

მაგმური ქანების პეტროლოგია

კრისტალოპტიკის საფუძვლებით



ბეჟან თუთბერიძე

მაგმური ქანების
პეტროლოგია
კრისტალოოპტიკის
საფუძვლებით

ბეჟან თუთბერიძე

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ბეჟან თუთბერიძე

მაგმური ქანების
პეტროლოგია
კრისტალოოპტიკის
საფუძვლებით



უნივერსიტეტის
გამომცემლობა

სახელმძღვანელოში განხილულია მინერალთა და ქანთა შესწავლისა და დიაგნოსტიკის კრისტალოოპტიკური და მიკროსკოპიული მეთოდები; ვრცლად არის წარმოდგენილი მაგმური ქანების კლასიფიკაციის, ნომენკლატურის, აგებულების, შედგენილობის, წარმოშობის პირობების, სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების, წოლის ფორმების, გავრცელების კანონზომიერებისა და პრაქტიკული გამოყენების საკითხები; დეტალურად არის აღწერილი ქანთა ცალკეული პეტროქიმიური ჯგუფები; მოცემულია მაგმიდან მინერალთა კრისტალიზაციის თანამიმდევრობის ამსახველი დიაგრამები; გაანალიზებულია პირველადი და მეორეული მაგმების წარმოშობისა და ბუნებაში მაგმურ ქანთა მრავალსახეობის არსებობის მიზეზები; ვრცლად არის დახასიათებული განსხვავებულ გეოდინამიკურ ვითარებაში გამოვლენილი მაგმატიზმის პეტროლოგიური თავისებურებანი.

სახელმძღვანელოს შინაარსი და სტრუქტურა შეესაბამება გეოლოგიის სპეციალობის ბაკალავრიატის - „მაგმური ქანების პეტროლოგიის“ - კურსის სილაბუსს.

სახელმძღვანელო განკუთვნილია უნივერსიტეტის გეოლოგიური სპეციალობის ბაკალავრიატის სტუდენტებისათვის; მას გამოიყენებენ მაგისტრანტები, დოქტორანტები, პრაქტიკოსი გეოლოგები და მაგმური ქანების შესწავლით დაინტერესებული პერსონები.

რედაქტორი მარიამ ახალკაციშვილი

გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა კანდიდატი,
ასისტენტი-პროფესორი

რეცენზენტები: გიორგი მაღალაშვილი

გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა დოქტორი,
პროფესორი

კარლო აქიმიძე

გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა კანდიდატი,
ასოცირებული პროფესორი

მომზადდა ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის საუნივერსიტეტო საგამომცემლო საბჭოს გადაწყვეტილებით.

© ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2018

ISBN 978-9941-13-735-8 (pdf)

შინაარსი

წი ნ ა თ ქ მ ა	13
1 ნიბნის შესავალი	
1.1 პეტროლოგიის ორი ასპექტი	15
1.2.1 პეტროგრაფიის მიზნები და ამოცანები	16
1.2.2 დარგის გამოყენებითი მნიშვნელობა და კავშირი სხვა მეცნიერებებთან	16
1.2.3 კვლევის მეთოდები	17
1.2.4 ზოგადი ცნობები პეტროგრაფიის განვითარების ისტორიიდან კითხვები თვითშემომწმებისთვის	18 19
<hr/> ნაწილი I კრისტალოოპტიკის საფუძვლები	
2 კრისტალოოპტიკის ძირითადი დებულებები	
2.1 კრისტალოოპტიკის საგანი და ამოცანები	22
2.2 სინათლის სხივი	22
2.2.1 ჩვეულებრივი (ბუნებრივი) და არაჩვეულებრივი (პოლარიზებული) სხივები	23
2.2.2 სინათლის სხივის გარდატეხა	24
2.2.3 სინათლის სხივის არეკვლა	25
2.2.4 სინათლის სხივის ორმაგი გარდატეხა	26
2.3 იზოტროპიული და ანიზოტროპიული კრისტალური ნივთიერებები	27
კითხვები თვითშემომწმებისთვის	27
3 ოპტიკური ინდიკატორისა	
3.1 ცნებები: „ოპტიკური ინდიკატორისა“, „ოპტიკური ღერძი“	28
3.2 სხვადასხვა კრისტალური სისტემის ინდიკატორის ფორმა	28
3.2.1 კუბური (იზომეტრიული) სისტემისა და ამორფული ნივთიერებების ინდიკატორისა	28
3.2.2 ტეტრაგონური, ტრიგონალური და ჰექსაგონური სისტემების ინდიკატორისა	29
3.2.3 ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების ინდიკატორისა	30
3.3 ინდიკატორის ოპტიკური ნიშანი	30
3.4 ინდიკატორის ორიენტაცია სხვადასხვა კრისტალურ სისტემაში	31

კითხვები თვითშემონმებისთვის	32
4 პოლარიზაციული მიკროსკოპი	
4.1 პოლარიზაციული მიკროსკოპის აგებულება და დანიშნულება	33
4.2 პოლარიზაციული მიკროსკოპის ძირითადი ნაწილები	33
4.2.1 შტატივი	33
4.2.2 გამანათებელი სისტემა	35
4.2.3 სასაგნე მაგიდა	35
4.2.4 ტუბუსი	36
4.3. მიკროსკოპული პრეპარატი (თლილი, შლიფი)	37
4.4 მიკროსკოპის სამუშაო მდგომარეობაში მოყვანა	37
4.4.1 ოკულარისა და ობიექტივის შერჩევა	38
4.4.2 ობიექტივის დაცენტრება	38
4.4.3 ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობის შემონმება	40
4.4.4 ოკულარის ჯვრის ძაფების ურთიერთმართობობის შემონმება	40
4.5 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა ერთ ნიკოლში (ანალიზატორის გარეშე)	40
4.5.1 მინერალის ფორმის განსაზღვრა	41
4.5.2 მარცვლის ზომის განსაზღვრა	42
4. 5.3 ტყეჩადობა. ტყეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდის განსაზღვრა	43
4.5.4 მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის შეფარდებითი სიდიდის განსაზღვრა (ბეკეს ეფექტი)	45
4.5.5 მინერალის რელიეფი (შაგრენის ზედაპირის ეფექტი)	46
4.5.6 ფერისა და პლეოქროიზმის მოვლენების განსაზღვრა მინერალებში	47
4.6 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა ჯვარედინა ნიკოლებში	49
4.6.1 მინერალის იზოტროპიულობისა და ანიზოტროპიულობის განსაზღვრა	49
4.6.2 სვლათა სხვაობა. ორმაგი გარდატეხის ძალა. ინტერფერენციის მოვლენა	50
4.6.3 ორმაგი გარდატეხის ძალის განსაზღვრის მეთოდები	51
4.6.4 ჩაქრობის ხასიათისა და ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრა	55
4.6.5 ცნება „მინერალის ნაგრძელების ნიშანი“ და მისი განსაზღვრა	57
4.6.6 მრჩობლების კვლევა ჯვარედინა ნიკოლებში	58
4.6.7 პლაგიოკლაზის ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრის თანმიმდევრობა (010) პინაკოიდის ნახნაგის მართობ კვეთში	60

4.6.8 პლაგოკლაზის ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრა (001) და (010) პინაკოიდების მართობ ქრილში	61
4.7 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა კონუსურ სინათლეში (კონოსკოპია)	63
4.7.1 კონუსური მეთოდის არსი და კონუსური ფიგურების მიღების პრინციპი	63
4.7.2 ოპტიკურად ერთღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა	64
4.7.3 ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა	65
4.7.4 მინერალის ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა	66
4.7.4.1. ოპტიკურად ერთღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა	67
4.7.4.2. ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა	68
4.7.5 ოპტიკურად ორღერძიან კრისტალებში ოპტიკური ღერძთაშორისი კუთხის (2V) სიდიდის მიახლოებითი განსაზღვრა	69
კითხვები თვითშემოწმებისთვის	69

ნაწილი II მატერიალური ქანები

5 მატერიალური მდნარის კრისტალიზაციის ფიზიკურ-ქიმიური საფუძვლები	
5.1 მატერიალური მდნარის ქანი, ლავა	72
5.1.1 მატერიალური მდნარის ქანის და რაოდენობის საკითხი	73
5.2 მატერიალური მდნარის კრისტალიზაციის ეტაპები	75
5.3 თერმოდინამიკა და თერმოდინამიკური სისტემები	76
5.3.1 თერმოდინამიკური სისტემის კლასიფიკაცია	76
5.3.2 თერმოდინამიკური სისტემის მდგომარეობა	77
5.4 ჯიფსის ფაზათა წესი	78
5.5 თერმოდინამიკური სისტემის მდგომარეობის დიაგრამები (ფაზური დიაგრამები)	79
5.5.1 მარტივი ორკომპონენტიანი ევტექტიკური სისტემის ფაზური დიაგრამა	79
5.5.2 მყარი ხსნარების უწყვეტი სერიების წარმოქმნის ფაზური დიაგრამა	81
5.5.3 მყარი ხსნარების წყვეტილი და უწყვეტი სერიების წარმოქმნის ფაზური დიაგრამა (ბოუნის რეაქციული რიგი)	82
კითხვები თვითშემოწმებისთვის	83

6 მამბის ფიზიკური მახასიათებლები	
6.1 მამბის ტემპერატურა	84
6.2 მამბის სიბლანტე	84
6.3 გაზების შემცველობა მამბაში	85
კითხვები თვითშემონმებისთვის	85
7 მამბური ქანების წოლის ფორმები	
7.1 ზოგადი ცნობები	86
7.2 ინტრუზიული ქანების წოლის თანხმობითი (კონკორდანტული) ფორმები	86
7.3 ინტრუზიული ქანების წოლის უთანხმო (დისკორდანტული) ფორმები	89
7.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების წოლის ფორმები	92
კითხვები თვითშემონმებისთვის	93
8 მამბური ქანების განწმობა	
8.1. ზოგადი ცნობები	94
8.1.1 სვეტური (პრიზმული) განწმობა	94
8.1.2 სფერული (ბალიშა) განწმობა	94
8.1.3 ფილაქნისებრი განწმობა	95
კითხვები თვითშემონმებისთვის	96
9 მამბური ქანების სტრუქტურა	
9.1 ზოგადი ცნობები	97
9.2 სტრუქტურის კლასიფიკაცია	97
9.2.1. კლასიფიკაცია დაკრისტალების ხარისხის მიხედვით	97
9.2.2. კლასიფიკაცია მარცვლის სიმსხოს მიხედვით	98
9.2.3 კლასიფიკაცია მარცვლის აბსოლუტური ზომის მიხედვით	98
9.2.4 კლასიფიკაცია მარცვლის შეფარდებითი ზომის მიხედვით	99
9.2.5 კლასიფიკაცია მარცვლის ფორმისა და შემადგენელი ნაწილების ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით	99
9. 3 აბისალური ინტრუზიული ქანების სტრუქტურა	100
9.4 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანების სტრუქტურა	105
9.5 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების სტრუქტურა	108
კითხვები თვითშემონმებისთვის	111
10 მამბური ქანების ტექსტურა	
10.1 ზოგადი ცნობები	112
10.1.1 ტექსტურების კლასიფიკაცია	112

10.1.1.1.	კლასიფიკაცია შემადგენელი ნაწილების ურთიერთგანლაგების მიხედვით	112
10.1.1.2.	კლასიფიკაცია სივრცის შევსების წესის მიხედვით კითხვები თვითშემონმებისთვის	114
11	მაგმური ქანების ნივთიერი შედგენილობა	116
11.1	ზოგადი ცნობები	117
11.1.1	მაგმური ქანების მინერალოგიური შედგენილობა	117
11.1.1.1	მინერალების დაყოფა ქანში მათი როლისა და საკლასიფიკაციო მნიშვნელობის მიხედვით	118
11.1.1.2.	მინერალების დაყოფა გენეტიკური ნიშნით	118
11.1.1.3.	მინერალების დაყოფა შეფერილობის ხარისხის მიხედვით	119
11.1.1.4.	მეორეული მინერალები	149
11.1.1.5.	აქცესორული მინერალები	152
11.1.2	მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა კითხვები თვითშემონმებისთვის	156
12	მაგმური ქანების კლასიფიკაცია	157
12.1	ზოგადი ცნობები	158
12.1.1	მაგმური ქანების კლასიფიკაცია ფორმირების გეოლოგიური პირობების მიხედვით	158
12.1.2.	მაგმური ქანების კლასიფიკაცია შეფერილობის ანუ ფერადი ინდექსის (M) მიხედვით	160
12.1.3	მაგმური ქანების კლასიფიკაცია მინერალური შედგენილობის მიხედვით	161
12.1.4	მაგმური ქანების კლასიფიკაცია ქიმიური შედგენილობის მიხედვით კითხვები თვითშემონმებისთვის	161
13	ვულკანიზმი	164
13.1	ვულკანი, ვულკანის აგებულება, ვულკანიზმი	165
13.2	ვულკანების კლასიფიკაცია	166
13.2.1	ვულკანების კლასიფიკაცია ფორმის მიხედვით	166
13.2.2.	ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ტიპის მიხედვით	168
13.2.3	ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ადგილის მიხედვით	172
13.2.4	ვულკანების კლასიფიკაცია ამომყვანი არხის ფორმის მიხედვით	172
13.2.5	ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ხასიათის მიხედვით	173
13.2.6	ვულკანების კლასიფიკაცია აქტიურობის ხარისხის მიხედვით	174
13.3	ვულკანური აპარატის ელემენტები	174

13.4 ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები	178
კითხვები თვითშემონმებისთვის	180

ნაწილი III მამბური ქანების აღწერა

14 პირბუბე (ნორბული) სერიის მამბური ქანები	
14.1 ულტრაფუბე ქანები	183
14.1.1 ზოგადი ცნობები	183
14.1.2 აბისალური ინტრუზიული (პლუტონური) ქანები	184
14.1.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	190
კითხვები თვითშემონმებისთვის	194
14.2 ფუბექანები	194
14.2.1 ზოგადი ცნობები	194
14.2.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები	195
14.2.3 ჰიპაბისალური (დარღული) ინტრუზიული ქანები	202
14.2.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	204
კითხვები თვითშემონმებისთვის	211
14.3 საშუალო შედგენილობის ქანები	212
14.3.1 ზოგადი ცნობები	212
14.3.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები	213
14.3.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	216
14.3.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	218
კითხვები თვითშემონმებისთვის	223
14.4 მყავე შედგენილობის ქანები	223
14.4.1 ზოგადი ცნობები	223
14.4.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები	224
14.4.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	230
14.4.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	233
კითხვები თვითშემონმებისთვის	242
15 მობაბეპული ბუბიანობის (სუბბუბე) ქანები	
15.1 სიენიტ-ტრაქიტის ჯგუფი	243
15.1.1 ზოგადი ცნობები	243
15.1.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები	243
15.1.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული (დარღვის) ქანები	246
15.1.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	248
კითხვები თვითშემონმებისთვის	251

16	ტუტე სერიის მაგმური ქანები	
16.1	ტუტე ულტრაფუძე ქანები	252
16.1.1	ზოგადი ცნობები	252
16.1.2	აბისალური ინტრუზიული ქანები	253
16.1.3	ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანები	257
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	261
16.2	ტუტე ფუძექანები	261
16.2.1	ზოგადი ცნობები	261
16.2.2	აბისალური ინტრუზიული ქანები	262
16.2.3	ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	266
16.2.4.	ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	267
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	269
16.3	ტუტე სიენიტ-ტრაქიტი	270
16.3.1	ზოგადი ცნობები	270
16.3.2	აბისალური ინტრუზიული ქანები	270
16.3.3	ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	271
16.3.4	ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	272
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	274
16. 4	ფელდშპატოიდებიანი სიენიტ-ფონოლიტები	274
16.4.1	ზოგადი ცნობები	274
16.4.2	აბისალური ინტრუზიული ქანები	275
16.4.3	ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	279
16.4.4	ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	280
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	281
16.5	ტუტე გრანიტ-რიოლითი	282
16.5.1	ზოგადი ცნობები	282
16.5.2	აბისალური ინტრუზიული ქანები	282
16.5.3	ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები	284
16.5.4	ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები	285
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	286
17	მაგმური ქანების წარმოშობა	
17.1	ულტრაფუძე ქანების წარმოშობა	287
17.1.1.	კირტუტიანი სერიის ქანების წარმოშობა	287
17.1.2	ტუტე სერიის ქანების წარმოშობა	288
	კითხვები თვითშემონმებისთვის	290

17.2 ფუძექანების წარმოშობა	291
17.2.1 კირტუტე სერიის ფუძექანების წარმოშობა	291
17.2.2 ტუტე სერიის ქანების წარმოშობა	294
კითხვები თვითშემომნებისთვის	295
17.3 საშუალო შედგენილობის ქანების წარმოშობა	296
17.3.1 ანდეზიტების წარმოშობა	296
17.3.2 დიორიტის წარმოშობა	297
17.3.3 ბონინიტის წარმოშობა	297
კითხვები თვითშემომნებისთვის	298
17.4 მჟავე ქანების წარმოშობა	298
17.4.1 გრანიტების წარმოშობა	298
17.4.2 გრანიტოიდების გეოქიმიური კლასიფიკაცია	300
კითხვები თვითშემომნებისთვის	302

ნაწილი IV ფილების ტექტონიკა და პეტროლოგია

18 მამბური ქანების წარმოშობის გეოქიმიკური პირობები	
18.1 ზოგადი ცნობები	304
კითხვები თვითშემომნებისთვის	307
18. 2 ლითოსფერული ფილების დივერგენტული (კონსტრუქციული) საზღვრების მაგმატიზმი	307
18.2.1 სპრედინგული ზონის მაგმატიზმი	307
18.2.2 ოკეანური რიფტული ზონის მაგმატიზმი	309
18. 2. 3 კონტინენტური რიფტული ზონის მაგმატიზმი	311
18. 2. 4 რკალსუკანა ზღვიური აუზების მაგმატიზმი	312
კითხვები თვითშემომნებისთვის	314
18.3 ლითოსფერული ფილების კონვერგენტული (დესტრუქციული) საზღვრების მაგმატიზმი	314
18.3.1 ზოგადი ცნობები	314
18.3.2 სუბდუქციის ზონის მაგმატიზმი	314
18.3.3 კონტინენტთა აქტიური განაპირა კიდეების მაგმატიზმი	316
18.3.4 კუნძულთა რკალური მაგმატიზმი	317
18. 3. 5 კოლიზიური მაგმატიზმი	318
18.4. შიდაფილური მაგმატიზმი	319
კითხვები თვითშემომნებისთვის	323
ლიტერატურა	324
ინდექსი	329

წ ი ნ ა თ ქ მ ა

მაგმური ქანების პეტროლოგიის სახელმძღვანელოს შედგენის აუცილებლობა რამდენიმე გარემოებამ გადამანწყვეტინა: ძლიერ ტრანსფორმირებული გეოლოგიური სპეციალობის ბაკალავრიატის სტუდენტთათვის სასწავლო კურსის სილაბუსთან შესაბამისი მაგმური ქანების პეტროლოგიის სახელმძღვანელოს ქართულ ენაზე არარსებობამ და პეტროლოგიის დარგში ჩემმა მრავალწლიანმა პედაგოგიურმა და სამეცნიერო-კვლევით საქმიანობაში დაგროვილმა გამოცდილებამ. წიგნში მნიშვნელოვანი ადგილი ეთმობა კრისტალოპტიკის საფუძვლებს, როგორც ქანმაშენი მინერალების დიაგნოსტიკის ერთ-ერთ ძირითად მეთოდს. სახელმძღვანელოში მოცემულია მაგმური ქანების ცალკეული გენეტიკური ჯგუფების დახასიათება, განხილულია მათი კლასიფიკაციისა და ნომენკლატურის პრინციპები, მინერალური და ქიმიური შედგენილობა, სტრუქტურა, ტექსტურა, წოლის პირობები, გავრცელება, მათთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული, პრაქტიკული გამოყენების სფეროები, წარმოშობის პირობები გეოდინამიკურ ვითარებასთან მიმართებაში და სხვ.; ყოველი თავის ბოლოს მოცემულია საკონტროლო კითხვები თვითშემოწმებისთვის.

წიგნის შედგენისას გამოყენებულია ცნობილი ქართველი და უცხოელი კოლეგების პეტროლოგიის სახელმძღვანელოები, ლექციური კურსები და სამეცნიერო ლიტერატურა. წიგნით სარგებლობისათვის აუცილებელია საბაზისო ცოდნა ზოგად გეოლოგიასა და მინერალოგიაში. სახელმძღვანელო განკუთვნილია უნივერსიტეტების გეოლოგიური სპეციალობის ბაკალავრებისა და ახალგაზრდა გეოლოგ-სპეციალისტებისათვის. ის დიდ დახმარებას გაუწევს არქეოლოგიის, ფიზიკური გეოგრაფიის, გეომორფოლოგიისა და ნიადაგმცოდნეობის სპეციალობის სტუდენტებს; გეოლოგიის, გეოფიზიკისა და გეოგრაფიის დარგში მომუშავე პრაქტიკოს პერსონებს.

ავტორი შორს არის იმ აზრისაგან, რომ სახელმძღვანელოს მიმართ არ იქნება შენიშვნები და წინადადებები; მკითხველის მიერ შემოთავაზებული ყოველი წინადადება თუ საქმიანი შენიშვნა უდავოდ წაადგება სახელმძღვანელოს შემდგომ გაუმჯობესებას და მისი ახალი გამოცემის მომზადებას.

გთხოვთ, დაგვიკავშირდეთ: ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, უნივერსიტეტის ქუჩა 13, ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი, გეოლოგიის დეპარტამენტი. *bejan.tutberidze@tsu.ge.*

1 ნიშნის შესავალი

1.1 პეტროლოგიის ორი ასპექტი

პეტროლოგია არის ორი ასპექტის - პეტროგრაფიისა და პეტროგენეზის ფუნქციების შემთავსებელი მეცნიერება.

1.1.1 **პეტროგრაფია.** სუფთა ტერმინოლოგიური თვალსაზრისით, პეტროგრაფია არის ქანის აღმწერი მეცნიერება (ლათ. petros – ქვა, კლდე, „გრაფოს“ – ვწერ); პეტროგრაფია იკვლევს ქანის მინერალურ და ქიმიურ შედგენილობას, ტექსტურას, სტრუქტურას და განლაგების გეოლოგიურ პირობებს, ახდენს მიკროსკოპიულ კვლევებზე დაფუძნებულ ქანების სისტემურ კლასიფიკაციას.

1.1.2 **პეტროგენეზისი.** პეტროგენეზისი ქანების შემსწავლელი მეცნიერების ნაწილია, რომელიც იკვლევს ქანების წარმოშობის ადგილსა და ფორმირების პირობებს.

1.2 **პეტროლოგია** (ლათ. petros – ქვა, logos – მოძღვრება) არის მოძღვრება ქანის მინერალური და ქიმიური შედგენილობის, აგებულების (სტრუქტურა) და განლაგების (ტექსტურა) თავისებურების, დედამიწის ქერქში გავრცელების კანონზომიერების, კლასიფიკაციის, წარმოშობი გარემოს ფიზიკურ-ქიმიურ პირობების, შეცვლის პროცესების, შესწავლის მეთოდებისა და პრაქტიკული გამოყენების სფეროების შესახებ.

პეტროლოგია ქანს სწავლობს ორ ასპექტში: ერთი მხრივ, როგორც მინერალთა აგრეგატების ბუნებრივ ასოციაციას და, მეორე მხრივ, როგორც გეოლოგიურ სხეულს. ხშირად ტერმინებს „პეტროგრაფია“ და „პეტროლოგია“ სინონიმებადაც განიხილავენ, თუმცა არასწორად.

ქანები, წარმოშობის პირობების მიხედვით, იყოფა ოთხ გენეტიკურ ჯგუფად. შესაბამისად, არსებობს პეტროლოგიის ოთხი შტო: მაგმური, დანალექი, მეტამორფული და კოპტოგენეტიკური ქანების პეტროლოგია.

მაგმური ქანები ძირითადად ფორმირდება სილიკატური მდნარის (მაგმის) კრისტალიზაციისა და გაცივების შედეგად;

დანალექი ქანები არის დედამიწის ზედაპირზე უკვე არსებული ქანების დაშლისა და ორგანიზმების ცხოველმოქმედების პროდუქტი;

მეტამორფული ქანები წარმოიშობიან დანალექი და მაგმური ქანების გარდაქმნის ხარჯზე, ლღობის პროცესის გარეშე;

კოპტოგენეტიკური ქანები დარტყმითი მეტამორფიზმის პროდუქტია, წარმოშობილი მეტეორიტების დაცემის ან ბირთვული აფეთქების რეგიონებში - უდიდესი წნევისა და ტემპერატურის ზემოქმედების პირობებში.

პეტროლოგიის შტოდ უნდა ჩაითვალოს ასევე მინერალების ოპტიკური თვისებების შემსწავლელი მეცნიერება - კრისტალოოპტიკაც.

1.2.1 პეტროგრაფიის მიზნები და ამოცანები

მიზნები

დისციპლინის მიზანია მისცეს სტუდენტს საფუძვლიანი პროფესიული ცოდნა მამური ქანების მინერალური და ქიმიური შედგენილობის, სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების, დედამინის ქერქში დროსა და სივრცეში გავრცელებისა და განაწილების კანონზომიერების, ნომენკლატურისა და კლასიფიკაციის პრინციპების, პრაქტიკული გამოყენების სფეროების, წარმომშობი პირობებისა და პროცესების შესახებ; დაეხმაროს სტუდენტს მამური ქანების პეტროლოგიური და კრისტალოოპტიკური კვლევის მეთოდების, მამის ფორმირებისა და მამური მდნარის დიფერენციაციის საკითხების დაუფლებაში, ქანის გეოლოგიური წარსულის შესახებ მასში არსებული „გაქვავებული“ ინფორმაციის ამოკითხვაში. პეტროლოგიის კურსში მიღებული თეორიული ცოდნა პრაქტიკული რეალიზაციისათვის საჭირო უნარ-ჩვევების გამომუშავებისა და მეცნიერული საფუძვლების შექმნის აუცილებელი წინაპირობაა.

ამოცანები

მიზნებში დასმული საკითხების საფუძვლიანი შესწავლა პეტროლოგიის ძირითადი ამოცანის გადწყვეტის გარანტია, რაც ქანთა ფორმაციებსა და სასარგებლო წიაღისეულ საბადოებს შორის შესაძლო სივრცობრივ-გენეტიკური კავშირის დადგენაში მდგომარეობს. გარდა მეცნიერული ასპექტისა, მას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს. ის ქანთა ცალკეული ფორმაციების მეტალოგენური სპეციალიზაციის განსაზღვრის საშუალებას იძლევა, რაც აუცილებელია მადნეული და არამადნეული სასარგებლო წიაღისეული საბადოების პროგნოზირებისა და პეტროლოგიური ძებნითი კრიტერიუმების შემუშავებისათვის.

1.2.2 დარგის გამოყენებითი მნიშვნელობა და კავშირი სხვა მეცნიერებებთან

პეტროლოგია (პეტროგრაფია) ძირითადი მიზნის მისაღწევად მჭიდრო კავშირშია კრისტალოგრაფიასთან, კრისტალოოპტიკასთან, გეოტექტონიკასთან, გეოფიზიკასთან, ისტორიულ და ზოგად გეოლოგიასთან, მი-

ნერალოგიასთან, გეოქიმიასთან, სასარგებლო წიაღისეული საბადოების გეოლოგიასთან, სედიმენტოლოგიასთან და სხვ. თანამედროვე პეტროლოგია ექსპერიმენტული კვლევებისას, რომელიც ქანების ნივთიერი შედგენილობისა და წარმოშობის თერმოდინამიკური პირობების შესწავლის მიზნით ტარდება, წარმატებით იყენებს მათემატიკის, ფიზიკის (ოპტიკური ფიზიკა), არაორგანული და ფიზიკური ქიმიის დარგებში მიღწეულ უახლეს შედეგებს.

პეტროლოგიის მეცნიერებასთან კავშირი არ არის ცალმხრივი. გეოლოგიური ციკლის დისციპლინებიდან ძნელია დაასახელო ისეთი დარგი, რომელსაც არ დასჭირდეს: ქანის ცნების, შედგენილობის, ფიზიკურ-მექანიკური თვისებების, წარმოშობის პირობების, გავრცელების კანონზომიერების, შეცვლის პროდუქტების და მათთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული საბადოების შესახებ ზოგადი ცოდნა. ასევე მნიშვნელოვანია პეტროლოგიური კვლევები ქიმიკოსებისათვის, გეოფიზიკოსებისათვის, გეოგრაფებისათვის (ფიზიკური გეოგრაფია, გეომორფოლოგია, ნიადაგმცოდნეობა). პეტროლოგიური კვლევის შედეგები და მეთოდები წარმატებით გამოიყენება სასარგებლო წიაღისეული საბადოების საძიებო-დაზვერვითი სამუშაოების წარმართვაში, გეოდინამიკურ რეკონსტრუქციებში, მეტალურგიაში, კოსმოლოგიაში, სამშენებლო და სამხედრო საქმეში და სხვა.

1.2.3 კვლევის მეთოდები

პეტროლოგიური კვლევის მეთოდები აერთიანებს სავსელ გეოლოგიურ და ლაბორატორიულ მეთოდებს. ქანების კომპლექსური შესწავლისათვის აუცილებელია ორივე მათგანის გამოყენება.

სავსელ გეოლოგიური მეთოდის მთავარი მიზანია ქანის, როგორც გეოლოგიური სხეულის, შესწავლა პირველად განლაგებაში. სავსელ პირობებში მკვლევარმა უნდა მოახდინოს დაკვირვება ქანის წოლის პირობებზე, სხეულის ფორმასა და ზომებზე, ნაპრალიანობაზე, შემცველ ქანებთან დამოკიდებულებაზე; უნდა შეძლოს ქანის მიახლოებითი მინერალოგიური შედგენილობისა და შეცვლის პროდუქტების (ასეთის არსებობის შემთხვევაში) განსაზღვრა, წარმოშობის პირობების დადგენა და საკვლევ ქანთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეულის ძებნის რეკომენდაციის მიცემა; უნდა აწარმოოს საყრდენი ჭრილების აღწერა, სქემატური ჩახაზვა, ფოტოგრაფირება და ქვიური მასალის აღება ლაბორატორიული კვლევებისათვის.

ლაბორატორიული მეთოდი გულისხმობს ველზე მოპოვებული მასალის ნივთიერი შედგენილობის შესწავლას კვლევის თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით, რომელთა შორის მთავარია: მიკროსკოპიული, ქიმიური, კრისტალოოპტიკური, ექსპერიმენტული, რენტგენოსპექტრული, რენტგენოსტრუქტურული და სხვ.

მიკროსკოპიული კვლევის მეთოდით შესაძლებელი ხდება ქანმაშენი მინერალების დიაგნოსტირება, სტრუქტურული თავისებურებებისა და ქიმიური შედგენილობის მიახლოებით განსაზღვრა; მდნარიდან მინერა-

ლების გამოყოფის რიგის დადგენა, ქანის წარმოშობის შესახებ ინფორმაციის მოპოვება და სხვ.

ქიმიური ანალიზის მეთოდით ზუსტად ისაზღვრება ქანის ქიმიური შედგენილობა ძირითადი ქანმაშენი ფანგეულების სახით (მას.%-ში), იშვიათი და გაფანტული ელემენტების შემცველობა და სხვ. ქანის ქიმიურ შედგენილობას და მათში იშვიათი და გაფანტული ელემენტების შემცველობას სწავლობს პეტროქიმიკა და გეოქიმიკა (შესაბამისად); ქიმიური ანალიზით მიღებული შედეგები აუცილებელია საკვლევი ქანის დიაგნოსტიკისათვის, კლასიფიკაციისათვის, ნომენკლატურისა და წარმოშობის საკითხების გადაწყვეტისათვის.

კრისტალოოპტიკური ანალიზის მეთოდით შესაძლებელი ხდება ქანმაშენი მინერალების ოპტიკური თვისებების შესწავლა პოლარიზაციული მიკროსკოპის დახმარებით. მიღებული შედეგები ერთ-ერთი აუცილებელი კომპონენტია ქანების ზუსტი დიაგნოსტიკისა და კლასიფიკაციისათვის.

ექსპერიმენტული მეთოდის გამოყენებით შესაძლებელი ხდება ბუნებრივი პროცესების აღდგენა (მოდელირება), ქანებისა და მინერალების შესწავლის მეთოდის სრულყოფა ლაბორატორიულ პირობებში; ამ ხასიათის კვლევები დაკავშირებულია სირთულეებთან და მიმდინარეობს მაღალი წნევისა და მაღალი ტემპერატურის პირობებში.

რენტგენოსპექტრული ანალიზის მეთოდი გამოიყენება ქანში იშვიათი მინერალების შემცველობის დადგენის მიზნით.

რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის მეთოდის დახმარებით შესაძლებელი ხდება კრისტალური და ფარულკრისტალური ნივთიერების შესწავლა სპეციალური ხელსაწყოს (რენტგენული დიფრაქტომეტრი) გამოყენებით მიღებული დიფრაქციული გამოსახულებების (დებაეგრამა) გაშიფვრის გზით.

1.2.4 **ზოგადი ცნობები პეტროგრაფიის განვითარების ისტორიიდან**

პეტროგრაფიის შესწავლის ისტორიაში პირობითად სამ ეტაპს გამოყოფენ. თუმცა ზოგიერთი მკვლევარი მას ორ - მიკროსკოპამდელ და მიკროსკოპის შემდგომ ეტაპებად ყოფს.

პირველ ანუ პოლარიზაციულ მიკროსკოპამდელ (მე-19 საუკუნის შუა ნახევარი) პერიოდში პეტროგრაფია წმინდა აღწერითი ხასიათის მეცნიერება იყო. ქანების შესახებ ინფორმაციის მოპოვება მათზე ზედაპირული (ვიზუალური) დაკვირვების შედეგად მიღებულ მონაცემებზე დაყრდნობით ხდებოდა. ქანი პირველყოფილი ადამიანისათვის წარმოადგენდა უბრალო ქვას, რომლის შერჩევას ახდენდა პრაქტიკული გამოყენების - კერძოდ, შრომისა და საბრძოლო იარაღების დამზადების მიზნით (ბაზალტი, კვარცი, ფიქალი, ობსიდიანი, დიორიტი და სხვ.). მე-19 საუკუნის 60-იანი წლების ბოლოს ქანებზე ზედაპირული დაკვირვების პარალელურად დაიწყო მექანიკური (დაფხაჭხა), ოპტიკური (ლუპა), ქიმიური (მჟავები) და თერმული (საღებო მილი) კვლევის მეთოდების გამოყენე-

ბა, რამაც განაპირობა ქანების შესახებ დიდძალი ფაქტობრივი მასალის დაგროვება, რომელიც შემდგომ მათი კლასიფიკაციისა და სისტემატიზაციის სქემის შემუშავების საფუძველი გახდა. პირველი სახელმძღვანელო პეტროგრაფიაში 1866 წელს გერმანელი მეცნიერის, ფ. ცირკელის მიერ იქნა შედგენილი.

მეორე ანუ ე.წ. რევოლუციური პერიოდი პეტროგრაფიის შესწავლის ისტორიაში მოიცავს პერიოდს მე-19 საუკუნის ბოლოდან მე-20 საუკუნის დასაწყისამდე. პეტროგრაფიის დამოუკიდებელ მეცნიერებად ჩამოყალიბება დაკავშირებულია ინგლისელი მეცნიერის - გ. ტოლბოტის მიერ 1834 წელს პოლარიზაციული მიკროსკოპის შექმნასთან, რომელიც ინგლისელმა ბუნებისმეტყველმა ჰერნი კლიფტონ სორბიმ, პირველმა, 1858 წელს პეტროგრაფიული კვლევებისათვის - კერძოდ, ქანის გამჭვირვალე თხელი თლილის შესასწავლად გამოიყენა. ამ დროიდან ქანების კვლევაში ინერგება სრულიად ახალი მიკროსკოპული მეთოდი, რომლის გამოყენებით, ქანზე ზედაპირული ვიზუალური დაკვირვების პარალელურად, შესაძლებელი ხდება ქანის სტრუქტურის, ნივთიერი შედგენილობისა და შემადგენელი მინერალების ოპტიკური თვისებების შესწავლა. შემდგომ კვლევის პეტროგრაფიული მეთოდის ფართოდ დაწინაურებამ განაპირობა მინერალთა ოპტიკური თვისებების განსაზღვრის ზუსტი მეთოდის შექმნა, რომელიც ე.ფიოდოროვის მიერ 1891 წელს უნივერსალური მაგიდის (ფიოდოროვის მაგიდა) გამოგონებას უკავშირდება.

ამგვარად, მეორე პერიოდი ქანის შესწავლის ვიზუალური დაკვირვებიდან ზუსტ მეცნიერულ კვლევებზე გადასვლისა და პეტროგრაფიის, როგორც დამოუკიდებელ მეცნიერებად ჩამოყალიბების პერიოდად ითვლება.

მესამე პერიოდი მე-20 საუკუნის 30-იანი წლებიდან იწყება და დღესაც გრძელდება. ამ პერიოდში დასაბამი მიეცა მინერალებისა და ქანების კვლევაში დიდი სიზუსტის ტექნოლოგიების, აპარატურისა და მეთოდების გამოყენებას, რამაც საფუძველი ჩაუყარა ქანთა გენეტიკურ ჯგუფებად (მაგმური, მეტამორფული, დანალექი) დაყოფას. მთვარიდან მოპოვებული ქანის ნიმუშების შესწავლის მონაცემების საფუძველზე განვითარდა კოსმოსური პეტროლოგია.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ ცნებები: „პეტროგრაფია“, „პეტროლოგია“, „პეტროგენეზისი“;
2. მიგაჩნიათ თუ არა სწორად „პეტროგრაფიისა“ და „პეტროლოგიის“ ცნებების სინონიმებად განხილვა? 3. დაასახელეთ პეტროგრაფიასთან მჭიდრო კავშირის მქონე მეცნიერებები; 4. დაახასიათეთ პეტროგრაფიული კვლევის მეთოდები; 5. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ პეტროგრაფიის განვითარების ისტორიის ძირითადი ეტაპები; 6. დაასახელეთ მეცნიერები, რომელთა მოღვაწეობასთან დაკავშირებულია პეტროგრაფიის დამოუკიდებელ მეცნიერებად ჩამოყალიბება.

ნაწილი I
კრისტალოოპტიკის
საფუძვლები

2 კრისტალოოპტიკის ძირითადი დებულებები

2.1 კრისტალოოპტიკის საგანი და ამოცანები

კრისტალოოპტიკა ანუ ოპტიკური მინერალოგია არის მოძღვრება მინერალის ფიზიკური თვისებების შესახებ. კრისტალოოპტიკაში განასხვავებენ კრისტალოოპტიკურ და საკუთრივ ოპტიკურ მიმართულებებს. კრისტალოოპტიკური მიმართულება იკვლევს ანიზოტროპიულ კრისტალებში სინათლის სხივის გავრცელების კანონებსა და მისგან გამომწვეულ ოპტიკურ ეფექტებს პოლარიზაციული მიკროსკოპის დახმარებით, ხოლო საკუთრივ ოპტიკური მიმართულება სწავლობს მინერალის ფიზიკურ თვისებებს (ფერი, გამჭვირვალობა, ხვედრითი წონა, ელვარება, ტკეჩადობა და სხვ.).

კრისტალოოპტიკა, როგორც მეცნიერების დამოუკიდებელი დარგი, ოპტიკისა და კრისტალოგრაფიის მიჯნაზე შეიქმნა და დაკავშირებულია დანიელი მეცნიერის - ე. ბარტოლინის სახელთან, რომელმაც, პირველმა, 1669 წელს ისლანდიური შპატის კრისტალში სინათლის სხივის ორმაგი გარდატეხის მოვლენაზე დაკვირვება მოახდინა.

კრისტალოოპტიკის საფუძვლების ცოდნა, პეტროლოგიური კვლევის მეთოდებთან ერთად, არის ქანის ზუსტი დიაგნოსტიკისა და სასარგებლო წიაღისეული საბადოების ძებნასა და ძიებასთან დაკავშირებული საკითხების კვალიფიციურად შესწავლისა და გადანყვეტის გარანტი.

2.2 სინათლის სხივი

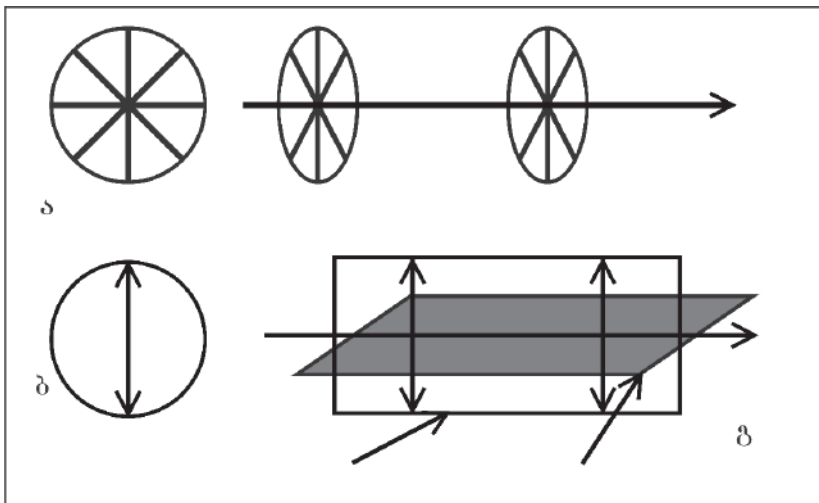
სინათლე არის ბუნებრივი სხივური ენერგიის ერთ-ერთი სახე, რომელიც წარმოადგენს ფოტონების (მატერიალური ნაწილაკები) უწყვეტ ნაკადს - განსაზღვრული ენერგიით, მოძრაობის რაოდენობითა და ტალღური ელექტრომაგნიტური ცვალებადობით. სინათლის სიჩქარე ვაკუუმში არის 299 792 კმ/წმ და მნიშვნელოვნად მცირდება გაზურ, თხევად და მყარ გარემოში გავლისას. არსებობს სინათლის სხივის მიღების ბუნებრივი /მზე, ვარსკვლავები და სხვ.) და ხელოვნური (ნათურა, კოცონი, სანთელი და სხვ.) წყაროები. სინათლის სხივის დამახასიათებელი თვისებებია: სიკაშკაშე (იზრდება ტალღის სიგრძის ზრდის პროპორციულად) და დისპე-

რსია (ფერებად დაშლის მოვლენა); დისპერსიის მოვლენის შემთხვევაში სინათლის სხივი იშლება სამ მთავარ (მწვანე, ლურჯი, წითელი) და მათი ურთიერთშერევით მიღებულ ფერებად.

გავრცელების წესის მიხედვით სინათლის სხივი იყოფა: ჩვეულებრივ და არაჩვეულებრივ სხივებად.

2.2.1 ჩვეულებრივი (ბუნებრივი) და არაჩვეულებრივი (პოლარიზებული) სხივები

ჩვეულებრივი ანუ ბუნებრივი (O-Ordinare) სინათლის სხივი (მზის სხივი, გავარვარებული მყარი სხეულიდან გამომავალი სხივი და სხვ.) ნათების წყაროდან ვრცელდება ყველა მიმართულებით; ბუნებრივ სხივში მისი ელექტრომაგნიტური ტალღების რხევა სრულდება მისი გავრცელების მართობ სიბრტყეში ყველა შესაძლო მიმართულებით; ბუნებრივ სხივს სხვაგვარად არაპოლარიზებულ სხივსაც უწოდებენ. მისთვის დამახასიათებელია ყველა მიმართულებით გავრცელების თანაბარი სიჩქარე და გარდატეხის მაჩვენებლის ტოლი სიდიდეები (სურ.1ა).



სურ. 1. ბუნებრივი სხივი (ა), პოლარიზებული სხივი (ბ), პოლარიზაციის სიბრტყე (გ)
http://www.bog5.in.ua/lection/wave_optics_lect/lect5_wave.html

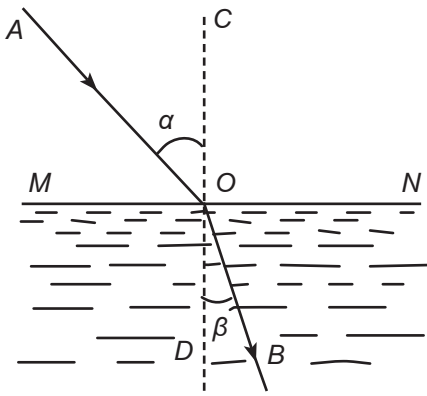
არაჩვეულებრივ (E-extraordinare, პოლარიზაციული) სხივში ელექტრომაგნიტური ტალღების რხევა, ჩვეულებრივი სხივისაგან განსხვავებით, მოწესრიგებულია და სრულდება სხივის გავრცელების მართობ სიბრტყეში მხოლოდ ერთი მიმართულებით (სურ.1ბ). არაჩვეულებრივ სხივს სხვაგვარად პოლარიზებულ სხივსაც უწოდებენ, ხოლო პოლარიზებული სხივის რხევის მართობ სიბრტყეს, - პოლარიზაციის სიბრტყეს (სურ.1გ). არაჩვეულებრივი სხივისათვის გავრცელების სიჩქარე და გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდე განსხვავებულია.

სინათლის სხივის დაპოლარების მოვლენას ადგილი აქვს ტრიგონალური, ტეტრაგონური, ჰექსაგონური, ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების ანიზოტროპიულ კრისტალებში - კრისტალური მესრის არათანაბარი პარამეტრების გამო; სინათლის სხივის დაპოლარებას ადგილი არ აქვს კუბური სისტემის კრისტალებსა და იზოტროპიულ ნივთიერებებში - კრისტალური მესრის პარამეტრების ყველა მიმართულებით ტოლი სიდიდეებისა და ერთნაირი თვისებების გამო.

2.2.2 სინათლის სხივის გარდატეხა

სინათლის სხივის გარდატეხის მოვლენას ადგილი აქვს ორი განსხვავებული სიმკვრივის მქონე გარემოს გამყოფ ზედაპირზე (M-N) სხივის დაცემისას (სურ. 2). აქ შეიძლება განვიხილოთ გამყოფი ზედაპირის მიმართ სხივის დაცემის ორი კერძო შემთხვევა - მართობული და ირიბი. პირველ შემთხვევაში იცვლება მხოლოდ სხივის გავრცელების სიჩქარე, მიმართულება უცვლელი რჩება (სურ.2. CD); მეორე შემთხვევაში იცვლება სხივის სიჩქარეც და, შესაბამისად, მიმართულებაც (სურ.2.AB). ამ მოვლენას სინათლის სხივის გარდატეხას უწოდებენ (სურ.2).

დაცემული სხივი გამყოფი ზედაპირიდან აღმართულ მართობთან ქმნის კუთხეს, რომელსაც დაცემის კუთხეს უწოდებენ (AOC), ხოლო გარდატეხილი სხივის მიერ იმავე მართობთან შექმნილ კუთხეს (DOB) - გარდატეხის კუთხეს (სურ.2).



