამოიყენება იმ სიტუაციებში, როდესაც გახსნილი Na^+ და Ca^{2+} არ არის გაწონასწორებული და, როდესაც ღრმა თერმული მიწისქვეშა წყლები ამოდის ზედაპირზე და ერევა არაღრმა მიწისქვეშა წყლებს, თავდაპირველი მინერალური ბალანსი/წონასწორობა ირღვევა არსებულ ქანში რეაქციით, რაც ცვლის ტემპერატურასა და წნევას. კალიუმის და მაგნიუმის მინერალების რებალანსირება და ტემპერატურა გამოითვლება მისი ემპირიული ფორმულით (ამ შემთხვევაში ის მერყეობს 41,7-დან 142,1 °C-მდე) ზოგადად უფრო დაბალია ღრმა წყალსაცავის ფაქტობრივ ტემპერატურაზე და წარმოადგენს ტემპერატურას სითხის ასვლის პროცესის გარკვეულ მომენტში (ცხრილი 3).

Fournier-მა და Truesdell-მა (1973) [7] შემოგვთავაზეს Na-K-Ca იონებით გეოთერმომეტრის ორი ემპირიული ფორმულა, რომელიც შეიძლება გამოყენებულ იქნეს გაცვლის ტემპერატურის გამოსათვლელად ჰიდროთერმულ სისტემებში კალციუმის მაღალი შემცველობით, რომელშიც β ემპირიული კოეფიციენტი განისაზღვრება გამოთვლილი შედეგებიდან. როდესაც გამოთვლილი ტემპერატურა

100 °C-ზე ნაკლებია, β ემპირიული კოეფიციენტი არის 4/3; როდესაც გამოთვლილი ტემპერატურა 100 °C-ზე მეტია, β ემპირიული კოეფიციენტი არის 1/3. Na-K-Ca გეოთერმომეტრმა შეიძლება მოგვცეს ანომალიურად მაღალი ჩვენება, თუ იგი გამოიყენება Mg-ით მდიდარ თერმულ მიწისქვეშა წყლებზე ან თუნდაც მცდარი შედეგები, როდესაც ადგილი აქვს CO_2 -ის დეგაზირებას, რაც იწვევს კალციტის დალექვას [8]. განტოლების $T_{Na-K-Ca}$ - ფორმულის (2) გამოყენებით მე-2 ცხრილში, წყალსაცავის ტემპერატურის შეფასებები D2, D3, S2, S3, S4, S6, S7, S8, S9 და S10 წერტილებზე $\beta = 1/3$ მისაღებია, ემპირიული ფორმულებით გამოთვლილი ტემპერატურის ცვლილების დიაპაზონი იყო 136,5–198,9 °C და საშუალო არითმეტიკული მნიშვნელობა იყო 157,2 °C (ცხრილი 3). ეს ემთხვევა Mg-ის დაბალ შემცველობას ყველა ნიმუშში და შეიძლება დავასკვნათ, რომ ზედაპირზე ასვლის დროს ხდება ზედაპირული მიწისქვეშა წყლების შერევა.

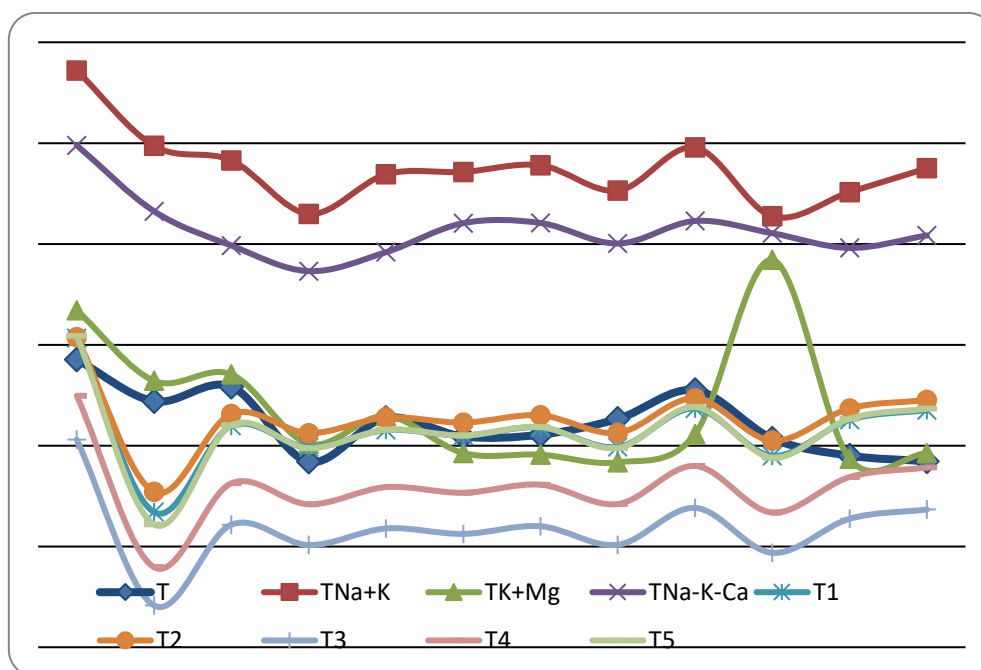
ტემპერატურისა და წნევის დაქვეითებასთან ერთად თერმული მიწისქვეშა წყლების აღმავალი პროცესის დროს, სილიციუმის დიოქსიდის ხსნა-

დობა მცირდება და თერმულ მიწისქვეშა წყლებში SiO_2 -ის შემცველობა ადვილად აღწევს მის გაჯერებას. როდესაც SiO_2 -ის გეოთერმომეტრით გამოთვლილი შედეგები ახლოსაა გაზომილ ტემპერატურასთან, თერმული მიწისქვეშა წყლების აღმავალი დინების სიჩქარე ძალიან დიდია. ტემპერატურის ცვალებადობა, რომელიც გამოითვლება მე-2 ცხრილში ჩამოთვლილი SiO_2 -ის გეოთერმომეტრების ემპირიული ფორმულის მიხედვით (T1–T5), ნაჩვენებია მე-3 ცხრილში; გამოთვლილი ტემპერატურის მნიშვნელობების უმეტესობა უფრო დაბალია, ვიდრე გაზომილი ტემპერატურისა.

გახსნილი სილიციუმი, სავარაუდოდ, ზეგაჯერებულია და გროვდება თერმული მიწისქვეშა

წყლების ზედაპირზე გადაადგილებისას. შემდეგ, თერმომეტრებით შეფასებული სილიციუმის ტემპერატურების მნიშვნელობები შედარებულია გეოთერმული რეზერვუარის რეალურ ტემპერატურასთან. სილიციუმის დიოქსიდის ტემპერატურა ახლოს არის ან დაბალია თერმული მიწისქვეშა წყლების რეალურად გაზომილ ტემპერატურაზე, რაც დაფიქსირებულია მე-3 ცხრილში. ამიტომ, SiO_2 -ის ტემპერატურა შეიძლება იყოს არაღრმა მიწისქვეშა წყლების შერევის ტემპერატურა და არა გეოთერმული რეზერვუარის ტემპერატურა.

ემპირიული ფორმულებით გამოთვლილი გეოთერმული ტემპერატურის ცვლილებები ნაჩვენებია მე-2 სურ-ზე.



სურ. 2. ემპირიული ფორმულის მიხედვით
შეფასებული გეოთერმომეტრები.

სილიციუმის გეოთერმომეტრებით (T1–T5 მე-3 ცხრილში) და კათიონური გეოთერმომეტრებით (Na-

K, K-Mg და Na-K-Ca) გამოთვლილი შედეგები შედარების მიზნით გამოსახულია (მე-2 სურ-ზე). Na-K