სურ. 2. სინათლის გარდატეხა ორი გარემოს საზღვარზე <http://www.physbook.ru/index.php/A>

დაცემისა და გარდატეხის კუთხეებს შორის კავშირს ამყარებს გარდატეხის კანონი, რომლის თანახმად:

ა. დაცემული სხივი, გარდატეხილი სხივი და განსხვავებული სიმკვრივის გარემოს საზღვარზე სხივის დაცემის წერტილში აღმართული მართობი ერთ სიბრტყეში მდებარეობს.

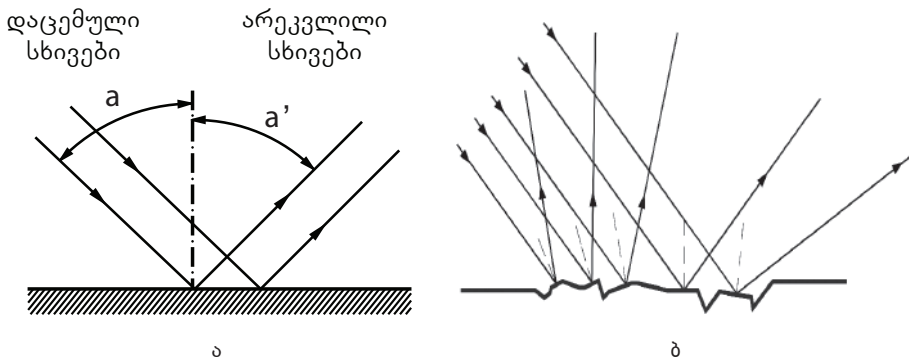
ბ. დაცემის კუთხის სინუსის შეფარდება გარდატეხის კუთხის სინუსთან განსხვავებული სიმკვრივის გარემოსათვის არის მუდმივი სიდიდე - $(\sin/\sin=n)$.

დაცემისა და გარდატეხის კუთხეებს შორის სიდიდე დამოკიდებულია გარემოს სიმკვრივეზე. მაგალითად, თუ სხივი გადის ოპტიკურად ნაკლები სიმკვრივის გარემოდან ოპტიკურად შედარებით მკვრივ გარემოში, მაშინ გარდატეხის კუთხე მცირდება და ადგილი აქვს გარემოს გამყოფ წერტილში აღმართულ მართობთან მის მიახლოებას; ოპტიკურად მაღალი სიმკვრივის გარემოდან ოპტიკურად შედარებით დაბალი სიმკვრივის გარემოში სხივის გადაადგილებისას ადგილი აქვს პირიქით მოვლენას.

2.2.3 სინათლის სხივის არეკვლა

სინათლის სხივის არეკვლა არის მოვლენა, როდესაც ოპტიკურად განსხვავებული ორი გარემოს საზღვარზე დაცემული სხივების ნაწილი აირეკლება, იცვლის მიმართულებას და ისევ უბრუნდება გარემოს გამყოფ ზედაპირზე მათი დაცემის წერტილებს.

ორი გარემოს გამყოფი ზედაპირის მდგომარეობის მიხედვით განასხვავებენ: სარკისებრ და დიფუზიურ არეკვლას. არსებობს სრული შინაგანი არეკვლის მოვლენაც.



სურ.3. ა - სარკისებრი და ბ - დიფუზიური არეკვლა
<http://www.dreamlights.ru/articles.php?st=1&ar=47>
<http://av-physics.narod.ru/optics/luminous-reflectance.htm>

სარკისებრი არეკვლა ხდება ოპტიკურად ორი განსხვავებული გარემოს გამყოფი სწორი ზედაპირიდან. მოცემულ შემთხვევაში სინათლის სხივები აირეკლება, გაიბნევიან სრულიად განსაზღვრული მიმართულებით, მაგრამ რჩებიან ურთიერთპარალელურ მდგომარეობაში (სურ.3ა). სხივის დაცემის და არეკვლის კუთხეებს შორის ურთიერთდამოკიდებულებას ამყარებს არეკვლის კანონები:

ა. დაცემული სხივი, არეკლილი სხივი და არეკვლის ზედაპირზე, სხივის დაცემის წერტილში აღმართული მართობი ერთ სიბრტყეში მდებარეობს.

ბ. დეკარტე-სნელიუსის კანონის მიხედვით, სხივის დაცემისა და არეკვლის მაჩვენებლების სინუსების შეფარდება, დაცემის კუთხის სინდის მიუხედავად, მუდმივი სიდიდეა და აღინიშნება n -ით (გარდატეხის მაჩვენებელი); $n = v_1/v_2$, სადაც v_1 - სინათლის სხივის სიჩქარეა ვაკუუმში, v_2 - სინათლის სიჩქარეა საკვლევ გარემოში.

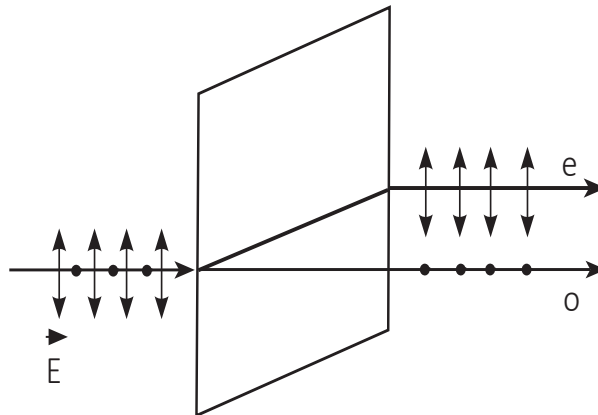
დიფუზიური არეკვლა, სარკისებრი არეკვლისაგან განსხვავებით, ხდება ოპტიკურად ორი განსხვავებული გარემოს გამყოფი არასწორი ზედაპირიდან, რომლის დროსაც ადგილი აქვს სხივების გაბნევას ყველა შესაძლო მიმართულებით (სურ.3ბ);

სრულ შინაგან არეკვლას ადგილი აქვს მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც სხივი გადის ოპტიკურად უფრო მკვრივი გარემოდან ოპტიკურად ნაკლებ მკვრივ გარემოში.

2.2.4 სინათლის სხივის ორმაგი გარდატეხა

ანიზოტროპიულ გამჭვირვალე კრისტალის წახნაგზე დაცემისას სხივი ორი სხვადასხვა მიმართულების, განსხვავებული სიჩქარისა და განსხვავებული გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე ორ სხივად იშლება; ამ მოვლენას სხივის ორმაგი გარდატეხა ს უწოდებენ.

ერთი სხივი კრისტალში შესვლისას ვრცელდება პირდაპირ, არ გარდატეხდება და არც გარდატეხის კანონებს ექვემდებარება; ეს არის ჩვეულებრივი ან ორდინიერი (o-ordinary) სხივი (სურ.4.ა), ხოლო მეორე სხივი კრისტალში გავლისას გადაიხრება და მისგან გამოსვლისას აგრძელებს მოძრაობას ორდინიერი სხივის პარალელურად; ეს არის არაჩვეულებრივი ანუ ექსტრაორდინიერი (e-extraordinary) სხივი (სურ.4. ბ). ამ სხივებიდან ჩვეულებრივი (o) ირხევა გრძელი ღერძის მიმართ, ხოლო არაჩვეულებრივი - (e) მცირე ღერძის მიმართ.



სურ.4. ორმაგი გარდატეხის მოვლენა კრისტალში: e-არაორდინიერი სხივი, o-ორდინიერი სხივი. <http://ido.tsu.ru/schools/physmat/data/res/optika/metod/text/metod.html>

ბუნებრივი სინათლის სხივის ორმაგი გარდატეხის მოვლენას ადგილი აქვს ტრიგონალური, ტეტრაგონური, ჰექსაგონური, ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების ანიზოტროპიულ კრისტალებში ყველა მიმართულებით - მთავარი ოპტიკური ღერძის მიმართულების გარდა. კუბური სისტემის კრისტალებში ორმაგი გარდატეხის მოვლენა არ დაიკვირვება - სინათლის სხივების ყველა მიმართულებით თანაბარი სიჩქარით გავრცელების გამო. არაჩვეულებრივი სხივის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის (n_e) მეტობის შემთხვევაში ჩვეულებრივი (n_o)/სხივის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდესთან შედარებით ($n_e > n_o$) კრისტალი ითვლება ოპტიკურად დადებითად, პირიქით მოვლენის შემთხვევაში ($n_e < n_o$) - ოპტიკურად უარყოფითად. სხივების გარდატეხის მაჩვენებლებს შორის განსხვავების გამომხატველ სიდიდეს ორმაგი გარდატეხის ძალას უწოდებენ.

2.3 იზოტროპიული და ანიზოტროპიული კრისტალური ნივთიერებები

კრისტალურ ნივთიერებებს შორის, პოლარიზებულ სხივებთან ურთიერთმოქმედებისა და დამოკიდებულების მიხედვით, გამოყოფენ: იზოტროპიულ (ერთგვაროვანი) და ანიზოტროპიულ (არაერთგვაროვანი) სახესხვაობებს.

იზოტროპიული კრისტალური ნივთიერებები. კრისტალურ ნივთიერებებს შორის გვხვდება ისეთებიც, რომლებიც ხასიათდებიან ნებისმიერი მიმართულებით ერთგვაროვანი თვისებებით, კერძოდ, სხივის გავრცელების თანაბარი სიჩქარით და მსგავსი ოპტიკური მახასიათებლებით. ამ თვისებების მატარებელ კრისტალურ ნივთიერებებს იზოტროპიულს უწოდებენ. მათ მიეკუთვნება კუბური სისტემის კრისტალები, ამორფული მყარი სხეულები (ვულკანური მინა, ოპალი) და ყველა სახის სითხე. იზოტროპიული კრისტალური ნივთიერებების პოლარიზაციული მიკროსკოპის ჯვარედინა ნიკოლებში კვლევისას დაიკვირვება მათთვის დამახასიათებელი მუქი, თითქმის შავი ფერი, რომელიც მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ნარჩუნდება.

ანიზოტროპიული კრისტალური ნივთიერებები. ბუნებაში გავრცელებულ კრისტალურ ნივთიერებათა უმრავლესობა ანიზოტროპიულია; მათ მიეკუთვნება: ტრიგონალური, ტეტრაგონური, ჰექსაგონური, ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების კრისტალები. იზოტროპიული ნივთიერებებისაგან განსხვავებით, მათზე დაცემული სინათლის სხივი მხოლოდ ერთი მიმართულებით ვრცელდება და ხდებამისი გაორება. გაორებული სხივები ვრცელდება განსხვავებული სიჩქარით და ხასიათდება გარდატეხის მაჩვენებლის განსხვავებული სიდიდით, რის გამოც მათ შორის იქმნება სიჩქარეების სვლათა სხვაობა. ამ თვისების მატარებელ კრისტალურ ნივთიერებებს ანიზოტროპიულს უწოდებენ; იზოტროპიულისაგან განსხვავებით, ანიზოტროპიული კრისტალები ჯვარედინა ნიკოლებში კვლევისას ავლენს ჩაქრობა-განათების ეფექტს, რომელიც მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ნარჩუნდება.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ ცნება „კრისტალოლოგია“ და მიუთითეთ მის როლზე მინერალთა დიაგნოსტიკაში.
2. განმარტეთ „სინათლის სხივი“ და დაასახელეთ მისი მიღების წყაროები.
3. დაახასიათეთ ჩვეულებრივი და არაჩვეულებრივი სხივები და მიუთითეთ მათი დაყოფის პრინციპზე.
4. სქემატურად გამოხაზეთ და დაახასიათეთ სხივის გარდატეხის, არეკვლისა და ორმაგი გარდატეხის მოვლენები.
5. დაახასიათეთ სინათლის სხივის გავრცელების თავისებურებანი იზოტროპიულ და ანიზოტროპიულ კრისტალურ ნივთიერებებში.

3 ოპტიკური ინდიკატრისა

3.1 ცნებები: „ოპტიკური ინდიკატრისა“, „ოპტიკური ღერძი“

ინდიკატრისა (ფრანგ. Indicatrice – მაჩვენებელი) უწოდებენ სინათლის სხივის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდეებზე აგებულ წარმოსახვით ზედაპირს. ის არის ვექტორული დიაგრამა, რომელიც გამოხატავს კრისტალში გამავალი სინათლის ტალღის რხევის მიმართულებას, გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდესა და სიმეტრიას შორის დამოკიდებულებას. ინდიკატრისის ფორმას განსაზღვრავს კრისტალთა სიმეტრია.

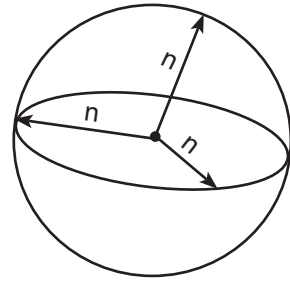
ოპტიკური ღერძი არის მიმართულება კრისტალში, რომლის გასწვრივ გავრცელებული სხივი ორმაგ გარდატეხას არ განიცდის. ტეტრაგონური, ტრიგონალური და ჰექსაგონური სისტემების კრისტალებში ასეთი მიმართულება არის მხოლოდ ერთი, რომელიც ყოველთვის პარალელურია მთავარი ვერტიკალური კრისტალოგრაფიული ღერძისა და რომლის გასწვრივ სინათლის სხივის ორმაგ გარდატეხას ადგილი არ აქვს. ამ სისტემის კრისტალები ოპტიკურად ერთდერძიანებად იწოდებიან. ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების კრისტალებში, წინა სისტემებისაგან განსხვავებით, არსებობს ორი მიმართულება, რომლის გასწვრივ სხივების გარდატეხას ადგილი არ აქვს; ამის გამო ამ სისტემების კრისტალები ოპტიკურად ორდერძიანებად იწოდებიან.

3.2 სხვადასხვა კრისტალური სისტემის ინდიკატრისის ფორმა

3.2.1 კუბური (იზომეტრიული) სისტემისა და ამორფული ნივთიერებების ინდიკატრისა

კუბური სისტემის კრისტალებსა (გრანატები, შპინელი, მაგნეტიტი და სხვ.) და ამორფულ ნივთიერებებში (ვულკანური მინა, ოპალი, კანადის ბალზამი და სხვ.) გამავალი ბუნებრივი სინათლის სხივი ყველა მიმართულებით თანაბარი სიჩქარით ვრცელდება. მათ, როგორც უკვე აღვნიშ-

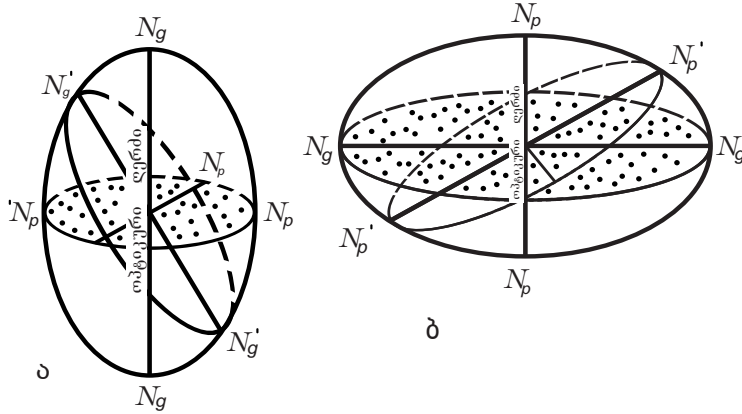
ნეთ, ოპტიკურად იზოტროპიულ ნივთიერებებს უწოდებენ. ამ ნივთიერებათა გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდეებზე აგებულ ინდიკატრისას აქვს სფეროს ფორმა (სურ.5). კუბური სისტემის ინდიკატრისისათვის დამახასიათებელი სიდიდეა რადიუსი (n) - ყველა მიმართულებით გარდატეხის მაჩვენებლის მუდმივი სიდიდით.



სურ.5. კუბური სისტემის კრისტალების ინდიკატრისა, n - რადიუსი. <http://w.ilmeny.ac.ru/ocean/codes/report.asp?IndO=197>

3.2.2 ტეტრაგონური, ტრიგონალური და ჰექსაგონური სისტემების ინდიკატრისა

ჩამოთვლილი სისტემების ინდიკატრისას აქვს ბრუნვის ელიფსოიდის ფორმა, რომელიც ელიფსის რომელიმე ღერძის გარშემო ბრუნვისას მიიღება (სურ.6). ელიფსოიდის ბრუნვის ღერძი კრისტალში არის ერთადერთი მიმართულება, რომლის გასწვრივ გავრცელებული სხივი არც იშლება და არც პოლარიზდება. ამ მიმართულებას ოპტიკურ ღერძს (N_g-Ng) უწოდებენ, რომლის რაოდენობა დასახელებული სისტემების კრისტალებში არის ერთადერთი, რის გამოც მათ ოპტიკურად ერთღერძიანებს უწოდებენ (სურ.6).



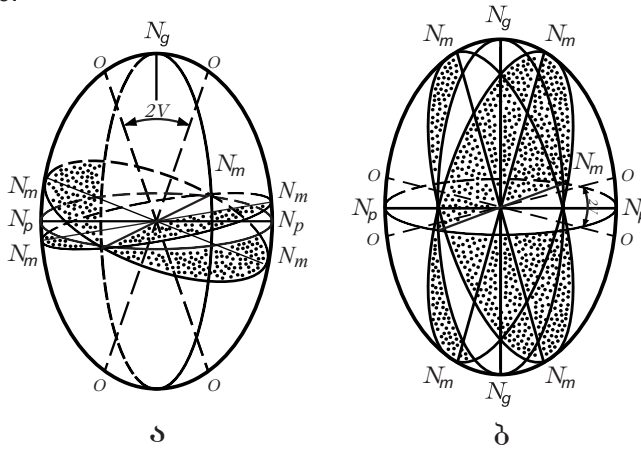
სურ.6. ოპტიკურად ერთღერძიანი კრისტალების ინდიკატრისა: ა - დადებითი, ბ - უარყოფითი; ინდიკატრისის წრიული კვეთი.

ტეტრაგონური, ტრიგონალური, ჰექსაგონური სისტემების ინდიკატრისა ოპტიკურად დადებითი კრისტალებისათვის წარმოადგენს ბრუნვის ელიფსოიდს, წაგრძელებულს ოპტიკური ღერძის გასწვრივ (სურ.6ა), ხოლო ოპტიკურად უარყოფითი კრისტალებისათვის - ბრუნვის ელიფსოიდს, გაბრტყელებულს ოპტიკური ღერძის გასწვრივ (სურ.6ბ); ორივე შემთხვევაში ოპტიკური ღერძის მართობ კვეთს აქვს წრის ფორმა (6ა,ბ).

3.2.3 ორორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემების ინდიკატრისა

ამ სისტემების ინდიკატრისათვის დამახასიათებელია სამღერდა ელიფსოიდის ფორმა - სამი არათანაბარი სიმეტრიისა და განსხვავებული გაღდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის მქონე ღერძებით: N_g , N_m და N_p (სურ.7).

სამღერდა ელიფსოიდში კრისტალის ოპტიკური ღერძების (O_1O_1 და O_2O_2) მართობულად და სიმეტრიულად განლაგებულია ორი წრიული კვეთი, რომელიც ძვეს მთავარ N_gN_p სიბრტყეში; ეს სიბრტყე ოპტიკურ ღერძთა სიბრტყის სახელწოდებით არის ცნობილი (სურ.7). სამღერდა ელიფსოიდში შეიძლება გატარდეს სამი სიბრტყე (N_gN_p , N_gN_m , N_mN_p), რომელთაც სხვაგვარად სხივის ორმაგი გაღდატეხის სიდიდესაც უწოდებენ.



სურ. 7. ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების ინდიკატრისა:
 ა - დაღებითი, ბ - უარყოფითი, - ინდიკატრისის წრიული კვეთები,
 O - ოპტიკური ღერძი.

3.3 ინდიკატრისის ოპტიკური ნიშანი

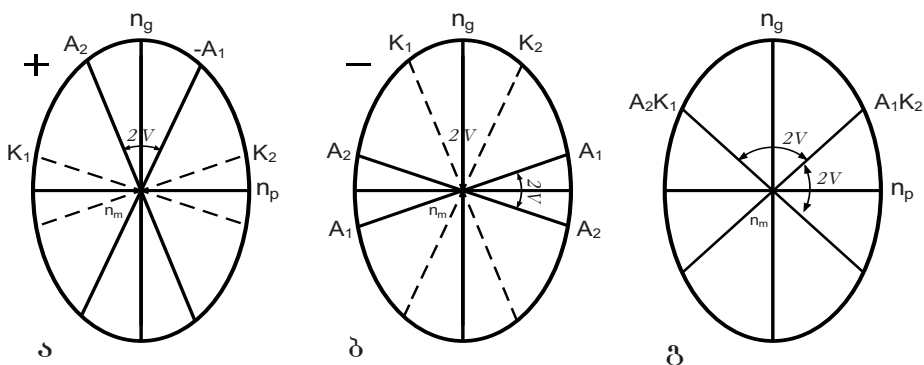
ოპტიკურად განსხვავებული ღერძიანობის კრისტალები არის ოპტიკურად დაღებითიც და უარყოფითიც.

ერთღერძიანი კრისტალები ოპტიკურად დაღებითად ითვლება მაშინ, როდესაც კრისტალის სიმეტრიის მთავარი ღერძი (ბრუნვის ღერძი) ემთხვევა ინდიკატრისის დიდ ღერძს (N_g), ხოლო უმცირესი ღერძი (N_p) შეესაბამება წრიული კვეთის რადიუსს (სურ.6ა). ოპტიკურად უარყოფითი კრისტალის შემთხვევაში კრისტალის სიმეტრიის მთავარი ღერძი (ბრუნვის ღერძი) ემთხვევა მცირე ღერძს (N_p), ხოლო დიდი ღერძი (N_g) წარმოადგენს წრიული კვეთის რადიუსს (სურ.6ბ).

ორლერძიანი კრისტალები ოპტიკურად არის დადებითი, უარყოფითი და ნეიტრალური.

კრისტალი ოპტიკურად დადებითად ითვლება იმ შემთხვევაში, როდესაც ყველაზე დიდი ღერძი (n_g) წარმოადგენს ოპტიკური ღერძის მახვილი კუთხის ბისექტრისას (სურ. 7ა, 8ა), ხოლო ოპტიკურად უარყოფითად იმ შემთხვევაში, - როდესაც მახვილი კუთხის ბისექტრისა არის ყველაზე მცირე ღერძი (n_p) (სურ. 7ბ, 8ბ). ოპტიკურად ნეიტრალური კრისტალის შემთხვევაში ოპტიკურ ღერძთა შორის კუთხე 90° -ის ტოლია (სურ.8გ/

ოპტიკურ ღერძთა შორის მახვილ კუთხეს უწოდებენ ოპტიკურ ღერძთა შორის კუთხეს და აღნიშნავენ $2V$ (სურ.7ა.8ა).



სურ.8. ინდიკატრისის ჭრილი ოპტიკური ღერძის სიბრტყეში:

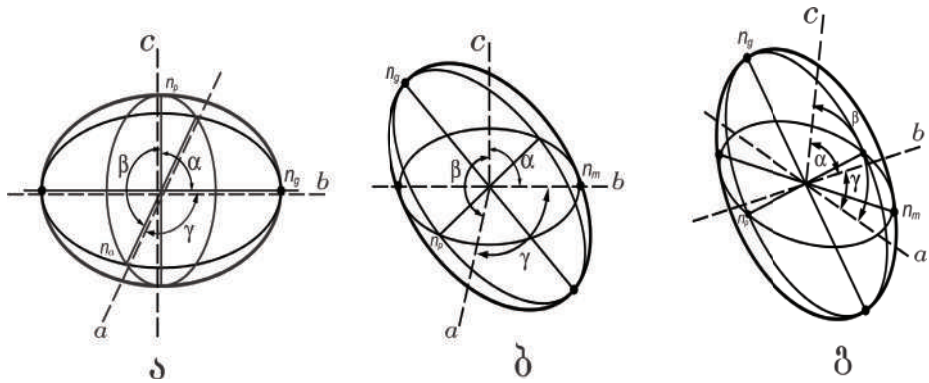
- ა - ოპტიკურად დადებითი, ბ - ოპტიკურად უარყოფითი,
- გ - ოპტიკურად ნეიტრალური, A_1 და A_2 - ოპტიკური ღერძი,
- K_1 და K_2 - მათი შესაბამისი წრიული კვეთი.

3.4 ინდიკატრისის ორიენტაცია სხვადასხვა კრისტალურ სისტემაში

ინდიკატრისის ორიენტაციას განაპირობებს ინდიკატრისისა და კრისტალოგრაფიული ღერძების ურთიერთმდებარეობა. განსხვავებული კრისტალური სისტემები ხასიათდება ინდიკატრისის განსხვავებული ორიენტაციით, რაც კრისტალის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან მაღიაგნოსტირებელ ნიშნად ითვლება.

კუბური სისტემის კრისტალებში ოპტიკური ინდიკატრისის ორიენტაცია თავისუფალია.

ოპტიკურად ერთლერძიანი კრისტალების ინდიკატრისა ისეა ორიენტირებული, რომ ელიფსოიდის ბრუნვის ღერძი (ოპტიკური ღერძი) ყოველთვის ემთხვევა: L_6 (ჰექსაგონური), L_3 (ტრიგონალური) და L_4 (ტეტრაგონური) მთავარი კრისტალოგრაფიული ღერძების მიმართულებას.



სურ.9. ოპტიკური ინდიკატრისის ორიენტაცია დაბალი კატეგორიის კრისტალებში:
 ა - ორთორომბულში, ბ - მონოკლინურში, გ - ტრიკლინურში.

ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ინდიკატრისის ორიენტაცია მოცემულია მე-9 სურათზე. ორთორომბულის სისტემის კრისტალებში კრისტალოგრაფიული ღერძი (a, b, c) სიგრძით განსხვავებულია და ურთიერთმართობი: $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; ამ სისტემის კრისტალებში ინდიკატრისის ღერძები (n_x, n_y, n_z) ემთხვევა კრისტალოგრაფიულ ღერძებს (ან ა, ან ბ, ან გ) (სურ. 9ა).

მონოკლინური სისტემის კრისტალებში სამი კრისტალოგრაფიული ღერძია (a, b, c); სამივე ღერძი სიგრძით განსხვავებულია და მათგან ორი ურთიერთმართობი: ამ სისტემის კრისტალებში ინდიკატრისის ღერძებიდან მხოლოდ ერთი ემთხვევა b კრისტალოგრაფიულ ღერძს, ხოლო ინდიკატრისის დანარჩენი ღერძები კრისტალოგრაფიულ ღერძებთან (a, c) ერთ სიბრტყეში მდებარეობს და მათთან ქმნის კუთხეს (სურ.9ბ).

ტრიკლინური სისტემის კრისტალებში სამი კრისტალოგრაფიული ღერძიდან (a, b, c) არცერთი მათგანი არ არის ტოლი და ურთიერთმართობი ($\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$). ამ სისტემის კრისტალებში ინდიკატრისის არცერთი ღერძი არ ემთხვევა კრისტალოგრაფიულ ღერძებს (სურ.9გ).

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ, რა არის და რას გამოხატავს „ოპტიკური ინდიკატრისა“?
2. რას უწოდებენ კრისტალის ოპტიკურ ღერძს; განმარტეთ, რომელი სიმეტრიის კრისტალები ითვლებიან ოპტიკურად ერთღერძიანებად და რომელი - ოპტიკურად ორღერძიანებად?
3. სქემატურად გამოხაზეთ და დაახასიათეთ სხვადასხვა კრისტალური სისტემის ინდიკატრისის ფორმები;
4. რას მიიჩნევენ ინდიკატრისის ორიენტაციის განმარტობებულ ფაქტორად და როგორ გამოისახება ისინი ოპტიკურად ერთღერძიან და ოპტიკურად ორღერძიან კრისტალებში?

4 პოლარიზაციული მიკროსკოპი

4.1 პოლარიზაციული მიკროსკოპის აგებულება და დანიშნულება

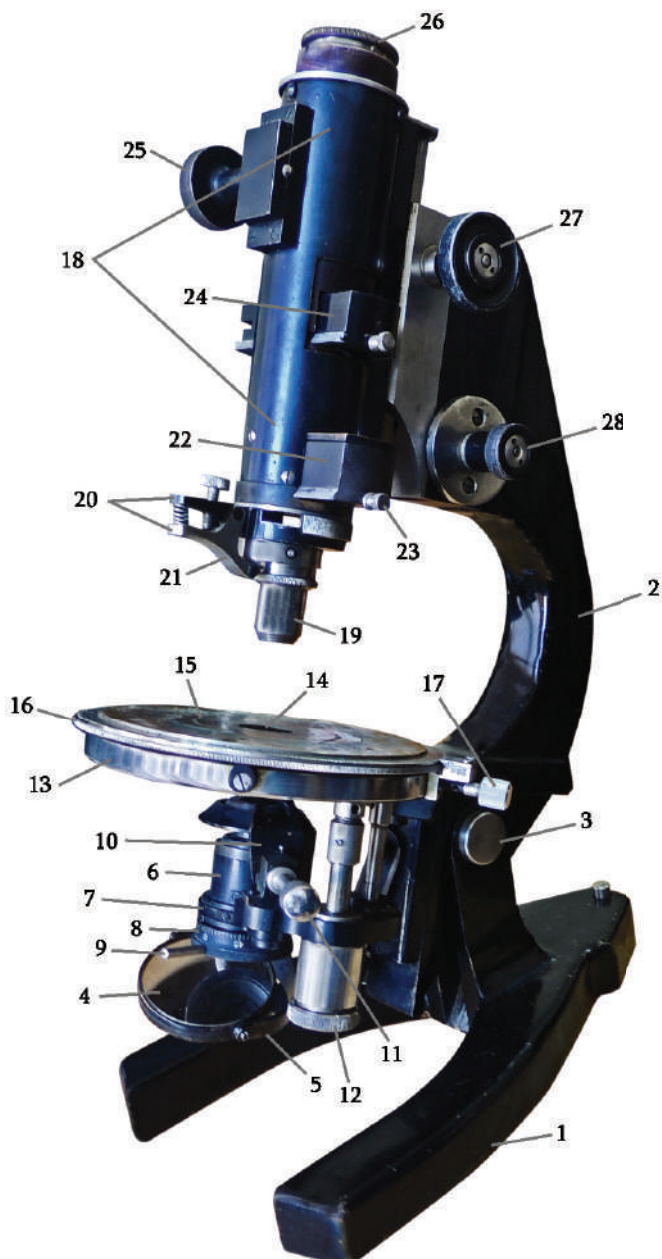
პოლარიზაციული მიკროსკოპი რთული ოპტიკური ხელსაწყოა, რომლის დანიშნულებაა ქანის აგებულების, სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების, ფორმირებისა და შეცვლის პირობების დადგენა. პეტროგრაფიულ პრაქტიკაში გამოიყენება შედარებით ძველი МП და МИН სერიისა (МП-2, МП-3, МП-6, МП-7, МИН-8, МИН-9) და თანამედროვე ПОЛАМ-ის ტიპის პოლარიზაციული მიკროსკოპები. ჩვეულებრივი პოლარიზაციული მიკროსკოპის დახმარებით იკვლევენ მხოლოდ გამჭვირვალე მინერალებს; გაუმჭვირვალე - მადნეულ მინერალებს სწავლობენ არეკლილ სინათლეში, სპეციალური მინერაგრაფიული მიკროსკოპის დახმარებით. მე-10 სურათზე ნაჩვენებია МП-3 ტიპის პოლარიზაციული მიკროსკოპის აგებულების სქემა.

4.2 პოლარიზაციული მიკროსკოპის ძირითადი ნაწილები

პოლარიზაციული მიკროსკოპის ძირითადი ნაწილებია: შტატივი, გამანათებელი სისტემა, სასაგნე მაგიდა და ტუბუსი (სურ.10).

4.2.1 შტატივი

შტატივი. მიკროსკოპის ყველა ოპტიკური დეტალი დამაგრებულია შტატივზე. შტატივი შედგება ქვედა - მასიური, ნალისებურად მოხრილი საყრდენისა (1) და ზედა ტუბუსის დამჭერი რკალისაგან (2); შტატივის ნაწილები ერთმანეთთან შეერთებულია მოსაჭერი ხრახნით (3) და სახელურიანი ქანჩით, რომლებიც დამკვირვებლიდან მარჯვნივ მდებარეობს; შტატივის ნაწილები ურთიერთშეერთებულია შარნირისებურად, რაც მიკროსკოპის ზედა ნაწილის დახრის, დამკვირვებლის მიმართ სამუშაოდ



სურ.10. MP-3 ტიპის პოლარიზაციული მიკროსკოპის აგებულება

მოსახერხებელ მდგომარეობაში მოყვანისა და დამაგრების საშუალებას იძლევა.

4.2.2 გამანათებელი სისტემა

მიკროსკოპის გამანათებელი სისტემა დამაგრებულია შტატივის ქვედა ნაწილზე და შედგება სარკისაგან, კონდენსატორის კორპუსისა და ლაზოს ლინზისაგან.

გ ა მ ა ნ ა თ ე ბ ე ლ ი ს ა რ კ ე მდებარეობს სისტემის სულ ქვედა ნაწილში (4), რომლის დანიშნულებაცაა სინათლის სხივის შეკრება და წარმართვა პოლარიზატორში. სარკეს აქვს ბრტყელი და შეზნექილი ამრეკლავი ზედაპირები. ბრტყელი ზედაპირი გამოიყენება სინათლის შორეული წყაროს (დღის სინათლე) განათების შემთხვევაში, ხოლო შეზნექილი - ახლო განათების (ხელოვნური) სინათლის შემთხვევაში (ელექტროსინათლე). სარკე მიმაგრებულია მეტალურ ბუდესთან, რომლის ქვემოთ და ზემოთ გადაადგილება შეიძლება ურთიერთმართობი მბრუნავი ლერძების გარშემო სარკის დამჭერი ბერკეტების (5) დახმარებით.

კონდენსატორის კორპუსი განლაგებულია სარკის თავზე და ჩასმულია მეტალურ ცილინდრულ ბუდეში (6); ბუდის ქვედა მოძრავ ნაწილში განლაგებულია ნიკოლ-პოლარიზატორი (7), რომლის დანიშნულებაცაა ჩვეულებრივი (ბუნებრივი) სხივის პოლარიზაციულ სხივად გარდაქმნა; პოლარიზატორი ქვედა რგოლთან ერთად (8) შეიძლება შემოვარდნით კონდენსატორის კორპუსის მიმართ 360°-ით სპეციალური სახელურის (9) დახმარებით; ბრუნვის დაწყების წინ აუცილებელია მოვუშვათ პოლარიზატორის სამუხრუჭე ხრახნი. პოლარიზატორის ნებისმიერი კუთხით შემობრუნება საშუალებას იძლევა ვარეგულიროთ პოლარიზაციული სხივის რხევის მიმართულება.

ლ ა ზ ო ს ლ ი ნ ზ ა. კონდენსატორის ზედა ნაწილში ფიგურალური მოხრილი ბერკეტით დამაგრებულია ლაზოს ლინზა (10), რომლის სამუშაო მდგომარეობაში მოყვანა ხდება სპეციალური ბერკეტის (11) დახმარებით; ლაზოს ლინზა მიკროსკოპის სისტემაში შეჰყავთ მხოლოდ კონუსური კვლევის ჩატარებისათვის საჭირო გამავალი სხივის მისაღებად; გამანათებელი სისტემის გადაადგილება ზევით და ქვევით და გამოყვანა მიკროსკოპის ოპტიკური სისტემიდან ხდება ვერტიკალური ხრახნის (12) დახმარებით.

4.2.3 სასაგნე მაგიდა

ს ა ს ა გ ნ ე მ ა გ ი დ ა განლაგებულია ლაზოს ლინზის თავზე და წარმოადგენს მასიურ მეტალურ დისკს (13); მაგიდის ცენტრში ამოჭრილია მცირე დიამეტრის ხვრელი (14), რომელშიც გადის სხივი გამანათებლიდან კვლევის ობიექტზე (თლილი). სასაგნე მაგიდაზე ჩამონტაჟებულია დამატებითი დიდი დიამეტრის დისკი (15), რომელიც სასაგნე მაგიდიდან

იხსნება მხოლოდ ფიოდოროვისა და საინტეგრაციო მაგიდების მონტაჟის შემთხვევაში; მაგიდის გარე მხარე გრადუირებულია 360° დანაყოფით, რაც საშუალებას იძლევა ნონიუსის (16) დახმარებით მოვახდინოთ სასაგნე მაგიდის მობრუნების კუთხის აღრიცხვა (ნონიუსის სიზუსტეა 0.1°). მაგიდის ბრუნვის შეჩერება შეიძლება ჩამკეტი ხრახნით (17), რომელიც მდებარეობს მარცხნივ, ნონიუსის ქვეშ; დისკოს ზედაპირზე მიმაგრებულია პრეპარატის (თლილის) დასამაგრებელი ორი თათი.

4.2.4 ტუბუსი

ტუბუსი წარმოადგენს ცილინდრული ფორმის მილს (18), რომელიც მიმაგრებულია შტატივის ზედა რკალზე; მასში ჩამონტაჟებულია ობიექტივი, ზედა ნიკოლ-პოლარიზატორი, ბერტრანის ლინზა და ოკულარი.

ობიექტივი (19) ტუბუსის სულ ქვედა ნაწილში - სპეციალურ ბუდეში თავსდება და მასში დამაგრებულია სპეციალური დამჭერი ზამბარიანი თათებით (20).

ობიექტივის თავზე, ტუბუსში, 45° კუთხით მიკროსკოპის სიმეტრიის სიბრტყის მიმართ გაკეთებულია ჭრილი (კომპენსატორის ფანჯარა) საკომპენსაციო ფირფიტის შესაყვანად (21), რომლის დანიშნულებაა საკვლევი ობიექტის მოცემულ ჭრილში ელიფსის ღერძის ნიშნისა და ორმაგი გარდატეხის სიდიდის განსაზღვრა.

ანალიზატორი (22) ჭრილის თავზე მდებარეობს ჩასმული ტუბუსის სწორკუთხოვან ბუდეში; მისი მიკროსკოპის სისტემაში შეყვანა და მისგან გამოყვანა (ჩართვა-გამორთვა) შესაძლებელია მისი მარჯვნიდან მარცხნივ ან პირიქით გადაადგილებით. რომ არ მოხდეს ანალიზატორის ტუბუსიდან გამოვარდნა, ამისათვის საწინააღმდეგო ბოლოებში უკეთდება დამცავი ხრახნები (23); ანალიზატორის დანიშნულებაა, მოახდინოს სხივის რხევა ერთ სიბრტყეში და მათი ინტერფერირება.

ბერტრანის ლინზა (24) განლაგებულია ანალიზატორის თავზე, რომელიც მიკროსკოპის სისტემაში მხოლოდ კრისტალის კონუსურ სინათლეში კვლევის შემთხვევაში შეჰყავთ. ტუბუსში ბერტრანის ლინზის ქვევით და ზევით გადაადგილება შესაძლებელია სპეციალური ხრახნის დახმარებით (25).

ოკულარი (26) ტუბუსის სულ ზედა ნაწილის ჭრილშია მოთავსებული; წარმოადგენს გამადიდებელი ლინზების სისტემას და ჩამონტაჟებულია მეტალურ ჩარჩოში; შიგნით, ოკულარის კორპუსში არის რგოლი, რომელზეც სწორი კუთხით გაჭიმულია ორი წვრილი ძაფი, რომელიც ქმნის ე.წ. „ძაფების ჯვარს“. ნორმალურ პოზიციაში ძაფების მდებარეობა შეესაბამება სხივის რხევის მიმართულებას პოლარიზატორსა (პორიზონტალური) და ანალიზატორში (ვერტიკალური). ძაფების გადაკვეთა მიუთითებს მხედველობის არის ცენტრს და ოპტიკური ღერძის გამოსავალს; არსებობს 3-, 6-, 8-, 20-, 40-, 60-ჯერადი გამადიდებლობის ობიექტივები; 6-ჯერადი გამადიდებლობის ობიექტივებს აქვთ მიკრომეტრიული სახა-

ზავი, რომლის გამოყენებით შესაძლებელი ხდება ობიექტის ზომის განსაზღვრა. პრაქტიკაში ხშირად გამოიყენება 8-ჯერადი გამადიდებლობის ოკულარი.

ტუბუსის ზემოთ და ქვემოთ გადაადგილება შესაძლებელია მაკრო- (27) და მიკროხრახნების (28) დახმარებით, რაც აუცილებელია მიკროსკოპის ფოკუსირებისათვის. მიკროხრახნის ბარაბანზე დანაყოფების არსებობის ნყალობით შესაძლებელი ხდება ტუბუსის შემობრუნების შეფარდებითი სიდიდის განსაზღვრა (განსაზღვრის სიზუსტეა 0.002 მმ);

4.3. მიკროსკოპული პრეპარატი (თლილი, შლიფი)

პოლარიზაციულ მიკროსკოპში მინერალოგიური და პეტროგრაფიული ხასიათის კვლევები ტარდება სპეციალურად დამზადებულ პრეპარატში, რომელსაც შლიფს (ანათალს) უწოდებენ.

თლილი არის ქანის ან მინერალისაგან დამზადებული ბრტყელ-პარალელურგვერდებიანი 0,02- 0,03 მმ სისქის ფირფიტა.

თლილის დამზადების პროცესი რამდენიმე ეტაპს მოიცავს:

საკვლევი ქანის ან მინერალის ნიმუშიდან აღმასის ხერხით დაამზადებენ 3 სმ სიგრძისა და დაახლოებით 5 მმ სისქის ნატეხს. შემდეგ ნიმუშის ნატეხს გაჩარხავენ კარბორუნდის ფხვნილის (ყანგბადისა და ნახშირბადის ნაერთი, იყენებენ ქანებისა და მინერალების სახეხად) დახმარებით თუჯის წრეზე და დამუშავებული (გაპრიალებული) ზედაპირით კანადის ბალზამით (სოჭის ნებო) დაამაგრებენ მინის ფირფირაზე ანუ სასაგნე მინაზე. მომდევნო ეტაპზე სასაგნე მინაზე მიმაგრებულ ქანის ფირფიტას ჩარხავენ საწინააღმდეგო მხრიდან - დაჰყავთ 0.03 მმ-ის სისქემდე და ფარავენ კანადის ბალზამის მეორე შრით - ე.წ. საფარი მინით.

შლიფში მიკროსკოპული კვლევების წარმართვა შესაძლებელია მხოლოდ ბალზამის გაშრობის შემდეგ და სასაგნე მაგიდაზე იდება საფარი მინით ზევით. მინერალებში გაზურ-თხევადი და მდნარის მიკროჩანართების კვლევისათვის ხშირად ამზადებენ 0.3 მმ. სისქის პოლირებულ ფირფიტებს.

4.4 მიკროსკოპის სამუშაო მდგომარეობაში მოყვანა

მიკროსკოპი არის ძალიან სათუთი ხელსაწყო, ამიტომ მასთან მუშაობისას ყოველთვის უნდა ვიყოთ ფრთხილად და დავიცვათ მუშაობის წესები. პოლარიზაციულ მიკროსკოპთან მუშაობის დანყების წინ საჭიროა ოკულარისა და ობიექტივის შერჩევა; პირველად აუცილებელია ჩატარდეს ობიექტივის დაცენტრება, ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობაში მოყვანა, ოკულარის ჯვრის ძაფების ურთიერთმართობულობის შემოწმება და სხვ.

4.4.1 ოკულარისა და ობიექტივის შერჩევა

მიკროსკოპთან მუშაობის დაწყების წინ პირველ რიგში უნდა შეირჩეს ოკულარი და ობიექტივი; ძირითადად ირჩევენ დაახლოებით 1 სმ. ფოკუსური მანძილის 8^x გამადიდებლობის მქონე ობიექტივს (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

მიკროსკოპის გამადიდებლობა ობიექტივისა და ოკულარის გამადიდებლობის ზრდასთან დამოკიდებულებაში

ობიექტივი	ოკულარის გამადიდებლობა				
	5 ^x	6 ^x	8 ^x	12,5 ^x	17 ^x
3 ^x	15	18	24	37.5	51
8 ^x	40	48	64	100	136
20 ^x	100	120	160	250	360
40 ^x	200	240	320	500	680
60 ^x	300	360	480	750	1020

20^x, 40^x და 60^x გამადიდებლობის ობიექტივის გამოყენების შემთხვევაში მნიშვნელოვნად იცვლება ფოკუსური მანძილი (2მმ-დან 1მმ-მდე); ასეთი გამადიდებლობის ობიექტივების გამოყენებისას შესაძლებელი ხდება 10-20 მკმ ზომის კრისტალის ოპტიკური თვისებების განსაზღვრა.

სამუშაოს დაწყების წინ მიკროსკოპი უნდა მოვიყვანოთ მცირედ დახრილ მდგომარეობაში, ისე, რომ მოხერხებული იყოს მასში ჩახედვა მჯდომარედ - გადახრის გარეშე; შემდეგ ბოლომდე ვაღებთ დიაფრაგმას და გამოვრთავთ ლაზოს ლინზას, ბერტრანის ლინზას და ანალიზატორს. კვლევისათვის აუცილებელია მაქსიმალურად თანაბარი განათების მიღწევა. ამისათვის ტუბუსიდან ვიღებთ ოკულარს; ჩავხედავთ ტუბუსში; სარკის დახმარებით სინათლის წყაროდან გავუშვებთ სინათლის სხივს. შემდეგ ოკულარს ისევ ჩავსვამთ ტუბუსში და სარკის ნელი მოძრაობით მივალწევთ მხედველობის არის მაქსიმალურ და თანაბარ განათებას. შემდეგ ანათალს ვდებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდაზე საფარი მინით ზემოთ, ვამაგრებთ და ვიწყებთ ობიექტის კვლევას.

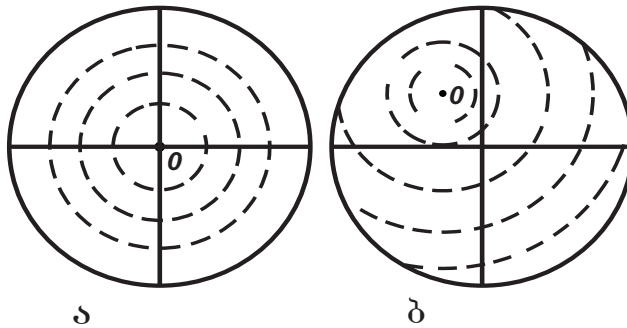
4.4.2 ობიექტივის დაცენტრება

ობიექტივის დაცენტრებისათვის შლიფში ვირჩევთ კრისტალის მცირე ზომის მარცვალს (შეიძლება ნაპრალების გადაკვეთის წერტილიც ან ფორიც) და ვაყენებთ მას ოკულარის ძაფების გადაკვეთის წერტილში; შემდეგ შემოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას 360° და ერთდროულად ვაკვირდებით შერჩეულ წერტილს. თუ წერტილი მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას დარჩება ადგილზე და არ გასცდება ოკულარის ძაფების გადაკვეთის საზღვარს, მაშინ მიკროსკოპი ითვლება დაცე-

ნტრებულად (სურ.11ა); დაცენტრების არარსებობის შემთხვევაში შერჩეული მარცვალი სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას არ რჩება ადგილზე, მოძრაობს და საკმაოდ მოშორებით გადის ოკულარის დაფების გადაკვეთის საზღვრიდან ან შესაძლებელია მხედველობის არიდან გაქრეს კიდეც; მოცემულ შემთხვევაში ობიექტივი საჭიროებს დაცენტრებას.