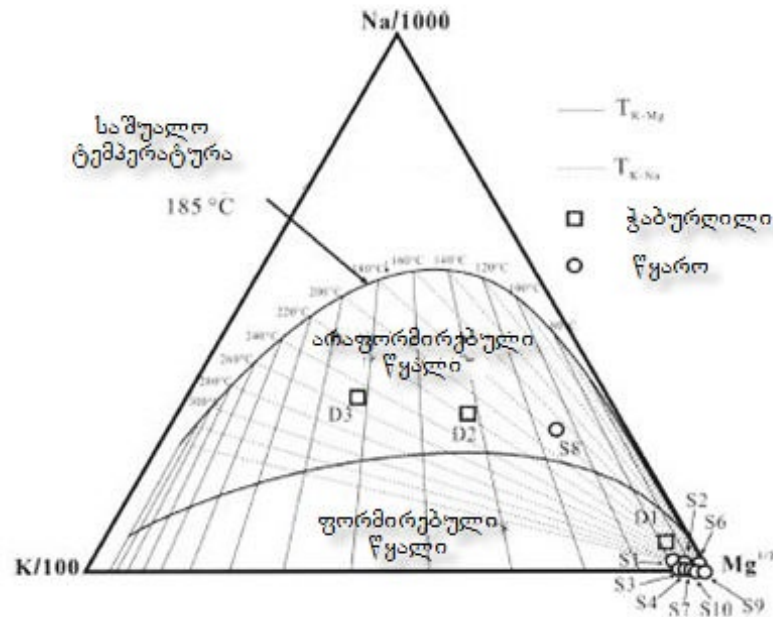
ტემპერატურა ზოგადად უფრო მაღალია, ვიდრე სხვა სავარაუდო ტემპერატურა. Na-K და Na-K-Ca იძლევა ეფექტურ სავარაუდო ტემპერატურას ტუტე პირობებში [9]. Na-K-ის და Na-K-Ca-ის ტემპერატურა უნდა იყოს თანამიმდევრული. მსგავსი Na/K თანაფარდობამ და Ca-ის შემცველობის ცვლილებამ გამოიწვია სხვადასხვა სავარაუდო ტემპერატურა; შესაბამისად, Na-K ტემპერატურა შესაძლოა იყოს გეოთერმული რეზერვუარის საწყისი ტემპერატურა.

K-Mg-ით გამოთვლილი ტემპერატურა უფრო დაბალია და გეოთერმომეტრის გამოყენება ძალიან მგრძნობიარეა არაღრმა მიწისქვეშა წყლებით განზავების მიმართ, რადგან არადაბალანსებული წყლის მცირე რაოდენობამაც კი შეიძლება გამოიწვიოს ძალიან დაბალი აშკარა წონასწორობის ტემპერატურა. ამრიგად, K-Mg ტემპერატურა შესაძლოა იყოს ღრმა თერმული მიწისქვეშა და ზედაპირული მიწისქვეშა წყლების შერევის ტემპერატურა.

SiO₂-ის გეოთერმომეტრით ტემპერატურის შეფასებები უფრო დაბალია, ვიდრე K-Mg-ის გეოთერმომეტრით და ძირითადად დაკავშირებულია თერმულ მიწისქვეშა წყლებში მისი კონცენტრაციის შემცირებასთან. ტემპერატურისა და წნევის დაქვეითებამ ღრმა თერმული მიწისქვეშა წყლების მიგრაციის დროს შეიძლება გამოიწვიოს სილიციუმის შემცველობის შემცირება ატმოსფერული ნალექების გამო, ხოლო ზედაპირულ მიწისქვეშა წყლებთან შერევამ ასევე შეიძლება განაზავოს სილიციუმის შემცველობა. ამრიგად, ტემპერატურის ეს შეფასებები შეიძლება იყოს ღრმა თერმული მიწისქვეშა წყლების წონასწორობის ტემპერატურა ზედაპირულ მიწისქვეშა წყლების შერევის შედეგად.

ი. გენზახის მიერ შემოთავაზებული [10] Na-K-Mg სამკუთხა დიაგრამა განასხვავებს (1) არაფორმირებული წყლის, (2) ნაწილობრივ ფორმირებული წყლის და (3) სრულად ფორმირებული წყლის ტიპებს. Na-K-Mg სამკუთხა დიაგრამის მიხედვით შეიძლება შეფასდეს სრულად და ნაწილობრივ დაბალანსებული წყლების გაცვლის ტემპერატურა. თერმული მიწისქვეშა წყლების სინჯის წერტილების უმეტესობა კონცენტრირებულია Mg-ის – ბოლო წვერის მახლობლად და არის დაუბალანსებელი წყლის არეში (სურ. 3), რაც მიუთითებს ზედაპირულ მიწისქვეშა წყლებთან შესაძლო შერევაზე.

გარდა ამისა, წყალ-ქანების ურთიერთქმედების წონასწორობი ტემპერატურა არ არის მაღალი ტიპურ მაღალტემპერატურულ გეოთერმულ სისტემებთან შედარებით, ხოლო ნატრიუმისა და კალიუმის მინერალები თერმულ მიწისქვეშა წყლებში არ არის გაჯერებულ მდგომარეობაში. სამი ნიმუშის წერტილი (D2, D3, S8) განლაგებულია ნაწილობრივ დაბალანსებული ან გაწონასწორებული წყლების მიდამოში, რაც მიუთითებს, რომ ქიმიური შემცველობა შეიძლება მნიშვნელოვნად არ შეიცვალოს ზედაპირულ მიწისქვეშა წყლებთან შერევისას. Na-K-Mg სამკუთხა დიაგრამით შეფასებული საშუალო ტემპერატურა არის დაახლოებით 185 °C (სურ. 3), რაც ახლოსაა Na-K-Ca გეოთერმომეტრთან. შეიძლება დავასკვნათ, რომ ღრმად განლაგებული სითხეები ერევა არაღრმა მიწისქვეშა წყლებს, რაც იწვევს ქიმიურ განზავებას და არათანასწორობას თერმულ მიწისქვეშა წყლებში. ამიტომ, Na-K-Ca ტემპერატურის შეფასებები, სავარაუდოდ, წარმოადგენს გეოთერმული რეზერვუარის გაცვლის ტემპერატურას.



სურ. 3. Na-K-Mg სამკუთხა დიაგრამა თერმული წყლების მაგალითზე.

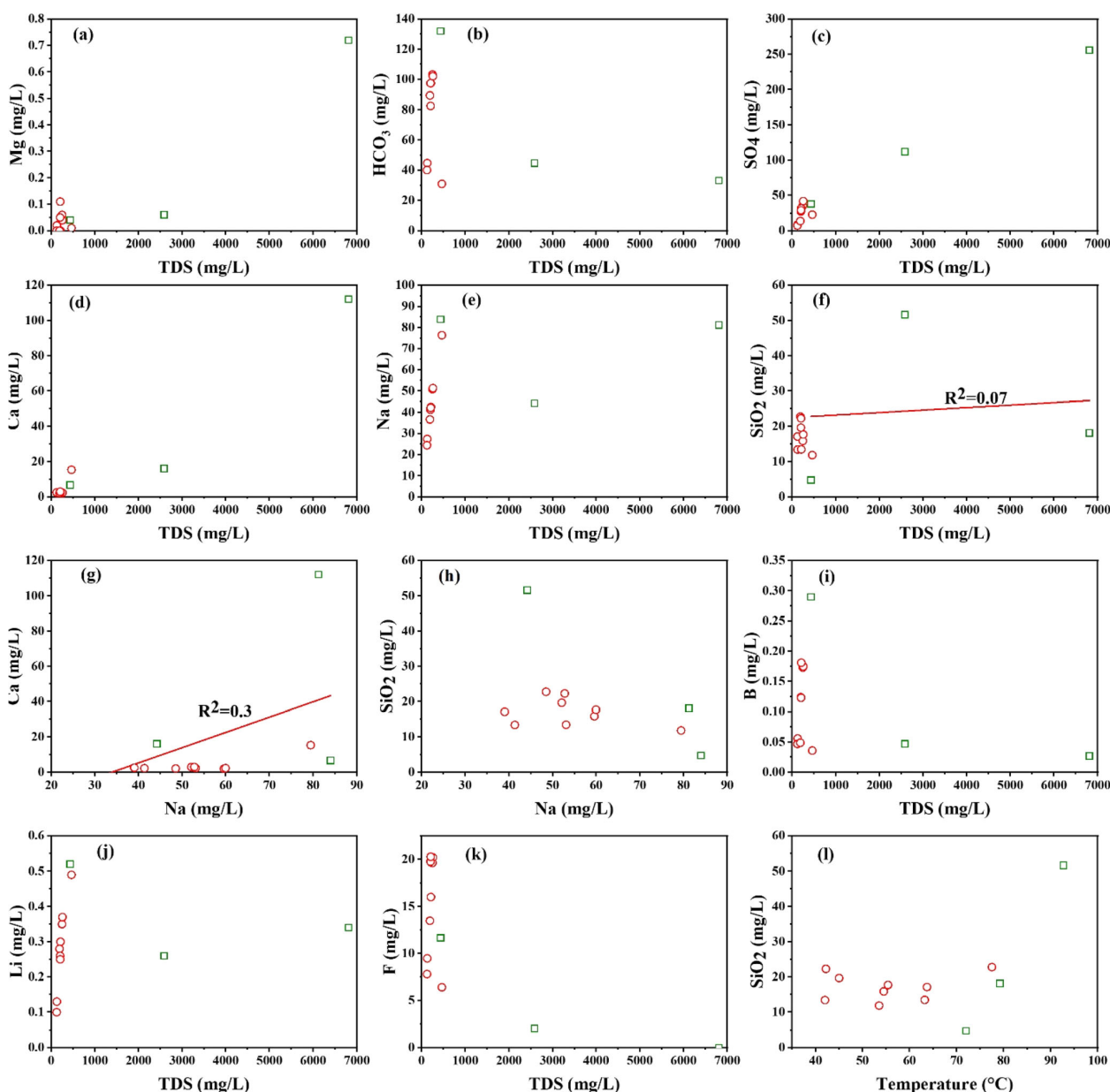
თუ თერმული მიწისქვეშა წყლები მეტეორული წარმოშობისაა, ცირკულაციის სიღრმე შეიძლება დაახლოებით შეფასდეს გეოთერმული რეზერვუარის ტემპერატურისა და შესწავლილი ადგილის თერმული გრადიენტის მიხედვით. დასავლეთ საქართველოს თერმული და არათერმული წყლების ქიმიური მახასიათებლები აჩვენებს, რომ ყველა წყალი მეტეორული წარმოშობისაა.