განვიხილოთ ორი შემთხვევა:

პირველი შემთხვევა. მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის 360° -ით შემობრუნებისას შერჩეული მარცვალი გადის დაფჯვარედინის საზღვრებიდან, მაგრამ მაინც რჩება მხედველობის არეში (სურ.11ბ). მოცემულ შემთხვევაში დაცენტრება ხდება შემდეგნაირად: დავაბრუნებთ მარცვალს ისევ დაფჯვარედინზე და მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის მაგიდას 360° -ით. თუ მარცვალი ისევ გადის დაფჯვარედინის საზღვრიდან, მაშინ ვიღებთ მაცენტრირებელ ხრახნებს, დავამაგრებთ ობიექტივზე და ერთდროულად ვაბრუნებთ ორივე მათგანს და მოვიყვანთ მარცვალს შუა მანძილზე (ობიექტიდან დაფჯვარედინამდე); ამის შემდეგ ხელით გადავაადგილებთ შლიფს სასაგნე მაგიდაზე, შევუთავსებთ საკვლევ ობიექტს დაფჯვარედინის გადაკვეთის წერტილს და შევამოწმებთ დაცენტრების შედეგს. სრული დაცენტრება შეიძლება მიღწეულ იქნეს ამ ოპერაციის რამდენიმეჯერ გამეორებით.



სურ.11. ობიექტის მოძრაობის მიმართულება მიკროსკოპის მხედველობის არეში:

ა - ცენტრირებული, ბ - არაცენტრირებული.

referats.allbest.ru/manufacture/00215873_0.html

მეორე შემთხვევა. მარცვალი მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის 360° -ით მობრუნებისას გადის დაფჯვარედინის საზღვრიდან და არ რჩება მხედველობის არეში. ამ დროს პირველ რიგში უნდა დავრწმუნდეთ ობიექტივის დაყენების სისწორეში; ობიექტივის ძლიერი აცენტრების შემთხვევაში საჭიროა ჩატარდეს შემდეგი ოპერაცია: ამოვირჩიოთ მარცვალი და დავაყენოთ დაფების გადაკვეთის წერტილში; თუ სასაგნე მაგიდის 360° -ით შემობრუნებისას მარცვალი გაქრა მხედველობის არიდან, მაშინ შლიფს ხელით გადავაადგილებთ საკვლევი მარცვლის მხედველობის არეში გამოჩენამდე და მაცენტრებელი ხრახნების დახმარებით დავაყენებთ დაფჯვარედინზე; ოპერაცია უნდა განმეორდეს რამდენჯერმე - მიკროსკოპის საბოლოო დაცენტრებამდე.

4.4.3 ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობის შემონმება

პოლარიზაციულ მიკროსკოპში ქანებისა და მინერალების შესწავლის პროცესი ძირითადად ჯვარედინა ნიკოლებში მიმდინარეობს. ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობის შემონმება ხდება მიკროსკოპული პრეპარატის (თლილი) გარეშე; შემონმების წინ მთლიანად უნდა გაიღოს დიაფრაგმა, გამოირთოს ლაზოსა და ბერტრანის ლინზები და ზედა ნიკოლი (ანალიზატორი); მოცემულ შემთხვევაში მხედველობის არეში მივიღებთ მაქსიმალურად და თანაბრად განათების ეფექტს; შემდეგ ვრთავთ ზედა ნიკოლს; თუ ზედა ნიკოლის ჩართვის შემდეგ მხედველობის არეში დაფიქსირდა სრული სიბნელის ეფექტი, მაშინ ნიკოლები ჯვარედინ მდგომარეობაშია, ე .ი. სინათლის ტალღის რხევა ნიკოლებში სრულდება ურთიერთმართობ სიბრტყეში. სრული სიბნელის ეფექტის არარსებობის შემთხვევაში მოვუშვებთ ქვედა ნიკოლის (პოლარიზატორი) დამმაგრებელ ხრახნს, მოვაბრუნებთ მას მაქსიმალური სიბნელის ეფექტის მიღებად და ჩავკეტავთ. ამ შემთხვევაში ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობაში მოყვანა მიღწეულია.

4.4.4 ოკულარის ჯვრის ძაფების ურთიერთმართობობის შემონმება

ოკულარის ჯვრის ძაფების ურთიერთმართობობის შემონმების მიზნით, შლიფში ვირჩევთ სწორ ხაზს, რომელიც შეიძლება იყოს ტკეჩადობის ბზარი ან კრისტალის ნაგრძელებული მარცვალი; ვათავსებთ მას მხედველობის არის ახლოს და შემოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას ისე, რომ სწორმა ხაზმა დაიჭიროს ოკულარის ჯვრის რომელიმე ძაფის პარალელური მდგომარეობა; მოცემულ შემთხვევაში მაგიდის ნონიუსიდან ვიღებთ ანათვალს; ამის შემდეგ ვატრიალებთ სასაგნე მაგიდას, სწორ ხაზს მოვიყვანთ ოკულარის ჯვრის მეორე ძაფის პარალელურ მდგომარეობაში და კვლავ ვიღებთ ანათვალს. ოკულარის ჯვრის ძაფების ურთიერთმართობობის შემთხვევაში ანათვლებს შორის სხვაობა უნდა იყოს 90° .

4.5 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა ერთ ნიკოლში (ანალიზატორის გარეშე)

ქანისა და მინერალის მიკროსკოპული შესწავლა შეიძლება ორ ეტაპად დავყოთ: პირველი ეტაპი არის კვლევა ერთ ნიკოლში (ანალიზატორის გარეშე); ხოლო მეორე - ჯვარედინა ნიკოლში (ანალიზატორის მონანილებით).

ერთ ნიკოლში ისაზღვრება:
მინერალის ფორმა და ზომა;
ტკეჩადობა და ტკეჩადობის კუთხის სიდიდე;

რელიეფი, შაგრენის ზედაპირი;
გარდატეხის მაჩვენებელი (ბეკეს ეფექტი);
პლექროიზმის მოვლენები.

აღნიშნული თვისებების განსაზღვრის პროცესში მთლიანად გახსნილია დიაფრაგმა, გამორთულია ანალიზატორი, ლაზოსა და ბერტრანის ლინზები.

4.5.1 მინერალის ფორმის განსაზღვრა

ფორმა არის მინერალის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მადიაგნოსტიკური ნიშანი; კრისტალის ფორმის განმარტობებელი ფაქტორებია: კრისტალიზაციის თერმოდინამიკური პირობები (P,T), მინერალის ზრდის კრისტალიზაციის ძალა, მზარდი კრისტალების ურთიერთდამოკიდებულება, კრისტალოგრაფიული თავისებურებები, თავისუფალი სივრცის არსებობა და სხვ.

ჩამოთვლილი ფაქტორების გათვალისწინებით განასხვავებენ: კრისტალთა იდიომორფულ, ჰიპიდომორფულ და ქსენომორფულ ფორმებს.

ი დ ი ო მ ო რ ფ უ ლ (idios - საკუთარი) კრისტალებს აქვთ კარგად განვითარებული, მათთვის დამახასიათებელი საკუთარი კრისტალოგრაფიული ფორმები (სურ.12.1), რაც, ერთი მხრივ, მიუთითებს მდნარიდან მათ პირველად გამოყოფასა და, მეორე მხრივ, წარმომშობ გარემოში თავისუფალი კრისტალიზაციისათვის რაიმე ხელშემშლელი პირობების არარსებობაზე.

ჰ ი პ ი დ ი ო მ ო რ ფ უ ლ ი ფორმები ნაწილობრივ შეესატყვისებიან კრისტალებისათვის დამახასიათებელ კრისტალოგრაფიულ მოხაზულობას; ისინი მდნარიდან იდიომორფული კრისტალების შემდეგ გამოიყოფიან (სურ.12.2).

ქ ს ე ნ ო მ ო რ ფ უ ლ კრისტალებს არ აქვთ მათთვის დამახასიათებელი სწორი კრისტალოგრაფიული მოხაზულობა, ქმნიან არასწორი ფორმის მარცვლებს და ხშირად ადრე გამოყოფილ იდიომორფულ და ჰიპიდომორფულ კრისტალებს შორის არსებულ სივრცეს ავსებენ (სურ.12.3).

მინერალების ფორმათა მრავალფეროვნება გაერთიანებულია 3 მთავარ მორფოლოგიურ ტიპში:

ი ზ ო მ ე ტ რ ი უ ლ ი - რომელთაც აქვთ თანაბარი ზომები ყველა მიმართულებით; ამ ტიპის ფორმებს ქმნის კუბური სიმეტრიის კრისტალები (გრანატები, გალენიტი, სფალერიტი, პირიტი და სხვ);

ე რ თ ი მ ი მ ა რ თ უ ლ ე ბ ი თ **ნ ა გ რ ძ ე ლ ე ბ უ ლ ი** (სიგრძე მეტია სიგანეზე): პრიზმული, სვეტისებრი, ნემსისებრი, ბოჭკოვანი, რა-



სურ. 12. კრისტალთა ფორმები იდიომორფიზმის ხარისხის მიხედვით <http://studopedia.org/4-316.html>

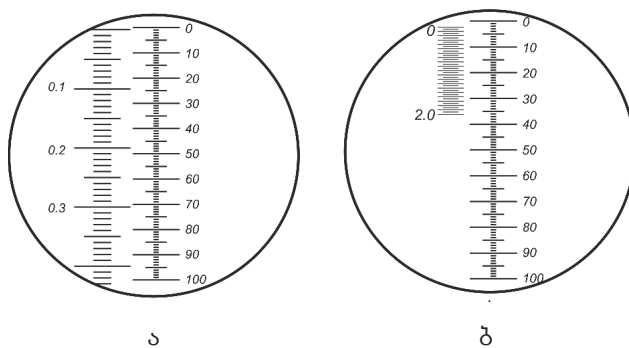
დიალურ-სხივოსნური და სხვ; ამ ტიპის ფორმებს ქმნის: ტრიგონალური, ტეტრაგონური და ჰექსაგონური სიმეტრიის კრისტალები (პიროქსენები, ამფიბოლები, აპატიტი და სხვ.);

ორი მიმართულებით წაგრძელებული (სიგრძე და სიგანე დაახლოებით ტოლია): ფართო ფირფიტოვანი, ფურცლოვანი, ქერცლოვანი. ამ ტიპის ფორმებს ქმნიან როგორც ტრიგონალური, ტეტრაგონური და ჰექსაგონური სისტემის კრისტალები, ასევე ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემის კრისტალებიც (მინდვრის შპატები, ქარსები, ქლორიტები, სერპენტინი და სხვ.).

კრისტალთა იდიომორფიზმის ხარისხი, ერთი მხრივ, არის მდნარიდან მათი გამოყოფის თანმიმდევრობის მაჩვენებელი (იდიომორფული-ჰიპიდიომორფული-ქსენომორფული), მეორე მხრივ, მიუთითებს კრისტალის ზრდის სიჩქარეზე, მდნარის ქიმიურ-ფიზიკური შედგენილობის ცვალებადობასა და წარმოშობის გეოლოგიურ პირობებზე.

4.5.2 მარცვლის ზომის განსაზღვრა

მინერალის მარცვლის ზომები ისაზღვრება ოკულარ-მიკრომეტრის დახმარებით (სურ.13ა), რისთვისაც აუცილებელია ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის ფასის განსაზღვრა, რადგან დანაყოფის ფასის სიდიდე განსხვავებული ტიპის ობიექტივებისათვის არ არის მუდმივი; დანაყოფის ფასის განსაზღვრისათვის გამოიყენება ობიექტ-მიკრომეტრი; უკანასკნელი წარმოადგენს მეტალური (ან მინა) 1 ან 2 მმ ზომის სახაზავს, რომელშიც მეზობელ დანაყოფებს შორის მანძილი ტოლია 0.01მმ; სახაზავი დატანილია სასაგნე მინაზე და დაფარულია საფარი მინით.



სურ.13. ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის ფასის განსაზღვრა:

ა - ძლიერი და ბ - სუსტი ობიექტივის შემთხვევაში ; ოკულარ-მიკრომეტრი მხედველობის არის შუაში; ობიექტ-მიკრომეტრი მარცხნივ.

ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის ფასის განსაზღვრის პროცედურის დაწყებამდე, მოცემული გამადიდებლობის შემთხვევაში, მიკროსკოპის ტუბუსში ჩადგამენ ოკულარ-მიკრომეტრს, შემდეგ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდაზე ათავსებენ ობიექტ-მიკრომეტრს შკალით ქვემოთ; მო-

იყვანენ მხედველობის არეში ორივე სახაზავს და ოკულარის მოტრიალებით დააყენებენ მათ ერთმანეთის გვერდით ურთიერთპარალელურ მდგომარეობაში.

დიდი და საშუალო გამადიდებლობის შემთხვევაში, მხედველობის არეში თავსდება ობიექტ-მიკრომეტრის სახაზავის მხოლოდ ნაწილი. უნდა დავაკვირდეთ სახაზავის რამდენი დანაყოფი შეესაბამება ოკულარ-მიკრომეტრის სახაზავს (სურ.13ა). განსაზღვრულ სიგრძეს ყოფენ 100-ზე (ოკულარ-მიკრომეტრის სახაზავის დანაყოფის რიცხვი) და ლებულობენ მოცემული გამადიდებლობისათვის ოკულარ-მიკრომეტრის სახაზავის ერთი დანაყოფის ფასს.

მაგალითი: ვთქვათ, ობიექტივის $40\times$ გამადიდებლობის შემთხვევაში ოკულარის მთელი შტრიხი შეესაბამება 0.40 მმ. მაშინ ერთი დანაყოფის ფასი ტოლი იქნება 0.0040 მმ.

მცირე გამადიდებლობის შემთხვევაში ობიექტ-მიკრომეტრის მთელი სახაზავი ხვდება მხედველობის არეში, მაგრამ გაცილებით მოკლეა ოკულარ-მიკრომეტრის სახაზავთან შედარებით (სურ.13.ბ). მოცემულ შემთხვევაშიც აკვირდებიან, ოკულარული სახაზავის რამდენი დანაყოფი შეესაბამება ობიექტ-მიკრომეტრის მთლიან სახაზავს. ობიექტ-მიკრომეტრის სიგრძის (2 ან 1) ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის შესაბამის რიცხვზე გაყოფით მიიღება ერთი დანაყოფის ფასი.

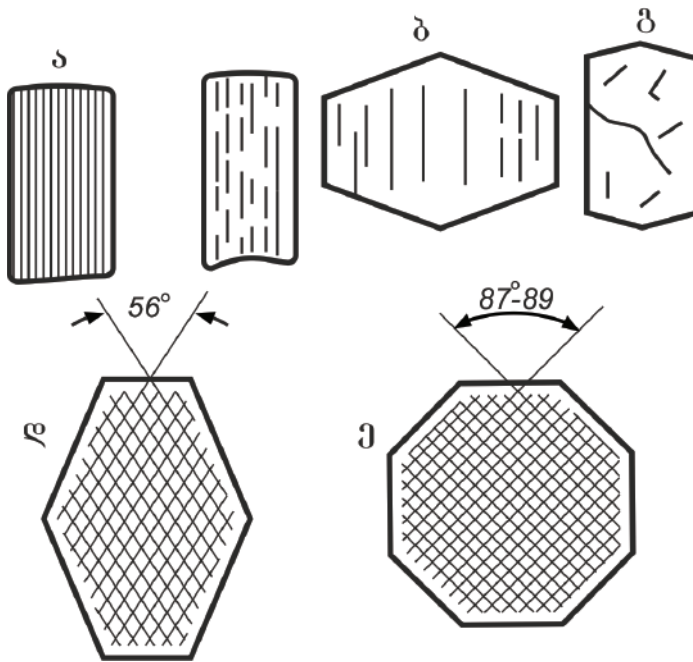
მაგალითი: ვთქვათ, $6\times$ გამადიდებლობის შემთხვევაში ობიექტ-მიკრომეტრის მთელი სახაზავი პასუხობს ოკულარ-მიკროსკოპის 35 დანაყოფს (სურ 13 ბ); ერთი დანაყოფის ფასი იქნება $2\text{მმ} : 35 = 0.057\text{მმ}$; 5 დანაყოფის ფასი იქნება 0.285მმ; 10 დანაყოფის - 0.570 მმ და ა.შ. ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის ფასის სიდიდის ასეთივე წესით გამოთვლაა საჭირო სხვა გამადიდებლობის ობიექტივების გამოყენების შემთხვევაშიც.

მარცვლის ზუსტი ზომის განსაზღვრის პროცედურა ასეთია: საკვლევ მარცვალს შევუთავსებთ ობიექტ-მიკრომეტრის სახაზავის შკალას, ჩავინიშნავთ მარცვლის მიერ დაფარული დანაყოფების რაოდენობას და გავამრავლებთ ოკულარ-მიკრომეტრის დანაყოფის ფასზე მოცემული გამადიდებლობისათვის; ვლებულობთ სასურველი მარცვლის ზომებს მმ-ში.

4.5.3 ტყეჩადობა. ტყეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდის განსაზღვრა

ტყეჩადობა არის მინერალის თვისება გაიხლიჩოს გარკვეული მიმართულებით მექანიკური ძალის ან წნევის ზემოქმედებით; ტყეჩადობა კრისტალებში დაიკვირვება ძალიან წვრილი - სწორი, პარალელური ან ზოგჯერ ურთიერთმკვეთი ხაზების სახით. განასხვავებენ: ფრიად სრულ, სრულ, საშუალო, არასრულ და ფრიად არასრულ ტყეჩადობას.

ფრიად სრული ტყეჩადობის შემთხვევაში მინერალი ადვილად იხლიჩება ცალკეულ თხელ ფირფიტებად მცირე მექანიკური ძალის ზემოქმედების პირობებშიც კი (ქარსები, ქლორიტები და სხვ.) (სურ.14 ა).



სურ.14. ტკეჩადობის სახეები: ა - ფრიად სრული ერთი მიმართულებით; ბ - არასრული; გ - ფრიად არასრული (პრაქტიკულად არ არის); დ - სრული ტკეჩადობა ორი მიმართულებით (ამფიბოლები); ე - სრული ტკეჩადობა ორი მიმართულებით (პიროქსენები).

ს რ უ ლ ი ტკეჩადობის შემთხვევაში, მინერალი, მასზე მექანიკური ძალის ზემოქმედების მიმართულების მიუხედავად, იხლიჩება ბრტყელი ზედაპირებით შემოსაზღვრულ ნატეხებად (პიროქსენები, ამფიბოლები და სხვ.) (სურ. 14დ,ე).

ს ა შ უ ა ლ ო ტკეჩადობის მქონედ ითვლება მინერალები, რომელთა მსხვრევისას მიიღება ნატეხების დაახლოებით თანაბარი რაოდენობა - შემოსაზღვრული ერთი მიმართულებით ბრტყელი, ხოლო სხვა მიმართულებით არასწორი ზედაპირით (მინდვრის შპატები, პიროქსენები, ამფიბოლები და სხვ.).

ა რ ა ს რ უ ლ ი და ფ რ ი ა დ არასრული ტკეჩადობის მქონე მინერალები მექანიკური ძალის ზემოქმედებით იმსხვრევა ყოველმხრივ უსწორმასწორო ზედაპირებით შემოსაზღვრულ ნატეხებად (კვარცი და სხვ.) (სურ.14ბ,გ).

კრისტალში ტკეჩადობის სიბრტყე (ბზარი) შეიძლება გადიოდეს ერთი მიმართულებით (ბიოტიტი, მუსკოვიტი, ლეპიდოლიტი და სხვ.), ორი მიმართულებით (მინდვრის შპატები, ამფიბოლები, პიროქსენები), სამი მიმართულებით (ჰალიტი, კალციტი, დოლომიტი და სხვ.), ოთხი მიმართულებით (ფლუორიტი), ექვსი მიმართულებით (სფალერიტი) და ა.შ.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ი ს ბ ზ ა რ ე ბ ს შ ო რ ი ს კ უ თ ხ ი ს გ ა ნ ს ა - ზ ღ ვ რ ი ს თანმიმდევრობა ასეთია:

შლიფში ვირჩევთ მინერალის მარცვალს მკვეთრად გამოხატული ტკეჩადობის ბზარებით და მოვათავსებთ მას ოკულარის ჯვრის დაფების გადაკვეთის ცენტრში; მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვით ოკულარის ნებისმიერ დაფს შევუთავსებთ ერთ რომელიმე ბზარს და ავიღებთ ანათვალს მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ლიმბზე; შემოვებრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას ნებისმიერი მიმართულებით და შევუთავსებთ მეორე ბზარს ჯვრის იმავე დაფს და ავიღებთ ანათვალს სასაგნე მაგიდის ლიმბზე; ანათვლებს შორის სხვაობა იქნება ტკეჩადობის ბზარებს შორის არსებული საძიებელი კუთხის სიდიდე.

იმ შემთხვევაში, თუ გაზომილი კუთხის მნიშვნელობა აღემატება 90° მაშინ მახვილი კუთხის სიდიდის მისაღებად 180° -ს უნდა გამოვაკლოთ მიღებული შედეგი; ჭეშმარიტთან მიახლოებული კუთხის სიდიდის მისაღებად საჭიროა განმეორდეს კუთხის გაზომვა ერთსა და იმავე მინერალზე რამდენჯერმე და ყველა მიღებული მნიშვნელობიდან აღებულ იქნეს საშუალო.

ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდის ცოდნა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ამფიბოლებისა და პიროქსენების ჯგუფის მინერალებისათვის, რომლებიც დიდ მსგავსებას ავლენენ რიგი ოპტიკური მახასიათებლებით, მაგრამ მკვეთრად განსხვავდებიან ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხეების სიდიდით (56° - 124° და 87° - 93° ; შესაბამისად).

4.5.4 მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის შეფარდებითი სიდიდის განსაზღვრა (ბეკეს ეფექტი)

მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდე (n) არის მინერალის მნიშვნელოვანი მადიაგნოსტირებელი ნიშანი, რომლის განსაზღვრისათვის გამოიყენება სხვადასხვა მეთოდი - განსხვავებული ხარისხის სიზუსტით. არსებული მეთოდებიდან ხშირად იყენებენ მარტივ - ე.წ. იმერსიული მეთოდს, რომელიც ეფუძნება მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის შედარებას იმერსიული სითხეების წინანსნარ ცნობილ გარდატეხის მაჩვენებლებთან. ჩვეულებრივ გამოიყენება ხსნარების ნაკრები, რომელთა გარდატეხის მაჩვენებლები იცვლება 1.4-დან 1.87-მდე. კრისტალის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის განსაზღვრის დაწყებად ე აუცილებელია ზუსტად განისაზღვროს სითხის გარდატეხის მაჩვენებელი სპეციალური ხელსაწყო - კრისტალ-რეფრაქტომეტრის დახმარებით; ამ აპარატის გამოყენებით სითხის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის განსაზღვრა მხოლოდ 1.8-1.9 ინტერვალშია შესაძლებელი. იმერსიული მეთოდის უპირატესობა ისაა, რომ ის იძლევა ძალიან წვრილი მარცვლის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის განსაზღვრის საშუალებას $+0.001$ სიზუსტით.

მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის განსაზღვრის ყველაზე მარტივი მეთოდი, პოლარიზაციულ მიკროსკოპში შესწავლისას, არის კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდესთან შედარების მეთოდი, რომლის სიდიდე ყოველთვის მუდმივია ($n=1,537-1,540$). მინერალთა მარცვლების გარშემო, რომელთა გარდატეხის მაჩვენებლები განსხვავდება კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებლისგან, დაიკვირება ე.წ. ნათელი ზოლი ან ბეკეს ხაზი, რომელიც

ზუსტად იმეორებს მარცვლის კონტურს. ბეკეს ხაზი შეიძლება გაჩნდეს ასევე მინერალისა და სითხის, მინერალისა და მინერალის საზღვარზე; ბეკეს ხაზის მიღება მიიღწევა ირისის დიაფრაგმის სუსტად დახურვით.

მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის გაზომვის პროცედურა ასეთია:

ვაფიქსირებთ ბეკეს ნათელ ზოლს მინერალისა და სითხის, ან მინერალისა და მინერალის, ან მინერალისა და კანადის ბალზამის საზღვარზე; მიკროსკოპის ტუბუსის (ან მიკროსკოპის მაგიდის) აწვეისას და დაწვეისას ბეკეს ხაზი გადაადგილდება მინერალის მარცვლიდან კანადის ბალზამზე და პირიქით.

უნდა გვახსოვდეს:

მიკროსკოპის ტუბუსის აწვეისას ბეკეს ნათელი ზოლი ყოველთვის გადაადგილდება მაღალი გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე მინერალის მიმართულებით; ტუბუსის დაწვეისას პირიქით – დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე მინერალის მიმართულებით.

მინერალისა და სითხის გარდატეხის მაჩვენებლების ტოლობის შემთხვევაში ჩნდება ორი ფერადი ზოლი: ვარდისფერი – მინერალის მხრიდან და ცისფერი – სითხის მხრიდან. მიკროსკოპის ტუბუსის აწვეისას, მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის მეტობის შემთხვევაში, ვარდისფერი ზოლი გადაადგილდება მინერალზე, ხოლო ცისფერი დარჩება უძრავად. იმ შემთხვევაში, თუ ცისფერი ზოლი გადაინაცვლებს სითხეზე და ვარდისფერი დარჩება უძრავად, მაშინ ადგილი აქვს პირიქით მოვლენას.

4.5.5 მინერალის რელიეფი (შაგრენის ზედაპირის ეფექტი)

პოლარიზაციულ მიკროსკოპში კვლევისას მხედველობის არეში მოქცეული ზოგიერთი მინერალის რელიეფი ამობურცულია – თითქოს ამონეულია თლილის სიბრტყიდან. რელიეფის ზედაპირი ხორკლიანია და მოგვაგონებს შაგრენის ტყავს, ამის გამო ამ მოვლენამ შ ა გ რ ე ნ ი ს ზ ე - დ ა პ ი რ ი ს ეფექტის სახელწოდება მიიღო.

თლილის დამზადებისას, ქანის ნატეხის ქვედა და ზედა სიბრტყეების დამუშავებისას, ყოველთვის რჩება მიკროსკოპული არასწორობა, რომელიც შემდეგ კანადის ბალზამით ივსება. მინერალებში, რომელთა გარდატეხის მაჩვენებელი კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელთან ახლოსაა (1,540), ეს არასწორობა არ არის შესამჩნევი; მარცვლის შესამჩნევი არასწორობისა და, შესაბამისად, შაგრენის ზედაპირის ეფექტი დგება იმ შემთხვევაში, როდესაც მინერალის გარდატეხის მაჩვენებელი მნიშვნელოვნად განსხვავდება (0.020 და მეტი) კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებლისგან.

განასხვავებენ სამი ტიპის რელიეფს:

და დ ე ბ ი თ ი რ ე ლ ი ე ფ ი. ამ ტიპის რელიეფი ჩნდება იმ შემთხვევაში, როდესაც მინერალის გარდატეხის მაჩვენებელი მნიშვნელოვ-

ნად აღემატება კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელს. მოცემულ შემთხვევაში შაგრენის ზედაპირი მკვეთრია.

ნ ე ი ტ რ ა ლ უ რ ი რ ე ლ ი ე ფ ი ჩნდება მინერალისა და კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებლების ტოლობის შემთხვევაში; ამ დროს შაგრენული ზედაპირი შეუმჩნეველია.

უ ა რ ყ ო ფ ი თ ი რ ე ლ ი ე ფ ი მიიღება იმ შემთხვევაში, როდესაც მინერალის გარდატეხის მაჩვენებელი ნაკლებია კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელზე; ამ შემთხვევაში მინერალი კანადის ბალზამის ფონზე გამოიყურება ჩაზნექილად (უარყოფითი რელიეფი).

შაგრენის ზედაპირის სიმკვეთრის მიხედვით გამოყოფენ მინერალებს, რომელთაც: საერთოდ არ ახასიათებთ შაგრენის ზედაპირი (ოლიგოკლაზი, კვარცი და სხვ.); ძალიან სუსტად აქვთ გამოხატული (მიკროკლინი, ალბიტი და სხვ.); სუსტად აქვთ გამოხატული (კორდიერიტი); კარგად შესამჩნევია (აპატიტი, რქატყუარა და სხვ.); მკვეთრად შესამჩნევია (ოპალი, ფლუ-ორიტი, პიროქსენები და სხვ.); ძალიან მკვეთრად შესამჩნევია (ეპიდოტი, ცოიზიტი, სფენი და სხვ.).

4.5.6 ფერისა და პლეოქროიზმის მოვლენების განსაზღვრა მინერალებში

ფერი: სრულიად განსხვავებულია მინერალის ფერი ნიმუშში და შლიფში.

ნიმუშში მინერალის ფერი განპირობებულია: მინერალის შინაგანი აგებულებით (სტრუქტურა, ქიმიური შედგენილობა), ელემენტ-ქრომოფორებისა და სხვა მინერალის მექანიკური ჩანართების მონაწილეობით. ამ ფაქტორების გათვალისწინებით გამოყოფენ: იდიოქრომატულ, ალოქრომატულ და ფსევდოქრომატულ ფერებს.

ი დ ი ო ქ რ ო მ ა ტ უ ლ ი ანუ საკუთარი ფერი გამონვეულია ქრომოფორებით, რომელიც უშუალოდ მონაწილეობს მინერალის ქიმიური შენაერთის შედგენილობაში; იდიოქრომატული ფერი წარმოადგენს მინერალის მადიაგნოსტიკებელ ნიშანს.

ა ლ ო ქ რ ო მ ა ტ უ ლ ი ანუ უცხო ფერი განპირობებულია მინერალში გაფანტული მექანიკური უცხო მინარევების არსებობით.

ფ ს ე ვ დ ო ქ რ ო მ ა ტ უ ლ ი ანუ ცრუ ფერი გამონვეულია ოპტიკური ეფექტებით, ხშირად სინათლის ინტერფერენციით, ჩანართებით, რადიოაქტიური დასხივებით და სხვ.

შლიფში მინერალის ფერი განპირობებულია მასში გამავალი სინათლის სხივის შერჩევითი შთანთქმის მოვლენაზე. მიკროსკოპული შესწავლისას გამავალ სინათლეში მკვეთრად გამოიყოფა გაუმჭვირვალე და გამჭვირვალე მინერალები.

გ ა უ მ ჭ ვ ი რ ვ ა ლ ე მინერალები მთლიანად შთანთქავენ სინათლის სხივებს და შლიფში გამოიყურებიან შავ ფერებში; მინერალების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება მადნეული მინერალები, რომლებშიც პირობითად შეიძლება გამოიყოს: სრულიად გაუმჭვირვალე (მაგნეტიტი, პირიტი და

სხვ.) და თხელ ანათალში მარცვლის პერიფერიულ ნაწილებში სუსტად გამჭვირვალე (ქრომიტი, ჰემატიტი და სხვ.) სახესხვაობები. მადნეული მინერალების ზუსტი კვლევებისათვის ამზადებენ ანშლიფს და, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, სწავლობენ მას არეკლილ სინათლეში სპეციალური მინერაგრაფიული მიკროსკოპის დახმარებით.

გ ა მ ქ ვ ი რ ვ ა ლ ე (უფერო) მინერალები მთლიანად ატარებს ყველა სხივს ან შთანთქავს მას ისე მცირე რაოდენობით, რომ დამკვირვებელი ვერ აფიქსირებს ფერების ცვალებადობას. მინერალების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ქანმაშენი მინერალების დიდი უმეტესობა. ამ ჯგუფში პირობითად გამოიყოფა მინერალები, რომლებიც მთლიანად ატარებს სინათლის სხივებს და შლიფში გამოიყურება სრულიად უფეროდ (კვარცი, ორთოკლაზი, პლაგიოკლაზი და სხვ.) და მინერალები, რომლებიც ნაწილობრივ ატარებენ სინათლის სხივებს და იფერება (ბიოტიტი, რქატყუარა და სხვ.).

პლეოქროიზმი არის ფერადი მინერალების ოპტიკური თვისება, რომელიც ვლინდება მხოლოდ ერთ ნიკოლში და აისახება შეფერილობის ცვალებადობაში მასში გამავალი სინათლის სხივის რხევის მიმართულების შესაბამისად. პლეოქროიზმის მოვლენა განპირობებულია კრისტალში სხვადასხვა მიმართულებით გამავალი სინათლის სხივის შთანთქმის განსხვავებული ხასიათით.

პლეოქროიზმის მოვლენას ადგილი აქვს ტრიგონალური, ტეტრაგონური, ჰექსაგონური, ორთორომბული, მონოკლინური და ტრიკლინური სისტემის კრისტალებში ოპტიკური ღერძის პარალელურ ჭრილში, ე.ი. ოპტიკური ინდიკატრისის მთავარ ჭრილში. კუბური სისტემის კრისტალებისათვის პლეოქროიზმის მოვლენა დამახასიათებელი არ არის, რადგან ფერი და მისი ინტენსივობა ამ სისტემის კრისტალებში მუდმივია ნებისმიერი მიმართულებით.

განასხვავებენ სამი ტიპის პლეოქროიზმს: პირველი ტიპის შემთხვევაში იცვლება შეფერვის ინტენსივობა - მუქი რუხიდან ღია ცისფრამდე (ბაზალტური რქატყუარა); მეორე ტიპის შემთხვევაში იცვლება მინერალის ფერი - ღია მწვანიდან ღია ვარდისფრამდე (ჰიპერსტენი); მესამე ტიპის შემთხვევაში ერთდროულად იცვლება შეფერვის ინტენსივობაც და ფერიც - მუქი ყავისფრიდან ღია ყვითლამდე (ბიოტიტი).

პლეოქროიზმის განსაზღვრის თანმიმდევრობა: მოვიყვანთ მარცვალს მაქსიმალური განათების მდგომარეობაში; დავამაგრებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდაზე შლიფს და მოვნიშნავთ შეფერილ მინერალს; მინერალის ტექნადობის მიმართულებას შევუთავსებთ მიკროსკოპში ოკულარის ვერტიკალური ძაფის მიმართულებას; ვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას და ვაკვირდებით მინერალის შეფერვის ცვალებადობის ხასიათს სხვადასხვა ჭრილში; ჩავიხაზავთ ყველაზე ძლიერ შეფერილ მდგომარეობაში მყოფ ერთ რომელიმე მარცვალს. ზოგიერთ მინერალში პლეოქროიზმის მოვლენა მკაფიოდ ვლინდება მასში ჩართული იშვიათი მინაწარმენტების შემცველი მინერალების (აპატიტი, ორთიტი, ცირკონი და სხვ./გარშემო; ჩანართების გარშემო შეფერილობის გაძლიერებას პლეოქროულ გარსებს (დვორიკები) უწოდებენ.

4.6 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა ჯვარედინა ნიკოლებში

ნიკოლების ჯვარედინა მდგომარეობა მიიღწევა მიკროსკოპის ოპტიკურ სისტემაში ზედა ნიკოლის (ანალიზატორი) ჩართვით. ჯვარედინა ნიკოლებში მხოლოდ ანიზოტროპიული მინერალების ოპტიკური თვისებების განსაზღვრა შეიძლება; იზოტროპიული მინერალები ჯვარედინა ნიკოლებში ჩაბნელებულია და სიბნელის ეფექტს ინარჩუნებენ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ნებისმიერი მიმართულებით ბრუნვისას.

ჯვარედინა ნიკოლებში ისაზღვრება:

მინერალის იზოტროპიულობა და ანიზოტროპიულობა;

მინერალის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდე;

ინტერფერენციული ფერები, მათი გამომწვევი მიზეზები და სხვა;

ჩაქრობის ხასიათი და ჩაქრობის კუთხის სიდიდე;

ნაგრძელების ნიშანი;

თლილის სისქე;

მრჩობლების ხასიათი.

4.6.1 მინერალის იზოტროპიულობისა და ანიზოტროპიულობის განსაზღვრა

პოლარიზებულ სხივთან დამოკიდებულების მიხედვით მინერალები იყოფა: ოპტიკურად იზოტროპიულ და ოპტიკურად ანიზოტროპიულ სახესხვაობებად. პირველი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ფლობს მსგავს ოპტიკურ თვისებებს სხივის გავრცელების ყველა მიმართულებით, ხოლო ანიზოტროპიული მინერალების ოპტიკური თვისებები იცვლება სხივის გავრცელების მიმართულებასთან დამოკიდებულებაში.

განსაზღვრის თანმიმდევრობა:

მინერალის იზოტროპიულობისა და ანიზოტროპიულობის განსაზღვრისათვის მიკროსკოპის სისტემაში ვრთავთ ანალიზატორს და ვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას; თუ მაგიდის ერთი სრული შემობრუნებისას შერჩეული მარცვალის ინარჩუნებს სიბნელის ეფექტს და იგივე დაიკვირვება თლილში არაორიენტირებულად განლაგებულ ზოგიერთ სხვა მარცვალზეც, მაშინ მინერალი იზოტროპიულია; სხვაგვარად გამოიყურება ანიზოტროპიული კრისტალები, რომლებიც მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ერთი სრული შემობრუნებისას ავლენს ოთხჯერ ჩაქრობისა (ყოველ 90° ინტერვალში) და ოთხჯერ განათების ეფექტს.

4.6.2 სვლათა სხვაობა. ორმაგი გარდატეხის ძალა. ინტერფერენციის მოვლენა

ს ვ ლ ა თ ა ს ს ვ ა ო ბ ა . ანიზოტროპიულ კრისტალში მოხვედრისას სხივი განსხვავებული სიჩქარის მქონე ორდინიერ და ექსტრაორდინიერ სხივებად იშლება; ამ სხივებიდან კრისტალში გავლისას ერთი ასწრებს მეორეს; სიდიდეს, რომელიც გამოხატავს სხივების მოძრაობის სიჩქარეებს შორის განსხვავებას - სვლათა სხვაობას უწოდებენ; სვლათა სხვაობის სიდიდე იზომება მილიმიკრონებში და დამოკიდებულია თლილის სისქესა და მოცემული მინერალის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდეზე.

ო რ მ ა გ გ ა რ დ ა ტ ე ხ ა ს უწოდებენ ანიზოტროპიული მინერალების თვისებას, დაშალოს მასში გამავალი სხივი ორ, განსხვავებული გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე სხივად, რომლებიც ვრცელდებიან განსხვავებული სიჩქარით და ირხევიან ურთიერთმართობ სიბრტყეში.

ო რ მ ა გ ი გ ა რ დ ა ტ ე ხ ი ს ძალას უწოდებენ სიდიდეს, რომელიც მიუთითებს, თუ რამდენად განსხვავდება ერთი სხივის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდე მეორე სხივის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდისაგან;

ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი ი ს მოვლენა იზოტროპიული გარემოსათვის დამახასიათებელი არ არის, ის მხოლოდ ანიზოტროპიულ გარემოში ვლინდება სვლათა სხვაობის არსებობის შემთხვევაში.

ინტერფერენციის შეფერვის ეფექტი პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებაშია თლილის სისქესა და სვლათა სხვაობის სიდიდეზე. ამასთან, სვლათა სხვაობის თითოეულ მნიშვნელობას განსაზღვრული ინტერფერენციული შეფერვა შეესატყვისება. ამიტომ, რომ ერთი და იმავე კრისტალის სხვადასხვა ჭრილში წარმოქმნილი ინტერფერენციული შეფერვა განსხვავებულია.

ინტერფერენციული ფერების სკალაზე დაკვირვება შეიძლება მიკროსკოპის ტუბუსში (ჯვარედინი ნიკოლების შემთხვევაში) კვარცის სოლის თანდათანობით შეყვანით - თხელი ბოლოდან სქელი ბოლოს მიმართულებით; კრისტალში არათანაბარი სვლათა სხვაობის გამო შეიმჩნევა ინტერფერენციული ფერების თანმიმდევრული ცვლა, რაც მათ I, II, III და IV რიგად დაყოფის საშუალებას იძლევა; რიგებს შორის საზღვარზე ყოველთვის ფიქსირდება წითელი ფერი; ხშირად ინტერფერენციულ შეფერვას კრისტალის ორმაგი გარდატეხის სიდიდის განსაზღვრისთვისაც იყენებენ.

მაგალითი:

პ ი რ ვ ე ლ ი რ ი გ ი ს რუხი, მონაცრისფრო ყვითელი ფერები შესაბამება ორმაგი გარდატეხის დაბალ მნიშვნელობებს (0,002-0,013);

მ ე ო რ ე რ ი გ ი ს მოყვითალო წითელი და მწვანე - ორმაგი გარდატეხის საშუალო მნიშვნელობებს (0,014-0,023 (;

მ ე ს ა მ ე რ ი გ ი ს მონითალო რუხი და ლურჯი იისფერი - ორმაგი გარდატეხის მაღალ მნიშვნელობებს (0.024-0.04);

მეოთხე ანუ სადაფის რიგი - უმაღლესი რიგის თეთრი - ორმაგი გარდატეხის ძალიან მაღალ მნიშვნელობებს (0,05-0,17).

ინტერფერენციული შეფერვის მიხედვით თუ ცნობილია თლილის სისქე და კრისტალის კვეთის ორიენტაცია, შეიძლება საკმაოდ ზუსტად განვსაზღვროთ მინერალის ორმაგი გარდატეხის სიდიდე მიშელ-ლევის მონოგრამის დახმარებით (სურ.17).

ანომალიური ინტერფერენცია. ანიზოტროპიულ მინერალებს შორის არის ისეთებიც, რომლებიც ჯვარედინა ნიკოლებში ავლენს ინტერფერენციულ შეფერვას, რომლებიც მიშელ-ლევის მონოგრამაზე არ ფიქსირდება. ასეთ შეფერვას ანომალიურს უწოდებენ; ის გამოწვეულია ორმაგი გარდატეხის დისპერსიით, კერძოდ, სპექტრის სხვადასხვა ნაწილში განსხვავებული ორმაგი გარდატეხის ძალის გამო, ადგილი აქვს ინტერფერენციული შეფერვის ზედდებას. ანომალიური ინტერფერენციული ფერები ბევრი მინერალისთვის (ცოიზიტი, ქლორიტები, ეპიდოტი და სხვ) მადაიგნოსტიკურებელ ნიშანს წარმოადგენს.

4.6.3 ორმაგი გარდატეხის ძალის განსაზღვრის მეთოდები

მინერალის ორმაგი გარდატეხის ძალის განსაზღვრისათვის აუცილებელია ზუსტად ვიცოდეთ ინტერფერენციული შეფერვის რიგი და თლილის სისქე. მინერალის ინტერფერენციული შეფერვის რიგის დადგენის მიზნით იყენებენ ფერთა არშიის ან კომპენსაციის წესებს.

ფერთა არშიის წესი ეფუძნება მინერალთა მარცვლების სისქის განსხვავებულ ზომებს; მინერალის მარცვლის პერიფერიულ ნაწილებში დაიკვირვება ფერადი არშიის სპექტრი, რომელშიაც თანმიმდევრულად მეორდება მიშელ-ლევის ფერადი მონოგრამის ფერები.

ფერადი არშიის გაჩენის მიზეზია მარცვლის განსხვავებული სისქე მის ცენტრალურ და პერიფერიულ ნაწილებში. როგორც ცნობილია, მარცვლის მაქსიმალური სისქე მხოლოდ თლილის ცენტრალურ ნაწილშია დაფიქსირებული (0,03 მმ), რომელიც პერიფერიულ ნაწილში მნიშვნელოვნად მცირდება. ამავე მიმართულებით მცირდება სვლათა სხვაობაც და, შესაბამისად, ადგილი აქვს ინტერფერენციული შეფერვის ცვლას ყველაზე მაღალი რიგის ფერებიდან დაბალი რიგის ფერებისაკენ. არშიების თანმიმდევრობა და რიცხვი შეესაბამება მიშელ-ლევის მონოგრამის ფერად ზოლებს.

მაგალითი:

თუ მინერალის ყვითელი შეფერვა შეესაბამება მიშელ-ლევის მონოგრამის პირველი რიგის ყვითელს, მაშინ მინერალის პერიფერიულ ნაწილში უნდა იყოს მხოლოდ თეთრი და რუხი შეფერვა;

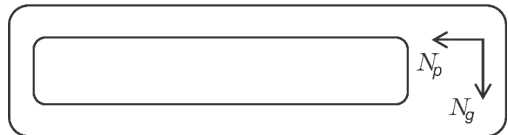
თ უ ყვითელი შეფერვა შეესაბამება მიშელ-ლევის მონოგრამის მეორე რიგის ყვითელს, მაშინ მინერალის პერიფერიულ ნაწილში უნდა იყოს ლურჯი, შემდეგ წითელი, შემდეგ ყვითელი, თეთრი და რუხი შეფერვა;

თ უ მინერალის ცენტრალურ ნაწილში დაფიქსირდა მიშელ-ლევის მონოგრამის მეორე რიგის ლურჯი, მაშინ მინერალის პერიფერიიდან ცენტრისაკენ ფერები ასეთი თანმიმდევრობით შეიცვლება: რუხი-თეთრი-ყვითელი-წითელი-იისფერი.

თ უ მინერალში დაფიქსირდა მესამე რიგის ლურჯი, მაშინ პერიფერიიდან ცენტრისაკენ ფერები ასეთი თანმიმდევრობით განლაგდება: რუხი, თეთრი, ყვითელი, წითელი პირველი რიგის, შემდეგ - იისფერი, ლურჯი, მწვანე, ყვითელი, წითელი მეორე რიგის და იისფერი მესამე რიგის.

კო მპენსაციის მეთოდი. ინტერფერენციული შეფერვის რიგის დადგენისათვის გამოიყენება კომპენსატორები - კვარცის ფირფიტა ან კვარცის სოლი; კომპენსატორების დახმარებით შესაძლებელი ხდება მინერალში ინტერფერიებადი ტალღის სვლათა სხვაობის ცვალებადობისა და, შესაბამისად, მათ მიერ გამოწვეული ინტერფერენციული შეფერვის ამალღების ან დადაბღების მოვღენის დადგენა; ინტერფერენციული ფერების რიგის დასადგენად დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე მინერაღებისათვის გამოიყენება კვარცის ფირფიტა, ხოლო მაღალი გარდატეხის მაჩვენებლის მქონე მინერაღებისათვის - კვარცის სოლი.

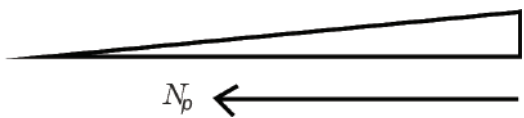
კვარცის ფირფიტა არის კომპენსატორი მუდმივი სვლათა სხვაობით; ფირფიტა მოთავსებულია ორ მინას შორის და ჩამაგრებულია მეტალურ ჩარჩოში, რომელზედაც მითითებულია ინდიკატორის ღერძების მღებარეობა; ჩარჩოს გრძელი გვერდის გასწვრივ მღებარეობს N_p , მოკლე გვერდის გასწვრივ - N_g . (სურ. 15).