აგრეთვე, თერმული გრადიენტი შეიძლება შეფასდეს ჭაბურღილის გაზომილი ტემპერატურისა და სიღრმის ურთიერთმიმართებით. თერმული მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციის სიღრმე შეიძლება შეფასდეს შემდეგნაირად:

$$D = \frac{(T - T_0)}{G} + Z_0,$$

სადაც D არის ცირკულაციის სიღრმე (მ), T – სავარაუდო წყალსაცავის წონასწორობის ტემპერატურა

($^{\circ}\text{C}$), T_0 – ადგილობრივი წლიური ტემპერატურა ($^{\circ}\text{C}$), G – თერმული გრადიენტი ($^{\circ}\text{C}/100$ მ) და Z_0 – მუდმივი ტემპერატურის ზონის სისქე (მ). მუდმივი ტემპერატურის ზონა განისაზღვრება როგორც მიწისქვეშა სიღრმეზე, რომლის დროსაც ატმოსფერული ტემპერატურის ცვლილებები არ ახდენს გავლენას ზონის ტემპერატურაზე. მისი ღირებულება ზოგადად მიღებულია ადგილობრივი ჭაბურღილის ტემპერატურის გაზომვით. დასავლეთ საქართველოში საშუალო წლიური ტემპერატურა $23,3^{\circ}\text{C}$ -ია. ამიტომ, $T_0 = 23,3^{\circ}\text{C}$ და $Z_0 = 0$. გაზომილი თერმული გრადიენტი ღრმა ჭაბურღილში დასავლეთ საქართველოში 2250 მ სიღრმეზე იყო დაახლოებით $3^{\circ}\text{C}/100$ მ; ამრიგად, $G = 0,03^{\circ}\text{C}/\text{მ}$. შესწავლილი თერმული მიწისქვეშა წყლების მაქსიმალური ცირკულაციის სიღრმე შეიძლება შეფასდეს მაქსიმუმ 2,3 კმ-მდე (ცხრილი 1).



სურ. 4. გრაფიკული გამოსხვა a) Mg და TDS; b) HCO_3 და TDS;

c) SO_4^{2-} და TDS d) Ca და TDS; e) Na და TDS; f) SiO_2 და TDS, g) Ca და Na, h) SiO_2 და Na, i) B და TDS, j) Li და TDS, k) F vs TDS l) SiO_2 და გაზომილი ტემპერატურა (მართკუთხედები ასახავს თერმული წყლის კაბურდილებს, ხოლო წრე – წყაროებს).

დასკვნა

წყლის ქიმიით ინტერპრეტირებული ინფორმაციის საფუძველზე შემოთავაზებულია კონცეპტუალური მოდელი, რომელიც აღწერს ჰიდროთერმული

ლი სისტემის ფორმირებას დასავლეთ საქართველოს რეგიონში

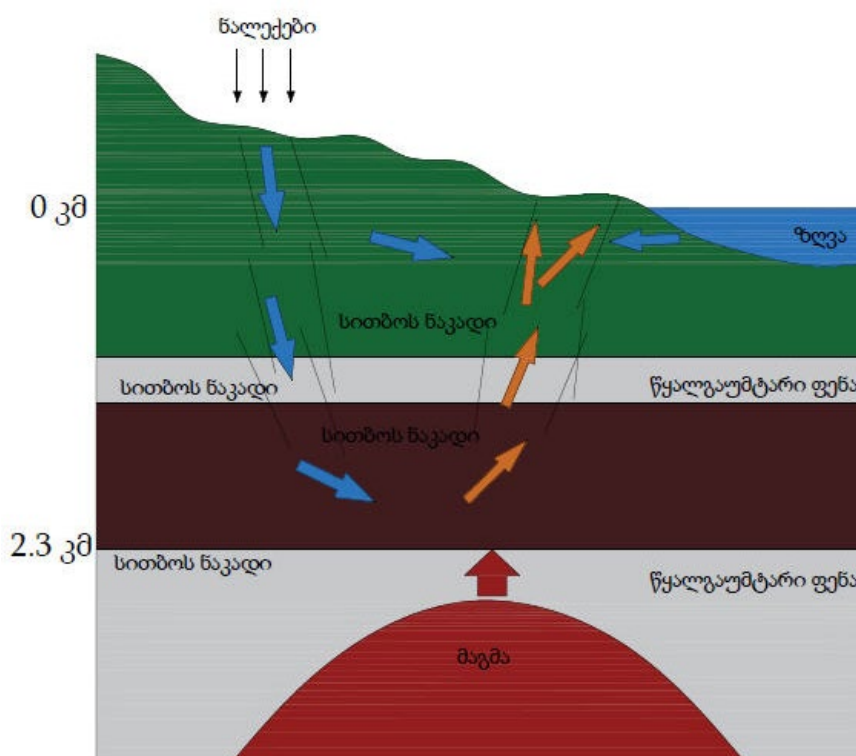
1. დასავლეთ საქართველოს გეოთერმული წყლები მეტეორიული წყლებია, რომლებმაც

ნაპრალების გავლით შეაღწია სიღრმეში. წყლები გეოთერმულ სისტემაში მოხვედრისას თბება არსებული ქანებით და ტემპერატურის მატებასთან ერთად ძლიერდება წყლისა და ქანების ურთიერთქმედება.

2. მკვებავი მიწისქვეშა წყლები თბება თერმულ რეზერვუარში და გაცვლის ტემპერატურა არის დაახლოებით 154–162 °C, შეფასებული Na-K-Ca გეოთერმომეტრებით.
3. მიწისქვეშა წყლების შევსება შეიძლება იყოს 2,3 კმ სიღრმეზე, როგორც შეფასებულია

ადგილობრივი გეოთერმული გრადიენტის და მრავალკომპონენტიანი გეოთერმომეტრის ტემპერატურის გათვალისწინებით.

4. ღრმა თერმული მიწისქვეშა წყლები მაღალი ტემპერატურით მიედინება ღრმა რღვევის ზონებში. თერმული მიწისქვეშა წყლების ღრმა დონიდან არაღრმა დონემდე მოძრაობისას, ისინი ერევა არაღრმა სხვადასხვა მიწისქვეშა წყალს სხვადასხვა დონეზე, შემდეგ კვეთს ზედაპირს, როგორც წყაროები ჩამვების ზონაში.



სურ. 5. ჰიდროთერმული სისტემის კონცეპტუალური მოდელი.

წყლის ქიმიის მახასიათებლების გამოყენება ტემპერატურის განსასაზღვრად ახალია საქართველოს ჰიდროთერმული სისტემის ფორმირების გამოსაკვლევად. თერმული სითბოები ძირითადად გამოდის გრანიტის და კარბონატული ქანების ნაპ-

რალების მეშვეობით. ამ ტერიტორიის გეოთერმული წყლები არის გეოქიმიურად ნახშირმჟავას შემცველი წყლის ქლორიდული წყლის ტიპი. Na-K-Mg სამკუთხა დიაგრამა ვარაუდობს, რომ ღრმა თერმული მიწისქვეშა წყლები შესაძლოა შერეული იყოს