სურ. 15. კვარცის ფირფიტა

ფირფიტა ამოჭრიღია კვარცის მონოკრისტალიდან, ოპტიკური ღერძის პარალელურად; მოცემულ კვეთში კვარცის გარდატეხის მაჩვენებელი უდრის 0.009, რომლის სვლათა სხვაობის სიღიდე ფირფიტის 0,06 მმ ზომის შემთხვევაში შეესაბამება 550 მმკ; ინტერფერენციული შეფერვა შეესაბამება იისფერს, რომელიც პირველი და მეორე რიგის ინტერფერენციული ფერების საზღვარზე მღებარეობს; შემდგომ სვლათა სხვაობის მცირედი შეცვლით იისფერი გადადის ან ლურჯში (სვლათა სხვაობის ამალღების შემთხვევაში), ან წითელში (სვლათა სხვაობის დადაბღებისას);

კვარცის სოლი არის კონდენსატორი ცვალებადი სვლათა სხვაობით; ნარმოადგენს ოპტიკური ღერძის პარალელურად კვარცის კრისტალიდან ამოჭრიღ სოლის ფორმის ფირფიტას, რომელიც მოთავსებულია ორ მინას შორის და ჩასმულია მეტალურ ჩარჩოში; ზოგჯერ მინაზე გატარებულია ისარი, რომელიც ოპტიკური ღერძის მიმართუღების მაჩვენებელია (სურ.16), ხოლო ზოგჯერ გა-



სურ. 16. კვარცის სოლი

ვლებულია ხაზი - აღნიშვნებით n_g და n_p , რომელიც შეესაბამება ყველაზე დიდ და ყველაზე მცირე გარდატეხის მაჩვენებელთა მიმართულებას;

ჩარჩოს გრძელი გვერდის გასწვრივ ჩვეულებრივ განლაგებულია N_p , მოკლე გვერდის გასწვრივ- N_g ;

მინერალის ინტერფერენციული შეფერვის რიგის განსაზღვრა კომპენსატორების დახმარებით ეფუძნება კომპენსაციის წესს, რომელიც მდგომარეობს შემდეგში: თუ კომპენსატორს მოვათავსებთ ისე, რომ მინერალის ოპტიკური ინდიკატრისისა და კომპენსატორის ერთსახელა ლერძები აღმოჩნდება პარალელურ მდგომარეობაში, მაშინ სვლათა სხვაობა იქნება მინერალისა და კომპენსატორის სვლათა სხვაობის ჯამი; მოცემულ შემთხვევაში ადგილი აქვს ინტერფერენციის ფერის ამალღებას სვლათა სხვაობის ახალ მნიშვნელობებთან შესაბამისობაში.

იმ შემთხვევაში, თუ მინერალის ოპტიკური ინდიკატრისისა და კომპენსატორის ლერძები ურთიერთმართობ მდგომარეობაშია, მაშინ სვლათა სხვაობის საბოლოო მნიშვნელობა მინერალისა და კომპენსატორის სვლათა სხვაობების ტოლია; მოცემულ შემთხვევაში ჯამური ეფექტი იძლევა ინტერფერენციული ფერების დადაბლებას; მინერალისა და კომპენსატორის სვლათა სხვაობის ტოლობის შემთხვევაში ჯამური სხვაობა იქნება ნულის ტოლი; მოცემულ შემთხვევაში დადგება სრული კომპენსაციის მდგომარეობა და მარცვალი ჩაქრება.

ორმაგი გარდატეხის ძალის განსაზღვრის თანმიმდევრობა:

შლიფში ვირჩევთ მარცვალს უმაღლესი ინტერფერენციული შეფერვით (მთავარი კვეთი); კვეთის შერჩევისათვის ჯვარედინა ნიკოლებში აუცილებელია დათვალიერდეს საკვლევი მინერალის ყველა კვეთი;

ინტერფერენციული ფერების სკალის გამოყენებით უნდა განისაზღვროს მაქსიმალური შეფერვა; მაგალითად, თუ შეგვხვდება კვეთი - ყვითელი, ნაცრისფერი, ნითელი, ლურჯი და მწვანე ინტერფერენციული შეფერვით, მაშინ მათ შორის შევარჩევთ ყველაზე უმაღლესს - მწვანეს;

მოვათავსებთ საკვლევ მარცვალს ოკულარის ძაფჯვარედინის გადაკვეთის წერტილში და მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვით მივიყვანთ მას სრულ ჩაქრობამდე. ამ მდგომარეობაში მინერალის ინდიკატრისის ლერძები ანალიზატორსა და პოლარიზატორში სხივის რხევის მიმართულების პარალელურია;

ჩაქრობის მდგომარეობიდან მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას საათის საწინააღმდეგო მიმართულებით 45° -იანი კუთხით და ამით მივაღწევთ მინერალის მაქსიმალური განათების ეფექტს. ამ დროს მინერალის ოპტიკური ინდიკატრისისა და კომპენსატორის ლერძები ურთიერთპარალელურია;

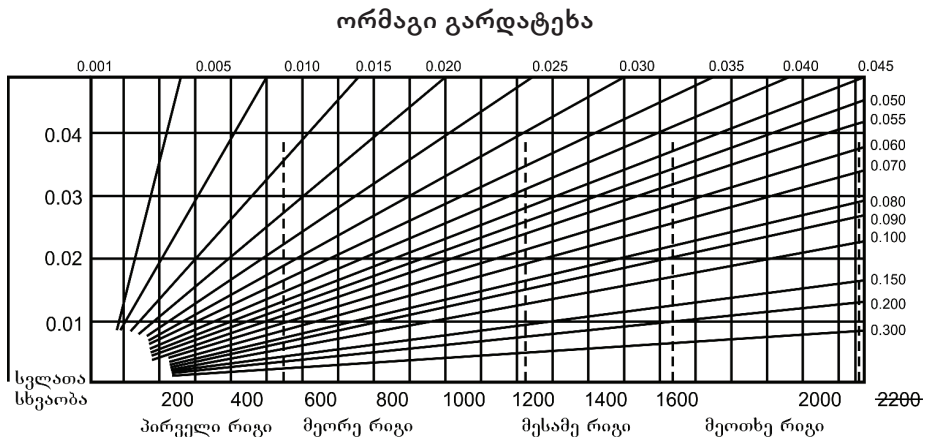
მიკროსკოპის ტუბუსის ქრილში მახვილი ბოლოთი შეგვყავს კვარცის სოლი და ვაკვირდებით მინერალის ინტერფერენციული ფერების ცვალებადობას; ვიმახსოვრებთ მარცვლის ინტერფერენციულ ფერს (ვთქვათ, ყვითელი); გადავაადგილებთ კვარცის სოლს სრული კომპენსაციის მომე-

ნტის დადგომამდე, ე.ი. სოლის ინტერფერენციული ფერის - მინერალის ინტერფერენციულ ფერთან სრულ შესაბამისობაში მოყვანამდე;

ვამონებთ კომპენსაციის სისწორეს, ამისათვის ვხსნით შლიფს მიკროსკოპის მაგიდიდან; მხედველობის არე, სადაც განლაგებული იყო მარცვალი, სწორი კომპენსაციის პირობებში უნდა შეიფეროს ყვითელ ფერში, ისე, რომ მარცვლის ყვითელი შეფერვა შეიძლება კომპენსირდეს სოლის ყვითელი შეფერვით; წითელი - წითლით; ლურჯი - ლურჯით და ა.შ.

მას შემდეგ, რაც დავრწმუნდებით კომპენსაციის სისწორეში, უნდა განისაზღვროს ინტერფერენციული ფერის რიგი, ე.ი. დადგინდეს სვლათა სხვაობა მოცემულ მინერალში; ამისათვის ნელა გამოვწვეთ სოლს კომპენსატორიდან და ვითვლით, თუ რამდენჯერ გამოვლინდება ყვითელი შეფერვა მხედველობის არეში; თუ სოლის საბოლოო გამოლებამდე ის გამოვლინდა ერთხელ, მაშინ კომპენსირებულია ყვითელი შეფერვა მეორე რიგის, თუ ორჯერ - მესამე რიგის და ა.შ.

მინერალის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდის განსაზღვრის რამდენიმე მეთოდიდან ერთ-ერთი დაფუძნებულია შლიფში მინერალის ინტერფერენციული შეფერვის ეფექტის კვლევაზე - მიშელ-ლევის ფერადი მონოგრამის დახმარებით (სურ.17).



სურ.17. მიშელ-ლევის ფერადი მონოგრამა

ფრანგი მეცნიერ მიშელ-ლევის მიერ შემოთავაზებული ფერადი მონოგრამა წარმოადგენს სვლათა სხვაობისა და თლილის სისქის დამოკიდებულების გრაფიკულ გამოსახულებას. მონოგრამის ქვედა მარცხენა კუთხის ნულოვანი წერტილიდან მარაოსებურად იშლება სწორი ხაზების კონა, რომლის ბოლოებზე დატანილია სხივის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდის მნიშვნელობები; აფსისის (ჰორიზონტალური) ღერძზე დატანილია სხივის სვლათა სხვაობის მნიშვნელობები მილიმიკრონებში (1მიკრონი=0.001მმ), რომელთაგან თითოეულს განსაზღვრული ინტერფერენციული ფერები შეესაბამება; ორდინატის (ვერტიკალური/ღერძზე დატანილია თლილის სისქე (მმ-ში) (სურ.17).

მას შემდეგ, რაც დავადგენთ მინერალის შეფერვის რიგს და თლილის სისქეს, მიშელ-ლევის მონოგრამაზე ვიპოვით საკვლევი მარცვლის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდეს.

მაგალითი:

ვთქვათ, საკვლევი მინერალის ინტერფერენციული შეფერვა შეესაბამება მიშელ-ლევის ფერადი მონოგრამის მეორე რიგის მწვანეს, რომლის სვლათა სხვაობის სიდიდე არის 790 მკმ. ამ წერტილიდან (აფსისის ხაზი) გავავლებთ ორდინატის პარალელურ სწორს მეორე რიგის მწვანე შეფერვისა და 0.03მმ ზომის მქონე თლილის ხაზების გადაკვეთამდე; გადაკვეთის წერტილიდან და მონოგრამის მარცხენა ქვედა კუთხიდან გავატარებთ სწორს, რომლის ბოლოზე ნაჩვენები იქნება საკვლევი მარცვლის ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდის მნიშვნელობა.

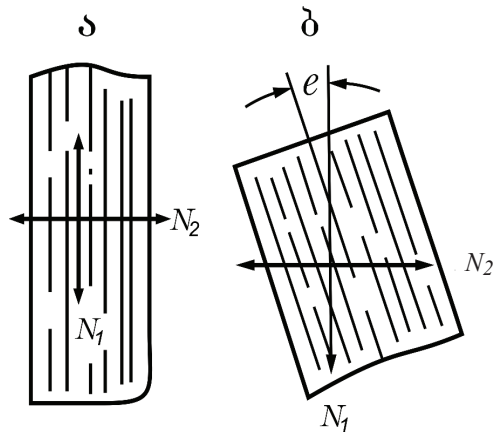
4.6.4 ჩაქრობის ხასიათისა და ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრა

ჩ ა ქ რ ო ბ ი ს კ უ თ ხ ე ს უნოდებენ მინერალის კრისტალოგრაფიულ ელემენტებსა (ტკეჩადობის ბზარი, მრჩობლის ნაკერი, მინერალის წაგრძელებული წახნაგი, კრისტალის ვერტიკალური ღერძი) და ოპტიკური ინდიკატრისის ერთ რომელიმე ღერძს შორის (N_g ან N_m , ან N_p) წარმოქმნილ კუთხეს. ის იზომება ინდიკატრისის სიბრტყის პარალელურ ჭრილში - N_g - N_p ან, რაც იგივეა, ოპტიკური ღერძის სიბრტყეში; აღნიშნული ჭრილი, მოცემული მინერალისათვის, ხასიათდება უმაღლესი ინტერფერენციული შეფერვით.

განასხვავებენ სამი სახის ჩაქრობას: პირდაპირს, ირიბს და სიმეტრიულს.

პ ი რ დ ა პ ი რ ი ჩ ა ქ რ ო ბ ი ს ეფექტი მიიღწევა ერთი რომელიმე კრისტალოგრაფიული ელემენტის - კრისტალის ოპტიკური ინდიკატრისის რომელიმე ღერძთან თანხვედრის ან ოკულარის ერთი რომელიმე ძაფის პარალელურად განლაგების შემთხვევაში (სურ. 18ა).

ტრიგონალური, ტეტრაგონური, ჰექსაგონური და ორთორომბული სისტემების კრისტალებში ვერტიკალური კრისტალოგრაფიული ღერძები (L_3 , L_4 , L_6 , L_2) ემთხვევა ოპტიკური ინდიკატრისის ღერძებს; ჩაქრობის კუთხე ტოლია 0 ან 90° , $c : \angle N_g = 0$.



სურ. 18. ჩაქრობის ხასიათი მინერალებში: ა - პირდაპირი, $\alpha=0^\circ$; ბ - ირიბი, $\alpha \neq 0$; N_1 და N_2 - ინდიკატრისის ღერძები

მონოკლინური სისტემის კრისტალებში ინდიკატრისის ერთი რომელიმე ღერძი Ng ან Nm , ან Np ემთხვევა მეორე კრისტალოგრაფიულ ღერძს (b); პირდაპირი ჩაქრობის მოვლენა დაიკვირვება მხოლოდ ერთ კრისტალოგრაფიულ ზონაში (მეორე პინაკოიდის ზონა).

ირიბი ჩაქრობის შემთხვევაში კრისტალის ინდიკატრისის ღერძები არ ემთხვევა კრისტალოგრაფიულ ელემენტებს და მათ შორის ქმნის კუთხეს (ჩაქრობის კუთხე). მონოკლინური სისტემის კრისტალების უმეტეს ქრილში და ტრიკლინური სიმეტრიის კრისტალებში ინდიკატრისის ღერძები არ ემთხვევა კრისტალოგრაფიულ ღერძებს, ამიტომ ყველა ქრილში ჩაქრობის კუთხე ირიბია: $\angle \neq 0$ ან 90° , $c : \angle N_g \neq 0$) (სურ.18 ბ).

სიმეტრიული ჩაქრობის შემთხვევაში მინერალის ინდიკატრისის ღერძის მიერ ტკეჩადობის ბზარებს შორის არსებული კუთხის ორ ტოლ სიდიდედ გაყოფის მოვლენას აქვს ადგილი; ამ ტიპის ჩაქრობა ძირითადად მრჩობლური აგებულების კრისტალებისათვის (ალბიტის კანონის მრჩობლი და სხვ.) არის დამახასიათებელი. ზოგჯერ პიროქსენები და ამფიბოლები განიცდიან სიმეტრიულ ჩაქრობის ეფექტს.

ზონალურ-სექტორიულ ჩაქრობა დამახასიათებელია ზოგიერთი მინერალისათვის (პლაგიოკლაზები), რაც მინერალის სხვადასხვა ნაწილის არაერთგვაროვანი შედგენილობით აიხსნება. ჩაქრობის ხასიათის მიხედვით განასხვავებენ ასევე ღრუბლისებრ (კვარცი, პლაგიოკლაზები), ბადისებრ და სხვა ტიპის ჩაქრობებს.

ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრის თანმიმდევრობა:

ვირჩევთ მარცვალს მაღალი ინტერფერენციული შეფერვით და ტკეჩადობის მკვეთრად გამოხატული პარალელურ ნაპრალთა სისტემით. შემდეგ ოკულარის დაფებს ვაყენებთ ანალიზატორისა და პოლარიზატორის რხევის სიბრტყის პარალელურად; ამის მისაღწევად გამოვრთავთ ანალიზატორს და დაფების გადაკვეთის წერტილში მოვათავსებთ ბიოტიტის მარცვალს კარგად გამოხატული ტკეჩადობის ნაპრალებით.

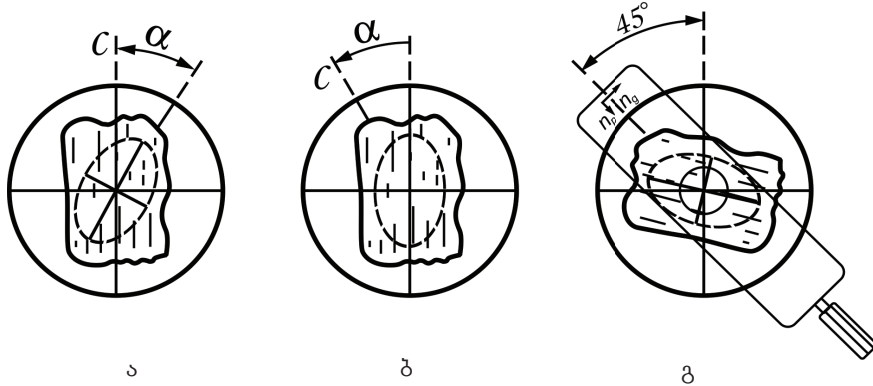
მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას ბიოტიტის ყველაზე მუქი შეფერვის მომენტამდე. ამ მდგომარეობაში ოკულარის ერთი რომელიმე დაფი უნდა იყოს მისი ტკეჩადობის პარალელური; თუ ეს მომენტი ვერ იქნა მიღებული, უნდა მოვაბრუნოთ ოკულარი ისე, რომ დაფი დაემთხვეს ტკეჩადობის ნაპრალის მიმართულებას.

მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდაზე დავამაგრებთ შლიფს საკვლევი მინერალით და ანალიზატორის ჩართვით ვპოულობთ მარცვალს მკვეთრად გამოხატული ტკეჩადობის ბზარებით და მაღალი ინტერფერენციული შეფერვით; მარცვალი თავსდება დაფების გადაკვეთის წერტილში.

ვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას მანამ, სანამ ტკეჩადობის ბზარი არ დაემთხვევა ოკულარის ერთი რომელიმე დაფის მიმართულებას; ამ მდგომარეობაში მაგიდის ლიმბზე ვიღებთ პირველ ანათვალს (სურ.19ა).

შემოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას ნებისმიერი მიმართულებით 45° -იანი კუთხით. მარცვლის სრული ჩაქრობის ეფექტის დადგომამდე, ე.ი. ინდიკატრისის ღერძის ოკულარის ჯვრის ვერტიკალური დაფის შეთავსებამდე (სასურველია მაგიდა მოვაბრუნოთ ნაკლები

ჩაქრობის კუთხის მხარეს) ავიღებთ მეორე ანათვალს მიკროსკოპის მაგიდის ლიმბზე (სურ.19ბ), ანათვლებს შორის სხვაობა იქნება ჩაქრობის კუთხის სიდიდე (კუთხის სიდიდე აუცილებელია იყოს $<45^\circ$).



სურ. 19. ჩაქრობის კუთხის გაზომვის სქემა: ა - ტკეჩადობა პარალელურია ვერტიკალური ძაფის; ბ - მარცვალი ჩამქრალ მდგომარეობაში; გ - კომპენსაციით მიღებული მარცვლის მდებარეობა ინდიკატრისის ღერძის დასახელების განსაზღვრისას; პუნქტირით ნაჩვენებია ნიკოლში რხევების მიმართულება.

საჭიროა განისაზღვროს ინდიკატრისის ღერძის სახელი და მასთან გაიზომოს ჩაქრობის კუთხე; ამისათვის ჩაქრობის მდგომარეობიდან მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის მაგიდას 45° -იანი კუთხით საათის ისრის სანი-ნაალმდეგო მიმართულებით და მიკროსკოპის ტუბუსის სპეციალურ ჭრილში შევიყვანთ კომპენსატორს, რომელიც ინვევს მინერალის მარცვლის ინტერფერენციული შეფერვის ცვალებადობას. კომპენსაციის არსებობა ან ინტერფერენციული ფერების ამაღლება ნიშნავს, რომ კრისტალსა და კომპენსატორში ერთმანეთს ემთხვევა ინდიკატრისის ერთსახელა ღერძები; მოცემულ შემთხვევაში მინერალის ინდიკატრისის ღერძს, რომელიც იჭერს ოკულარის ჰორიზონტალური ძაფის პარალელურ მდებარეობას, წარმოადგენს N_p ღერძი, ხოლო კომპენსაციის არარსებობისა და ინტერფერენციული შეფერვის დადაბლების შემთხვევაში - N_g ღერძი (სურ.19 გ).

4.6.5 ცნება „მინერალის წაგრძელების ნიშანი“ და მისი განსაზღვრა

მინერალის წაგრძელების ნიშნის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ მხოლოდ მაშინ, როდესაც კრისტალს აქვს მკვეთრად გამოხატული წაგრძელებული (ნემსისებური ან პრიზმული) ფორმა, მკაფიოდ გამოხატული სწორი კრისტალოგრაფიული მოხაზულობა და ტკეჩადობის ბზარები; მათი მიმართულება განიხილება კრისტალის წაგრძელების მიმართულებად.

ნაგრძელების ნიშნის განსაზღვრისათვის აუცილებელია ვიცოდეთ ოპტიკური ინდიკატრისის რომელი ღერძია (Ng თუ Np) განლაგებული მიწერალის გრძელი ღერძის გასწვრივ.

განსაზღვრის თანმიმდევრობა:

შლიფში ვირჩევთ მინერალის მარცვალს მკვეთრად გამოხატული ნაგრძელებული ფორმით (ნახნაგები, ტკეჩადობის ნაპრალები და სხვ.), სწორი გეომეტრიული მოხაზულობით და მაქსიმალური ინტერფერენციული შეფერვით.

მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას საათის საწინააღმდეგო მიმართულებით და დავაყენებთ მას დაფჯვარედინის მიმართ 45° კუთხით. ეს არის კუთხე, რომელსაც ინდიკატრისის ღერძი ქმნის სინათლის სხივის რხევის მიმართულებასთან; ამ დროს დგება ინტერფერენციული შეფერვის კარგი ხილვადობის მომენტი.

ნაგრძელების ნიშნის განსაზღვრისათვის ვიყენებთ კვარცის სოლს, რომელსაც გააჩნია საკუთარი ოპტიკური ორიენტაცია: შევყავს ის ტუბუსის ჭრილში, ვამოძრავებთ თხელი ბოლოთი წინ და ვაკვირდებით საკვლევი მინერალის ინტერფერენციული შეფერვის ცვლილებას.

თუ კომპენსატორის შეყვანის შემდეგ ინტერფერენციული ფერები მოიმატებს, ეს ნიშნავს ფირფიტისა და მინერალის ინდიკატრისის ღერძების თანხმობით მდებარეობას; მოცემულ შემთხვევაში მარცვლის ნაგრძელების სწვრივად მდებარეობს Np ღერძი და ნაგრძელების ნიშანი არის უარყოფითი.

ინტერფერენციული ფერების დადაბლების შემთხვევაში მარცვლის ნაგრძელების გასწვრივ იქნება Ng ღერძი და ნაგრძელების ნიშანი იქნება დადებითი;

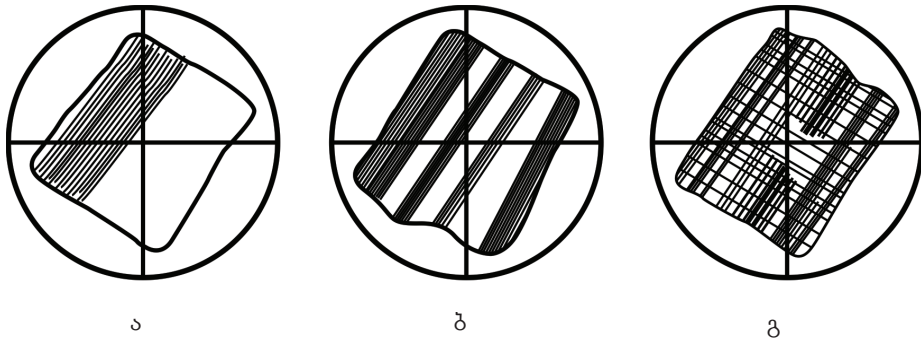
კვარცის ფირფიტის გამოყენებისას ყვითელი ფერის გამოჩენა მიუთითებს მის დადებით ნაგრძელებაზე (Ng განლაგებულია მინერალის გრძელი მხარის გასწვრივ), ხოლი ლურჯი - უარყოფით ნაგრძელებაზე (Ng ღერძი განლაგებულია მინერალის მოკლე გვერდის გასწვრივ).

შენიშვნა: ნაგრძელების ნიშნის განსაზღვრა შეუძლებელია მინერალის გრძელ ღერძსა და დაფჯვარედინს შორის $30-45^\circ$ კუთხის არსებობის შემთხვევაში, რადგან ამ სიდიდის კუთხის პირობებში მინერალი იმყოფება სრულიად ჩამქრალ ან ჩაქრობასთან მიახლოებულ მდგომარეობაში.

4.6.6 მრჩობლების კვლევა ჯვარედინა ნიკოლებში

მ რ ჩ ო ბ ლ ი არის ერთი და იმავე მინერალის ორი ან მეტი ინდივიდის კანონზომიერი შეზრდა - შემობრუნებული ერთიმეორის მიმართ 180° ; ფართოდ გავრცელებულია მარტივი და პოლისინთეზური მრჩობლები;

მარტივი მრჩობლების შემთხვევაში კრისტალი მრჩობლის ნაკერის ხაზით ორ ფართო ნაწილად იყოფა; მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ერთი ნაწილი ქრება, მეორე - რჩება განათებული (სურ.20ა); პოლისინთეზური მრჩობლები, მარტივისაგან განსხვავებით, რამდენიმე პარალელური ინდივიდისაგან შედგება, რომლებიც მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას არაერთდროულად ქრებიან და ნათდებიან (სურ.20ბ).



სურ.20. მრჩობლების სახეები შლიდში: ა - მარტივი; ბ - პოლისინთეზური; გ - რთული (მიკროკლინური მესერი) <http://works.tarefer.ru/works/57/100001/index.htm>

კალიუმის მინდვრის შპატისათვის (განსაკუთრებით მიკროკლინისათვის) დამახასიათებელია ე.წ. მიკროკლინური ტიპის მრჩობლები, რომლებიც მრჩობლების ორი სისტემის (ალბიტური და პერიკლინური) კომბინაციას წარმოადგენს. შედეგად იქმნება ე.წ. მიკროკლინური მესერი (ბადე), რომელიც მინერალის ერთ-ერთი მთავარი მაღიაგნოსტიკური რეზიონანსული ნიშანია (სურ.20გ).

სრულიად განსხვავებულია მრჩობლის ხასიათი პლაგიოკლაზებში; ამ უკანასკნელებს ახასიათებთ მარტივი და ე.წ. პოლისინთეზური დამრჩობვლა, რომლებიც მათი სხვა მინერალებისაგან ადვილად გარჩევის შესაძლებლობას იძლევა.

მკვეთრად განსხვავდებიან დამრჩობვლის ზოლის რაოდენობის მიხედვით ფუძე და მჟავე პლაგიოკლაზები; ამ უკანასკნელებში მრჩობლის ზოლების რაოდენობა მნიშვნელოვნად სჭარბობს მათ რაოდენობას ფუძე პლაგიოკლაზებში, სადაც მრჩობლის ზოლები ფართოა და ძირითადად ორინდივიდა. ამ ნიშნებს ხშირად ფუძე და მჟავე პლაგიოკლაზების ერთმანეთისაგან გარჩევის ერთ-ერთ ძირითად მაღიაგნოსტიკურ ნიშნად იყენებენ. გარდა ამისა, პლაგიოკლაზების დიაგნოსტიკისათვის იყენებენ: ქიმიურ შედგენილობას, ოპტიკური ინდიკატორის მდგომარეობას, გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდეს, ორმაგი გარდატეხის ძალას და ოპტიკურ ნიშანს (ცხრილი 2).

ცხრილი 2

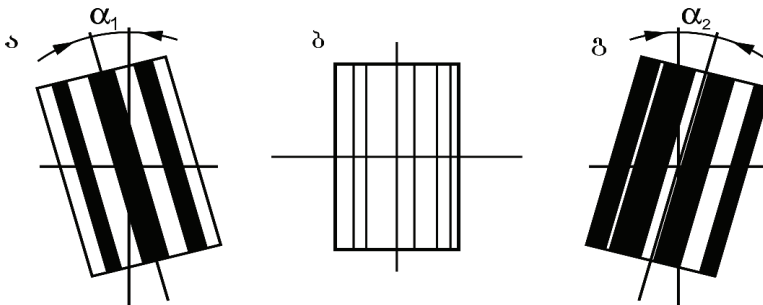
პლაგიოკლაზების ოპტიკური თვისებები

პლაგიოკლაზები	გარდატეხის მაჩვენებელი			$\Delta = n_g - n_p$	2V კუთხის სიდიდე	ოპტიკური ნიშანი
	Ng	Nm	Np			
ალბიტი	1.536-1.539	1.529-1.532	1.525-1.529	0.010-0.011	50	+
ოლიგოკლაზი	1.542-1.552	1.536-1.548	1.553-1.543	0.009-0.009	60-70	-
ანდეზინი	1.551-1.562	1.548-1.557	1.543-1.554	0.008-0.008	75-90	+
ლაბრადორი	1.662-1.672	557-1.568	1.554-1.563	0.008-0.009	75-90	+
ბიტოვნიტი	1.572-1.582	1.568-1.578	1.563-1.571	0.009-0.011	90-80	-
ანორთიტი	1.582-1.589	1.577-1.583	1.571-1.576	0.011-0.013	80-75	-

პლაგიოკლაზის ნომრის განსაზღვრისათვის ხშირად იყენებენ ჭრილებს: პლაგიოკლაზის მრჩობლების სიმეტრიული ჩაქრობით (010) პინაკოიდის წახნაგის მართობ კვეთში (მიშელ-ლევის მეთოდი) და ჭრილებს (010) და (001) პინაკოიდების წახნაგის მართობ კვეთში (ბეკეს მეთოდი).

4.6.7 პლაგიოკლაზის ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრის თანმიმდევრობა (010) პინაკოიდის წახნაგის მართობ კვეთში

ვირჩევთ ალბიტური ტიპის მრჩობლის მქონე მარცვალს მკვეთრად გამონატული ვინრო პარალელური შეზრდის სიბრტყეებით - განლაგებულს კრისტალის წაგრძელების პარალელურად (სურ.21 ბ).



სურ.21. პლაგიოკლაზის ჭრილი სიმეტრიული ჩაქრობით:

ა, გ - ჩაქრობის მომენტი მრჩობლის ერთი რომელიმე სისტემის; ბ - მდგომარეობა, რა დროსაც მრჩობლის ნაკერი ემთხვევა ოკულარის ვერტიკალური ძაფის მიმართულებას და მრჩობლის ზოლს აქვს ერთნაირი ინტერფერენციული შეფერვა.

ვამონებთ მიკროსკოპის ტუბუსის ზემოთ და ქვემოთ დადაადგილებით მრჩობლის ნაკერის ხაზების მდებარეობას. ორივე შემთხვევაში მრჩობლის ნაკერის ხაზები უნდა დარჩეს ოკულარის ძაფების პარალელური.

მრჩობლის ზოლებს უნდა ჰქონდეთ ერთნაირი ინტერფერენციული შეფერვა. მრჩობლის ნაკერის ოკულარის ძაფების პარალელურ მდგომარეობაში ყოფნის მომენტში მიღწეულ უნდა იქნეს მრჩობლის ზოლის ორივე სისტემის სიმეტრიული ჩაქრობა (მრჩობლის ერთი სისტემა ქრება მაგიდის მობრუნებისას საათის ისრის მიმართულებით, მეორე – საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით).

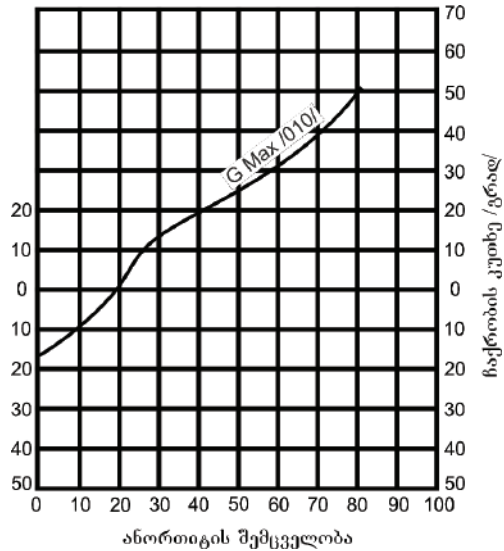
მოვინიშნავთ მარცვალს და მოვაქცევთ მას მხედველობის არეში, ისე, რომ მრჩობლის ნაკერის ხაზი დაემთხვეს ოკულარის ვერტიკალური ხაზის მიმართულებას; ამ მდგომარეობაში სასაგნე მაგიდის ლიმბზე ავიღებთ პირველ ანათვალს.

მოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას მრჩობლის ერთი რომელიმე სისტემის სრულ ჩაქრობამდე და კვლავ ავიღებთ მეორე ანათვალს; პირველ და მეორე ანათვალს შორის სხვაობა იქნება ჩაქრობის კუთხის სიდიდე α (სურ.21 ა,გ).

შემდეგ შემოვაბრუნებთ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდას საათის ისრის საწინააღმდეგო მხარეს მრჩობლის მეორე სისტემის სრულ ჩაქრობამდე და კვლავ ვიღებთ ანათვალს. სხვაობა პირველსა და უკანასკნელს შორის შეესაბამება ჩაქრობის კუთხის სიდიდეს.

α_1 და α_2 ჩაქრობის კუთხე უნდა იყოს ერთმანეთის ტოლი ან მათ შორის სხვაობა $2-3^\circ$ არ უნდა აღემატებოდეს.

ჩაქრობის კუთხის გაზომვებს ვატარებთ რამდენჯერმე (არანაკლებ სამისა). ჩაქრობის კუთხის მიღებული მნიშვნელობებიდან ვირჩევთ მაქსიმუმს, რომლის მიხედვით ვსაზღვრავთ პლაგიოკლაზის ნომერს დიაგრამის გამოყენებით (სურ. 22).



სურ.22. დიაგრამა პლაგიოკლაზების შედგენილობის განსაზღვრისათვის სიმეტრიული ჩაქრობის ტრილში

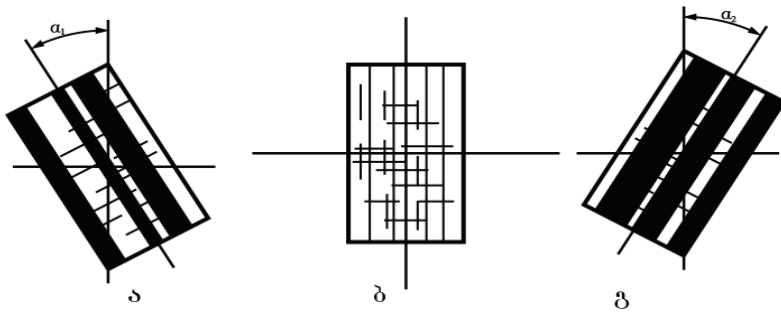
4.6.8 პლაგიოკლაზის ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრა (001) და (010) პინაკოიდების მართობ ქრილში

აუცილებელია შეირჩეს პლაგიოკლაზის მარცვლი - ერთმანეთის მიმართ სწორი კუთხით განლაგებული ტკეჩადობის წვრილი ნაპრალებით (სასურველია ტკეჩადობის ბზარებზე დაკვირვება გამორთულ ანალიზატორში წარმართოს), დაფიქსირდეს ალბიტური მრჩობლის არსებობა მათ შორის მკვეთრად გამოხატული საზღვრებით, რომლებიც ტუბუსის

ანევა-დანევისას უნდა ინარჩუნებდეს (010) მიმართულების ტკეჩადობის ბზარების პარალელურ მდგომარეობას; საკვლევი მარცვლის წაგრძელების პარალელურ მრჩობლებთან ერთად მართობულად განლაგებული პერიკლინური კანონის მრჩობლის პარალელური ბზარებიც (სურ. 23 ბ).

ალბიტური მრჩობლის ზოლის ოკულარის ძაფებთან პარალელურ მდგომარეობაში ყოფნის მომენტში ინტერფერენციული შეფერვა უნდა იყოს ერთნაირი ან უმნიშვნელოდ განსხვავებული.

ვირჩევთ მარცვალს და ვათავსებთ მას მხედველობის არეში ისე, რომ ალბიტური მრჩობლის მიმართულება დაემთხვეს ოკულარის ვერტიკალური ძაფის მიმართულებას (სურ. 23 ბ); სასაგნე მაგიდის ლიმბზე ვიღებთ პირველ ანათვალს.



სურ. 23. პლაგიოკლასის ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრა (010) და (001) მართობ ჳრილში; ა, გ - მრჩობლის ერთი რომელიმე სისტემის ჩაქრობის მომენტი; ბ - მდგომარეობა, რომლის დროსაც მრჩობლის წაკერი ემთხვევა ოკულარის ვერტიკალური ძაფის მიმართულებას-ალბიტურ კანონს აქვს ერთნაირი ინტერფერენციული შეფერვა.

შემოვებრუნებთ მიკროსკოპის მაგიდას საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით მრჩობლის ზოლების ნაწილის ჩაქრობამდე, კვლავ ვიღებთ ანათვალს და ვსაზღვრავთ ჩაქრობის კუთხეს (a_1) (სურ. 23 ა).

შემდეგ შემოვებრუნებთ მიკროსკოპის მაგიდას საათის ისრის მოძრაობის საპირისპირო მხარეს, ავიღებთ ანათვალს და ვსაზღვრავთ ჩაქრობის კუთხეს (a_2) (სურ. 23 გ).

a_1 - და a_2 - კუთხეებს შორის სხვაობა უნდა იყოს ტოლი ან უმნიშვნელოდ განსხვავებული ($1-2^\circ$).

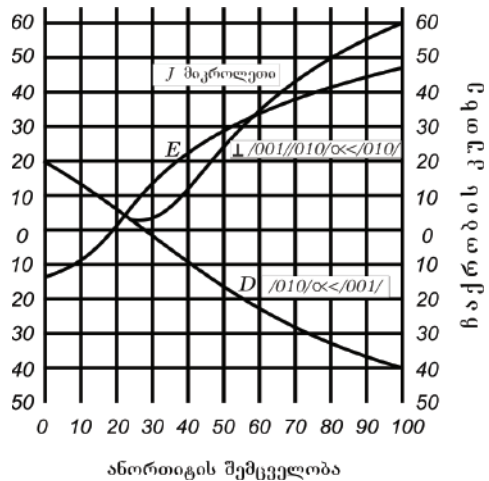
პლაგიოკლასის ნომერს (შედეგნილობას) ვსაზღვრავთ დიაგრამის E მრუდის დახმარებით (სურ.24).

არსებობს პლაგიოკლასების ჩაქრობის კუთხის განსაზღვრის მარტივი წესი (იოჰანსენი, 1932);

განსაზღვრის არსი ასეთია:

მოვძებნით მრჩობლური აგებულების არმქონე მიკროლითების ფირფიტისებრ ან პრიზმული ფორმის კრისტალებს; დავაყენებთ მარცვალს მხედველობის არის ცენტრში ისე, რომ წაგრძელება ემთხვეოდეს ოკულარის ვერტიკალური ძაფის მიმართულებას; ვიღებთ ანათვალს სასაგნე მაგიდის ლიმბზე.

მიკროსკოპის მაგიდას შემოვებრუნებთ საათის ისრის მიმართულე-
ბით მარცვლის სრულ ჩაქრობამდე და კვლავ ვიღებთ ანათვალს; ანათ-
ვლებს შორის სხვაობა იქნება ჩაქრობის კუთხის სიდიდე. შე-
მდეგ მიკროლითს ისევ მოვი-
ყვანთ პირვანდელი ანათვალის
მდგომარეობაში და შემოვატ-
რიალებთ მიკროსკოპის სასაგნე
მაგიდას საათის საწინააღმდეგო
მხარეს კრისტალის სრულ ჩაქრო-
ბამდე; ვზომავთ ჩაქრობის კუ-
თხის სიდიდეს; ჩაქრობის კუთხე-
ებიდან ვირჩევთ ყველაზე მცირე
სიდიდის კუთხეს; სასურველია
კუთხეების გაზომვა განმეორდეს
არანაკლებ 4-5 მარცვალზე. პლა-
გიოკლაზის შედგენილობის გან-
საზღვრისას ვიყენებთ დიაგრამის
J მრუდს (სურ.24).



სურ. 24. პლაგიოკლაზების შედგენილობის განმსაზღვრელი დიაგრამა

4.7 მინერალის ოპტიკური თვისებების კვლევა კონუსურ სინათლეში (კონოსკოპია)

4.7.1 კონუსური მეთოდის არსი და კონუსური ფიგურების მიღების პრინციპი

კონოსკოპია (ლათ. Konos – კონუსი, skopeo – ვხედავ, ვაკვირდები) სწავლობს მინერალის ოპტიკურ თვისებებს ინტერფერენციული კონუსური ფიგურების დახმარებით. ინტერფერენციულ ფიგურებს აქვთ სხვადასხვა ფორმა და თვისებები, რაც დამოკიდებულია მინერალის ოპტიკურ მახასიათებლებსა და ინდიკატრისის კვეთზე.

პოლარიზაციულ მიკროსკოპში შემავალ სხივთა კონიდან მიკროსკოპის ოპტიკური ღერძის გასწვრივ გადის მხოლოდ ერთი ცენტრალური სხივი, დანარჩენი სხივები მიკროსკოპის ღერძის მიმართ დახრილია სხვადასხვა კუთხით და იძენს ე.წ. კონუსური ნაკადის ფორმას და ქმნის ოპტიკურ ეფექტს, რომელსაც კონუსური ფიგურები ეწოდება.

კონუსური ფიგურების მიღებისათვის:

უნდა დაიცენტროს ორი ობიექტივი - ერთი შედარებით მცირე გამადიდებლობით ($3\times$ და $8\times$) და მეორე დიდი გამადიდებლობით ($40\times$ - $60\times$); მინერალის კვლევა შემავალ სინათლეში ხდება ჯვარედინა ნიკოლებში.

უნდა შემონმდეს ლაზოს ლინზა (განლაგებულია მიკროსკოპის მაგიდის ქვეშ); გამანათებელი სისტემის ირისის დიაფრაგმა ბოლომდე უნდა გაიხსნას.

ვპოულობთ მინერალის სასურველ ჭრილს ყველაზე დაბალი ინტერფერენციული შეფერვით და ვაყენებთ მას ძაფების გადაკვეთის წერტილში; მიკროსკოპის სისტემაში შეგვყავს კონდენსატორი, ლაზოს ლინზა, ანალიზატორი და ბოლოს ბერტრანის ლინზა. მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ვაკვირდებით კონუსურ ფიგურებს - იზოგირებსა და იზოქრომებს.

იზოგირას უნოდებენ ნებისმიერ ფიგურაში არსებულ ბნელ ზოლს, რომლის ყველა წერტილი შეესაბამება სხივების გავრცელების მიმართულებას კრისტალში და ჯვარედინა ნიკოლებში რხევის სიბრტყეების პარალელურად მიმდინარეობს; იზოგირა ხასიათდება სწორი ან მრუდე ფორმის ბნელი ზოლებით.

იზოქრომა ენოდება სხვადასხვა ინტერფერენციული შეფერვის შემცველ ფერად ზოლს, რომელთაგან თითოეული შეესაბამება კრისტალში ერთნაირი სვლათა სხვაობის მქონე ყველა მიმართულებას.

კონუსური მეთოდის დახმარებით ისაზღვრება: მინერალის ოპტიკური ღერძიანობა, ოპტიკური ნიშანი; ოპტიკურად ორღერძიან კრისტალებში ოპტიკური ღერძთაშორისი კუთხის შეფარდებითი სიდიდე (2V).

4.7.2 ოპტიკურად ერთღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა

ოპტიკურად ერთღერძიან კრისტალებში გამოიყოფა სამი მთავარი კვეთი: ოპტიკური ღერძის მართობი, ოპტიკური ღერძის პარალელური და ოპტიკური ღერძის მიმართ დახრილი.



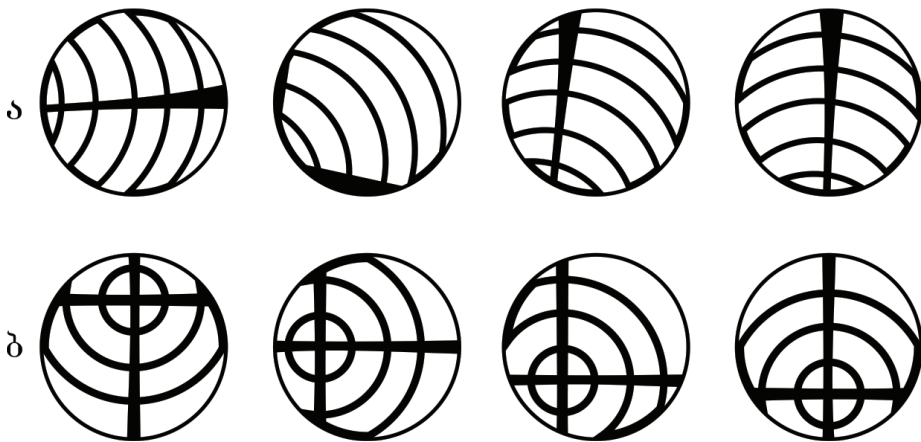
სურ. 25. ერთღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა

ერთღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა ოპტიკური ღერძის მართობ ჭრილში არის შავი ჯვარი, რომელთა ფრთები ოკულარის ჯვრის ძაფების პარალელურია, იკვეთება მხედველობის არის ცენტრში და ფართოვდება კიდეებში (სურ.25).

ჯვარი იკვეთება სხვადასხვა ფერის კონცენტრული იზოქრომატული (ფერადი) რგოლებით, რომელთა გამოსხატვის სიმკვეთრე დამოკიდებულია მინერალის გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდეზე, კერძოდ: - დაბალი გარდატეხის სიდიდის მქონე მინერალში რგოლები ფართოა და არ არის მკვეთრი; მაღალი გარდატეხის სიდიდის მქონე

მინერალებში რგოლების შეფერილობა მკაფიოა და გაცილებით მჭიდრო. კარგად დაიკვირვება რგოლების შეფერილობის ცვლის ეფექტი ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ - ინტერფერენციული სკალის ფერების რიგის შესაბამისად. მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ჯვარისა და იზოქრომატული რგოლების მდებარეობა უცვლელი რჩება.

ოპტიკური ღერძის დახრილ ჭრილში, მართობი ჭრილის მსგავსად, კონუსურ ფიგურას აქვს შავი ჯვრის ფორმა, შეფერილი რგოლებით, იმ განსხვავებით, რომ ჯვრის ფრთების გადაკვეთის წერტილი გადაადგილებულია მიკროსკოპის მხედველობის არის ცენტრიდან (სურ.26).



სურ.26. ერთღერძიანი კრისტალების ინტერფერენციული ფიგურა ოპტიკური ღერძის დახრილ ჭრილში

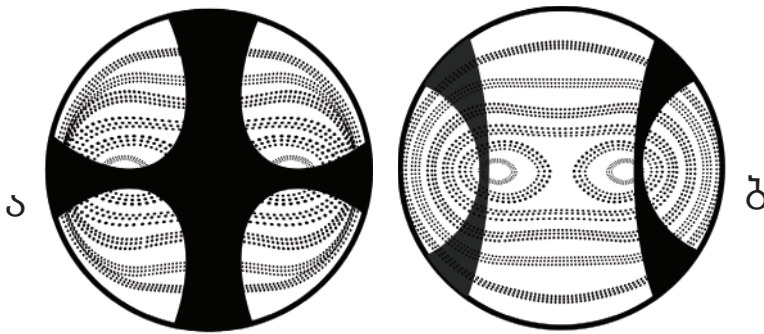
ჯვრის ფრთების გადაკვეთის წერტილის მხედველობის არის ცენტრიდან დაშორებას განაპირობებს დახრის კუთხის სიდიდე; კუთხის მცირე დახრის შემთხვევაში შავი ჯვრის გადაკვეთის წერტილი რჩება მხედველობის არის საზღვრებში (სურ.26 ბ), ხოლო კუთხის დიდი დახრის შემთხვევაში - აღმოჩნდება მხედველობის არის მიღმა და ხდება შეუმჩნეველი (სურ.26 ა). მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ჯვრის ფრთები გადაადგილდება, მაგრამ ურთიერთპარალელურ მდგომარეობას ინარჩუნებს; ამასთან, ჰორიზონტული ფრთა გადაადგილდება ქვევიდან ზევით ან პირიქით, ხოლო ვერტიკალური - მარჯვნიდან მარცხნივ ან პირიქით (სურ.26).

4.7.3 ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა

ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა მახვილი კუთხის ბისექტრისის მართობ კვეთში წარმოადგენს ჯვარს (სურ.27ა), რომელიც ძალიან ემსგავსება ერთღერძიანი კრისტალების კონუსურ ფი-

გურას. განსხვავება ისაა, რომ მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ერთლერძიან მინერალებში ჯვარი რჩება უძრავი, ხოლო ოპტიკურად ორლერძიან მინერალებში მოძრაობს და ორ ჰიპერბოლად იშლება; ჰიპერბოლები ლაგდებიან სანიანალმდეგო კვადრანტებში - მახვილი ბისექტრისის გამოსავლის წერტილთან შეფარდებით სიმეტრიულად (სურ.27ბ). ჰიპერბოლის წვერი შეესაბამება ოპტიკური ღერძის მიმართულებას კრისტალში.

მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ჰიპერბოლის ფრთები გადაადგილდება; გადაადგილებისას ზოგჯერ ერთდება და ქმნის ოპტიკურად ერთლერძიანი კრისტალების შავი ჯვრის მსგავს ფორმას; ზოგჯერ სცილდება კიდეც; დაცილების სიდიდე დამოკიდებულია გარდატეხის კუთხის სიდიდეზე (2V); კუთხის მცირე სიდიდის შემთხვევაში ჰიპერბოლის წვეროები მცირედ იშლება, საშუალო სიდიდის შემთხვევაში შედარებით სწრაფად გადის მხედველობის არიდან პერიფერიულ ნაწილებში და ისევ სწრაფად ბრუნდება მიკროსკოპის მაგიდის ბრუნვისას. კუთხის 50°-ის ტოლობის ან მეტობის შემთხვევაში ჰიპერბოლის ფრთები მთლიანად გადის მხედველობის არიდან.

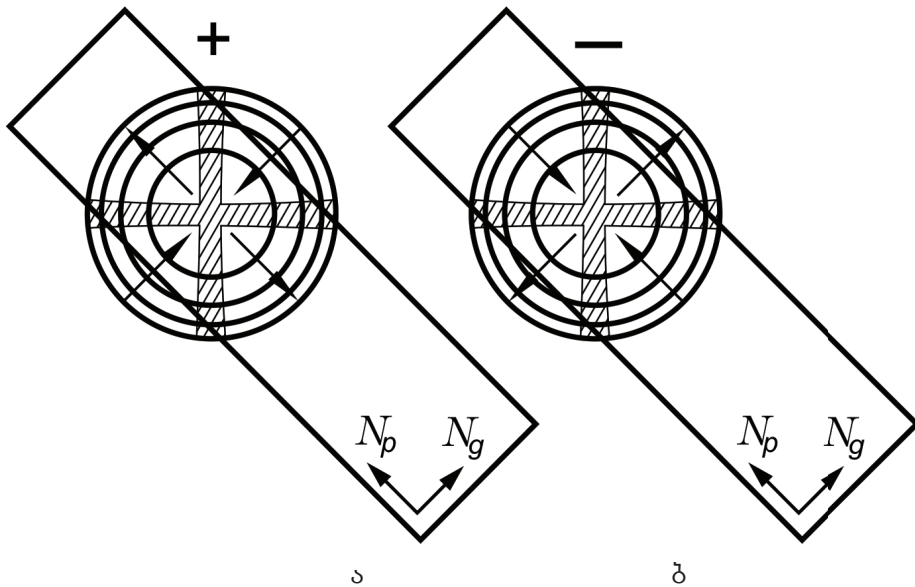


სურ. 27. ორლერძიანი კრისტალების კონუსური ფიგურა მახვილი კუთხის ბისექტრისის მართობ კვეთში

4.7.4 მინერალის ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა

მინერალის ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა ხდება კომპენსატორების - კვარცის ფირფიტის (დაბალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებისათვის) ან კვარცის სოლის (მაღალი ორმაგი გარდატეხის მქონე მინერალებისათვის) დახმარებით, ოპტიკური ღერძის მართობ კვეთში (ერთლერძიანი კრისტალებისათვის) ან ოპტიკური ღერძის ბისექტრისის მართობ კვეთში (ორლერძიანებისათვის).

კომპენსატორის შეყვანის შემდეგ ვაკვირდებით ფიგურებში ინტერფერენციული რგოლების გადაადგილებას და, შესაბამისად, ფერის ცვალებადობას.



სურ.28. კრისტალების ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა კვარცის სოლის დახმარებით. ისრებით ნაჩვენებია იზოქრომატული რგოლების გადაადგილების მიმართულება

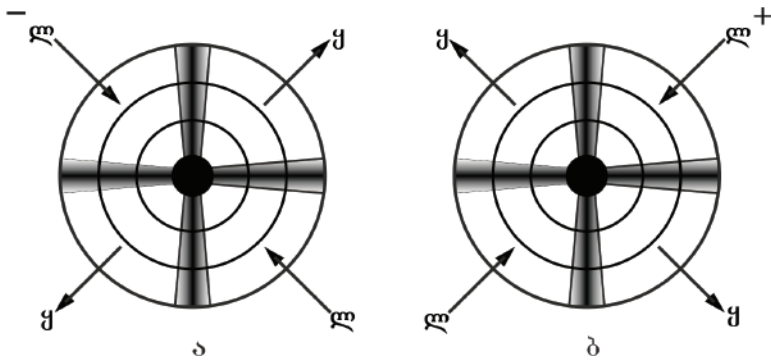
და დებთი ოპტიკური ნიშნის შემთხვევაში პირველ და მესამე კვადრანტში რგოლი გადაადგილება პერიფერიებიდან ცენტრისაკენ, ე.ი ინტერფერენციული შეფერვა იზრდება, ხოლო მეორე და მეოთხე კვადრანტში - ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ, ე.ი. ინტერფერენციული შეფერვა დაბლდება (სურ.28 ა).

უარყოფითი ოპტიკური ნიშნის შემთხვევაში რგოლების გადაადგილება და ინტერფერენციული შეფერვის ცვლა ხდება სანინალმდეგო მიმართულებით (სურ.28ბ).

ამგვარად, დადებითი ნიშნის მატარებელ მინერალებში მომატებული ინტერფერენციული შეფერვა დაიკვირვება 1 და 3 კვადრანტებში, უარყოფით კრისტალებში - 2 და 4 კვადრანტებში.

4.7.4.1 ოპტიკურად ერთღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა

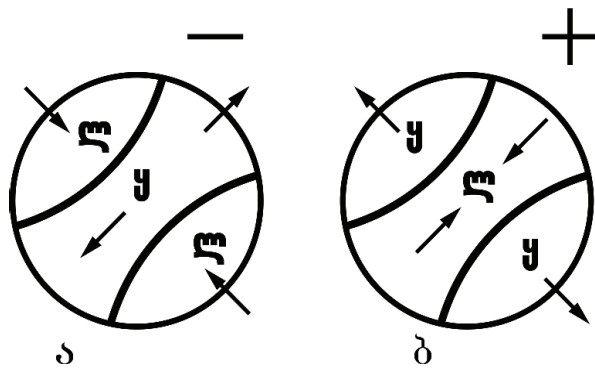
ამ მიზნის მისაღწევად შეგვყვავს კვარცის ფირფიტა მიკროსკოპის სისტემაში. თუ ფირფიტის შეყვანის შემდეგ მხედველობის არის პირველ და მე-3 კვადრანტში დაფიქსირდა ლურჯი ფერი, ხოლო მე-2 და მე-4 კვადრანტში - ყვითელი, მაშინ მინერალი ოპტიკურად დადებითია (სურ.29ბ). მოცემულ შემთხვევაში მე-2 და მე-4 კვადრანტებში განლაგებულია N_g , ხოლო პირველ და მე-3 კვადრანტებში - N_p . უარყოფითი მინერალის შემთხვევაში ადგილი აქვს შებრუნებულ მოვლენას (სურ. 29ა).



სურ.29. ერთღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშნების განსაზღვრა: ა - ოპტიკურად უარყოფითი; ბ - ოპტიკურად დადებითი; ლ - ლურჯი ფერი კვადრანტებში; ყ - ყვითელი ფერი კვადრანტებში.

4.7.4.2 ოპტიკურად ორღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ორღერძიანი მინერალები ოპტიკურად დადებითად ითვლება იმ შემთხვევაში, თუ N_g წარმოადგენს მახვილი კუთხის ბისექტრისას; ოპტიკურად უარყოფითად - თუ N_p არის მახვილი კუთხის ბისექტრისა.



სურ.30. ორღერძიანი კრისტალების ოპტიკური ნიშანი მახვილი ბისექტრისის მართობ კვეთში: ლ - ლურჯი; ყ - ყვითელი; ა - უარყოფითი მინერალი; ბ - დადებითი მინერალი.

ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრა ბისექტრისის მართობ კვეთში შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც მიკროსკოპის სასაგნე მაგიდის ბრუნვისას ჰიპერბოლები რჩება მხედველობის არეში; სხვა შემთხვევაში ოპტიკური ნიშანი განისაზღვრება ოპტიკური ღერძის მართობ კვეთში. მახვილი ბისექტრისის მართობ ჭრილში ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრისათვის ვაბრუნებთ მიკროსკოპის მაგიდას ჰიპერბოლის მაქსიმალურ გაშლამდე და შეგვყავს კვარცის ფირფიტა. თუ ფირფიტის

შეყვანის შემდეგ ინტერფერენციული ფერების მატება დაფიქსირდა პირველ და მე-3 კვადრანტებში (ლურჯი-ლურჯი), მაშინ ოპტიკური ნიშანი დადებითია (სურ.30 ბ); უარყოფითი ნიშნის შემთხვევაში მომატებული ინტერფერენციული შეფერვა (ლურჯი-ლურჯი) ფიქსირდება მე-2 და მე-4 კვადრანტებში (სურ.30ა).

4.7.5 ოპტიკურად ორღერძიან კრისტალებში ოპტიკური ღერძთაშორისი კუთხის (2V) სიდიდის მიახლოებითი განსაზღვრა

ბისექტრისის მართობე ჭრილში ოპტიკური ღერძის მახვილი კუთხის სიდიდე განისაზღვრება იმ მაქსიმალური მანძილით, რომელიც მიიღება მიკროსკოპის მაგიდის შემობრუნებისას ჰიპერბოლის შტოს მაქსიმალური გაშლით. მცირე კუთხის შემთხვევაში ჰიპერბოლის ნვეროები იშლება უმნიშვნელოდ; საშუალო კუთხის შემთხვევაში ჰიპერბოლები გადის მიკროსკოპის მხედველობის არიდან უკიდურეს პერიფერიულ ნაწილებში და მიკროსკოპის მაგიდის ბრუნვისას ისევე უბრუნდება სანყის მდგომარეობას; დიდი კუთხის შემთხვევაში - სწრაფად გადის მხედველობის არიდან.

რომელიმე ოპტიკური ღერძის მართობე ჭრილში კუთხის მიახლოებითი სიდიდე განისაზღვრება ჰიპერბოლის მოლუნვის ხარისხის მიხედვით, კერძოდ:

ჰიპერბოლის მაქსიმალურად მოლუნვის შემთხვევაში $2V$ მცირეა.

ჰიპერბოლის მცირედ მოლუნვის შემთხვევაში $2V$ დიდია.

სწორი ჰიპერბოლის შემთხვევაში $2V=90^\circ$.

$2V$ -ს ზუსტი განსაზღვრა ხდება ფიოდოროვის უნივერსალური მაგიდის დახმარებით.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

პოლარიზაციული მიკროსკოპის დანიშნულების, აგებულებისა და სამუშაო მდგომარეობაში მოყვანისათვის

1. რატომ უწოდებენ მიკროსკოპს „პოლარიზაციულს“? 2. რა არის პოლარიზაციული მიკროსკოპის დანიშნულება? 3. აღწერეთ პოლარიზაციული მიკროსკოპის ძირითადი ნაწილები და მიუთითეთ თითოეული მათგანის დანიშნულებაზე საკვლევი ობიექტის შესწავლაში; 4. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ პოლარიზაციული მიკროსკოპის სამუშაო მდგომარეობაში მოყვანისათვის ჩასატარებელი სამუშაოები; 5. მიკროსკოპის როგორ მდგომარეობას უწოდებენ ჯვარედინს და როგორ მიიღწევა ის?

ღია ნიკოლებში კვლევისათვის

1. ჩამოთვალეთ მინერალის რომელი თვისებები ისაზღვრება ღია ნიკოლში? 2. შეიძლება თუ არა გამოვიყენოთ მინერალთა იდიომორფიზმის ხარისხი მდნა-

რიდან მათი კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის დასადგენად? თუ შეიძლება, როგორ? 3. ახსენით, რატომ გამოიყურება ზოგი მინერალი მიკროსკოპში უფეროდ, - ზოგი შეფერილად; 4. განმარტეთ რა არის რელიეფი? შაგრენი? ახსენით, გამოდგება თუ არა ისინი მინერალთა მაღიაგნოსტირებელ ნიშნებად? 5. განმარტეთ პლეოქროიზმის მოვლენის მიზეზები მინერალებში; 6. შეიძლება თუ არა მოვახდინოთ დაკვირვება პლეოქროიზმის მოვლენაზე კუბური სისტემის კრისტალებზე? თუ არა, რატომ? 7. რა არის ბეკეს ნათელი ზოლი? ახსენით მისი მიღების ხერხები და განმარტეთ მისი მნიშვნელობა მინერალის გარდატეხის შეფარდებითი სიდიდის განსაზღვრაში.

ჯვარედინა ნიკოლებში კვლევისათვის

1. ჩამოთვალეთ მინერალის რა თვისებები ისაზღვრება ჯვარედინა ნიკოლებში; 2. რა არის ინტერფერენცია, ანომალიური ინტერფერენცია; განმარტეთ ინტერფერენციული შეფერვის გაჩენის მიზეზები მინერალებში; 3. შეიმჩნევა თუ არა ინტერფერენციული ფერები გამორთულ ანალიზატორში? 4. არის თუ არა ინტერფერენციული ფერები დამახასიათებელი კუბური სისტემის კრისტალებისათვის? თუ არა, რატომ? 5. რომელი მინერალებისათვის ითვლება ანომალიური ინტერფერენციული შეფერვა მაღიაგნოსტირებელ ნიშნებად? 6. რა არის ორმაგი გარდატეხა და რომელ კვეთში ვლინდება ის? 7. რა ტიპის კომპენსატორებს იცნობთ? განმარტეთ თითოეული მათგანის დანიშნულება; 8. დაახასიათეთ მიშელ-ლევის მონოგრამის აგების პრინციპი და მიუთითეთ მის მნიშვნელობაზე მინერალთა კვლევაში; 9. რა სახის ჩაქრობებს იცნობთ? მიუთითეთ ჩაქრობის კუთხის სიდიდის მნიშვნელობაზე მინერალთა დიაგნოსტიკაში .

კონუსურ სინათლეში კვლევისათვის

1. განმარტეთ კონუსური მეთოდის არსი და ახსენით კონუსური ფიგურების მიღების პრინციპი; 2. რომელ ობიექტივებს იყენებენ და როგორ კვეთებს ირჩევენ კონუსური ფიგურის მისაღებად? 3. დაახასიათეთ კონუსური ფორმები ოპტიკურად ერთლერძიანი და ოპტიკურად ორლერძიანი კრისტალების იზოტროპიულ კვეთში; 4. დაახასიათეთ ოპტიკური ნიშნის განსაზღვრის თანმიმდევრობა ოპტიკურად ერთლერძიან და ოპტიკურად ორლერძიან კრისტალებში; 5. შეიძლება თუ არა ოპტიკური ღერძის მართობ ქრილში კუთხის (2V) მიახლოებითი სიდიდის განსაზღვრა ჰიპერბოლის მოლუნვის ხარისხის მიხედვით? თუ შეიძლება, როგორ?

ნაწილი II
მაგმური ქანები

5 მაგმა, მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის ფიზიკურ-ქიმიური საფუძვლები

5.1 მაგმა, მაგმატიზმი, მაგმური ქანი, ლავა

მაგმას (ძვ.ბერძნულად – μάγμα – სქელი საცხი, ცომი) უწოდებენ გავარვარებულ, პოტენციალურ თხევად მდგომარეობაში მყოფ რთული შედგენილობის მრავალკომპონენტიან ბუნებრივ სილიკატურ (იშვიათად - კარბონატული და სულფიდური) მდნარს, რომელიც ფორმირდება მიწის ქერქში ან ზედა მანტიაში მაღალი წნევისა და მაღალი ტემპერატურის პირობებში - 30-400 კმ ინტერვალში.

ლავა. დედამიწისზედაპირზე ამოფრქვევისას მაგმა კარგავს წყლის ორთქლს და სხვა აქროლადი კომპონენტების მნიშვნელოვან ნაწილს; ასეთ „დაუძლურებულ“, წყლის ორთქლითა და სხვა აქროლადი კომპონენტებით გაღარიბებულ მაგმას უწოდებენ ლავას.

მაგმატიზმი არის მაგმური მდნარის წარმოშობასა და მის შემდგომ განვითარებასთან (გადაადგილება, შემცველ ქანებთან ზემოქმედება, გამყარება) დაკავშირებულ მოვლენათა და პროცესთა ერთობლიობა.

მაგმური ქანი (სახელი დაერქვა ლათინური სიტყვის „ignis“ მიხედვით, რაც ცეცხლს ნიშნავს) წარმოადგენს ერთი ან რამდენიმე მინერალის ბუნებრივ თანაარსებობას - წარმოშობილს მაღალტემპერატურული ბუნებრივი მდნარის კრისტალიზაციისა და გაციების შედეგად დედამიწის ზედაპირზე ან სიღრმეში განსხვავებული ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების პირობებში. მაგმური ქანების ძირითადი მახასიათებლებია: მინერალოგიური შედგენილობა, ქიმიური შედგენილობა და სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებები. მაგმური ქანები აგებენ ლითოსფეროს; მონაწილეობენ მთვარის, ვენერას, მერკურის, მარსის და მყარი კოსმოსური სხეულების აგებულებაში; წამყვანი როლი უკავიათ მადნეული და არამადნეული სასარგებლო წიაღისეულის ფორმირებაში.

5.1.1 მაგმის ჩასახვის მექანიზმი და რაოდენობის საკითხი

მაგმური მდნარის ფორმირება მიმდინარეობს ლითოსფერული მანტიის ან მინის ქერქის ლოკალური უბნების ნანილობრივი ლლობის ხარჯზე, სხვადასხვა ენდოგენური პროცესის ზემოქმედებით. მაგმური კერების ჩასახვის პროცესი, დიდი სიღრმეების გამო, უშუალო დაკვირვებისა და შესწავლისათვის მიუწვდომელია; მათ შედგენილობაზე მსჯელობა მხოლოდ ამოფრქვეული მაგმური ქანების აგებულებისა და შედგენილობის შესწავლით და მათი ექსპერიმენტული პეტროლოგიური კვლევებით შეიძლება.

არსებობს მაგმური კერების წარმომშობი სუბსტრატის ლლობის რამდენიმე მიზეზი:

ა. ტემპერატურის მატება - წნევის ცვლილების არარსებობის პირობებში ქანების ტემპერატურის მატებას იწვევს მასში ცხელი მაგმისა და მისი თანმხლები ცხელი ფლუიდური ნაკადების შემოჭრა.

ბ. გავარვარებული ბლანტი ნივთიერების სწრაფი გადაადგილება მაღალი წნევის არიდან შედარებით დაბალი წნევის არის მიმართულებით - ტემპერატურის უმნიშვნელო ცვლილების პირობებში. წნევის დაცემა არის ლლობის პროცესის დაწყების მიზეზი.

გ. მინის ქერქის ღრმა ზონებში მინერალების დეჰიდრატაცია; ლლობა იწყება სისტემაში თავისუფალი წყლის გამოყოფის შემდეგ, რომელიც მნიშვნელოვნად ამცირებს ქანების ლლობის სანყის ტემპერატურას.

სადღეისოდ სანყისი მაგმების რაოდენობის, შედგენილობისა და ჩასახვის სიღრმეების საკითხთან დაკავშირებით მკვლევართა შორის ერთიანი აზრი არ არსებობს. მაგმის რაოდენობის საკითხის დადგენას ძალიან ართულებს ბუნებაში ქიმიური და მინერალური შედგენილობით განსხვავებული მაგმური ქანების ცალკეული სახეებისა და სახესხვაობების დიდი რაოდენობით არსებობა. ამჟამად მკვლევართა უმრავლესობა განიხილავს ბაზალტურ, გრანიტულ, ანდეზიტურ და ულტრაფუძე ტიპის მაგმების არსებობას.

1. მე-20 საუკუნის 30-40 წლებში ამერიკელი მეცნიერ ნ. ბოუენის მიერ, მის მიერვე შემუშავებული რეაქციული პრინციპიდან გამომდინარე, შემოთავაზებულ იქნა ერთი - სანყისი ბაზალტური მაგმის არსებობის ჰიპოთეზა, რომლის თანახმად, ბუნებაში არსებულ მაგმურ ქანთა მრავალფეროვნება მხოლოდ ბაზალტური დედამაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესს უკავშირდება. ავტორმა ბაზალტური მაგმის სანყის - დამოუკიდებელ მაგმად არსებობის საფუძვლად გამოიყენა მინის ქერქში ბაზალტების ფართო გავრცელება და დედამინის გეოლოგიური განვითარების ისტორიის ყველა პერიოდში მათი მრავალჯერადი გამოვლინება.
2. სანყისი ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის გზით ქანების წარმოშობა ეჭვს არ იწვევს; თუმცა ბუნებაში მათი ფართო გავრცელება ვერ აიხსნება მხოლოდ ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პოზიციებიდან. სწორედ ეს არგუმენტი გახდა რუსი გეოლო-

გის, ლევისონ-ლესინგის მიერ ბაზალტური და გრანიტული მაგმების დამოუკიდებლად არსებობის ჰიპოთეზის გამოთქმის საფუძველზე.

ლევისონ-ლესინგის ჰიპოთეზას თავიდან მხარი დაუჭირა ამერიკელმა გეოლოგმა რ.დელიმ, ხოლო შემდგომ მან შეცვალა თავისი შეხედულება და კვლავ ბაზალტური მაგმის არსებობის მომხრედ დარჩა. მისი აზრით, ბაზალტური მაგმა არსებობდა მინის ქერქის განვითარების მთელი ისტორიის მანძილზე, ხოლო გრანიტული მაგმა, როგორც სანციის, არსებობდა მხოლოდ არქეულში, რომელიც მთლიანად გაიხარჯა დედამიწის განვითარების კამბრიულამდელი განვითარების ეტაპზე. რაც შეეხება კამბრიულის შემდგომი პერიოდის გრანიტების წარმოქმნას და მჟავე ვულკანიზმს, რ. დელი მათ ბაზალტური მაგმის ზემოქმედებით მიღებულ რეგენერირებულ გრანიტულ მაგმას მიაწერს.

3. ბაზალტებისა და გრანიტების შემდეგ ანდეზიტების ფართო გავრცელებამ მკვლევრებს მისცა საშუალება გამოეთქვათ მოსაზრება დამოუკიდებელი ანდეზიტური მაგმის არსებობის შესახებ. ზოგიერთი მათგანის აზრით (ი.კუზნეცოვი და სხვ.) ანდეზიტური მაგმა ფორმირდება ლითოსფეროს ბაზალტური შრის შერჩევითი ლლობის ხარჯზე; თუმცა, ა. რიგვედისა და დ. გრინის უკანასკნელი მონაცემებით, ანდეზიტური მდნარის ფორმირება შესაძლებელია მოხდეს ზედა მანტიური ნივთიერების ლლობის ხარჯზეც - ასტენოსფეროს ზედა საზღვართან 95-115 კმ სიღრმეზე.
4. საკამათოდ რჩება დამოუკიდებელი ულტრაფუძე მაგმების არსებობის საკითხი. ინგლისელ მეცნიერ ა.ხოლმს ოროგენულ ზონებში გაბროული ინტრუზივებისაგან ულტრაფუძე ქანების დამოუკიდებლად გავრცელებამ საშუალება მისცა გამოეთქვა დამოუკიდებელი ულტრაფუძე პერიდოტიტული შედგენილობის მაგმის არსებობის ჰიპოთეზა; მანვე მაგმის ჩასახვის ადგილად ზედა მანტია მიიჩნია. არსებობს განსხვავებული მოსაზრებაც, რომლის თანახმად ულტრაფუძე ქანები შემცველ მაგმურ კომპლექსში შემოიჭრება უკვე მყარი პლასტიკური სუბსტრატის სახით.
5. მაგმური ქანების ფორმირებაში მნიშვნელოვანია ე.წ. მეორეული (ჰიბრიდული და ანატექტიკური) მაგმების როლი. ხშირია შემთხვევები, როდესაც მაგმის შემოჭრისას ადგილი აქვს შემცველი ქანის ნატეხების შემოტაცებას და მათ მთლიანად ან ნაწილობრივ გაღობას (შთანთქმას); ეს პროცესი ასიმილაციის სახელით არის ცნობილი, რომლის დროსაც შემოტაცებული მასალის ქიმიური გადამუშავების ხარჯზე ადგილი აქვს პირველადი მაგმის შედგენილობის ცვლას და, შედეგად, მეორეული სხვა ქანებით გაჭუჭყიანებული - კონტამინირებული მაგმის ფორმირებას. ამ ტიპის მაგმებს და მათგან ფორმირებულ ქანებს ჰიბრიდულს უწოდებენ.

სანყისი მაგმის შედგენილობის შეცვლის პროცესი მკვეთრად ვლინდება დანალექი და მეტამორფული ქანების ასიმილაციის შემთხვევაში.

ჰიბრიდული მაგმები წარმოიქმნება ასევე ქიმიური და მინერალური შედგენილობით მნიშვნელოვნად განსხვავებული მაგმების ურთიერთშერევის გზით; მაგალითად, ბაზალტური და გრანიტული მაგმების შერევას მიეყავართ საშუალო (ანდეზიტური) შედგენილობის მდნარის ფორმირებამდე.

ანატექტიკურ მაგმას უწოდებენ გრანიტის წარმოშობისათვის საჭირო ელემენტების შემცველი სილიკატური ქანების დაძირვისა და გაღობის შედეგად მიღებულ მდნარს. ამ გზით მიღებულ გრანიტსაც ანატექტიკურს უწოდებენ.

5.2 მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის ეტაპები

მაგმური სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაცია არის მთავარი პეტროგენეტიული პროცესი, რომელიც განაპირობებს დედამაგმის ფრაქციებად დაშლას და, შესაბამისად, ბუნებაში მაგმურ ქანთა მრავალფეროვნებას. ლითოსფეროს ამგები ქანების დაახლოებით 95% ბუნებრივი მაგმური სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესის პროდუქტია. კრისტალიზაციის პროცესი კონტროლდება ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობის კანონით „კრისტალი-მდნარი“; გამოყოფენ: პროტო-, მთავარ და ნარჩენ კრისტალიზაციის ეტაპებს.

პ რ ო ტ ო კ რ ი ს ტ ა ლ ი ზ ა ც ი ი ს (ადრეული კრისტალიზაცია) ეტაპზე ადგილი აქვს Mg და Fe შემცველი ფერადი - მალალტემპერატურული მინერალების ფორმირებას.

მ თ ა ვ ა რ ი კრისტალიზაციის ეტაპზე გამოიყოფა ბუნებაში ფართოდ გავრცელებული ძირითადი ქანმამენი სილიკატები (პლაგიოკლასები, ქარსები, ამფიბოლები, კალიუმის მინდვრის შპატი).

ნ ა რ ჩ ე ნ ი კრისტალიზაციის ეტაპზე წარმოიქმნება იშვიათი ელემენტებითა და აქროლადი კომპონენტებით მდიდარი მაგმა, რომელიც განაპირობებს მსხვილმარცვლოვანი ქანების (პეგმატიტები და სხვ.) ფორმირებას.

ამგვარად, მაგმური სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციისას მინერალების გამოყოფა ხდება განსაზღვრული თანმიმდევრობით. პროცესი იწყება ძნელად ლღობადი Mg და Fe მდიდარი ფემური სილიკატების წარმოქმნით (იშვიათი გამონაკლისების გარდა); ტემპერატურის თანდათან დანევის შემთხვევაში მათ შეუერთდება Ca-Mg სილიკატები და Ca, Na, K ალუმოსილიკატები. ქანის წარმოქმნის პროცესი მიმდინარეობს განსხვავებულ სიღრმეებზე განსხვავებულ თერმოდინამიკურ (წნევა, ტემპერატურა) სისტემებსა და გეოლოგიურ გარემოში.

5.3 თერმოდინამიკა და თერმოდინამიკური სისტემები

თერმოდინამიკა (ბერძ. Therme - სითბო; Dynamis - ძალა) არის ფიზიკის განყოფილება, რომელიც სწავლობს სითბური ენერგიის დინამიკასა და მის მექანიკურ ენერგიად გარდაქმნის პროცესებს; სხვაგვარად თერმოდინამიკას სითბური მოვლენების გარდაქმნის კანონზომიერების შესახებ მეცნიერებასაც უწოდებენ.

თერმოდინამიკური სისტემას უწოდებენ სხეულს ან სხეულთა ერთობლიობას (მათი აგრეგატული მდგომარეობის მიუხედავად), რომელთაგან თითოეულს გააჩნია ერთგვაროვანი შედგენილობა, აგებულება და ერთმანეთისაგან ჩვეულებრივ ფიზიკური, ე.წ. ბუნებრივი საზღვრებით არის გამოყოფილი. სისტემას აქვს ენერგიისა და ნივთიერების გაცვლის უნარი როგორც მის შიგნით ნაწილებში, ისე გარემომცველ გარემოში (დიფუზია, სითბოს გაცვლა, ქიმიური რეაქციები).

შინაგანი სტრუქტურისა და თვისებების მიხედვით თერმოდინამიკური სისტემას ჰომოგენურ და ჰეტეროგენურ სისტემებად ყოფენ.

ჰომოგენური სისტემა არის ფიზიკურად ერთგვაროვანი სისტემა, რომელიც შედგება მხოლოდ ერთი ფაზისაგან და რომლის შიგნით არ არის სისტემის ფიზიკურ-ქიმიური თვისებებით განსხვავებული ნაწილები და, შესაბამისად, მათი ერთმანეთისაგან გამყოფი ზედაპირები.

ჰეტეროგენური სისტემა არის ფიზიკურად არაერთგვაროვანი სისტემა, რომელიც შედგება ერთმანეთისაგან შედგენილობითა და თვისებებით განსხვავებული რამდენიმე ერთგვაროვანი ანუ ჰომოგენური ფაზებისაგან - მკვეთრად გამოყოფილი გამყოფი საზღვრებით.

გამოყოფენ მუდმივი და ცვალებადი შედგენილობის სისტემებს; პირველ მათგანს მიეკუთვნება: ალმასი და კვარცი, ხოლო მეორეს - ბუნებრივი მინერალების დიდი რიცხვი (ოლივინი და სხვ), მაგმა, ფლუიდები. ცვალებადი შედგენილობის ფაზები ქმნიან მყარ ხსნარებს.

5.3.1 თერმოდინამიკური სისტემის კლასიფიკაცია

თერმოდინამიკური სისტემების კლასიფიკაციას ახდენენ გარემომცველ გარემოსთან ან სხვა სისტემასთან ნივთიერებისა და ენერგიის გაცვლის შესაძლებლობის ნიშნის მიხედვით.

იზოლირებული სისტემის შემთხვევაში გარემომცველ გარემოს არ გადაეცემა არც ენერგია და არც ნივთიერება.

ღია სისტემის შემთხვევაში ადგილი აქვს გარემომცველ გარემოზე როგორც ენერგიის, ისე ნივთიერების გაცვლას (ქანების გარდაქმნა ფლუიდების ზემოქმედებით);

დახურული სისტემის შემთხვევაში გარემომცველ გარემოზე ადგილი აქვს მხოლოდ ენერგიისა და არა ნივთიერების გაცვლას;

ადიაბატური სისტემის არსებობის შემთხვევაში სისტემიდან გარემომცველ გარემოზე სითბოს გაცვლა არ ხდება.

5.3.2 თერმოდინამიკური სისტემის მდგომარეობა

ნებისმიერი სისტემა შეიძლება დახასიათდეს მდგომარეობით, რომელშიც მისი ფიზიკური და ქიმიური თვისებების ერთობლიობა იგულისხმება.

სისტემის მდგომარეობის განმსაზღვრელი პარამეტრებია: ტემპერატურა, წნევა, კომპონენტთა კონცენტრაცია, მოცულობა და სხვ. ამ პარამეტრების შეცვლით სისტემა გადადის ერთი მდგომარეობიდან მეორეში, რა დროსაც ადგილი აქვს ფაზურ გარდაქმნებს - ჩნდება ახალი და ქრება ძველი ფაზები. ერთი და იგივე სხეული (ნივთიერება) განსხვავებულ თერმოდინამიკურ პირობებში შეიძლება იყოს სხვადასხვა აგრეგატულ მდგომარეობაში (ყინული - წყალი - ორთქლი).

სისტემა შეიძლება იყოს წონასწორულ და არაწონასწორულ მდგომარეობაში.

თერმოდინამიკურ წონასწორობას უწოდებენ სისტემის ისეთ თერმოდინამიკურ მდგომარეობას, როდესაც მისი განმსაზღვრელი პარამეტრები (წნევა, ტემპერატურა, მოცულობა, კომპონენტთა კონცენტრაცია) იცვლება ფიზიკურად უსასრულოდ ნელა, ისე, რომ მათი მნიშვნელობები სხეულის ნებისმიერ ნაწილში პრაქტიკულად რჩება თანაბარი.

თერმოდინამიკურად არაწონასწორული სისტემის შემთხვევაში ადგილი აქვს სისტემის პარამეტრების ცვალებადობას ისე, რომ მათი მნიშვნელობები სხეულის სხვადასხვა ნაწილში განსხვავებულია და არ აქვს განსაზღვრული მნიშვნელობები.

რელაქსაციას უწოდებენ სისტემის არაწონასწორული მდგომარეობიდან წონასწორულ მდგომარეობაში გადასვლის პროცესს.

რელაქსაციის დრო არის დროის ის მონაკვეთი, რომელიც მოიცავს სისტემის არაწონასწორული მდგომარეობიდან წონასწორულში გადასვლის პერიოდს.

ფაზა არის ერთნაირი შედგენილობის ფიზიკური და ქიმიური თვისებების მატარებელი ჰეტეროგენური სისტემის ჰომოგენური ნაწილის (ნაწილების) ერთობლიობა, რომელიც განსხვავდება სისტემის დანარჩენი ნაწილებისაგან და მათგან მკვეთრად გამოხატული ფიზიკური საზღვრით გამოიყოფა. ფაზა შეიძლება იყოს თხევადი, მყარი და გაზისებრი.

ბსნარი არის ორი ან მეტი კომპონენტისაგან შემდგარი ცვალებადი შედგენილობის ერთფაზიანი სისტემა.

კომპონენტი არის დამოუკიდებელი ინდივიდუალური ნივთიერება (ქიმიური ელემენტი ან ნაერთი), რომლის დახმარებით შეიძლება აღინეროს და გამოიხატოს თითოეული ფაზის შედგენილობა სისტემაში. კომპონენტების რაოდენობის მიხედვით გამოყოფენ ერთ-, ორ-, სამ- და მრავალკომპონენტიან სისტემებს; ერთკომპონენტიანი სისტემა შედგება მხოლოდ ერთი ნივთიერებისაგან, რომელიც შეიძლება არსებობდეს სამ ფაზაში (მყარი, თხევადი, გაზისებრი).

თავისუფლების ხარისხი არის გარეგანი (ტემპერატურა, წნევა) და შინაგანი (კონცენტრაცია) ფაქტორების რიცხვი, რომელიც

მთლიანად განსაზღვრავს სისტემის წონასწორობას. მათი თვითნებური შეცვლით სისტემის წონასწორობა არ ირღვევა.

5.4 ჯიფსის ფაზათა წესი

1876 წელს ამერიკელმა მეცნიერმა დ.ჯიფსმა გამოიყვანა მარტივი ფორმულა, რომლითაც ერთმანეთთან დააკავშირა წონასწორობაში მყოფი ფაზების რიცხვი, კომპონენტების რიცხვი და სისტემის თავისუფლების ხარისხი; აღნიშნული პარამეტრების დამოკიდებულება გამოხატა ფორმულით: $F=K+2-P$, სადაც:

F - სისტემის თავისუფლების ხარისხი;

K - სისტემაში კომპონენტების რიცხვი;

P - სისტემის ფაზების რიცხვი.

დ.ჯიფსის ფაზათა წესის მიხედვით, წონასწორობაში მყოფ ნებისმიერ სისტემაში ფაზების რიცხვისა და თავისუფლების ხარისხის ჯამი 2-ჯერ აღემატება კომპონენტების რიცხვს; ე.ი. - ფაზების რიცხვი + თავისუფლების ხარისხის რიცხვი = კომპონენტების რიცხვს + 2;

ფაზებში კომპონენტების კონცენტრაციის მიხედვით განასხვავებენ მუდმივი და ცვალებადი შედგენილობის ფაზებს, ხოლო ფაზების რიცხვის მიხედვით - ერთფაზიან, ორფაზიან, სამფაზიან და მრავალფაზიან სისტემებს.

კომპონენტების რიცხვის მიხედვით სისტემები იყოფა: ერთკომპონენტიან, ორკომპონენტიან, სამკომპონენტიან და მრავალკომპონენტიან სისტემებად.

თავისუფლების ხარისხის მიხედვით გამოყოფენ: ინვარიანტულ ($F=0$); მონოვარიანტულ ($F=1$); ბივარიანტულ ($F=2$) და პოლივარიანტულ ($F=n$) სისტემებს.

ინვარიანტულ სისტემას თავისუფლების ხარისხი არ აქვს; ამ სისტემის კლასიკური მაგალითია ერთკომპონენტიანი სამფაზიანი სისტემა: წყალი - წყლის ორთქლი - ყინული, რომლის თავისუფლების ხარისხი, ჯიფსის ფაზათა წესის მიხედვით, უდრის 0 ($F=1+2-3=0$); მოცემულ შემთხვევაში წნევისა და ტემპერატურის გარკვეული მნიშვნელობის პირობებში სამივე ფაზის თანაარსებობაა შესაძლებელი.

მონოვარიანტულ სისტემას აქვს თავისუფლების ერთი ხარისხი ($F=1$).

განვიხილოთ მონოვარიანტული სისტემა $\text{CaCO}_3\text{-CaO+CO}_2$ მაგალითზე; მოცემულ სისტემაში კომპონენტთა რიცხვი - $K=2$; ფაზების რიცხვი - $P=3$ - ორი მყარი (CaCO_3 და CaO) და ერთი ცვალებადი (CO_2); ჯიფსის ფორმულაში მონაცემების ჩასმით ვღებულობთ: $F=2+2-3=1$; მოცემულ შემთხვევაში შესაძლებელია სისტემის წონასწორობის განმსაზღვრელი ერთი ფაქტორის შეცვლა ისე, რომ სისტემის წონასწორობა და ფაზების რიცხვი შენარჩუნდეს.

5.5 თერმოდინამიკური სისტემის მდგომარეობის დიაგრამები (ფაზური დიაგრამები)

თერმოდინამიკური სისტემის მდგომარეობის დიაგრამა ანუ ფაზური დიაგრამა არის თერმოდინამიკური სისტემის ყველა შესაძლებელი მდგომარეობის გრაფიკული გამოსახვა სივრცეში - P,T პარამეტრებით; მათი საშუალებით შესაძლებელი ხდება მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესის მსვლელობასა და მაგმურ მდნარსა და გამოყოფილ მინერალებს შორის სივრცობრივ-გენეტიკურ ურთიერთდამოკიდებულებაზე დაკვირვება.

ორკომპონენტური ბუნებრივი სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციის ორ ვარიანტს განიხილავენ: **1.** როდესაც კომპონენტები არ ქმნიან უწყვეტ მყარ ხსნარებს (ევტექტიკური პრინციპი); **2.** როდესაც კრისტალიზაციის პროცესი მიმდინარეობს მყარი ხსნარების უწყვეტი სერიების წარმოქმნით.

პირველ შემთხვევაში მაგმის კრისტალიზაციის პროცესში გამოყოფილი მინერალები კრისტალიზაციის საწყისი ეტაპიდან საბოლოო ეტაპამდე ინარჩუნებენ თავიანთ შედგენილობას და არ იცვლებიან; მინერალთა კრისტალიზაცია მიმდინარეობს ევტექტიკის პრინციპით.

მეორე შემთხვევაში გამოყოფილი მინერალები ხდებიან არანონ-სწორული და მათ წარმომშობ მდნართან რეაქციის შედეგად იცვლიან შედგენილობას; პროცესი მიმდინარეობს ახალი ნაერთებისა (მინერალები) და მყარი ხსნარების უწყვეტი სერიების წარმოქმნით.

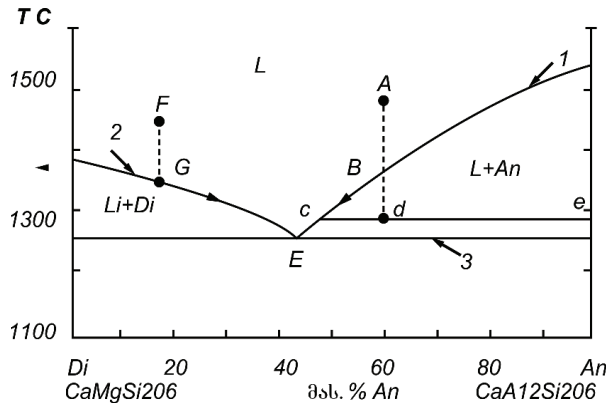
5.5.1 მარტივი ორკომპონენტური ევტექტიკური სისტემის ფაზური დიაგრამა

ევტექტიკა გულისხმობს ორი ან რამდენიმე კომპონენტის ისეთ დამოკიდებულებას, როდესაც ისინი შეიძლება ერთდროულად დაკრისტალდეს ისეთ მინიმალურ ტემპერატურაზე (მხოლოდ მათ შორის განსაზღვრული რაოდენობრივი თანაფარდობის პირობებში), რომლის სიდიდე ყოველთვის ნაკლები იქნება ცალკე აღებული თითოეული მათგანის კრისტალიზაციის ტემპერატურის სიდიდეზე (ევტექტიკის წერტილი).

ამ კანონით დაკრისტალებული კომპონენტების თავისებურება ისაა, რომ ისინი იზომორფულ ნარევს და ქიმიურ შენაერთებს არ ქმნიან. ევტექტიკური დამოკიდებულება არსებობს ნებისმიერი ჯგუფის ქანის ფერად და ლეიკოკრატულ მინერალებს შორის;

კრისტალიზაციის ბინალურ დიაგრამაზე აბსცისთა ღერძზე დაიტანება შედგენილობა, ხოლო ორდინატაზე - ტემპერატურა (სურ.31).

ევტექტიკური კრისტალიზაციის კლასიკურ მაგალითად განიხილება ორკომპონენტური - დიოფსიდ-ანორთიტის სისტემა (სურ.31).



სურ.31. ორკომპონენტური - დიოფსიდ-ანორთიტის კრისტალიზაციის დიაგრამა

როგორც 31-ე სურათიდან ჩანს, ევტექტიკური კრისტალიზაციის პროცესში მონაწილე მთავარი კომპონენტები ხასიათდება ლღობის განსხვავებული ტემპერატურით: სუფთა დიოფსიდი - 1391°C და სუფთა ანორთიტი - 1550°C.

დიაგრამის L წერტილი არის სითხის შედგენილობისა და ტემპერატურის გამომხატველი წერტილი;

დიაგრამის 1-ელი და მე-2 მრუდები სითხის არის ქვემოთ მდებარეობს და E წერტილში იკვეთება. ამ მრუდებს ლ ი ქ ვ ი დ უ ს ი ს ხაზებს (Liquidus - თხევადი) უწოდებენ, რომლებიც ერთმანეთთან საზღვრავენ სისტემის „მდნარ“ (L) და „მყარს+თხევად“ ფაზებს (L+An, L+Di). ეს მრუდები ასახავს კრისტალიზაციის პროცესის დასაწყისს და პასუხობს მდნარის შედგენილობას; მე-3 სწორი ხაზი ერთმანეთისაგან ყოფს „სითხე + კრისტალი“ (L + An, L + Di) და „კრისტალი + მყარი“ (Di+An) მდგომარეობის ფაზებს; მას ს ო ლ ი დ უ ს ი ს (Solidus - მყარი) ხაზს უწოდებენ; ეს ხაზი კრისტალიზაციის პროცესის დასასრულისა და მინერალის შედგენილობის გამომხატველი ხაზია.

საწყისი მდნარის A და F წერტილები კრისტალებს არ შეიცავს; სისტემის ტემპერატურის დაცემისას წერტილები გადაადგილდება ქვემოთ და, შესაბამისად, B წერტილში მოხვედრისას მდნარიდან დაიწყება სუფთა ანორთიტის, ხოლო G წერტილში - სუფთა დიოფსიდის გამოყოფა.

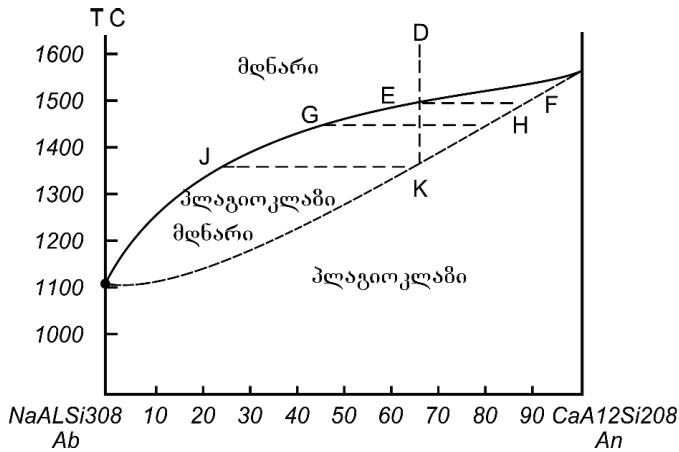
პროცესის შემდგომი მსვლელობისას დიოფსიდისა და ანორთიტის შერევით მნიშვნელოვნად მცირდება მდნარის გამყარების ტემპერატურა. BE და GE მრუდების გადაკვეთის წერტილი (E) შეესაბამება იმ უმცირეს ტემპერატურას (დაახლოებით 1270°C), რომლის დროსაც ადგილი აქვს დიოფსიდისა და ანორთიტის ერთდროულ კრისტალიზაციას - თანაფარდობით: 57,5%: 42,5%. E წერტილს უწოდებენ ე ვ ტ ე ქ ტ ი კ ი ს წ ე რ ტ ი ლ ს, ხოლო ნაერთს - ევტექტიკურს.