არაღრმა მიწისქვეშა წყლებთან. ჰიდროქიმიური მახასიათებლები მიუთითებს სხვადასხვა წყლის მნიშვნელოვან შეჭრაზე. Na-K-Ca გეოთერმომეტრი აფასებს წყალსაცავის ტემპერატურას 136,5-დან 198,9 °C-მდე და საშუალოდ – 157,2 °C-მდე. ადგილობრივი თერმული გრადიენტის გათვალისწინებით, შესწავლილი ტერიტორიის გეოთერმული რეზერვუარი, როგორც ჩანს, დაახლოებით 2,3 კმ სიღრმეზეა, რაც კარგად შეესაბამება შემოთავაზებულ წყალშემცველ ფორმირებებს. ღრმა გეოთერმული რეზერვუარიდან აღმავალი თერმული მიწისქვეშა წყლები გაცივდა გამტარობით და ცივ ზედაპირულ მიწისქვეშა წყლებთან შერევით.

ლიტერატურა

1. Avaliani, Kh. (2012). *Hydrogeological zonation of Kolkheti artesian basin. Dissertation Thesis.* (In Georgian);
2. *Atlas of Georgian Soviet Socialist Republic.* (1964). (In Russian);
3. Tian, J., Pang, Z., Guo, Q., Wang, Y. (2018). Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Rekeng high-temperature geothermal system in the eastern Himalayan syntax. *Geothermics*, 74, p. 92–102.;
4. Tobler, D.J., Stefánsson, A. (2008). *In-situ grown silica sinters in Icelandic geothermal areas.* *Geobiology*; p. 481–502.;
5. Dobretsov, N.L., Koulakov, I.Y., Litasov, Y.D. (2012). *Migration paths of magma and fluids and lava compositions in Kamchatka.* (In Russian);
6. Nordstrom, D.K., Jenne, E.A. (1977). Fluorite solubility equilibria in selected geothermal waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, p. 175–188.;
7. Fournier, R.O., Truesdell, A.H (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), p. 1255–1275.;
8. Blasco, M., Gimeno, M.J., Auqué, L.F. (2018). Low temperature geothermal systems in carbonate-evaporitic rocks: mineral equilibria assumptions and geothermometrical calculations: insights from the Arnedillo thermal waters (Spain). *Science of The Total Environment*, 615, p. 526–539.;
9. Wishart, D.N. (2015). Comparison of silica and cation geothermometers of Bath Hot Springs, Jamaica WI [Conference presentation]. World Geotherm Congress, Naivasha Kenya, p. 13;
10. Giggenbach, W.F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), p. 2749–2765.

UDC 543.3

SCOPUS CODE

<https://doi.org/10.36073/1512-0996-2023-1-50-63>

Geothermal Conditions of Deep-seated Fluids in the Kolkheti Artesian Basin: Water Chemistry and Geothermometry

Tamar Mikava

Department of Applied Geology, Georgian Technical University, Georgia, 0160, Tbilisi, 75, M. Kostava str.

E-mail: t.mikava@gtu.ge

Reviewers:

Z. Kakulia, Professor, Director of the Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, GTU

E-mail: z.kakulia@gtu.ge

Kh. Avaliani, Associated Professor, Faculty of Mining and Geology, GTU

E-mail: kh.avaliani@gtu.ge

Abstract. Among the most important issues to be characterized is the temperature of the aquifer in any geothermal system. Fluids located deep within a hydrothermal system provide heat, and they control thermal groundwater temperature changes in aquifers. Geothermometers based on water chemistry have been used to estimate groundwater temperatures in various complexes. However, the average temperature measured by hydrochemical geothermometers is often variable, and it is difficult to assign a corresponding average geothermal fluid temperature because temperature and pressure change as the geothermal fluid moves upward. Different geothermometers cover different temperature ranges. Some hydrochemical geothermometers are suitable for high temperature geothermal systems, while others are suitable for medium and low temperature. Based on these geothermometers, it is difficult to assign a temperature that is close to the actual temperature of the geothermal system, because the influence of atmospheric precipitation, which causes a decrease in the concentration of chemical components and dilution due to mixing with shallow groundwater.

Keywords: aquifer horizon; geothermal water; geothermometers; hydrogeology.

განხილვის თარიღი 15.12.2022

შემოსვლის თარიღი 21.12.2022

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 21.03.2023