5.5.2 მყარი ხსნარების უწყვეტი სერიების წარმოქმნის ფაზური დიაგრამა

მყარი ხსნარების (ჰომოგენური ფაზა) ქვეშ იგულისხმება ორი ან რამდენიმე თხევადი კომპონენტის ერთმანეთში შეუზღუდავი (ნებისმიერი პროპორციით) გახსნის პროცესი. ხსნარის გაცივების შედეგად ერთდროულად მიიღება მყარი სხეული და ხსნარი.

მყარი ხსნარების წარმოქმნის კლასიკური მაგალითია ალბიტ-ანორთიტის ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) სისტემის კრისტალიზაცია (სურ.32).

დიაგრამაზე მკაფიოდ გამოიყოფა სამი ველი: მდნარის (L), მდნარისა და მყარი ხსნარების წონასწორობის (PI+L) და მყარი ხსნარის (PI). პირველი და მეორე ველის გამყოფია ლიქვიდუსის ხაზი, ხოლო მეორე და მესამე ველის - სოლიდუსის ხაზი. დიაგრამის აბსცისთა ღერძზე დატანილია პლაგიოკლაზებში ანორთიტული მოლეკულის შემცველობა (CaO%), ორდინატაზე - კრისტალიზაციის ტემპერატურა ($T^\circ\text{C}$).



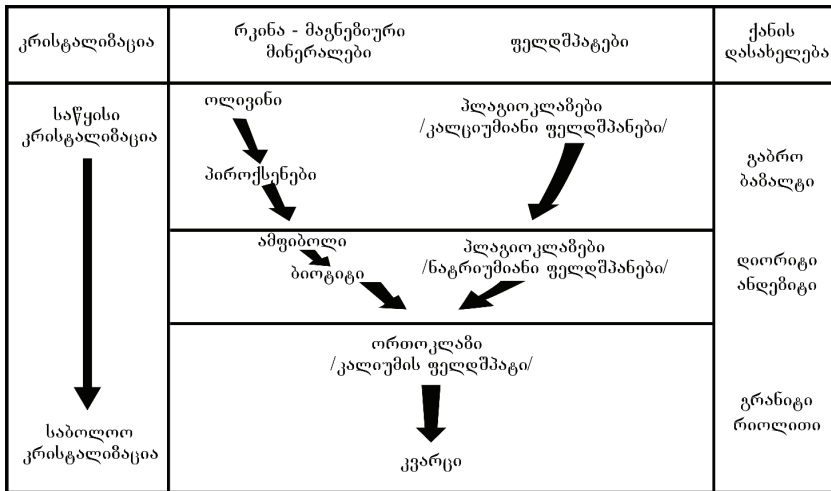
სურ.32. ორკომპონენტიანი სისტემა მყარი ხსნარების უწყვეტი სერიების წარმოქმნით ალბიტ-ანორთიტის მაგალითზე.

როგორც დიაგრამიდან ჩანს, სუფთა ალბიტი კრისტალიზაციას იწყებს 1100° ტემპერატურაზე, ხოლო სუფთა ანორთიტი - 1550° . იმ შემთხვევაში, თუ სისტემის ტემპერატურა დაეცემა და მდნარის საწყისი ტემპერატურა (D) მიაღწევს ლიქვიდუსის ტემპერატურას (E), მაშინ სისტემიდან გამოკრისტალდება დაიწყებს პლაგიოკლაზი, რომლის შედგენილობის განსასაზღვრავად E წერტილიდან გავატარებთ ხაზს სოლიდუსის მრუდის გადაკვეთამდე F წერტილში და ამ უკანასკნელიდან ჩამოვუშვებთ ვერტიკალურ ხაზს ალბიტისა და ანორთიტის ხაზის გადაკვეთამდე. მოცემულ წერტილში პლაგიოკლაზის შედგენილობა პასუხობს ბიტონიტს (CaO=90). მდნარის შემდგომი გაცივებისას ლიქვიდუსის მრუდზე მდნარის

ტემპერატურა **G, J** წერტილებში იცვლება, შესაბამისად, იცვლება მყარი ფაზის შედგენილობაც **H** და **K** წერტილებში. მდნარსა და კრისტალებს შორის რეაქციის მსვლელობისას, ტემპერატურის კიდევ უფრო მეტად დანევის ფონზე ადგილი აქვს ალბიტის მოლეკულით მდიდარი პლაგიოკლაზის კრისტალების გამოყოფას.

5.5.3 მყარი ხსნარების წყვეტილი და უწყვეტი სერიების წარმოქმნის ფაზური დიაგრამა (ბოუენის რეაქციული რიგი)

მაგმურ ქანებში რეაქციული სტრუქტურების შესწავლისა და სილიკატური სისტემის კრისტალიზაციის ექსპერიმენტული კვლევის მონაცემების საფუძველზე ნ.ბოუენმა დაადგინა მაგმური სილიკატური მდნარიდან მთავარი ქანმაშენი მინერალების გამოკრისტალების თანამიმდევრობა და გამოსახა ის რეაქციული რიგების სახით; მათგან ერთი არის რკინა-მაგნეზიური მინერალების (წყვეტილი რეაქციული) რიგი და მეორე - ფელდშპატების (უწყვეტი რეაქციული) რიგი (სურ. 33).



სურ. 33. ბოუენის რეაქციული რიგი

http://www.mlbgd.k12.pa.us/cms/lib/PA09000085/Centricity/Domain/85/ws_bowens_reaction_series.pdf

სქემის მიხედვით მაგმური სილიკატური მდნარის კრისტალიზაცია იწყება მაღალტემპერატურული მინერალების გამოყოფით - მარცხენა წყვეტილ რიგში ოლივინის, ხოლო მარჯვენა უწყვეტ რიგში ანორთიტის გამოყოფით. შემდგომ ტემპერატურის შემცირებით ადრე გამოყოფილი მინერალი რეაგირებს მისივე წარმომშობ ნარჩენ მდნართან და ქმნის მომდევნო ახალ მინერალს. ამ პრინციპით წყვეტილ რეაქციულ რიგზე მინერალების გამოყოფა ხდება შემდეგი თანმიმდევრობით: ოლივინი →

პიროქსენები (რომბული → მონოკლინური) → ამფიბოლები → ბიოტიტი; ხოლო უწყვეტ რეაქციულ რიგზე შემდეგი თანმიმდევრობით: პლაგიოკლაზები (კალციუმიანი ფელდშპატები: ანორთიტი, ბიტონიტი, ლაბრადორი) → პლაგიოკლაზები (ნატრიუმიანი ფელდშპატები: ანდეზინი, ოლიგოკლაზი, ალბიტი) → ორთოკლაზი (კალიუმის ფელდშპატი) → კვარცი (სურ.21).

უწყვეტი და წყვეტილი რეაქციული რიგებიდან მინერალთა კრისტალიზაცია მიმდინარეობს პარალელურად. ამ მოვლენის სასარგებლოდ მიუთითებს ორივე შტოს მინერალებს შორის ევტექტიკური დამოკიდებულება, რაც დაიკვირვება ქანში და მტკიცდება ექსპერიმენტულადაც. ბოუენის მიერ შემოთავაზებული მაგმური სილიკატური მდნარიდან მინერალთა გამოყოფის სქემა კარგად ხსნის მაგმურ ქანებში არსებულ მინერალთა პარაგენეზისს. მაგალითისათვის: ფუძეპლაგიოკლაზებთან - ოლივინის, რომბული და მონოკლინური პიროქსენების თანაარსებობას (ფუძექანები); საშუალო პლაგიოკლაზთან - ამფიბოლების თანაარსებობას (საშუალო შედგენილობის ქანები); კალიუმის მინდვრის შპატებთან - კვარცის, მჟავე პლაგიოკლაზისა და ბიოტიტის თანაარსებობას (მჟავე ქანები).

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ ცნებები: მაგმა, ლავა, მაგმატიზმი და მაგმური ქანი; 2. რა ჰიპოთეზებს იცნობთ სანყისი დედამაგმის რაოდენობის შესახებ? 3. დაახასიათეთ პირველადი და მეორეული მაგმების ჩასახვის მექანიზმები; 4. დაახასიათეთ მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის ძირითადი ეტაპები; 5. განმარტეთ თერმოდინამიკა და თერმოდინამიკური სისტემა; 6. დაასახელეთ, რა პრინციპის მიხედვით ახდენენ თერმოდინამიკური სისტემის დაყოფას ჰომოგენურ და ჰეტეროგენურ სისტემებად; დაახასიათეთ თითოეული მათგანი; 7. დაასახელეთ თერმოდინამიკური სისტემის კლასიფიკაციის საფუძველი და დაახასიათეთ იზოლირებული, ღია, დახურული და ადიაბატური სისტემები; 8. რა იგულისხმება სისტემის წონასწორობის ქვეშ? დაასახელეთ სისტემის წონასწორობის განმსაზღვრელი ფაქტორები; დაახასიათეთ წონასწორობის და არაწონასწორობის სისტემები; 9. რაში მდგომარეობს ჯიფსის ფაზათა წესის არსი?; 10. რა არის ევტექტიკა და კრისტალიზაცია ევტექტიკის პრინციპით? დაახასიათეთ ევტექტიკური კრისტალიზაციის ძირითადი თავისებურებანი; 11. განმარტეთ, რას ნიშნავს კრისტალიზაცია მყარი ხსნარების წყვეტილი და უწყვეტი სერიების წარმოქმნით; 12. რა არის ბოუენის რეაქციული რიგი? ახსენით, არსებობს თუ არა ბოუენის რეაქციული რიგის მინერალებს შორის ევტექტიკური დამოკიდებულება.

6 მაგმის ფიზიკური მახასიათებლები

6.1 მაგმის ტემპერატურა

მაგმის ტემპერატურის განმსაზღვრელი ფაქტორებია: მაგმის ჩასახვის სიღრმე და მდნარის შედგენილობა. მაგმის ტემპერატურას საზღვრავენ ლავურ ნაკადებში პირდაპირი გაზომვითა და დედამინის ღრმა ნაწილებში ექსპერიმენტული გზით.

ლავურ ნაკადებში ჩატარებული გაზომვების მიხედვით მაგმის კრისტალიზაციის ტემპერატურა ფართო ინტერვალში იცვლება: 1200°C-დან 900°C-მდე (ულტრაფუძე მდნარისათვის), 700°C-დან 550°C-მდე (აქროლადი კომპონენტებით მდიდარი მჟავე მაგმისათვის). მაქსიმალური ტემპერატურა დაფიქსირებულია ჰავაის ვულკანების ბაზალტებისათვის (1350°C).

მაგმის კრისტალიზაციის ტემპერატურაზე მნიშვნელოვან ზეგავლენას ახდენს წნევა და სისტემაში არსებული აქროლადი კომპონენტების მონაწილეობა. აქროლადი კომპონენტებით მდიდარი სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციის ტემპერატურა წნევის მატების შესაბამისად მნიშვნელოვნად მცირდება (მაგალითად, გრანიტული მდნარის კრისტალიზაციის ტემპერატურა 700-650°C-დან 600-550°C-მდე მცირდება). მაგმის კრისტალიზაციის ტემპერატურის დადგენისათვის იყენებენ მინერალებში პირველადი ჩანართების ჰომოგენიზაციის ტემპერატურას და მინერალ-გეოთერმომეტრებს.

6.2 მაგმის სიბლანტე

სიბლანტე არის მაგმის ფიზიკური თვისება, რომელიც აისახება მდნარის მოძრაობის ხარისხში და დამოკიდებულია: მოძრავი მდნარის ტემპერატურაზე, ქიმიურ შედგენილობასა და მასში გახსნილი აქროლადი კომპონენტების შემცველობაზე. დაბალი სიბლანტით გამოირჩევა კაჟმინით გაღარიბებული ულტრაფუძე და ფუძემავები, კაჟმინით მდიდარ საშუალო და მჟავე შედგენილობის მაგმებთან შედარებით.

მცირე სიბლანტის ულტრაფუძე და ფუძემამები ამოფრქვევის ადგილიდან შეიძლება გაიღვაროს დიდი სიჩქარით ლავური ნაკადების სახით ათეულ და ასეულ კმ მანძილზეც კი; ხოლო ბლანტი მჟავე მამები ამოფრქვევის ადგილიდან გაედინება მცირე სიჩქარით მოკლე ნაკადების სახით, ან შეიძლება საერთოდ არც გაედინოს და დარჩეს ამოფრქვევის ადგილზე.

ამგვარად, მაგმის სიბლანტე თანაბრად იზრდება ფუძექანებიდან მჟავე ქანების მიმართულებით - კაჟმინის ზრდისა და ტემპერატურის შემცირების ფონზე.

6.3 გაზების შემცველობა მაგმაში

მაგმის მთავარი აქროლადი კომპონენტებია: წყალი (H_2O) და ნახშირორჟანგი (CO_2), რომლებიც ჯამში 65-90% შეადგენს; გარდა წყლისა და ნახშირორჟანგისა, მაგმაში მონაწილეობს : CH_4 , HCl , HF , HBr , F_2 , H_2S , B , HCl , SO_2 , H_2BO_3 და სხვ. ისინი ქიმიურად აქტიური, მოძრავი ნივთიერებებია და მაგმაში რჩებიან მხოლოდ მაღალი შინაგანი წნევის წყალობით. წნევის დაცემის შემთხვევაში გაზის მოცულობა ფართოვდება, რაც შემცველ მაგმას ანიჭებს ფეთქებად ხასიათს და საბოლოოდ ვულკანების მასიურ ექსპლოზიურ ამოფრქვევებში აისახება.

აქროლადი კომპონენტების მონაწილეობა მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს კრისტალიზაციის პროცესის მსვლელობაზე. კერძოდ, მკვეთრად დაბლა სწევს კრისტალიზაციის სანყის ტემპერატურას, ამცირებს სილიკატური მდნარის სიბლანტეს და, შესაბამისად, განაპირობებს კრისტალების ზრდის პროცესის მსვლელობას.

მაგმაში გაზების რაოდენობა დამოკიდებულია მაგმის ქიმიურ შედგენილობაზე, კერძოდ, - რიოლითური მაგმა ფუძე-ბაზალტურ მაგმასთან შედარებით გაცილებით მდიდარია აქროლადი კომპონენტებით.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. მაგმის ტემპერატურის გაზომვის რა მეთოდებს იცნობთ? 2. ახდენს თუ არა გავლენას კაჟმინის შემცველობა მაგმის სიბლანტეზე, ლღობის ტემპერატურაზე, ქანის ფერსა და სიმკვრივეზე? 3. ჩამოთვალეთ მაგმის მთავარი აქროლადი კომპონენტები და მიუთითეთ როგორ აისახება მათი ზეგავლენა კრისტალიზაციის პროცესის მსვლელობაზე; 4. დაასახელეთ ექსტრუზიული ქანების სწრაფი გაცივების მიზეზები ინტრუზიულ ანალოგებთან შედარებით.

7 მაგმური ქანების წოლის ფორმები

7.1 ზოგადი ცნობები

მაგმური ქანების წოლის ფორმა დამოკიდებულია მაგმის სიბლანტეზე, შემცველი ქანის სტრუქტურასა და ტექტონიკურ პირობებზე; შემცველ წყებებთან დამოკიდებულების მიხედვით განასხვავებენ: თანხმობით (კორკონდანტული) და არათანხმობით (დისკორდანტული) წოლის ფორმებს. პირველ შემთხვევაში მაგმური სხეული არ კვეთს შემცველი წყების შრეების საზღვრებს, მეორე შემთხვევაში მაგმურ სხეულს შემცველ წყებასთან გააჩნია მკვეთრი მკვეთი კონტაქტები.

7.2 ინტრუზიული ქანების წოლის თანხმობითი (კონკორდანტული) ფორმები

ინტრუზიული ქანების წოლის თანხმობითი ფორმები წარმოიქმნება დანალექ ქანში - ჰორიზონტულ ან სუსტად დაქანებულ ფიქლებრიობის ან ფენობრიობის სიბრტყეების გასწვრივ მაგმის შეჭრის შემდეგ. მოცემულ შემთხვევაში მაგმური სხეული ზუსტად იმეორებს შემცველი ქანის წოლის ფორმას და მასთან ივითარებს ბრტყელ, ფილაქნისებრი და ლინზისებრი ფორმის კონტაქტებს.

ინტრუზიული ქანების წოლის თანხმობითი ფორმებია: სილი, ლაკოლითი, ლოპოლითი, ფაკოლითი, ეტმოლითი, ჰარპოლითი.

ს ი ლ ი (ინგ.sill – შრეძარღვი) არის ფენობრივი ინტრუზიული სხეული, რომელიც შემცველ წყებაში განლაგებულია შრეობრიობის პარალელურად და ზუსტად იმეორების მისი წოლის ფორმას. გარკვეულ მანძილზე სილს გააჩნია პარალელური ზედა (სახურავი) და ქვედა (საგები) ზედაპირები; აქვს ამომყვანი არხი (სურ.34).

განასხვავებენ მარტივი და რთული ფორმის სილებს. პირველ შემთხვევაში სილი ფორმირდება შემცველ წყებაში მაგმის ერთჯერადი, ხოლო მეორე შემთხვევაში – ორი ან მრავალჯერადი შემოჭრით; შესაბამისად, სილი შეიძლება იყოს ერთსართულიანი ან მრავალსართულიანი,

ერთმანეთთან დაკავშირებული საერთო ამომყვანი არხით (სურ.34).

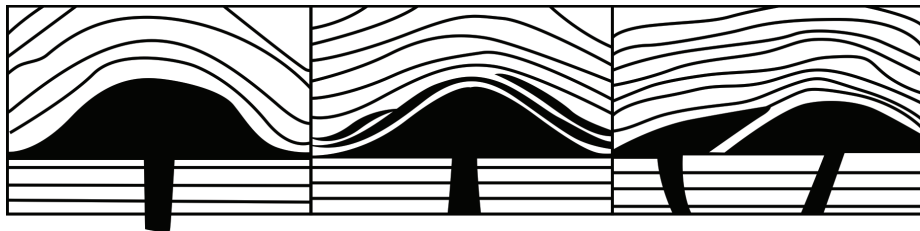
სილი ძირითადად არის კაჟმინით გაუჯერებელი, ადვილად მოძრავი ფუძე-ქანების (გაბრო, ბაზალტი, დოლერიტი და სხვ.) ფართოდ გავრცელებული წილის ფორმა; მორფოლოგიურად ძალიან მიაგავს ვულკანურ განფენს და ნაკადს.



სურ. 34. მრავალსართულიანი სილი
<http://mydocx.ru/6-3413.html>

სილი ფართოდ გავრცელებულია პლატფორმული რეგიონების ჰორიზონტულ და სუსტად დისლოცირებულ ნალექებში (ციმბირის სამხრეთ აფრიკის ბაქანი და სხვა); სიმძლავრე იცვლება რამდენიმე სმ-დან ასეულ მეტრამდე, ხოლო გავრცელების ფართობი რამდენიმე ათასეულ კმ²-ს შეადგენს; ყველაზე დიდი ზომის და სიმძლავრის (600მ) დოლერიტული სილი ცნობილია კარუს პროვინციაში (სამხრეთ აფრიკა).

ლაკოლითი (ბერძ. Lákkos – ორმო, ჩალრმავება, lithos – ქვა) არის მცირე სიმძლავრის თალისებურად ამობურცული (სოკოსებრი ან კვერის მსგავსი) ბრტყელი (თითქმის ჰორიზონტული) ძირის მქონე თანხმობითი ინტრუზიული სხეული, რომლის მფარავი შრეები ხშირად ანტიკლინურ ნაოჭა სტრუქტურას მოგვაგონებს; სილის მსგავსად, ლაკოლითს გააჩნია მკვებავ მაგმურ კერასთან შემაერთებელი ამომყვანი არხი (სურ.35).

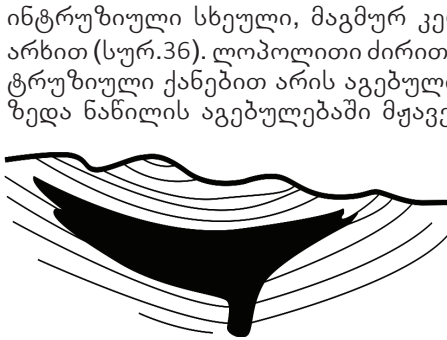


სურ.35. ლაკოლითი <https://www.google.ge/search?q=ლაკოლითი&espv=2>

ლაკოლითის ფორმირება დაკავშირებულია შემცველ ნყებაში დიდი წნევის ქვეშ მყოფი მუჯვე შედგენილობის (ძირითადად) მაგმური მდნარის შემოჭრასთან; მდნარი შემცველ ქანში იჭერს დაშრეების სიბრტყეების გასწვრივ სივრცეს და ახდენს ჭერის ქანების ამობურცვას. ლაკოლითი შეიძლება აგებული იყოს ფუძე-ქანებითაც.

ლაკოლითის ფორმა გეგმაში მრგვალია, რომლის დიამეტრი რამდენიმე ასეული მეტრიდან 3-6 კმ-მდე აღწევს. ლაკოლითის კლასიკური მაგალითია ჰერნის მთის ლაკოლითი (ჩრდილო ამერიკა).

ლოპოლითი (ბერძ. Lopás – თასი, lithos – ქვა) არის თასისებურად ჩაზნექილი, შემცველი ქანის მულდაში თანხმობით განლაგებული



სურ.36. ლოპოლითი
<https://www.google.ge/search?q=лополит&biw=1440&bih>

ინტრუზიული სხეული, მამგურ კერასთან დამაკავშირებელი ამომყვანი არხით (სურ.36). ლოპოლითი ძირითადად ფუძე, ულტრაფუძე და ტუტე ინტრუზიული ქანებით არის აგებული. იშვიათად, ზოგიერთი ლოპოლითის ზედა ნაწილის აგებულებაში მჟავე ქანებიც მონაწილეობს (ბუშველდის ლოპოლითი); ლოპოლიტები დამახასიათებელია პლატფორმული (ბაქნური) რეგიონებისათვის; დაკავშირებულია მსხვილ სინკლინურ სტრუქტურებთან და, ჩვეულებრივ, ვრცელდება დიდ ფართობზე, რომელიც ზოგჯერ ათეულ ათას კვადრატულ კილომეტრს აღწევს. მსოფლიოში უმსხვილესი ლოპოლიტები ცნობილია: სამხრეთ აფრიკაში (ბუშველდის ლოპოლითი),

კანადაში (სედბერის ლოპოლითი), მინესოტას შტატში (აშშ) - დიულიუს გაბროული ლოპოლითი (დიამეტრი 240 კმ., სიმძლავრე 15 კმ).

ფაკოლითი (ბერძ. fako - ლინზა) არის მცირე ზომის უფესვო ნამგლისებრი ან ლინზისებრი ფორმის ინტრუზიული სხეული, წარმოშობილი ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭა სტრუქტურების დისლოცირებულ შრეებში მამგური მდნარის შეჭრის გზით (სურ.37).

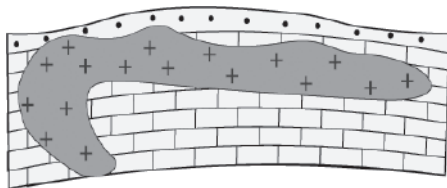


სურ. 37. ფაკოლითი <https://www.google.ge/search?q=факолит&biw=1440>

ფაკოლითი დამახასიათებელია ნაოჭა მხარეებისათვის; არის მოსაზრება ნაოჭებისა და ფაკოლითის ერთდროულად წარმოქმნის შესაძლებლობის შესახებ.

ფაკოლითი ძირითადად ფუძექანებით არის აგებული, თუმცა ცნობილია გრანიტოიდებით აგებული ფაკოლიტებიც. სხვა ინტრუზიული სხეულებისაგან განსხვავებით, ფაკოლითი გვხვდება ძალიან იშვიათად; ზომები იცვლება ასეული მეტრიდან რამდენიმე ათასეულ მეტრამდე.

ჰარპოლითი (ბერძ. harpos - ნამგალი) არის ნამგლის ფორმის ინტრუზიული სხეული, რომლის მკვებავი არხი „ნამგლის“ ერთი რომელიმე რგოლის ქვეშ მდებარეობს (სურ.38).



სურ. 38. ჰარპოლითი

ჰარპოლითი აგებულია გრანიტებით, რომელიც შემცველი ნყების ქანებზე კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული.

7.3 ინტრუზიული ქანების წოლის უთანხმო (დისკორდანტული) ფორმები

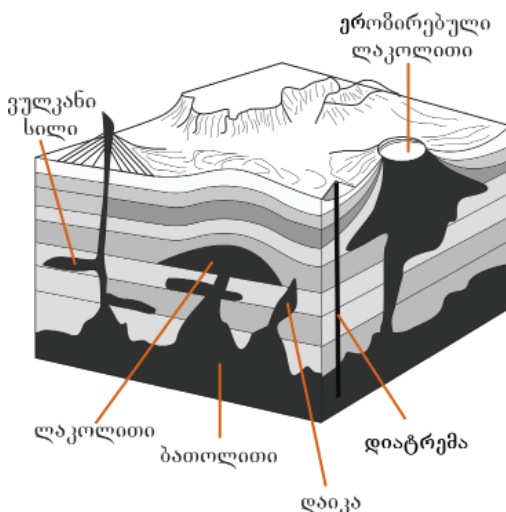
როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ინტრუზიული ქანების წოლის უთანხმო სხეულებს შემცველ წყებასთან გააჩნიათ მკვეთი კონტაქტები. ამ ტიპის ფორმებია: ბათოლითი, ეტმოლითი, შტოკი, დაიკა, აპოფიზა, ხონოლითი.

ბ ა თ ო ლ ი თ ი (ბერძ. *báthos* - სირღმე, *líthos* - ქვა) არასწორი, იშვიათად იზომეტრიული ფორმის, უზარმაზარი ზომის გუმბათისებრი ზედაპირის მქონე ინტრუზიული სხეულია, რომელსაც მაგმურ კერასთან დამაკავშირებელი ამომყვანი არხი არ გააჩნია (სურ. 39./

ბათოლითის გვერდითი კედლები ციცაბოა, თითქმის ვერტიკალური; აქვს მკვეთრად გამოხატული მკვეთი კონტაქტები შემცველ წყებასთან. ბათოლითი წარმოიშობა დიდ სიღრმეებზე, რომელიც ინტენსიური ეროზიული პროცესების ზემოქმედების წყალობით შეიძლება დედამიწის ზედაპირზე გაშიშვლდეს კიდევ.

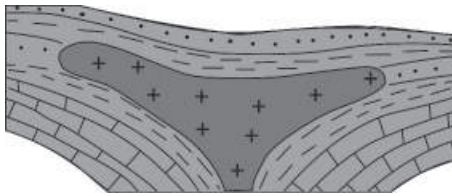
ბათოლითი ძირითადად აგებულია მუავე ქანებით (გრანიტები), ხოლო მის პერიფერიულ და კონტაქტურ უბნებში განვითარებულია: გრანოდიორიტები, დიორიტები, სიენიტები და გაბრო. ბათოლითი დაკავშირებულია ნაოჭა მხარეებთან და წარმოიშობა არა მხოლოდ გრანიტული მაგმის შემოჭრით, არამედ მეტასომატური გრანიტიზაციის პირობებშიც. სტრუქტურულ-პეტროგრაფიული და გეოფიზიკური კვლევების მონაცემებით დადგენილია, რომ ბათოლითებს, ისე როგორც დანარჩენ ინტრუზიულ სხეულებს, გააჩნიათ როგორც სახურავი, ისე საგები; ამის გამო ბათოლითს დიდი ზომის ფსევდოუთანხმო ლაკოლითისებრ სხეულებადაც განიხილავენ. ბათოლითის ზომები რამდენიმე ათეული და ასეული ათასი კვადრატული კილომეტრია. მსოფლიოში ერთ-ერთ უმსხვილესად ითვლება ჩრდილო-ამერიკის კორდილიერებში აღმოჩენილი ბათოლითი, რომლის სიგრძე 2000 კმ-ია, სიგანე - 200 კმ.

ე ტ მ ო ლ ი თ ი (ბერძ. *ετμος* – ორმო) თასისებრი ფორმის ინტრუზიული სხეულია, ქვედა ნაწილში ძაბრისებრი ფორმის - მაგმის ამომყვანი არხის დაბოლოებით (სურ.40).



სურ.39. ბათოლითი

<http://www.internetdict.com/it/answers/what-is-a-batholith.htm>.



სურ. 40. ეტმოლიტი
<https://www.google.ge/search?q=этнолит&sa=N&biw=1440&bih=775&noj=>

ეტმოლიტში ქანების განაწილება პეტროგრაფიული შედგენილობის მიხედვით ასეთია: ფუძე-ქანები იჭერს სხეულის ცენტრალურ ნაწილს, ქვედა ნაწილში ხშირად განვითარებულია ულტრამაფიტები, ხოლო ზედა ნაწილში - საშუალო შედგენილობის ქანები. არის მოსაზრება, რომლის თანახმად, ეტმოლიტი წარმოიშობა დი-

დი სიმძლავრის სილის ფორმირების გვიან სტადიაზე, სქემით: სილი → ლოპოლიტი → ეტმოლიტი.

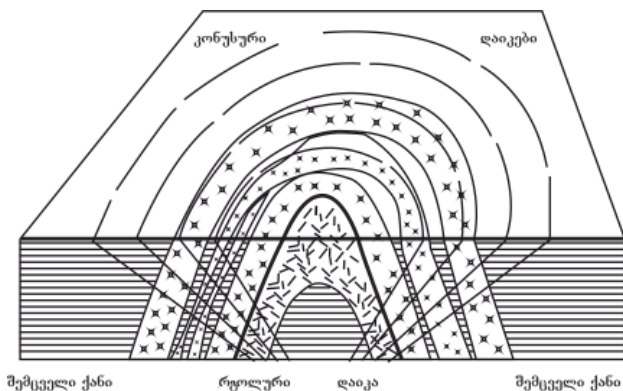
შტოკი (გერმ. Stock - ჯოხი, სვეტი) წარმოადგენს არასწორ, დაახლოებით ცილინდრული ფორმის სხეულს - ციცაბო ან ვერტიკალური კედლებით. შტოკი ძირითადად ნაოჭა მხარეებში წარმოიქმნება და ხშირ შემთხვევაში რღვევების გადაკვეთის ადგილებს უკავშირდება. ის წარმოადგენს მაგმური ქანების წოლის ფართოდ გავრცელებულ ფორმას და ძირითადად მჟავე და საშუალო შედგენილობის ქანებით არის აგებული; ხასიათდება მცირე ზომებით და გავრცელების მცირე ფართობით (200კმ²-ზე ნაკლები); დიდი ზომის შტოკი მიეკუთვნება ბათოლიტს.

დაიკა (ინგ. dike, dyke - კედელი) არის ინტრუზიული სხეული მკვეთრად შემოსაზღვრული პარალელური კედლებით, რომელიც ფორმირდება შემცველ წყებაში არსებული ვერტიკალური ან ციცაბოდ დახრილი ნაპრალის მაგმის ამოვსების გზით (სურ.41). დაიკა შეიძლება წარმოიქმნას მაგმის ერთჯერადი შემოჭრით (მარტივი დაიკა) ან ერთსა და იმავე ნაპრალში მაგმის რამდენიმეჯერ თანმიმდევრული შემოჭრით (რთული დაიკა).



სურ.41. მცირე დაიკა (ალასკა)
[https://en.wikipedia.org/wiki/Dike_\(geology\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Dike_(geology))

ცნობილია ჯგუფური, რადიალური და რგოლური დაიკები (სურ 42). დაიკები აგებულია ფუძე-, საშუალო და მჟავე შედგენილობის ქანებით, რომლებიც ხშირ შემთხვევაში უფრო მდგრადია ეროზიული პროცესების ზემოქმედების მიმართ, ვიდრე შემცველი ქანები; დაიკის დედამიწის ზედაპირზე გამოსავლები წარმოდგენილია ვიწრო თხემის ან კედლების სახით.



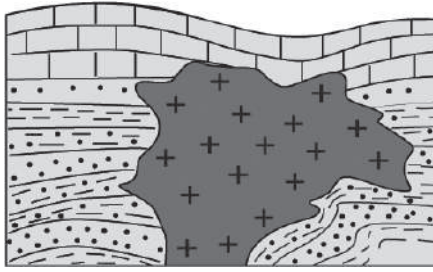
სურ. 42. კონუსური და რგოლური დაიკები
(შოტლანდია) (დ.რიჩის მიხედვით)

<https://injashita.com/obshaya-xarakteristika-form-i-osobennosteie-zaleganiya-intruzivnix>

დაიკა ხასიათდება სიგრძის მნიშვნელოვანი ზომებით სიგანესთან შედარებით; მსოფლიოში ყველაზე დიდი დაიკა ცნობილია „დიდი დაიკის“ სახელით (სამხრეთი აფრიკა, როდეზია); სიმაღლავრე - 5 - 10კმ, სიგრძე დაახლოებით 500 კმ; აგებულია ფუძექანებით; ცნობილია ასევე გაბრო-დიაბაზის გიგანტური დაიკა ალდანის ფარზე (სიმაღლავრე - 250 მ, სიგრძე - 100 კმ).

ძ ა რ ღ ვ ი არის დაიკის სახესხვაობა, მაგრამ მისგან განსხვავებით ხასიათდება არასწორი ტოტისებრი ფორმით და გაცილებით მცირე ზომებით. ძარღვი წარმოიშობა ქანში არსებული ნაპრალის გასწვრივ მაგმის შემოჭრით ან ნაპრალის გასწვრივ ქანების მეტასომატური გარდაქმნის გზით. ძარღვი ხშირად ჩნდება დაიკის თანადროულად ან ძალიან მსხვილი ინტრუზიული სხეულის (მაგალითად, ბათოლითი) შემოჭრის შემდეგ. ძარღვები ძირითადად გრანიტებითაა აგებული. ზომები ცვალებადობს ფართო საზღვრებში – ათეული მილიმეტრიდან ათეულ მეტრამდე.

ა პ ო ფ ი ზ ა (ძველ. ბერძ. ἀπόφυσος – მინაზარდი, გამონაზარდი) არის დიდი ზომის ინტრუზიული სხეულიდან შემცველ ქანებში გამავალი ძარღვისებრი განშტოება. აპოფიზა აგებულია მთავარი მაგმური სხეულის ანალოგიური ქანებით, მაგრამ, მათგან განსხვავებით, წვრილკრისტალურობით ან პორფირული აგებულებით ხასიათდება. აპოფიზა მცირე ზომის სხეულია; ხშირად ხასიათდება არასწორი ფორმით და შემცველ წყებასთან მკვეთი კონტაქტით. მადნის მთავარი ძარღვიდან გამომავალ წვრილ მადნეულ ძარღვსაც ზოგჯერ აპოფიზას უწოდებენ.



სურ. 43. ხონოლითი
[https://www.google.ge/search?q=ხოლით+ფორმა
&sa=N&espv=2&biw](https://www.google.ge/search?q=ხოლით+ფორმა&sa=N&espv=2&biw)

ხონოლითი /ბერძ. κωνεΐα - ვასხამ, ლიცი- ქვა) არის არასწორი ფორმის დიდი ზომის ინტრუზიული სხეული, რომელიც ფორმირდება შემცველი წყების შესუსტებულ ზონებში მაგმური მდნარის შემოჭრის შედეგად (სურ.43). ხონოლითის ამგები ქანები, ჩვეულებრივ, გრანიტოიდებია.

7.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების წოლის ფორმები

ექსტრუზიული ქანების წოლის ფორმები დამოკიდებულია: ვულკანური ამოფრქვევის ტიპზე, ამოფრქვეული მასის მინერალოგიურ და ქიმიურ შედგენილობაზე, სიბლანტესა და რელიეფის დახრილობის ხარისხზე.

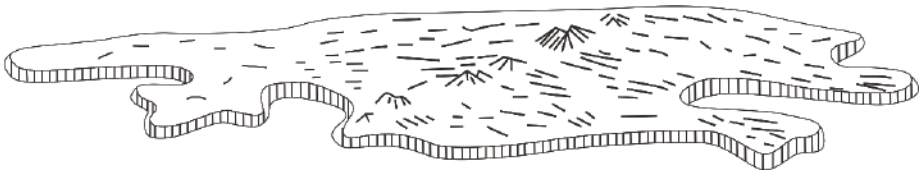
ლავური ნაკადი წარმოადგენს ვიწრო ხაზობრივად წაგრძელებულ გეოლოგიურ სხეულს, რომელიც უმთავრესად ვულკანის კალთებზე წარმოიქმნება; ამოფრქვევის ადგილიდან ლავა რამდენიმე ასეულ კილომეტრზე ვრცელდება და, ჩვეულებრივ, ავსებს რელიეფის უაწყოფით ფორმებს - ხშირად მდინარეთა ხეობებს (სურ.44).



სურ.44. ლავური ნაკადი (მდ. ჩხერის ხეობა, ვულკანი „ყაზბევი“)

ნაკადის ზომები დამოკიდებულია ამოფრქვეული მასის ინტენსივობასა და შედგენილობაზე. ბაზალტური შედგენილობის ლავურ ნაკადებს, რომლებიც ხასიათდება კაჟმინის დაბალი შემცველობით, შესაბამისად, დაბალი სიბლანტით და მაღალი მოძრავუნარიანობით, ახასიათებთ გაცილებით მეტი სიგრძე, სიგანესთან შედარებით. ანდეზიტური, დაციტური და რიოლითური შედგენილობის ლავები დიდი სიბლანტის, ნაკლებ მოძრავუნარიანობისა და გაზების დიდი რაოდენობის შემცველობის გამო მოკლე და მძლავრ ნაკადებს ქმნიან.

ლ ა ვ უ რ ი გ ა ნ ფ ე ნ ი ძირითადად თხევადი ბაზალტური შედგენილობის ლავების რელიეფის მოსწორებულ ზედაპირზე ამოფრქვევის შედეგად ფორმირდება. განფენს, ნაკადისგან განსხვავებით, აქვს თითქმის იზომეტრიული მოხაზულობა ან სუსტად არის ნაგრძელებული ლავის დინების მიმართულებით (სურ.45).



სურ.45. ლავური განფენი. ვულკანი „ლაკი“ (ისლანდია, გ.ტირელის მიხედვით/

განფენის სიმძლავრე იცვლება რამდენიმე სმ-დან რამდენიმე ათეულ (30 მ) მეტრამდე. განმეორებითი ამოფრქვევის შემთხვევაში შეიძლება 3000 მ-ს მიაღწიოს. ბაზალტური ლავების მრავალჯერადი თანმიმდევრული ამოფრქვევის შედეგად ფორმირდება ბაზალტური პ ლ ა ტ ო (ციმბირის, ინდოეთის, აფრიკის, სამხრეთ ამერიკის, ახალქალაქის, ნალკის, გომარეთ-დმანისის პლატოები და სხვ.). იშვიათია რიოლითური პლატოები (ინდონეზია, ახალი ზელანდია, აშშ და სხვ.).

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. შეიძლება თუ არა ჩაითვალოს მაგმის კაჟმინით გაჯერებულობის ხარისხი მაგმური სხეულების წოლის ფორმის განმსაზღვრელ ფაქტორად? **2.** ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ინტრუზიული ქანების შემცველ წყებასთან უთანხმო და თანხმობითი კონტაქტის წოლის ფორმები; **3.** ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების წოლის ფორმები; **4.** რით განსხვავდება ლავური ნაკადი განფენისაგან? **5.** დაასახელეთ მსოფლიოში უდიდესი ბათოლითი, დაიკა; **6.** რა შემთხვევაში შეიძლება გამოჩნდეს ინტრუზიული ქანი დედამინის ზედაპირზე? **7.** როგორ მიგაჩნიათ, ინტრუზიული ქანების იდენტიფიცირება უფრო ადვილია თუ ვულკანურის? რატომ?

8 მაგმური ქანების განწევრება

8.1. ზოგადი ცნობები

დედამიწის ზედაპირზე ცვლადი ტემპერატურული რეჟიმის პირობებში ადგილი აქვს ლავური ნაკადის არათანაბარი გაცივების პროცესს, რაც იწვევს ქანის მოცულობის მკვეთრ შემცირებას (კუმშვა) და, საბოლოოდ, ნაპრალების ფორმირებას, რომლის გასწვრივ მაგმური ქანი შეიძლება ცალკეულ ბლოკებად, ბელტებად და ნატეხებად დანაწევრდეს; განწევრების ფორმა ძირითადად ნაპრალების ორიენტაციასა და სიხშირეზეა დამოკიდებული.

მაგმურ ქანებში განასხვავებენ: სვეტურ, სფერულ და ფილაქნისებრ განწევრებებს.

8.1.1 სვეტური (პრიზმული) განწევრება

სვეტური ბაზალტური (პრიზმული) განწევრება წარმოიქმნება ლავური ნაკადების, სილებისა და, საერთოდ, მცირე სიღრმის ინტრუზიული სხეულების არათანაბარი გაცივების პირობებში; ამ დროს განვითარებული ნაპრალები ამსხვრევენ გაცივებადი ნაკადის ზედაპირს დინების მართობულად განლაგებულ სამ-, ხუთ- და ექვსკუთხედი მოხაზულობის ცალკეულ სვეტებად. ამ ტიპის განწევრება დაფიქსირებულია ყველა ჯგუფის მაგმურ ქანებში - მათი განსხვავებული ქიმიური და მინერალური შედგენილობის მიუხედავად, განსაკუთრებით კი დამახასიათებელია კონტინენტური ბაზალტებისათვის (სურ.46).

8.1.2 სფერული (ბალიშა) განწევრება

სფერული (ბალიშა) განწევრება ძირითადად წყალქვეშა პირობებში ამოფრქვეული ბაზალტებისათვის, სპილიტებისა და დიაბაზებისათვის არის დამახასიათებელი.

წარმოშობის მექანიზმი ასეთია: ბაზალტური ლავების სწრაფი გაცივების შედეგად წარმოიშობა კრისტალიზაციის მრავალრიცხოვანი



სურ. 46. სვეტური /პრიზმული/ განწევრება
<http://foodnchef.com/armenia-symphony-of-the-stones/>

ცენტრი, რომლის გარშემო ვითარდება კონცენტრულ-ნაჭუჭისებურად განლაგებული ნაპრალები, რომლებიც ქანს რამდენიმე სანტიმეტრიდან რამდენიმე მეტრის ზომის ცალკეულ სფეროებად ყოფს (სურ.47).



სურ. 47. სფერული (ბალიზა) განწევრება
<http://joeblack913.livejournal.com/468263.html>

8.1.3 ფილაქნისებრი განწევრება

ფილაქნისებრი განწევრება არის ციებადი ლავური ნაკადის დანაწევრება მეტ-ნაკლებად სწორი ზედაპირების მქონე თხელ ფილებად. ამ ტიპის განწევრება ძირითადად ანდეზიტებისათვის არის დამახასიათებელი; ფართოდ არის წარმოდგენილი ასევე გრანიტებში, სადაც ის გრანიტული მასივების ჰორიზონტალური ზედაპირის პარალელურად ვითარდება.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ მამგური ქანების განწვევების მიზეზი; 2. ჩამოთვალეთ და ზოგადად დაახასიათეთ განწვევების სახეები; 3. შეიძლება თუ არა ვიმსჯელოთ განწვევების ფორმის მიხედვით მისი მატარებელი ქანის წარმოშობის გარემო პირობებზე? 4. არის თუ არა ქანის პეტროგრაფიული შედგენილობა განმსაზღვრელი განწვევების ფორმირებაში?

9 მაგმური ქანების სტრუქტურა

9.1 ზოგადი ცნობები

სტრუქტურა და ტექსტურა მინერალურ და ქიმიურ შედგენილობასთან ერთად წარმოადგენს ქანების მაღიაგნოსტირებულ და საკლასიფიკაციო ნიშნებს. მათ მიხედვით ასევე შეიძლება ვიმსჯელოთ ქანების გენეზისზე და მათი წარმომშობი გარემოს თერმოდინამიკურ პირობებზე. მაგმური ქანების სტრუქტურისა და ტექსტურის მრავალფეროვნებას განაპირობებს: მაგმური მდნარის ქიმიური შედგენილობა, ტემპერატურა, გამყარების სიჩქარე, ფორმირების სიღრმე, აქროლადი კომპონენტების შემცველობა და სხვ. ინგლისურ და ამერიკულ ლიტერატურაში ტერმინები *სტრუქტურა* და *ტექსტურა* იხმარება საწინააღმდეგო მნიშვნელობით: **texture** – სტრუქტურა, **structure** – ტექსტურა. ამასთან, არსებობს სტრუქტურისა და ტექსტურის თავისებურებათა გამაერთიანებელი ტერმინი *fabric* (აგებულება).

სტრუქტურაში (ლათ. Structura - აგებულება, განლაგება) იგულისხმება ქანის შინაგანი აგებულების თავისებურებათა ერთობლიობა - გამონვეული დაკრისტალების ხარისხით, ქანის ამგებ მინერალთა მარცვლების ფორმით, ზომით, რაოდენობრივი თანაფარდობით და მაგმური მდნარიდან გამოყოფის თანამიმდევრობით.

9.2 სტრუქტურის კლასიფიკაცია

სტრუქტურის კლასიფიკაციას ახდენენ: დაკრისტალების ხარისხის, მარცვალთა ზომის, ფორმისა და ქანის შემადგენელი ნაწილების (მინერალების ან მინერალებისა და ვულკანური მინის) ურთიერთდამოკიდებულებით.

9.2.1. კლასიფიკაცია დაკრისტალების ხარისხის მიხედვით

დაკრისტალების ხარისხის მიხედვით გამოყოფენ: სრულკრისტალურ, არასრულკრისტალურ და არაკრისტალურ სტრუქტურებს.

სრულკრისტალური (ჰოლოკრისტალური) სტრუქტურა დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომლებიც მთლიანად აგებულია კრისტა-

ლური მარცვლებით და არ შეიცავს ვულკანურ მინას და მიკროლიტებს; სრულკრისტალური სტრუქტურის ფორმირება ხდება მამმური მდნარის ნელი გაცივების პირობებში აქროლადი კომპონენტების მონაწილეობით. ამ ტიპის სტრუქტურა ასევე ვითარდება მძლავრი ლავური განფენებისა და ნაკადების ცენტრალურ ნაწილებშიც. სრულკრისტალური სტრუქტურა ტიპურია მინის ქერქის დიდ სიღრმეებზე დაკრისტალებული ინტრუზიული ქანებისათვის.

არასრულკრისტალური (ჰიპოკრისტალური) სტრუქტურა დამახასიათებელია ჰიპაბისალური და, იშვიათად, დედამინის ზედაპირზე ფორმირებული ქანებისათვის. ამ ტიპის სტრუქტურაში მონაწილეობს მინა და მინერალის მარცვლები, რაც კრისტალიზაციის ორი ფაზის მაჩვენებელია; პირველ (ადრეული) ფაზას მიეკუთვნება კრისტალები, რომლებიც ფორმირდება მდნარის ნელი გაცივების პირობებში, ხოლო მეორეს - მინა, რომელიც წარმოიშობა კრისტალისა და მდნარის ნარევის სწრაფი გაცივების შემთხვევაში.

არაკრისტალური მინებრივი, ჰიალინური, ვიტროფირული) დამახასიათებელია ეფუზიური (ვულკანური) ქანებისათვის, რომლებიც თითქმის ან მთლიანად აგებულია ამორფული ვულკანური მინით; ამ ტიპის სტრუქტურაში შესაძლებელია ერთეული მიკროლიტებისა და კრისტალიტების არსებობაც; არაკრისტალური სტრუქტურა ტიპურია დედამინის ზედაპირზე მამმური მდნარის სწრაფი გაცივების პირობებში ფორმირებული ექსტრუზიული ქანებისათვის.

9.2.2. კლასიფიკაცია მარცვლის სიმსხოს მიხედვით

მარცვლების სიმსხოს მიხედვით განასხვავებენ: ნათელკრისტალურ (ფანერიტული) და ფარულკრისტალურ (აფანიტური) სტრუქტურებს; პირველ მათგანში მინერალური მარცვლების გარჩევა შეიძლება შეუიარაღებელი თვალით, ხოლო მეორეში - მხოლოდ მიკროსკოპის დახმარებით.

9.2.3 კლასიფიკაცია მარცვლის აბსოლუტური ზომის მიხედვით

გიგანტურმარცვლოვანი >10მმ
 უხემმარცვლოვანი ან მსხვილმარცვლოვანი 5-10 მმ
 საშუალომარცვლოვანი 1- 5 მმ
 წვრილმარცვლოვანი 0.1-1 მმ
 ფარულკრისტალური < 0.1 მმ

9.2.4 კლასიფიკაცია მარცვლის შეფარდებითი ზომის მიხედვით

ამ ნიშნით სტრუქტურებში გამოყოფენ თანაბარმარცვლოვან და არათანაბარმარცვლოვან სახესხვაობებს.

თანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურის შემთხვევაში, ქანში ძირითადი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია მეტ-ნაკლებად თანაბარი ზომის მქონე მარცვლებით; მარცვლების თანაბარი ზომები მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესის თერმოდინამიკური პირობების სტაბილურობის მაჩვენებელია.

არათანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა ხასიათდება ქანში მკვეთრად განსხვავებული ზომის მინერალური მარცვლების არსებობით; მათ შორის გამოყოფენ პორფირისებრ და პორფირულ სახესხვაობებს.

9.2.5 კლასიფიკაცია მარცვლის ფორმისა და შემადგენელი ნაწილების ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით

სტრუქტურის ხასიათი ფორმისა და შემადგენელი ნაწილების ურთიერთდამოკიდებულების მიხედვით მნიშვნელოვანწილად განისაზღვრება მაგმური მდნარიდან მინერალების გამოყოფის თანმიმდევრობით; ამ ნიშნით გამოყოფენ: იდიომორფულ, ჰიპიდომორფულ და ქსენომორფულ მინერალებს.

იდიომორფულად იწოდებიან მინერალები, რომლებიც მთლიანად შემოსაზღვრულია, კარგად განვითარებული საკუთარი კრისტალოგრაფიული ნახნაგებით.

ჰიპიდომორფულად იწოდებიან მინერალები, რომლებიც ნაწილობრივ შემოსაზღვრულია საკუთარი ნახნაგებით, ხოლო ნაწილობრივ - კონტაქტში (მეზობელი) მყოფი მინერალის ნახნაგებით.

ქსენომორფულად ან ალოტრიომორფულად იწოდებიან მინერალები, რომელთაც საერთოდ არ გააჩნიათ საკუთარი ნახნაგები და მათი ფორმა მთლიანად მათ შეხებაში მყოფი კრისტალების ფორმებით განისაზღვრება.

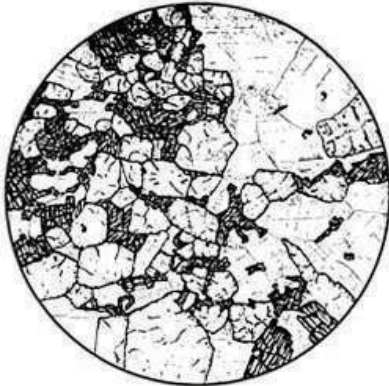
ცნობილი ფაქტია, რომ ქანში მინერალის ფორმა (იდიომორფიზმის ხარისხი) დამოკიდებულია მდნარიდან მათი გამოყოფის თანმიმდევრობაზე, კრისტალიზაციის უნარზე და მდნარის ფიზიკურ-ქიმიურ თავისებურებებზე. თუმცა ამ წესიდან არის გამონაკლისებიც; მაგალითად, ეგირინი, რომელიც ფლობს მაღალ კრისტალიზაციურ თვისებებს, გამოიყოფა მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის დამამთავრებელ ეტაპზე და ივითარებს მაღალი იდიომორფიზმის მქონე კარგად განვითარებულ კრისტალებს; ეს მაგალითიც საკმარისია იმისათვის, რომ მინერალის იდიომორფიზმის ხარისხი ყოველთვის არ შეიძლება გავავივიოთ მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის თანმიმდევრობასთან.

9.3 აბსალური ინტრუზიული ქანების სტრუქტურა

აბსალური ინტრუზიული ანუ დიდი სიღრმის პირობებში წარმოშობილი ქანებისათვის, რომელთა გაცივება მიმდინარეობს წნევისა და ტემპერატურის თანდათანობითი კლების პირობებში აქროლადი კომპონენტების მონაწილეობით, დამახასიათებელია სრულკრისტალური (ჰოლოკრისტალური, მარცვლოვანი) სტრუქტურა.

ინტრუზიული ქანების სტრუქტურებია:

აგპაიტური სტრუქტურა დამახასიათებელია ტუტე ქანებისათვის (ნეფელინიანი სიენიტები, ურთიტები და სხვ.), რომლებშიც სალური მინერალების (ნეფელინი, ნატრიუმთან-კალიუმის მინდვრის შპატები) იდიომორფიზმის ხარისხი გაცილებით მაღალია ფემურ მინერალებთან შედარებით (სურ.48); სალურ მინერალებს შორის სივრცე ხშირად ამოვსებულია მონოკლინური პიროქსენის (ეგირინი)ქსენომორფული მარცვლებით. ამ ტიპის სტრუქტურის მქონე ქანში იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით გამოირჩევიან ასევე აქცესორული მინერალებიც.



სურ. 48. აგპაიტური სტრუქტურა <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>



სურ.49. ალოტრომორფული არათანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურა <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>

ალოტრომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურა დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომელთა ამგებ მინერალებს არ გააჩნიათ მათთვის დამახასიათებელი კრისტალოგრაფიული მოხაზულობა და მთლიანად წარმოდგენილია არასწორი (ალოტრომორფული) ფორმის მარცვლების სახით (სურ.49). ამ ტიპის სტრუქტურები იშვიათია და ძირითადად მხოლოდ ისეთ პოლიმინერალურ ქანებში გვხვდება, სადაც ადგილი აქვს მინერალთა ერთდროულ კრისტალიზაციას.

გაბროული სტრუქტურა არის პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურის ერთ-ერთი სახესხვაობა. ამ სტრუქტურის მქონე ქანი შედგება ფუძეპლაგიოკლასისა და პიროქსენის დაახლოებით თანაბარი ზომისა და იდიომორფიზმის თანაბარი ხარისხის მქონე კრისტალებისა-

გან; თუმცა არ არის გამორიცხული ქანის სხვადასხვა ნაწილში დაიკვირვებოდეს იდიომორფიზმის შედარებით მაღალი ხარისხის მქონე პლაგიოკლაზები პიროქსენთან შედარებით ან პირიქით.

გ ა ბ რ ო - ო ფ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა არის ოფიტური სტრუქტურის სახესხვაობა - გარდამავალი გაბროულსა და ოფიტურ სტრუქტურებს შორის; დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომელშიაც პლაგიოკლაზი და კლინოპიროქსენი წარმოდგენილია დაახლოებით თანაბარი ზომის აგრეგატების სახით; თუმცა ზოგჯერ პლაგიოკლაზი მაინც გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით, ფემურ მინერალებთან შედარებით. ხშირად პლაგიოკლაზის მოკლე ფირფიტისებრ მარცვლებს შორის სივრცე შევსებულია კლინოპიროქსენის სუბიზომეტრიული მარცვლებით.

გ რ ა ნ ი ტ უ ლ ი ანუ ჰიპიდომორფული სტრუქტურა დამახასიათებელია მჟავე ქანებისათვის, რომლებშიაც ფერადი მინერალები საერთოდ არ მონაწილეობს ან მათი წილი ქანის აგებულებაში არის უმნიშვნელო.

ამ ტიპის სტრუქტურის მატარებელი ქანი თითქმის მთლიანად მინდვრის შპატებით (კალციუმიან-ნატრიუმიანი და ნატრიუმიან-კალიუმიანი მინდვრის შპატები) და კვარცით არის აგებული; ამასთან, მინდვრის შპატები კვარცთან შედარებით იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით გამოირჩევა (სურ.50 ა,ბ).

გრანიტულ სტრუქტურაში მინერალთა იდიომორფიზმის რიგი ასეთია: აქცესორული მინერალები (აპატიტი, ცირკონი და სხვ. ფერადი მინერალები (რქატყუარა ან ბიოტიტი, ან ორივე ერთად) → მჟავე პლაგიოკლაზები (ალბიტი, ოლიგოკლაზი) → კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი) → კვარცი; დამახასიათებელია გრანიტებისათვის, გრანოდიორიტებისათვის, კვარციანი დიორიტებისათვის და სხვ.

გ რ ა ნ უ ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურაში კვარცი და ტუტე მინდვრის შპატი იდიომორფიზმის თითქმის თანაბარი ხარისხით ხასიათდება; თუმცა ზოგჯერ კვარცი უფრო იდიომორფულია მინდვრის შპატებთან შედარებით (საკუთრივ გრანულიტური სტრუქტურა /სურ.50 გ).

დ ი ო რ ი ტ უ ლ ი სტრუქტურა დამახასიათებელია საშუალო შედგენილობის ქანებისათვის (დიორიტ-ანდეზიტის ჯგუფი), რომელთა ამგებ მინერალებს (ანდეზინი, რქატყუარა) ძირითადად გააჩნიათ წაგრძელებული ან პრიზმული იერის კრისტალები და იდიომორფიზმის დაახლოებით თანაბარი ხარისხი.



სურ. 50 ა,ბ - გრანიტული სტრუქტურა),
გ - გრანულიტური სტრუქტურა
(Денгин, 1934) <http://mineral.nsu.ru/education/article/16/index.htm>

ვენცურ სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურისათვის დამახასიათებელია პირველადი მამგური რეაქციული არშიების არსებობა, რომელთა წარმოშობა განპირობებულია მდნარიდან თანმიმდევრული კრისტალიზაციისას ახლად წარმოშობილი მინერალის ადრე წარმოშობილ მინერალზე დაზრდით. ზოგადად, მინერალთა შეზრდის თანამიმდევრობა შესაბამისობაშია ბოუენის რეაქციული რიგის წყვეტილ შტოსთან: ოლივინი → რომბული პიროქსენები → მონოკლინური პიროქსენები → რქატყუარა → ბიოტიტი; ვენცური სტრუქტურა ჩნდება მდნარის მამგური კრისტალიზაციის სტადიაზე ადრე გამოყოფილი მინერალის ნარჩენ მდნართან არასრული რეაქციის მსვლელობისას. ვენცური სტრუქტურა სიღრმითი გაბროიდებისათვის არის დამახასიათებელი.

კელიფიტური სტრუქტურა. კელიფიტურს სხვაგვარად პოსტ-მამგურ-რეაქციულ არშიებსაც უწოდებენ. ამ ტიპის სტრუქტურა თავისი ბუნებით არის მეორეული და წარმოიქმნება ქანის სრული დაკრისტალეზის შემდეგ, მინერალებს შორის რეაქციული ურთიერთზემოქმედების გზით, მყარ მდგომარეობაში, ჰიდროთერმული ხსნარების მონაწილეობით. კელიფიტური სტრუქტურა გვხვდება ზოგიერთ ფუძექანში, სადაც ნათლად ჩანს ტრემოლიტის ან აქტინოლიტის რადიალურ-ბოჭკოვანი არშიები ოლივინის ან პიროქსენების მარცვლების გარშემო პლაგიოკლაზებთან კონტაქტში; კელიფიტური არშიები ხშირად დაიკვირვება გრანატების გარშემო ოლივინთან კონტაქტში; ალბიტის არშიები პლაგიოკლაზების გარშემო მიკროკლინთან კონტაქტში და სხვ.

მონცონიტური სტრუქტურა დამახასიათებელია კალიუმის მინდვრის შპატის (ორთოკლაზი) მსხვილი ალოტრიომორფული კრისტალებით მდიდარი სუბტუტე ინტრუზიული ქანებისათვის; ამ ტიპის სტრუქტურაში პლაგიოკლაზი გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით კალიუმის მინდვრის შპატთან შედარებით; გამოყოფენ ორ სახესხვაობას: პირველ მათგანში კალიუმის მინდვრის შპატის ქსენომორფული მარცვლები ავსებენ პლაგიოკლაზის ფირფიტისებრი და პრიზმული იერის კრისტალებს შორის სივრცეს. მოცემულ შემთხვევაში ორივე მინერალის ზომები თანაბარია; მეორე სახესხვაობა გამოირჩევა კალიუმის მინდვრის შპატის მსხვილი ქსენომორფული მარცვლების არსებობით, რომელშიც

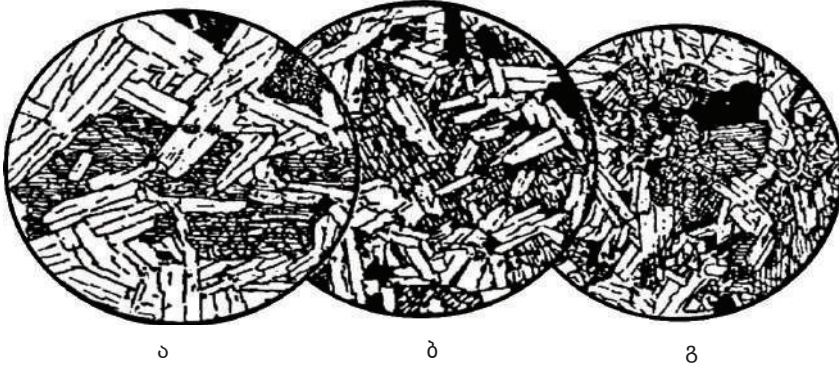


სურ. 51. მონცონიტური სტრუქტურა
[http:// mineral.nsu.ru/educat/article/16/
 index.html](http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html)

პლაგიოკლაზის შედარებით მცირე ზომის ჰიპიდომორფული მარცვლებია ჩართული. საერთოდ, მონცონიტურ სტრუქტურაში ფერადი მინერალები გამოირჩევიან იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით პლაგიოკლაზებთან შედარებით (სურ.51). მონცონიტური სტრუქტურის ქანში კვარცი არ მონაწილეობს.

ოფიტური სტრუქტურა დამახასიათებელია ფუძექანებისათვის და გამოირჩევა სალური მინერალების (პლაგიოკლაზები) მკვეთრი იდიომორფიზმის ხარისხით მუქ მინერალებთან (კლინოპიროქსენი) შედარებით; პლაგიოკლაზის პრიზმულ და ფირფიტისებრი მარცვლებს შორის სივრცე ამოვსებუ-

ლია კლინოპიროქსენის არასწორი (ქსენომორფული) მარცვლებით (სურ. 52ა); ამ ტიპის სტრუქტურაში აქცესორები გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით მადნეულ მინერალებთან შედარებით.



სურ.52. ა - ოფიტური სტრუქტურა, ბ - პოიკილოფიტური, გ - დოლერიტული
<http://novitsky1.narod.ru/baz1.htm>

პ ა ნ ი დ ი ო მ ო რ ფ უ ლ - მ ა რ ც ვ ლ ო ვ ა ნ ი სტრუქტურა. ამგვარი სტრუქტურის მქონე ქანის ამგები ყველა მინერალი ფლობს საკუთარ კრისტალოგრაფიულ ფორმას. ამ ტიპის სტრუქტურა იშვიათია და დამახასიათებელია მხოლოდ მონომინერალური ან თითქმის მონომინერალური ულტრაფუძე ქანებისათვის (დუნიტები, კლინოპიროქსენიტები, ორთოპიროქსენიტები და სხვ.) (სურ.53).

პ ო ი კ ი ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა არის ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურის ერთ-ერთი სახესხვაობა; ამ სტრუქტურის მქონე ქანის ამგებ, შედარებით მსხვილ მინერალებში აღინიშნება უნესრიგოდ განლაგებული განსხვავებული ზომისა და ფორმის ერთი ან ორი კრისტალის ჩანართები (სურ.54). ჩანართის შემცველ მინერალს ოიკოკრისტალებს უწოდებენ (პატრონი), ხოლო ჩართულ მინერალს - ხა-



სურ.53. პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურა
<http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>



სურ.54. პოიკილიტური სტრუქტურა
<https://studopedia.org/4-333.html>

დაკრისტალებს (სტუმარი). პოიკლიტური შენაზარდები ხასიათდებიან არასწორი - კოროდირებული კიდეებით და ხშირად ფლობენ მომრგვალებულ-კვერცხისებრ ფორმას. ამ ტიპის სტრუქტურა ძირითადად ფუძე და ულტრაფუძე ქანებისათვის არის დამახასიათებელი.

პოიკილოფიტურ სტრუქტურაში პლაგიოკლაზის მრავალრიცხოვანი წვრილი პრიზმული იერის იდიომორფული მარცვლები მთლიანად ჩართულია ფერადი მინერალების (ოლივინი, პიროქსენი) მსხვილ ალოტრიომორფულ მარცვლებში - პოიკლიტური შენაზარდის სახით (სურ. 52ბ); სტრუქტურა დამახასიათებელია ფუძექანებისათვის.

რაპაკვივის ტიპის სტრუქტურის მატარებელი ქანებისათვის დამახასიათებელია პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზის) თეთრი ფერის არშიების არსებობა ვარდისფერი კალიუმის მინდვრის შპატის პორფირული ჩანანინკლების გარშემო; დამახასიათებელია გრანიტოიდებისათვის.

რეაქციული (შეზრდის) სტრუქტურები დამახასიათებელია ქანის ცალკეული უბნებისათვის და არა მთლიანი ქანისათვის; სტრუქტურა აისახება ქანის ამგებ ორ ან მეტ მინერალს შორის მაგმურ მდნართან რეაქციულ ზემოქმედებაში. ამ უკანასკნელის შედეგად ჩნდება არშია ერთი მინერალისა მეორის გარშემო, რომელიც რეაქციულ არშიად იწოდება. ამ ტიპის სტრუქტურებში გამოყოფენ ვენცურ და კელიფიტურ სტრუქტურებს.

სიდერონიტული სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურაში ფერადი ქანმამუნი მინერალები (ოლივინი, პიროქსენები და სხვ.) ფლობენ იდიომორფიზმის მაღალ ხარისხს მადნეულ მინერალებთან შედარებით. მადნეული მინერალების მკვეთრად გამოხატული ქსენომორფული ფორმის მარცვლები მხოლოდ ცემენტის სახით ავსებენ ქანმამუნი მინერალებს შორის სივრცეს (სურ.55). სიდერონიტული სტრუქტურა ძირითადად მადნეული მინერალებით მდიდარი ულტრაფუძე (დუნიტები, პიროქსენიტები, პერიდოტიტები და სხვ.) და, იშვიათად, ფუძე- (გაბრო) ქანებისათვის არის დამახასიათებელი.



სურ.55. სიდერონიტული სტრუქტურა <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>



სურ.56. პოიკლიდომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურა <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>

ჰიპიდომორფული - მარცვლოვანი (ჰიპიდომორფული) სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურა ფართოდ არის გავრცელებული და დამახასიათებელია პოლიმინერალური შედგენილობის სრულკრისტალური ინტრუზიული ქანებისათვის, რომელშიც თითოეული მინერალი ფლობს იდიომორფიზმის განსხვავებულ ხარისხს (სურ.56); ამ სტრუქტურის მატარებელ ქანებში შესაძლებელია დადგინდეს მინერალთა იდიომორფიზმის ხარისხი და, შესაბამისად, მდნარიდან მათი გამოყოფის თანამიმდევრობა.

9.4 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანების სტრუქტურა

აპლიტური სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურაში კვარცისა და კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალები ფლობს იდიომორფიზმის თანაბარ ხარისხს; თუმცა კვარცი ზოგჯერ უფრო იდიომორფულია კალიუმის მინდვრის შპატთან შედარებით. სტრუქტურა დამახასიათებელია მჟავე გრანიტული შედგენილობის ქანებისათვის (ალიასკიტები, აპლიტური ძარღვები).

გრაფიკული სტრუქტურა (პეგმატიტური) ხასიათდება ორი მინერალის კანონზომიერი შენაზარდით (სურ.57). ამ ტიპის სტრუქტურის წარმოშობა დაკავშირებულია მაგმური კრისტალიზაციის პროცესის დამამთავრებელ ეტაპთან. გრაფიკული სტრუქტურის ფართოდ გავრცელებულ სახესხვაობას წარმოადგენს პეგმატიტური და მიკროპეგმატიტური სტრუქტურები.

პეგმატიტურ სტრუქტურას ქმნის კვარცისა და კალიუმის მინდვრის შპატის კანონზომიერი შენაზარდები; ზოგჯერ კვარცი წარმოადგენილია სოლისებრი ფორმის ჩანართების სახით, რაც ქმნის სურათს, რომელიც ძალიან მოგვაგონებს ებრაულ დამწერლობას. ამის გამო პეგმატიტურ სტრუქტურას ხშირად „წერილი გრანიტის“ ან „ებრაელთა ქვის“ სტრუქტურასაც უწოდებენ (სურ.57). ამ ტიპის სტრუქტურა ძირითადად მჟავე ქანებისათვის (გრანიტული პეგმატიტები) არის დამახასიათებელი; ცნობილია ასევე დუნიტ-პეგმატიტები, გაბრო-პეგმატიტები, სიენიტ-პეგმატიტები და სხვ.

მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურაში მონაწილეობს კვარცისა და კალიუმის მინდვრის შპატის კანონზომიერი შენაზარდები; პეგმატიტური სტრუქტურისაგან განსხვავებით ხასიათდება შენაზარდების მცირე ზომებით, რომელზედაც დაკვირვება მხოლოდ მიკროსკოპის დახ-



სურ.57. პეგმატიტური სტრუქტურა
<http://studopedia.org/4-333.html>

მარებით შეიძლება. სტრუქტურა დამახასიათებელია მჟავე ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანებისათვის.

კუმულაციური სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურაში მონანილეობს ოლივინის ან პიროქსენის (ან ორივე ერთად) იდიომორფული ან ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი კუმულაციური კრისტალები, რომელთა შორის სივრცე შევსებულია ერთი ამ რამდენიმე კრისტალის ქსენომორფული მარცვლებით. კუმულაციური სტრუქტურა ძირითადად ულტრაფუძე და ფუძექანების ჰიპაბისალური ინტრუზიული სხეულებისათვის არის დამახასიათებელი.

ლამპროფირული სტრუქტურა არის, ჩვეულებრივ, სრულკრისტალური პორფირისებრი სტრუქტურა, რომელიც შედგება მკვეთრი იდიომორფიზმის ხარისხის მქონე, მსხვილი და, ხშირად, რეზორბირებული ფერადი მინერალების (ამფიბოლები, ბიოტიტი, ოლივინი, იშვიათად პიროქსენები) ფენოკრისტალებისაგან; სალური მინერალები (კალიშპატი ან პლაგიოკლაზი) მონანილეობს მხოლოდ სრულკრისტალურ ძირითად შემაცემენტებელ მასაში (სურ.58). ლამპროფირული სტრუქტურა დამახასიათებელია მელანოკრატული დიასხისტურ-დაიკური ქანებისათვის (სპესარტიტები, კერსატიტები და სხვ).



სურ.58. ლამპროფირული სტრუქტურა

<http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>

მიკროგრანიტული სტრუქტურა დამახასიათებელია გრანიტ-პორფირებისათვის და მიკროგრანიტებისათვის, ხოლო ეფუზიურ ქანებში - რიოლიტებისათვის; ამ ტიპის სტრუქტურაში წვრილმარ-

ცვლოვანი ძირითადი მასა აგებულია ჰიპიდომორფული მოკლე პრიზმული და ფირფიტისებრი პლაგიოკლაზისა და კალიუმის მინდვრის შპატის მარცვლებისაგან, რომელთა შორის სივრცე კვარცის ქსენომორფული მარცვლებით არის შევსებული.

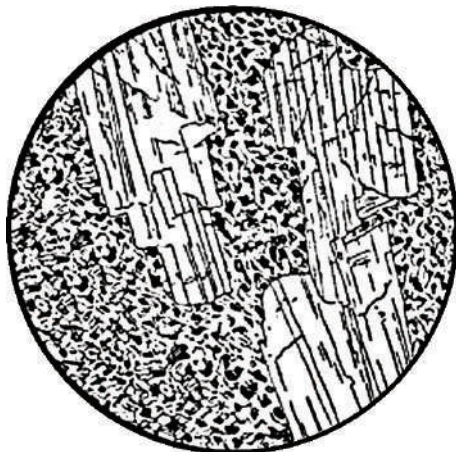
პერტიტული სტრუქტურა დამახასიათებელია კალიუმის მინდვრის შპატისათვის (ორთოკლაზი ან მიკროკლინი), რომელიც შეიცავს მჟავე პლაგიოკლაზის (ძირითადად ალბიტი/კანონზომიერ შენაზარდებს. პერტიტული შენაზარდები ყოველთვის წარმოიქმნებიან მაგმურ ქანებში სანყისი მინერალების ფორმირების შემდეგ; პერტიტებში განასხვავებენ: საკუთრივ პერტიტებს (მაკროპერტიტები), მიკროპერტიტებს (გამორჩევა შეიძლება მხოლოდ მიკროსკოპში) და კრიპტოპერტიტებს (დგინდება მხოლოდ რენტგენოსტრუქტურული ანალიზით).

ალბიტის შეზრდის ფორმის მიხედვით განასხვავებენ: ძარღვისებრი, ლაქებრივი, ზონარის მსგავსი და აფსკისებრი ტიპის პერტიტებს. ისინი

განსხვავდებიან წარმოშობის პირობებით: კერძოდ, პირველი ორი ჩანაცვლების პერტიტებია; დანარჩენი ორი - დაშლის პერტიტები; დაშლის პერტიტები ფორმირდებიან კალიუმნატრიუმის (K,Na)[Al Si₃O₆] მინდვრის შპატების დაშლის შედეგად ტემპერატურის დაცემისას - მომატებული წნევის პირობებში, ხოლო ჩანაცვლების პერტიტები - ალბიტიზაციის პროცესის მსვლელობისას. პერტიტულ შენაზარდებში კალიუმის მინდვრის შპატებისა და მჟავე პლაგიოკლაზის რაოდენობრივი თანაფარდობა ცვალებადობს; თუმცა პერტიტებში KAlSi₃O₆ ფაზა თითქმის ყოველთვის ქარბობს; იმ შემთხვევაში, თუ შენაზარდებში ალბიტი რაოდენობრივად სჭარბობს კალიუმის მინდვრის შპატს, მაშინ სტრუქტურა მიიღებს ანტიპერტიტის სახელწოდებას; ამ ტიპის სტრუქტურაში ადგილი აქვს პლაგიოკლაზის (ჩვეულებრივ, მჟავე) შეზრდას მეტ-ნაკლებად იზომეტრიული მოხაზულობის კალიუმის მინდვრის შპატთან.

პერტიტული სტრუქტურა ფართოდ არის გავრცელებული გრანიტებში, სიენიტებში, გრანიტულ პეგმატიტებში და სხვ. პერტიტული ტიპის სტრუქტურაში გამოყოფენ ე.წ. ალბიტის ჭადრაკულ სტრუქტურას, მაშინ, როდესაც პოლისინთეზურად წვრილად დამრჩობლილ ალბიტის მარცვლებს აქვთ სწორკუთხედთან მიახლოებული მოხაზულობა და განლაგებული არიან კალიუმის მინდვრის შპატში ჭადრაკული წესით.

პორფირისებრი სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურა გამოირჩევა ქანში ერთი ან რამდენიმე მინერალის დიდი ზომის კარგად განვითარებული კრისტალების არსებობით, რომლებიც ქანის უფრო წვრილი ზომის სრულკრისტალურ აფანიტურ ძირითად მასაშია ჩაძირული (სურ.59). პორფირული გამონაყოფების ზომები რამდენიმეჯერ აღემატება სრულკრისტალური ძირითადი მასის მარცვლების ზომებს; მსხვილი ზომის მარცვლებს უწოდებენ ფენოკრისტალებს (ფენოკრისტები), ხოლო შედარებით წვრილმარცვლოვან აგრეგატებს, რომლებშიც ისინია ჩაძირული - ძირითად მასას. პორფირისებრი სტრუქტურა ძირითადად ჰიპაბისალურ პირობებში დაკრისტალებული ქანებისათვის, ხშირად გრანიტოიდებისათვისაც არის დამახასიათებელი; ამ ტიპის სტრუქტურა ყოველთვის სრულკრისტალური მინერალი ძირითადი მასის გარეშეა.



სურ.59. პორფირისებრი სტრუქტურა
<http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.htm>

9.5 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების სტრუქტურა

ექსტრუზიულ ქანებში სტრუქტურული ელემენტების რანგში გამოიყოფა: პორფირული გამონაყოფები (ჩანანინკლები) და მინებრივი ძირითადი მასა; ძირითადი მასის სტრუქტურა ხშირად ავლენს მკვეთრად გამოხატულ დამოკიდებულებას ქანის ქიმიურ შედგენილობასთან, ამიტომ მისი ზუსტი განსაზღვრა ქანის შედგენილობის სწორი განსაზღვრის გარანტია. ექსტრუზიულ ქანებს შორის ძირითადად ნახევრად მინებრივი სტრუქტურის მქონე ქანებია გავრცელებული; ამ მხრივ გამონაკლისს სრულკრისტალური სტრუქტურის მქონე ქანები - დოლერიტები წარმოადგენენ.

ა ფ ა ნ ი ტ უ რ სტრუქტურაში ქანის მთლიან მასას შეადგენს ქანმაშენი მინერალების წვრილი (<1 მმ) კრისტალები (მიკროლითები), რომელთა დანახვა მხოლოდ მიკროსკოპის დახმარებით შეიძლება. ამ ტიპის სტრუქტურა ძირითადად დამახასიათებელია ექსტრუზიული ქანებისათვის, თუმცა ზოგჯერ ჰიპაბისალურ ქანებშიაც გვხვდება.

ა ფ ი რ უ ლ ი სტრუქტურა დამახასიათებელია ისეთი ვულკანური ქანებისათვის, რომლებიც საერთოდ არ შეიცავენ ქანმაშენი მინერალების ჩანანინკლებს. ქანი მთლიანად ძირითადი მასისაგან შედგება.

გ ლ ო მ ე რ ო პ ო რ ფ ი რ უ ლ სტრუქტურაში ქანმაშენი მინერალების პორფირული ჩანანინკლები განცალკევებულად არის წარმოდგენილი ძირითად წვრილმარცვლოვან მასაში, მცირე ზომის შენაზარდების ან დანაგროვის სახით.

დ ო ლ ე რ ი ტ უ ლ (გრანულიტ-ოფიტური) სტრუქტურა ძალიან მიაგავს ოფიტურ სტრუქტურას. მისგან განსხვავებით, ხასიათდება პლაგიოკლაზის უფრო მსხვილი ნემსისებრი და გრძელპრიზმული ფორმის მარცვლებით, რომელთა შორის სივრცე შევსებულია ოლივინის ან პიროქსენის ერთეული მარცვლებით ან მათი აგრეგატებით (სურ.52გ); სტრუქტურა დამახასიათებელია წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი დოლერიტებისათვის.

დ ი ა ბ ა ზ უ რ ი სტრუქტურის ინტერსტიცია შევსებულია ქლორიტებით, აქტინოლიტით, ეპიდოტით; პლაგიოკლაზი ჩვეულებრივ სოსურიტიზებულია; დამახასიათებელია დაბალტემპერატურული მეტასომატური პროცესების ზემოქმედებით ფორმირებული მეტადოლერიტებისა და მეტაბაზალტებისათვის.

ვ ა რ ი ო ლ ი თ უ რ ი სტრუქტურა ძალიან ემსგავსება სფეროლიტურ სტრუქტურას; ამ ტიპის სტრუქტურის ძირითადი მასა გამოირჩევა სფერული წარმონაქმნების არსებობით, რომელიც ფორმირებულია პლაგიოკლაზის რადიალურად განლაგებული ბოჭკოებით; პლაგიოკლაზებს შორის სივრცე შევსებულია პიროქსენის წვრილი მარცვლებითა და მინით; სტრუქტურა დამახასიათებელია ფუძექანებისათვის.

ი ნ ტ ე რ ს ე რ ტ ა ლ უ რ ი (ბაზალტური) სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურის მინებრივ ძირითად მასაში დიდი რაოდენობით მონანი-

ლეობს უნესრიგოდ განლაგებული ნემსისებრი ფორმის პლაგიოკლაზის მიკროლითები, რომელთა შორის სივრცე შევსებულია მინით ან მისი გაკრისტალების პროდუქტებით; რაოდენობრივად პლაგიოკლაზი სჭარბობს მინას; დამახასიათებელია ფარულკრისტალური (აფანიტური) ბაზალტებისათვის.

ვიტროფირული (მინებრივი, ჰიალინური) სტრუქტურა წარმოიქმნება დედამინის ზედაპირზე მაგმის სწრაფი გაცივების პირობებში; ამ ტიპის სტრუქტურის მატარებელი ქანები თითქმის მთლიანად ვულკანური მინისაგან არის აგებული, რომელშიც იშვიათად შეიძლება მონაწილეობდეს მინერალთა ერთეული მარცვლები მიკროლითებისა და კრისტალიტების სახით; ასეთის არსებობის შემთხვევაში მათი რაოდენობა ქანის მთლიანი მოცულობის 5%-ს არ უნდა აღემატებოდეს.

მინებრივი სტრუქტურის ქანებისათვის დამახასიათებელია ფლუიდური ტექსტურა და პერლიტური განწევრება (სურ.60).

ნეფელინიტიური (ფონოლიტური) სტრუქტურა ხასიათდება მინებრივ ძირითად მასაში ნეფელინის მრავალრიცხოვანი წვრილი მარცვლების მონაწილეობით, რომელიც გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით, კვადრატული და ექვსკუთხოვანი კვეთის ფორმებით; სტრუქტურა დამახასიათებელია ტუტე ექსტრუზიული ქანებისათვის - ნეფელინიტებისა და ფონოლიტებისათვის.

პერლიტური სტრუქტურა ხასიათდება ქანში კონცენტრული, მომრგვალებული ან ოვალური განწევრების მქონე ნაპრალების არსებობით, ბოლქვისებრი და ნაჭუჭისებრი გარსებით. ამ ტიპის სტრუქტურა წარმოიქმნება დედამინის ზედაპირზე მუჟვე შედგენილობის ლავების სწრაფი გაცივების პირობებში - გაზური ფაზის გამოყოფის შემდეგ. სტრუქტურა დამახასიათებელია პერლიტებისათვის (სურ.61).

პილოტაქსიტიური სტრუქტურა არის ძირითადი მასის



სურ.60. ვიტროფირული სტრუქტურა
<http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index>.



სურ. 61. პერლიტური სტრუქტურა
<http://netref.ru/kurs-lekcij-dlya-studentov-speciale-nosti-i-51-01-01-geologiya.html?page=5>

სტრუქტურა, რომელიც მიდვრის შპატების (პლაგიოკლაზები) მრავალრიცხოვანი მიკროლითების არსებობით გამოირჩევა; ისინი ურთიერთპარალელურ განლაგებაშია და ლავური ნაკადის მოძრაობის მიმართულებით არიან ორიენტირებული. ხშირად პლაგიოკლაზებთან ერთად პიროქსენებისა და მადნეული მინერალების მიკროლითებიც მონაწილეობენ (სურ.62ბ). სტრუქტურა ძირითადად ბაზალტების, ანდეზიტბაზალტებისა და ანდეზიტებისათვის არის დამახასიათებელი.

პ ო რ ფ ი რ უ ლ ი სტრუქტურა ძალიან ემსგავსება პორფირისებრ სტრუქტურას, მაგრამ, მისგან განსხვავებით, პორფირული სტრუქტურის აგებულებაში მონაწილეობს



სურ.62. პორფირული სტრუქტურა:
 ა - ტრაქიტი; ბ, გ - ანდეზიტი; ძირითადი მასის სტრუქტურა: ა - ტრაქიტული, ბ - პილოტაქსიტური, გ - ჰილოპილიტური
<http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>

ორი გენერაციის კრისტალები და მინებრივი ძირითადი მასა (სურ.62); ადრეული გენერაციის კრისტალები წარმოდგენილია იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხის მქონე მსხვილი აგრეგატებით (ფენოკრისტალები).

მინებრივი ძირითადი მასა შეიძლება იყოს ნაწილობრივ გაკრისტალბული - აგებული იმავე მინერალების გვიანდელი გენერაციის წვრილმარცვლოვანი აგრეგატებით (მიკროლითები) ან შეიძლება იყოს მთლიანად არაკრისტალიზებული - მინებრივი.

ს პ ი ლ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა ასევე ძირითადი მასის სტრუქტურაა, რომელიც აგებულია უნესრიგოდ განლაგებული ალბიტური შედგენილობის პლაგიოკლაზის მიკროლითებისა და ვულკანური მინის დევიტრიფიკაციის მეორეული მინერალების აგრეგატებისაგან (ქლორიტი, კალციტი, მადნეული მინერალები და სხვ); სტრუქტურა დამახასიათებელია წყალქვეშა ამოფრქვევის ფუძეაფირული ლავებისათვის (სპილიტები).

ს ფ ე რ ო ლ ი თ უ რ ი სტრუქტურა არის მთავე ეფუზიური და სუბვულკანური ქანების ძირითადი მასის სტრუქტურა, რომელიც შედგება რადიალურ-სხივოსნური ან რადიალურ-ბოჭკოვანი კალიუმის მიდვრის შპატის მრავალრიცხოვანი სფერული (ბურთულები) აგრეგატებისაგან - კვარცის ან ვულკანური მინის მინარევებით. სფეროლიტები ძირითად მასაში განლაგებულია სპორადულად ან, იშვიათად, დანაგროვების სახით (სურ.63).

ს პ ი ნ ი ფ ე ქ ს ი ს (spinifex) სტრუქტურა წარმოიქმნება მაღალტემპერატურული მდნარის სწრაფი კრისტალიზაციის პირობებში და განპირობებულია ოლივინის ან პიროქსენების (ან ორივესი ერთად) მრავალრიცხოვანი ჩანანინწკლების არსებობით ფარულკრისტალურ ან მინებრივ ძირითად მასაში. ჩანანინწკლები ქმნიან ურთიერთშენაზარდებს,

რომელთა ფორმა ძალიან ემსგავსება ეკლიანი ბალახის - სპინიფექის, (ბალახი იზრდება ავსტრალიაში) ფორმას. სტრუქტურა დამახასიათებელია ულტრაფუძე - კომატიტებისათვის.

ტ რ ა ქ ი ტ უ ლ ი სტრუქტურა. ამ ტიპის სტრუქტურაც ძირითადი მასის სტრუქტურაა, რომელიც ძალიან მოგვაგონებს პილოტაქსიტურს; განსხვავება ისაა, რომ ტრაქიტულ სტრუქტურაში მიკროლითები კალიუმის მინდვრის შპატიტით (ორთოკლაზი ან სანიდინი) არის წარმოდგენილი, რომელთა კრისტალებს შორის ზოგჯერ ვულკანური მინა, მადნეული მიწერალები და პიროქსენებიც აღინიშნება (სურ.62ა). ტრაქიტული სტრუქტურა დამახასიათებელია ტრაქიტებისათვის.



სურ.63. სფეროლითური (ფარულკრისტალური) სტრუქტურა
<http://www.studfiles.ru/preview/4603609/page:5/>

ფ ე ლ ზ ი ტ უ რ ი სტრუქტურა გამოირჩევა ძირითად მასაში კვარცისა და მინდვრის შპატის სუბმიკროსკოპული - ნვრილკრისტალური

აგრეგატების მონანილეობით; ფელზიტურ ძირითად მასაში ხშირად აღინიშნება უბნები მიკროგრანიტული, მიკროპეგმატიტური და სფეროლითური სტრუქტურის ელემენტებით. ფელზიტური სტრუქტურა ფორმირდება ბლანტი მაგმის სწრაფი კრისტალიზაციის პირობებში ან მჟავე მინის დევიტრიფიკაციის შემთხვევაში; დამახასიათებელია რიოლითებისათვის, რიოლითური პორფირებისა და ალბიტოფირებისათვის.

ჰ ი ა ლ ო პ ი ლ ი ტ უ რ ი (ანდეზიტური) სტრუქტურაც ძირითადი მასის სტრუქტურაა; დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომელთა მინებრივი ძირითადი მასა თითქმის მთლიანად გაჯერებულია უნესრიგოდ განლაგებული პლაგიოკლაზის (ანდეზინი) განცალკევებული ნემსისებრი მიკროლითებით (სურ.62 გ). რაოდენობრივად ვულკანური მინა სჭარბობს პლაგიოკლაზის მიკროლითებს. სტრუქტურა დამახასიათებელია ანდეზიტებისათვის (ძირითადად), ანდეზიბაზალტებისა და ბაზალტებისათვის.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ, რა არის სტრუქტურა და მიუთითეთ მის მნიშვნელობაზე ქანების დიაგნოსტიკაში;
2. დაასახელეთ სტრუქტურის განმსაზღვრელი ფაქტორები და კლასიფიკაციის პრინციპები;
3. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ინტრუზიული აბსალური, ჰიპაბისალური და ექსტრუზიული ქანების სტრუქტურები;
4. მიუთითეთ პორფირისებრ და პორფირულ, აფირულ და პორფირულ სტრუქტურებს შორის განსხვავებაზე;
5. განმარტეთ, რით განსხვავდება სრულკრისტალური სტრუქტურა არასრულკრისტალურისა და არაკრისტალური სტრუქტურებისაგან.

10 მაგმური ქანების ტექსტურა

10.1 ზოგადი ცნობები

ტექსტურა (ლათ. Textura - ქსოვილი, განლაგება) არის ქანის აგებულების ნიშანთა ერთობლიობა, რომელიც აისახება მისი შემადგენელი მინერალური აგრეგატების ორიენტაციაში, განაწილებასა და სივრცობრივ განლაგებაში; ტექსტურების ხასიათი ძირითადად ქანის ფორმირების გეოლოგიური პირობებით განისაზღვრება; სტრუქტურებისაგან განსხვავებით, ნაკლებად არის დამოკიდებული მაგმური მდნარის ქიმიურ შედგენილობაზე.

10.1.1 ტექსტურების კლასიფიკაცია

ტექსტურების კლასიფიკაციას ახდენენ ქანის შემადგენელი ნაწილების ურთიერთგანლაგებისა და სივრცის შევსების წესის მიხედვით.

10.1.1.1 კლასიფიკაცია შემადგენელი ნაწილების ურთიერთგანლაგების მიხედვით



ამ ნიშნის მიხედვით ტექსტურებს ყოფენ ერთგვაროვან და არაერთგვაროვან ტიპებად.

ერთგვაროვანი (მასიური) ტექსტურისათვის დამახასიათებელია ქანის ნებისმიერ მონაკვეთში განსხვავებული შედგენილობის, ფორმისა და ზომის ამგები მინერალური მარცვლების ერთგვაროვანი (თანაბარი) განაწილება და უწესრიგო განლაგება (სურ.64).

ამ ტიპის ტექსტურა ასახავს მაგმური სხეულის ფარგლებში მაგმის კრისტალიზაციის პროცესის

სურ.64. ერთგვაროვანი (მასიური) ტექსტურა
http://eggp.narod.ru/maps/Geologiya_chainyk_3.html

მსგავს თერმოდინამიკურ პირობებში მსვლელობას; ძირითადად ინტრუზიული (პლუტონური) ქანებისათვის არის დამახასიათებელი; იშვიათია ექსტრუზიულ (ვულკანური) ქანებშიც.

ა რ ა ე რ თ გ ვ ა რ ო ვ ა ნ ი ტექსტურის წარმოქმნა განპირობებულია მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის თავისებურებით და მნიშვნელოვანწილად დამოკიდებულია გარეგან ფაქტორებზე. ამ ტიპის ტექსტურა ხასიათდება შემადგენელი ნაწილების არათანაბარი განაწილებით და მათი ორიენტირებული განლაგებით.

ტ ა ქ ს ი ტ უ რ ი (არაერთგვაროვანი, შლირული) ტექსტურა. ამ ტიპის ტექსტურისათვის დამახასიათებელია ქანში ცალკეული უბნების არსებობა, რომლებიც ქანის დანარჩენი უბნებისაგან განსხვავდება ან მინერალური შედგენილობით, ან სტრუქტურით, ან ორივეთი ერთდროულად (ქსენოლითები); შლირული ტექსტურის ქანში ხშირად დაიკვირვება ფემური კომპონენტებით მდიდარი უბნები. იმ შემთხვევაში, თუ ქანის ცალკეული უბნები განსხვავდებიან შედგენილობით, მაშინ მას კონსტიტუციურ-ტაქსიტურს უწოდებენ; თუ სტრუქტურით – სტრუქტურულ-ტაქსიტურს; თუ ქსენოლითებს აქვთ ოვალური ან ლინზის ფორმა, მაშინ მას შლირულ-ტაქსიტურს უწოდებენ.

ა ტ ა ქ ს ი ტ უ რ ი ტექსტურა ტაქსიტური ტექსტურის სახესხვაობაა, რომელიც ხასიათდება ქანში არანესიერი ფორმის, უწესოდ განლაგებული სხვადასხვა მინერალური შედგენილობისა და სტრუქტურის მქონე უბნების არსებობით.

გ ნ ა ი ს ი ს ე ბ უ რ ი ტექსტურა დამახასიათებელია თანაბარმარცვლოვანი კრისტალური ქანებისათვის, რომლებშიც ფერადი ქანმაშენი მინერალები (ბიოტიტი, რქატყუარა) ავლენენ მკვეთრად გამოხატულ სუბპარალელურ ორიენტაციას; სხვაგვარად, ამ ტიპის ტექსტურას ხაზობრივსაც უწოდებენ; ხაზობრიობა შეიძლება გამოვლინდეს არა მხოლოდ ქანმაშენი მინერალების პარალელურ ორიენტაციაში, არამედ ის შეიძლება ქანში შლირებისა და ქსენოლითების სუბპარალელური განლაგებითაც იყოს გამოწვეული. ამ ტექსტურის დირექციულობა ასახავს კრისტალიზაციის პროცესში მყოფი მაგმური მდნარის დინების მიმართულებას.

დ ი რ ე ქ ტ ი უ ლ ი (ფრანგულიდან *directif* - მიმართული) ტექსტურა ძალიან მიაგავს გნაისისებურ ტექსტურას; ამ უკანასკნელის მსგავსად, ხასიათდება ქანში ფერადი მინერალების ორიენტირებული სუბპარალელური განლაგებით. ამ ტიპის სტრუქტურა დამახასიათებელია ქანებისათვის, რომელთა ამგები მინერალები ივითარებენ წაგრძელებულ (რქატყუარა), გაბრტყელებულ (ქარსები) ან ფირფიტისებურ (მინდვრის შპატები) ფორმის კრისტალებს; დირექტიული სტრუქტურა ასახავს კრისტალიზაციის პროცესში მაგმური მდნარის მოძრაობის მიმართულებას;

ე ვ ტ ა ქ ს ი ტ უ რ ი ტექსტურა აღწერილია, როგორც შრეებრივი ან ზოლოვანი ტექსტურა; ზოგიერთ ექსტრუზიულ ქანებში - გამოწვეული მინის ნამსხვრევებისა და პემზის ფრაგმენტების შემჭიდროებით არადეფორმირებული კრისტალების გარშემო; ამ ტიპის ტექსტურა ხშირად ფორმირდება შეცხოხილ - ფიამების შემცველ იგნიმბრიტებში.

ზოლოვანი ტექსტურა ფორმირდება მაგმის დიფერენციაციის პროცესში და ვლინდება ქანში მინერალური შედგენილობით ან სტრუქტურით (ან ორივეთი ერთად) განსხვავებული ზოლების არსებობით. ხშირად ზოლებრიობა სალური და ფემური მინერალებით აგებული ზოლების მორიგეობაში აისახება. ზოლებს შიგნით მინერალები არ ავლენენ რომელიმე მიმართულებით კანონზომიერ ორიენტაციას და განლაგებული არიან უნესრიგოდ. ამ ტიპის ზოლებრიობა ხშირად გაბროიდების დაფენებულ ინტრუზივებში გვხვდება.

ლაქოვანი ტექსტურა. ამ ტიპის ტექსტურა განპირობებულია ქანის მთლიან მოცულობაში ფერადი (პიროქსენები, ამფიბოლები, ბიოტიტი) და ლეიკოკრატული (მინდვრის შპატები) მინერალების არათანაბარი განაწილებით; სტრუქტურა ძირითადად ინტრუზიული ქანებისათვის არის დამახასიათებელი.

ფლუიდური ტექსტურა დამახასიათებელია მინებრივი და ნახევრად მინებრივი მჟავე-ბლანტი ვულკანური ქანებისათვის, რომელშიც ნათლად დაიკვირვება ძირითადი მასის - მინდვრის შპატების სუბპარალელურად განლაგებული მიკროლითები, სხვა მინერალების წაგრძელებული ინდივიდები და ჩანართები, რომლებიც ორიენტირებულია ნაკადის დინების მიმართულებით. ხშირია შემთხვევა, როდესაც მიკროლითური ნაკადები გარს უვლიან მსხვილი ქანმაშენი მინერალების პორფირულ გამონაყოფებს ან სხვა სახის ჩანართებს.

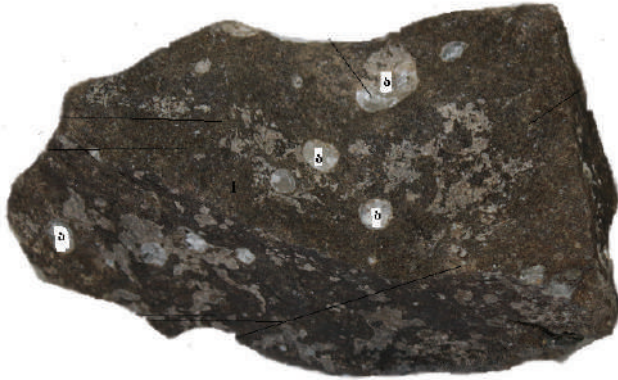
ტრაქიტოიდული ტექსტურა დამახასიათებელია სრულკრისტალური ქანებისათვის, რომლებშიც, ფლუიდურისაგან განსხვავებით, სუბპარალელურ, ნაკადურ-ორიენტირებულ განლაგებაშია კალიუმის მინდვრის შპატის (ან პლაგიოკლაზის) პრიზმული იერის მარცვლები. ტრაქიტოიდული ტექსტურა მომატებული ტუტიანობის ექსტრუზიული ქანებისათვის არის დამახასიათებელი.

10.1.1.2 კლასიფიკაცია სივრცის შევსების წესის მიხედვით

ბალიშა (ინგლისურიდან pillow - ბალიში) ტექსტურა ძირითადად დამახასიათებელია წყალქვეშ ამოფრქვეული ფუძელაგებისათვის (სპილიტები); ცალკეული ბალიშები შეცემენტებულია დანალექი ქანებით ან შეცვლის მეორეული პროდუქტებით.

ნუშისებრი ტექსტურა ძირითადად დამახასიათებელია ექსტრუზიული ქანებისათვის. ის წარმოიქმნება მაგმური პროცესის პოსტმაგმურ ეტაპზე ჰიდროთერმული პროცესების მოქმედების პირობებში და მთავრდება ექსტრუზიულ ქანში არსებული ფორების (ვეზიკულები) და ბალტემპერატურული მეორეული მინერალებით (კალციტი, არაგონიტი, ქალცედონი, კვარცი, ქლორიტი, ეპიდოტი, ცეოლითები, თიხები, პუმპელიტი და სხვ.) ნაწილობრივი ან მთლიანი შევსებით (სურ.65); ხშირად მი-

ნდალინები შევსებულია რამდენიმე მინერალით. მოცემულ შემთხვევაში ისინი ზონალურ აგებულებას ავლენენ.



სურ. 65. ნუმიტობრი ტექსტურა (ახალქალაქის დოლერიტი). ა - კალციტი

მ ი ა რ ო ლ ი თ უ რ ი ტექსტურა დამახასიათებელია სრულკრისტალური, მსხვილ- და უხეშმარცვლოვანი ინტრუზიული ქანებისათვის, რომელთაც გააჩნიათ ზოლები ან უსწორო ფორმის მცირე ზომის სიცარიელები, რომელთა ფორმირება ხდება კრისტალური მარცვლების სწრაფი ზრდის პირობებში ან რომელიმე მინერალის პნევმატოლიზური გახსნის შედეგად.

როგორც წესი, სიცარიელები ხშირად ნარჩენი მდნარის კრისტალიზაციის უფრო გვიანდელი მინერალებით არიან ამოვსებული; ხშირად სიცარიელები ცარიელი რჩება. ამ ტიპის ტექსტურა დამახასიათებელია აბისალური ინტრუზიული ქანებისათვის (გრანიტები, დიორიტები და სხვ).

ფ ო რ ო ვ ა ნ ი (ვეზიკულარული) ტექსტურა წარმოიშობა ციებადი - უპირატესად საშუალო და ფუძეშედგენილობის ლავების აქტიური დეგაზაციის პროცესში; ფორების ფორმა, ზომები და მოცულობა დამოკიდებულია ლავის შედგენილობაზე და აქროლადი კომპონენტების შემცველობაზე; ფორები და სიცარიელები, ჩვეულებრივ, ფლობენ მომრგვალებულ, ელიფსურ ან არასწორ ფორმებს, ზოგჯერ ნაგრძელებულს - ნაკადის დინების მიმართულებით. მჟავე ექსტრუზიულ ქანებში ფორები და სიცარიელები მდნარის დიდი სიბლანტის გამო უპირატესად არასწორი ფორმისაა. ფოროვანი ტექსტურაში ფორების რაოდენობისა და ზომების მიხედვით გამოყოფენ სამ სახესხვაობას: საკუთრივ ფოროვანს (ფორები ცოტაა და ზომები <2მმ დიამეტრზე), დაბუშტულს (ბევრია სიცარიელები - ზომით >2მმ დიამეტრზე) და წიდოვანს (სიცარიელების მოცულობა აჭარბებს ქანის მოცულობას). ფორები და სიცარიელები წარმოადგენს პოსტგულკანური ჰიდროთერმული ხსნარების მოძრაობის გზებს, რომლებიც, შემცველი ქანის შეცვლის შემთხვევაში, ხშირად მეორეული მი-

ნერალებით ივსება. ამ ტიპის ტექსტურები ზოგიერთი ჰიპაბისალური და აბისალური ინტრუზიული ქანებისთვისაც არის დამახასიათებელი.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ ტექსტურა. შეიძლება თუ არა ტექსტურული ნიშნების გამოყენება ქანის ფორმირების პირობების დადგენისათვის? 2. დაასახელეთ ტექსტურის განმსაზღვრელი ფაქტორები და დაყოფის პრინციპები; 3. დაახასიათეთ ინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანების ტექსტურები; 4. განმარტეთ ფოროვანი და მინდალოქვიური ტექსტურები; რა მსგავსება და განსხვავებაა მათ შორის? როგორი ქანებისათვის არის ისინი დამახასიათებელი? 5. როგორ ტექსტურებს უწოდებენ ერთგვაროვანს და როგორს - არაერთგვაროვანს?

11 მაგმური ქანების ნივთიერი შედგენილობა

11.1 ზოგადი ცნობები

მაგმური ქანების ნივთიერი შედგენილობა, ჩვეულებრივ, განისაზღვრება მინერალურ და ქიმიურ შედგენილობათა ერთობლიობით; ორივე ეს თვისება იმყოფება მჭიდრო ურთიერთკავშირში, რაც საშუალებას იძლევა ქიმიური შედგენილობით მიახლოებით ვიმსჯელოთ ქანის მინერალურ შედგენილობაზე და პირიქით - მინერალთა რაოდენობრივი თანაფარდობის ცოდნით მივიღოთ წარმოდგენა მის ქიმიურ შედგენილობაზე.

11.1. 1 მაგმური ქანების მინერალოგიური შედგენილობა

მაგმური ქანების მინერალოგიურ შედგენილობას განსაზღვრავს პირველადი მაგმური მდნარის ქიმიური შედგენილობა და კრისტალიზაციის თერმოდინამიკური პირობები.

დედამიწის დიდი სიღრმის პირობებში, ფლუიდებით მდიდარი მაგმური მდნარის კრისტალიზაციისას ტემპერატურისა და წნევის ნელი, თანდათანობითი დაცემის დროს, კრისტალდება წონასწორობადი მინერალთა პარაგენეზისი; ხოლო დედამიწის ზედაპირზე მდნარის სწრაფი კრისტალიზაციის პირობებში - არანონასწორობადი მინერალთა პარაგენეზისი.

ნიშანდობლივია, რომ კრისტალიზაციის განსხვავებული პირობების შემთხვევაში, ერთი და იმავე შედგენილობის მდნარიდან შეიძლება წარმოიშვას განსხვავებული ტემპერატურის მინერალები; მაგალითად, კალიუმის მინდვრის შპატი შეიძლება გამოკრისტალდეს დაბალტემპერატურული ორთოკლაზის ან მიკროკლინის სახით - ინტრუზიულ ქანებში, ხოლო - მაღალტემპერატურული სანიდინის სახით - ექსტრუზიულ ქანებში.

11.1.1.1 მინერალების დაყოფა ქანში მათი როლისა და საკლასიფიკაციო მნიშვნელობის მიხედვით

მთავარი ანუ პირველხარისხოვანი მინერალი (მინერალები) არის (არიან) ქანის ძირითადი შემადგენელი ნაწილი და წარმოადგენს მათი ტიპის განსაზღვრისა და კლასიფიკაციის საფუძველს.

მეორეხარისხოვანი მინერალი (მინერალები) ხშირ შემთხვევაში წარმოადგენს (წარმოადგენენ) ქანის მნიშვნელოვან ნაწილს, მაგრამ მათი მონაწილეობა თუ არმონაწილეობა ქანის შედგენილობასა და სახელწოდებაზე გავლენას ვერ ახდენს. ამის მიუხედავად, მეორეხარისხოვანი მინერალები ატარებენ მნიშვნელოვან ინფორმაციას მდნარის შედგენილობისა და კრისტალიზაციის თავისებურებების შესახებ.

ნიშანდობლივია აღინიშნოს, რომ ერთი და იგივე მინერალი ერთი ტიპის ქანში შეიძლება იყოს მთავარი მინერალის როლში, ხოლო მეორე ტიპის ქანში - მეორეხარისხოვანი მინერალის როლში; მაგალითად: კვარცი პირველხარისხოვანი მინერალია გრანიტში, მეორეხარისხოვანია ბაზალტში; რქატყუარა მთავარი ქანმაშენი მინერალია საშუალო შედგენილობის ქანებში, მეორეხარისხოვანია ფუძე- და მჟავე შედგენილობის ქანებში; ოლივინი ულტრაფუძე ქანების მთავარი ქანმაშენი მინერალია, მეორეხარისხოვანია - ფუძე- და საშუალო შედგენილობის ქანებში და ა.შ.

11.1.1.2 მინერალების დაყოფა გენეტიკური ნიშნით

პირველადი მინერალი წარმოიქმნება უშუალოდ მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესში ტემპერატურის ან წნევის დაცემისას ან ორივეს ერთად. პირველადი მინერალების კრისტალიზაციას მნიშვნელოვანწილად განსაზღვრავს პირველადი საწყისი მაგმური მდნარის შედგენილობა და კრისტალიზაციის ფიზიკურ-ქიმიური გარემო. ხშირად ადგილი აქვს ნარჩენი მდნარისა და პირველადი მინერალების რეაქციულ ურთიერთმოქმედებას, ან პირველად მინერალებზე პნევმატოლიზებისა და ჰიდროთერმული ხსნარების ზემოქმედებას; მოცემულ შემთხვევაში ჩნდებიან ე.წ. რეაქციული (პოსტერიორული) მინერალები.

მეორეული მინერალების წარმოშობა დაკავშირებულია მაგმური ქანების გარდაქმნის პროცესთან და მიმდინარეობს პირველადი მინერალების შეცვლის ხარჯზე - მათზე გამოფიტვის აგრესიული აგენტების ან პოსტმაგმური პროცესების (პნევმატოლიზური, ჰიდროთერმული) ზემოქმედებით. გარდაქმნის პროცესი შეიძლება მიმდინარეობდეს პირველადი მინერალების სრული ან ნაწილობრივი ჩანაცვლებით. ძალიან ფართოა მეორეული მინერალების რიცხვი: სერპენტინი (ოლივინისა და რომბული პიროქსენების შეცვლის ხარჯზე), ქლორიტები (ბიოტიტისა და პიროქსენების შეცვლის ხარჯზე); სოსიურიტი, თიხები (მინდვრის შპატის შეცვლის ხარჯზე) და სხვ.

შემთხვევით (უცხო, ქსენოლითი) მინერალებს არავითარი კავშირი პირველადი მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესთან არ

გააჩნიათ. მდნარში ისინი ხვდებიან შემთხვევით - შემცველი ქანების მექანიკური მიტაცების გზით. ზოგჯერ ადგილი აქვს მცირე ზომის ქსენოლითების დაშლას ძლიერ წვრილ მარცვლებად, რაც ხშირად ართულებს ქანის ქსენოლითური ბუნების განსაზღვრას.

აქცესორული მინერალი (მინერალები) ქანში ძალიან მცირე რაოდენობით მონაწილეობს და ქანის მთლიანი მოცულობის 5%-ზე ნაკლებს შეადგენს; გამოყოფენ: „დამახასიათებელ“ და „არადამახასიათებელ“ აქცესორულ მინერალებს; პირველი მათგანი გვხვდება მხოლოდ გარკვეული ტიპის ქანში (შპინელი, ქრომიტი, ორთიტი, მონაციტი და სხვ.), ხოლო მეორე – განსხვავებული შედგენილობის ქანებში (სფენი, მაგნეტიტი, აპატიტი და სხვ.).

აქცესორული მინერალები შეიძლება იყოს: მდნარის უშუალო კრისტალიზაციის პროდუქტი, როგორც მეორეული მინერალი და როგორც დაშლის პროდუქტი; არის შემთხვევები, როდესაც აქცესორული მინერალის შემცველობა ქანში იმდენად იზრდება, რომ ის ქანის მთავარი შემადგენელი ნაწილი ხდება და გავლენას ახდენს მის სახელწოდებასა და ტიპზე.

11.1.1.3 მინერალების დაყოფა შეფერილობის ხარისხის მიხედვით

ქანმაშენი მინერალების შეფერილობის ხარისხით კლასიფიკაციას ახდენენ მათში Si, Al, Fe და Mg შედგენილობათა რაოდენობრივი თანაფარდობის მიხედვით; Si-თი და Al-ით მდიდარ მინერალებს სალურ (ლეიკოკრატული) მინერალებს უწოდებენ, ხოლო Fe-თი და Mg-ით -მდიდარს - ფემურს (მელანოკრატული).

საღურ (ლეიკოკრატული) ქანმაშენი ჯგუფის მინერალებს მიეკუთვნება: კვარცის ჯგუფის მინერალები, კალიუმ-ნატრიუმისანი და ნატრიუმ-კალციუმისანი მინდვრის შპატები და ფელდშპატოიდები.

კვარცის ჯგუფი

კვარცის ჯგუფი აერთიანებს რამდენიმე ტემპერატურულ პოლიმორფულ მოდიფიკაციას, რომელთა მდგრადობის ტემპერატურული საზღვრები ასეთია: α-კვარცი 573°C (ტრიგონალური სისტემა), β-კვარცი - 573°C-870°C (ჰექსაგონური სისტემა), β-ტრიდიმიტი - 870°C-1470°C (ჰექსაგონური სისტემა), β-ქრისტობალიტი - 1470°C- 1713°C (კუბური სისტემა), α-ტრიდიმიტი - 130-180°C (ორთორომბული სისტემა), α-ქრისტობალიტი - 180-270°C (ტეტრაგონური სისტემა). მაღალი წნევის პირობებში ჩნდება კვარცის პოლიმორფული მოდიფიკაციები: სტიშოვიტი (P=160კბარ., T=1200°C) და კოესიტი (P=35კბარ., T=500-800°C); ეს მინერალები იპოვეს არიზონას მეტეორიტულ კრატერში.

კვარცი (SiO₂), ტრიგონალური

ოპტიკური თვისებები: Ng=1,553, Np=1,544, Ng- Np=0.009;

გარდატეხის მაჩვენებლები ახლოსაა კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელთან ($N=1.540$), რითაც ის ადვილად გამოირჩევა მისი მსგავსი მინერალებისაგან. ოპტიკურად ერთღერძიანია და დადებითი, ანიზოტროპიულია; $2V = 8-12^\circ$, იშვიათად -24° .

ჩ ე რ ი: შლიფში უფერო – გამჭვირვალეა. ჯვარედინა ნიკოლებში აქვს მოყვითალო-თეთრი შეფერილობა.

ფ ო რ მ ა: კვარცისათვის დამახასიათებელია ექვსნახნაგოვანი პრიზმული იერის კრისტალები, რომელთა ერთი ბოლო (იშვიათად, ორივე) დაგვირგვინებულია ექვს- ან სამნახნაგოვანი პირამიდით (სურ.66); პრიზმის ნახნაგებისათვის დამახასიათებელია გასწვრივი დაშტრიხვა.



სურ. 66. მთის ბროლის კრისტალი; მთიანი რაჭა. ვსლიოტოვის ფოტო.

მაგმურ და მეტამორფულ ქანებში კვარცი ძირითადად არასწორი, ჩონჩხისებრი ან ნაგრძელებული, კოროდირებული დიპირამიდული ფორმის ფენოკრისტალების სახით გვხვდება მჟავე ექსტრუზიულ ქანებში; დამრგვალებული - კლასტურ დანალექ ქანებში.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა არ აქვს.

რ ე ლ ი ე ფ ი და შ ა გ რ ე ნ ი ს ზ ე - და პ ი რ ი შეუმჩნეველია, თითქმის არ აქვს, რაც გამოწვეულია მისი გარდატეხის მაჩვენებლის კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელთან სიახლოვის გამო.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: კვარცში ხშირია უნესრიგოდ ან სუბპარალელურად განლაგებული გაზური ან მყარი (აქტინოლითი, ქლორიტები, რუტილი და სხვ.) ჩანართები.

შ ე ც ვ ლ ი ს მეორეული პროდუქტები არ აქვს.

ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შეფერვა დაბალია, პირველი რიგის რუხი, თეთრი ან ბაცი ყვითელი.

ჩ ა ქ რ ო ბ ა სწორი (პირდაპირი), იდიომორფული კრისტალების არსებობის შემთხვევაში; დეფორმირებულ ქანებში იძენს მისთვის დამახასიათებელ ღრუბლისებრ, ტალღისებრ და მოზაიკური ჩაქრობის ეფექტს. ოპტიკურ ღერძთა მართობ ქრილში ადვილად ამოიცნობა ორმაგი გარდატეხის არარსებობით; ამ ქრილში ის ბნელია და ჯვარედინა ნიკოლებში არ ნათდება (იზოტროპიულია).

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი - ხშირად ბრაზილიური ტიპის (1120); დაიკვირვება მხოლოდ მიკროსკოპში.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი შლიფში კვარცი მიაგავს კორდიერიტს, ნეფელინს, პლაგიოკლაზს; კორდიერიტისაგან განსხვავდება ტკეჩადობის უქონლობით და ოპტიკური ნიშნით (კორდიერიტი ოპტიკურად

ორლერძიანია და უარყოფითი); პლაგიოკლაზისაგან - ტეკეადობის და პოლისინთეზური მრჩობლების არარსებობით, ლერძიანობით (პლაგიოკლაზი ოპტიკურად ორლერძიანია და დადებითი); ნეფელინისაგან - დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლით და ოპტიკური ნიშნით (ნეფელინი ოპტიკურად ერთლერძიანია და უარყოფითი).

მინერალთა პარაგენეზისი: მინდვრის შპატები, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, გრანატები, დისტენი, ანდალუზიტი და სხვ.

გავრცელება: კვარცი ფართოდ გავრცელებული ქანმაშენი მინერალია, არის მჟავე ინტრუზიული აბისალურ-ჰიპაბისალური და ექსტრუზიული ქანების ძირითადი ქანმაშენი მინერალი; ფართოდაა წარმოდგენილი დანალექ და მეტამორფულ ქანებში; არის პეგმატიტური და ჰიდროთერმული ძარღვების მთავარი ქანმაშენი მინერალი.

მინდვრის შპატების ჯგუფი

მინდვრის შპატები მიწის ქერქის მთლიანი მასის დაახლოებით 50-60%-ს შეადგენს და მონაწილეობს ყველა გენეტიკური ჯგუფის ქანების (მაგმური, მეტამორფული და დანალექი) აგებულებაში. ქიმიური შედგენილობის მიხედვით მინდვრის შპატების ჯგუფში გამოყოფენ სამ მთავარ ქვეჯგუფს: ნატრიუმ-კალიუმთან, კალციუმთან-ნატრიუმთან (პლაგიოკლაზები) და კალიუმთან-ბარიუმთან; ამ ჯგუფებიდან მიწის ქერქის აგებულებაში მთავარ როლს მინდვრის შპატების პირველი ორი ჯგუფი ასრულებს.

ნატრიუმ-კალიუმის მინდვრის შპატების ჯგუფი

ნატრიუმ-კალიუმის მინდვრის შპატების ჯგუფი წარმოდგენილია მინერალთა ორი ქვეჯგუფით, რომელთაგან ერთი კრისტალდება მონოკლინურ სინგონიაში (სანიდინი, ორთოკლაზი), მეორე - ტრიკლინურ სინგონიაში (მიკროკლინი). ყველა მათგანს აქვს ერთი და იგივე ქიმიური შედგენილობა ($K[AlSi_3O_8]$) და, როგორც წესი, ყოველთვის შეიცავს Na მინარევებს. კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატები ქმნიან იზომორფულ ნარევს $K[AlSi_3O_8] - Na[AlSi_3O_8]$, რომელიც მდგრადია მხოლოდ 900°C ტემპერატურის ზევით. ამ ტემპერატურის დაბლა ნარევი იშლება ორთოკლაზად, მიკროკლინად ($K[AlSi_3O_8]$) და ალბიტად ($Na[AlSi_3O_8]$); შედეგად, ხდება კანონზომიერი შეზრდა - ორთოკლაზის ალბიტთან (პერტიტი) და ალბიტის ორთოკლაზთან (ანტიპერტიტი).

ორთოკლაზი $K[AlSi_3O_8]$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,524-1,535, N_m = 1,522-1,533, N_p = 1,518-1,528, N_g - N_p = 0,006-0,007$

ოპტიკურად ორლერძიანია, უარყოფითი, იშვიათად დადებითი, ანიზოტროპიულია; $2V = 70^\circ$.

$H = 6$

ფ ე რ ი . შლიფში უფერო – გამჭვირვალეა, შეცვლის პროდუქტების არსებობის შემთხვევაში, მღვრიე - ნახევრად გამჭვირვალე.

ფ ო რ მ ა . განვითარებულია არასწორი ფორმის მარცვლების სახით; ექსტრუზიულ ქანებში იშვიათად ქმნის იდიომორფულ კრისტალებს (სურ.67).



სურ. 67. ორთოკლაზის კრისტალი (თსუ გეოლოგიის დეპარტამენტის მინერალოგიის სასწავლო-სამეცნიერო ლაბორატორია/

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: (001) მიმართ სრული; (010) მიმართ კარგი, (110) მიმართ არასრული.

რ ე ლ ი ე ფ ი და შ ა გ რ ე ნ ის ზ ე - და პ ი რ ი. დამახასიათებელია დაბალი რელიეფი და შაგრენის ზედაპირის არარსებობა, რაც განპირობებულია გარდატეხისა და ორმაგი გარდატეხის დაბალი მაჩვენებლებით.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი . შეიცავს კვარცის, პლაგიოკლაზის (ალბიტი) და აქცესორული მინერალების ჩანართებს.

შ ე ც ვ ლ ის მ ე ო რ ე უ ლ ი პ რ ო - დ უ ქ ტ ე ბ ი ა: თიხის მინერალები (კაოლინიტი) და სერიციტი.

ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე - რ ვ ა . პირველი რიგის რუხი, თეთრი.

ჩ ა ქ რ ო ბ ა . სწორი (100) და (001) სწვრივ კვეთებში, ირიბი (010) (სწვრივ კვეთში).

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი . ხშირად ქმნის მარტივ მრჩობლებს მანებახისა (შეზრდის სიბრტყე 001) და ბავენოს (შეზრდის სიბრტყე 021) კანონებით. ხშირია პოლისინთეზური მრჩობლები ორი მიმართულებით, ე.წ. მიკროკლინური მესერი ალბიტისა და პერიკლინის კანონებით.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი . ორთოკლაზი მიაგავს ალბიტს, კვარცს, კორდიერიტს და სხვა. ალბიტისაგან განსხვავდება ოპტიკური ნიშნით (ალბიტი ოპტიკურად დადებითია); კვარცისაგან - ორლერძიანობით, ოპტიკური ნიშნით და ტკეჩადობის არსებობით. კორდიერიტისაგან - გარდატეხის დაბალი მაჩვენებლებით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა . ორთოკლაზი მჟავე ქანების - გრანიტოიდების მთავარი ქანმაშენი მინერალია; გვხვდება საშუალო და ფუძეშედეგენილობის ტუტე ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებშიც. ფართოდაა გავრცელებული ამფიბოლიტურ და გრანულიტურ ფაციესის ქანებში - კვარცთან, პლაგიოკლაზთან, ბიოტიტთან, გრანატებთან, სილიმანიტთან, კორდიერიტთან ასოციაციაში.

სანიდინი K [AlSi₃O₈], მონოკლინური

მაღალ ტემპერატურაზე სანიდინსა და ალბიტს შორის არსებობს უწყვეტი რიგი, რომელთა შუალედური არის ნანილს ანორთოკლაზს უწოდებენ.

ს ა ხ ე ლ ი დაერქვა მინერალის ფირფიტისებრი იერის გამო (ბერძნულად sanis - ფირფიტა და idos - სახე).

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,525-1,533$, $N_m=1,523-1,529$,
 $N_p=1,518-1,525$; $N_g-N_p=0,007-0.00$; ოპტიკურად ორლერძიანია და უარყოფითი - $2V=18-74^\circ$
 $H=6$

ფერი: ჩვეულებრივ, უფეროა და გამჭვირვალე.

ფორმა: უსწორო, ხშირად იდიომორფული - მოკლესპირიზებული, გაბრტყელებული.

ტკეჩადაობა: (001) მიმართ სრული, (010) მიმართ კარგი, არასრული (110) მიმართ.

რელიეფი: რელიეფი და შაგრენული ზედაპირი არ აქვს.

ჩანართები: ხშირია კვარცის, პლაგიოკლაზის, აპატიტის, ცირკონის და სხვ. ჩანართები.

შეცვლა: გადადის ალბიტში, ორთოკლაზსა და მიკროკლინში.

ინტერფერენციული შეფერვა: ნაცრისფერი, თეთრი, პირველი რიგის.

ჩაქრობის კუთხე: $c : Ng - 5-10^\circ$.

მრჩობლები: ახასიათებს მარტივი და რთული პოლისინთეზური მრჩობლები ალბიტის, კარლსბადისა და პერიკლინის კანონით.

მსგავსი მინერალები: სანიდინი, ოლიგოკლაზი, რომლისაგან ოპტიკური ნიშნით და ლერძიანობით განსხვავდება (სანიდინის ოპტიკური ნიშანი უარყოფითია, ოლიგოკლაზის - დადებითი); მიაგავს კვარცს, რომლისაგან ლერძიანობით, ოპტიკური ნიშნით და ტკეჩადობის არსებობით განსხვავდება; მიაგავს ნეფელინს, რომლისაგან დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლით, ლერძიანობით და კრისტალთა ფორმებით განსხვავდება.

გავრცელება: სანიდინი არის მთავარი ქანმაშენი მინერალი კონტაქტ-მეტამორფიზმის სანიდინიტური ფაციესის ქანებისათვის - ტრიდომიტთან, ვოლასტონიტთან, ლარნიტთან და სხვ. პარაგენეზისში; ფართოდაა გავრცელებული ასევე მჟავე და საშუალო შედგენილობის კაინოზოურ ექსტრუზივებში.

მიკროკლინი $K[AlSi_3O_8]$, ტრიკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,521-1,530$; $N_m=1,518-1,526$;
 $N_p=1,514-1,523$; $N_g-N_p=0,007$.

ოპტიკურად ორლერძიანია და უარყოფითი (-); ანიზოტროპიულია;

$2V = 83-84^\circ$

$H = 6$

ფერი: შლიფში უფეროა;

ფორმა: გვხვდება არასწორი ფორმის მარცვლების სახით; მხოლოდ პორფირისებრ გრანიტებსა და გრანიტულ პეგმატიტებში ქმნის გიგანტური ზომის იდიომორფული ფორმის კრისტალებს (სურ.68);

იდომორფულ ჩანანინკლებს ქმნის ასევე მჟავე ექსტრუზიულ ვულკანიტიშიც.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: (001) მიმართ სრული, (010) მიმართ კარგი.



სურ.68. მიკროკლინი (ღია მწვანე), ალბიტთან და კვარცთან ერთად <http://pro-kamni.ru/mikroklin>

რ ე ლ ი ე ფ ი და შაგრენის ზედაპირი არ ახასიათებს.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: ხშირია კვარცის, ბიოტიტის, მუსკოვიტის, აპატიტის, სფენის, ორთიტის და სხვა მინერალთა ჩანართები.

შ ე ც ვ ლ ა: მიკროკლინი განიცდის ალბიტიზაციის მეტასომატური ჩანაცვლების პროცესს; ჰიპერგენურ პროცესებში - კალინიტიზაციას (პელიტიზაცია). სერიციტიზაციის პროცესი მიკროკლინისათვის დამახასიათებელი არ არის.

ინ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე - ფ ე რ ვ ა: პირველი რიგის რუხი ნაცრისფერი.

ჩ ა ქ რ ო ბ ა: ირიბი; ჩაქრობის კუთხე იცვლება 5-დან 19 °C-მდე.

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: დამახასიათებელია კარლსბადის, მანებახისა და ბავენოს კანონით შემრჩობვლა. ხშირია პოლისინთეზური მრჩობლები ორი მიმართულებით, ე.წ. მიკროკლინური მესერი - ალბიტისა და პერიკლინის კანონებით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: მიკროკლინი არის მჟავე და ტუტე მაგმური ქანების მთავარი ქანმაშენი მინერალი; დანალექი ქანებიდან ტიპური მინერალია არკოზებისათვის; მეტამორფული ქანებიდან - გნაისებისათვის; გვხვდება ბიოტიტთან, პლაგიოკლაზთან, კვარცთან, დისტენთან, სილიმანიტთან, პიროქსენებთან და ამფიბოლებთან ასოციაციაში.

კალციუმიან-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატები (პლაგიოკლაზები)

კალციუმიან-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატები (პლაგიოკლაზები) ქმნის უწყვეტ, იზომორფული მყარი ხსნარების რიგს, რომლის კიდურა წევრებია ალბიტი ($Na[AlSi_3O_8]$) და ანორთიტი ($Ca[Al_2Si_2O_8]$). პლაგიოკლაზების შედგენილობაში უმნიშვნელო რაოდენობით ყოველთვის მონაწილეობს ორთოკლაზის $K[AlSi_3O_8]$ მოლეკულა (8-12%-მდე). პლაგიოკლაზები ანორთიტის მოლეკულის ($An=CaO$) პროცენტული შემცველობის მიხედვით იყოფა შემდეგ მინერალურ სახეებად: ალბიტი (№ 0-10), ოლიგოკლაზი (№ 10-30), ანდეზინი (№ 30-50), ლაბრადორი (№ 50-70), ბიტოვნიტი (№ 70-90), ანორთიტი (№ 90-100); ხოლო კაჟმინის შემცველობის მიხედვით იყოფა: მჟავე (ალბიტი, ოლიგოკლაზი), საშუალო (ანდეზინი) და ფუძე- (ლაბრადორი, ბიტოვნიტი, ანორთიტი) სახესხვაობებად; პლაგიოკლაზების კრისტალიზაციის ტემპერატურა პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებაშია შედგენილობასთან, კერძოდ, მჟავე პლაგიოკლაზები გაცილებ

ბით დაბალტემპერატურულია (1100°C) ფუძესახესხვაობებთან შედარებით (1550°C). პლაგიოკლაზები მთლიანად კრისტალდებიან ტრიკლინურ სისტემაში და ივითარებენ სნორკუთხოვან, ფირფიტისებრ, ზოგჯერ მკვეთრად წაგრძელებულ, იდიომორფულ, პრიზმული იერის კრისტალებს; გვხვდება არასწორი ფორმის მარცვლებიც.

პლაგიოკლაზებისათვის დამახასიათებელია მარტივი და პოლისინთეზური დამრჩობლა, რომელიც კარგად დაიკვირვება მიკროსკოპში კვლევისას. მრჩობლის კანონებიდან პლაგიოკლაზებში განვითარებულია: ალბიტის ანუ ნორმალური (შემრჩობვლის ღერძი შეზრდის სიბრტყის მართობია), კარლსბადის ანუ პარალელური (შემრჩობვლის ღერძი არის რომელიმე კრისტალოგრაფიული ღერძი) და პერიკლინის (შემრჩობვლის ღერძი არის მართობი კრისტალოგრაფიული ღერძის და ძვეს შეზრდის სიბრტყეში) ტიპის მრჩობლები. მაგმურ ქანებში ჭარბობს ალბიტური კანონით დამრჩობლა, ხოლო მეტამორფულ ქანებში - პერიკლინური კანონით. მიკროსკოპში კვლევისას მჟავე პლაგიოკლაზები გამოირჩევიან შემრჩობვლის მრავალი წვრილი ზოლებით, მაშინ, როდესაც ეს ზოლები ფუძეპლაგიოკლაზებში გაცილებით ფართოა და, ძირითადად, ორინდივიდა. პლაგიოკლაზებს ახასიათებთ ზონალური აგებულება, რაც გამოიხატება შედგენილობათა ცვალებადობაში ცენტრიდან პერიფერიის მიმართულებით (ოსცილიარული) ან პირიქით (რეკურენტული); შეცვლის პროდუქტებიდან დამახასიათებელია: სოსიურიტი (ალბიტის, ცოიზიტის, კალციტისა და სერიციტის მინარევებით), პრენიტი, კაოლინიტი და სხვ.

ალბიტი $Na[AlSi_3O_8]$, ტრიკლინური

ოპტიკური თვისებები:
 ბი: $N_g = 1,539, N_m = 1,531, N_p = 1,527, N_g - N_p = 0,012$. ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი (+),
 $2V = 84-78$
 $H = 6-6,5$

ფერი: უფეროდან თეთრ და მორუხო-მოცისფრომდე; შლიფში უფეროა, წყლისებრ გამჭვირვალე.

ფორმა: ექსტრუზიულ ქანებში განვითარებულია ფირფიტისებრი და წაგრძელებული - პრიზმული იერის კრისტალების სახით; ინტრუზიულ და მეტამორფულ ქანებში - იზომეტრიული ფორმის აგრეგატების სახით. ხშირად ქმნის კრისტალთა დრუზებს (სურ.69).

ტყეჩადობა: სრული (001) მიმართ და (010) მიმართ კარგი.

რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი ძალიან სუსტი.

ჩანართები: ხშირია კვარცისა და აქცესორული მინერალების (აპატიტი, ცირკონი და სხვ.) ჩანართები.



სურ. 69. ალბიტის კრისტალების დრუზა
<https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9c/Albite-182763.jpg>

შეცვლა: მეტასომატური პროცესების შედეგად გადადის სერიციტში, მიკროკლინიში, ანალციმში; ხოლო გამოფიტვის პროცესებისას - კაოლინიტში.

ინტერფერენციული შეფერვა: პირველი რიგის რუხი, თეთრი, ზოგჯერ ყვითელი.

ჩაქრობა: ირიბი - (010) მიმართ 27° , (001) -ის მიმართ -4° .

მჩობლები: ფლობს პოლისინთეზურ მჩობლებს - ძირითადად, ალბიტისა და, იშვიათად, პერიკლინის კანონებით.

მსგავსი მინერალები: მიკროსკოპში ალბიტი შეიძლება აგვერიოს კვარცში, ნეფელინიში, კორდიერიტსა და ანდეზინში; ალბიტი კვარცისაგან განსხვავდება ორლერძიანობით, ტკეჩადობის არსებობით და გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდით; ნეფელინისაგან - ლერძიანობით, გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდით, მარცვალთა ფორმით (ნეფელინი ქმნის სნორკუთხოვან და ექვსკუთხა ფორმებს) და პირდაპირი ჩაქრობის ეფექტით; კორდიერიტისაგან - შეცვლის პროდუქტებით (კორდიერიტის შეცვლის პროდუქტებია ტალკი და ქლორიტები, ალბიტის - სერიციტი, ანალციმი). ანდეზინისაგან - გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდით (ანდეზინის გარდატეხის მაჩვენებელი მეტია კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელზე, ალბიტის - ნაკლები).

გავრცელება: ალბიტი, როგორც პირველადი მამგური ქანმაშენი მინერალი, გვხვდება ტუტე გრანიტებში, პეგმატიტებში, მჟავე და საშუალო შედგენილობის ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებში და წყალქვეშა ამოფრქვევის ფუძე-პროდუქტებში (სპილიტები).

ლაბრადორი – $Na[AlSi_3O_8]$ (50–30%) და $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (50–70%); ტრიკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,662–1,572$, $N_m = 1,557–1,568$, $N_p = 1,554–1,563$, $N_g - N_p = 0,008–0,009$.

ოპტიკურად ორლერძიანია და დადებითი; 2V დაახლოებით 90° .
H=6-6.5

ფერი: შლიფში უფეროა.

ფორმა: გვხვდება იდიომორფული, ფირფიტისებრი, წაგრძელებულ-პრიზმული და, იშვიათად, იზომეტრიული კრისტალებისა და მიკროლითების სახით.

ტკეჩადობა: (001) და (010) მიმართ სრული, (110) მიმართ არასრული.
რელიეფი: ნათელი, ძნელად შესამჩნევია შაგრენის ზედაპირი.

ჩანართები: ხშირია პიროქსენების, ოლივინის, ამფიბოლების, კვარცის, აპატიტის, რუტილის, მაგნეტიტის და სხვ. მინერალების ჩანართები.

შეცვლის პროდუქტებიდან აღსანიშნავია: სოსიურიტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, იშვიათად, კაოლინიტი და კალციტი.

ინტერფერენციული შეფერვა: პირველი რიგის რუხი და თეთრი.

მჩობლები: პოლისინთეზური - ძირითადად ალბიტის კანონით.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ი ა კვარცი, რომლისაგან ღერძიანობით განსხვავდება (კვარცი ოპტიკურად ერთღერძიანია).

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: არის ტიპური მაგმატოგენური და მეტამორფოგენური მინერალი; ფართოდ გავრცელებული და მთავარი ქანმაშენი მინერალია ფუძემდებურ ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებში (გაბრო, ნორიტი, ბაზალტი, დოლერიტი, დიაბაზი და სხვ.). ფართოდ გავრცელებულ მინერალთა ჯგუფს მიეკუთვნება ასევე მეტამორფულ (მეტაბაზიტები) ქანებშიც - გრანაიტებთან, პიროქსენებთან, ამფიბოლებთან ასოციაციაში.

ანორთიტი – $Ca[Al_2Si_2O_8]$, ტრიკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,590$, $N_m = 1,585$, $N_p = 1,577$; $N_g - N_p = 0.013$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-), $2V = 77^\circ$.

$H=6$

ფერი: შლიფში უფეროა.

ფორმა: ძირითადად წარმოდგენილია იზომეტრიული ფართოფირფიტოვანი კრისტალების სახით, იშვიათად ივითარებს პრიზმულ - C ღერძის სწვრივად ნაგრძელებულ კრისტალებს; გვხვდება მასიური და არასწორი ფორმის აგრეგატების სახითაც.

ტკეჩადობა: (001) მიმართ სრული, (010) მიმართ არასრული.

რელიეფი: მკვეთრი, სუსტი შაგრენის ზედაპირით.

მრჩობლები: პოლისინთეზური ან მარტივი (ორინდივიდა).

ჩანართები: ახასიათებს ოლივინის, კლინოპიროქსენის, მაგნეტიტის, აპატიტის, ცირკონის, სფენის და შპინელის ჩანართები.

შეცვლა: მეტამორფული და მეტასომატური პროცესების ზემოქმედებით ანორთიტი იცვლება სოსიურიტით, ეპიდოტით, ცოიზიტით, კაოლინიტით, კარბონატებით, ცეოლიტებით და სხვ.

ინტერფერენციული შეფერვა: -Nm მართობ კვეთში პირველი რიგის რუხი და ღია ყვითელი.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი. ძალიან მიაგავს ბიტოვნიტს; მათი განსხვავება მხოლოდ ზუსტი ლაბორატორიული მეთოდების გამოყენებით არის შესაძლებელი - კერძოდ, იმერსიულ სითხეებში გარდატეხის მაჩვენებლის განსაზღვრით, ოპტიკური ღერძთაშორისი კუთხის გაზომვით და სხვ.; მიაგავს კვარცს, რომლისაგან ღერძიანობით და გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდით განსხვავდება. ნიშანდობლივია, რომ ანორთიტის შემცველ ქანში კვარცი თითქმის არ გვხვდება.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ანორთიტი ნაკლებად გავრცელებული მინერალია პლაგიოკლაზების Na სახესხვაობებთან შედარებით. ის არის ანორთოზიტის ძირითადი ქანმაშენი მინერალი; გვხვდება ფერადი მინერალებით მდიდარ ფუძეინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებში, იშვიათად

ულტრაფუძე ქანებში და გრანულიტური ფაციესის მეტაბაზიტებში - ორთოპიროქსენებთან, კლინოპიროქსენებთან, ოლივინთან და გრანატებთან ასოციაციაში.

ფელდშპატიოდების ჯგუფი

ფელდშპატიოდები, ტუტე მინდვრის შპატებისაგან განსხვავებით, კაჟ-მინით გაუფერებელი მინერალებია. მაშინ, როდესაც ტუტე მინდვრის შპატებში Si/Na და Si/K შეფარდებათა დამოკიდებულება ტოლია 3-ის, ფელდშპატიოდებში ეს თანაფარდობა მნიშვნელოვნად მცირდება და 2-ს ან 1-ს უტოლდება; ფელდშპატიოდების ჯგუფის მინერალებია: ნეფელინი, ნოზეანი, სოდალიტი, კანკრინიტი, ლეიციტი; მათგან ფართო გავრცელება აქვს ნეფელინს და ლეიციტს.

ნეფელინი – Na[AlSiO₄], ჰექსაგონური

ოპტიკური თვისებები: Ng = 1,529–1,546, Np = 1,526–1,542, Ng – Np = 0,003–0,004.

ოპტიკურად ერთღერძიანია და უარყოფითი (-).
H = 5-6

ფერი: შლიფში უფეროა და გამჭვირვალე; იძენს მღვრიე ფერებს შეცვლის პროდუქტების არსებობის შემთხვევაში. ზოგჯერ თითქმის იზოტროპიულია.

ფორმა: კრისტალების სახით იშვიათია. ჩვეულებრივ, გვხვდება ან-ჰედრალური (ქსენომორფული, ალოტრიომორფული) მარცვლების სახით. იდიომორფული (ევგედრალური) ფორმები, მათი არსებობის შემთხვევაში, წარმოდგენილია სქელფირფიტოვანი ან მარტივი ჰექსაგონური პრიზმების სახით - სნორკუთხოვანი კვადრატული ან ექვსკუთხოვანი განივი კვეთებით (სურ.70).



ტკეჩადობა არ ახასიათებს ან ძალიან სუსტი (1010) მიმართ.

რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი არ აქვს.

ჩანართები: დამახასიათებელია ეგირინის ნემსისებური კრისტალების ჩანართები.

შეცვლა: ადვილად გადადის ცეოლითებში (ნატრო-

სურ.70. ნეფელინის კრისტალი (თეთრი), მორლთმიტი (შავი) <https://e-rocks.com/item/mnt31779/nepheline-schorlomite>

ლითი, ტომსონიტი, ფილიფსიტი), ანალციმში, სოდალიტში და კანკრინიტში. იშვიათად, სერიციტში, მუსკოვიტში და კალციტში; ზოგჯერ, ნეფელინის ხარჯზე, კალინიტი და გრანატი ჩნდება.

ინტერფერენციული შეფერვა: ძალიან დაბალი - პირველი რიგის - რუხი.

ჩაქრობა: სწორი.

მრჩობლები იშვიათია, თითქმის არ ახასიათებს; ზოგჯერ ავლენს ზონალურ აღნაგობას.

მსგავსი მინერალები: შლიფში ნეფელინი ძალიან მიაგავს: კვარცს, ორთოკლასს, აპატიტს, კორდიერიტს და ალბიტს; კვარცისაგან განსხვავდება დაბალი გარდატეხისა და ორმაგი გარდატეხის სიდიდით, ოპტიკური ნიშნით და შეცვლის პროდუქტების არსებობით (ნეფელინი კვარცთან ერთად არასდროს გვხვდება). ორთოკლასისაგან - კრისტალთა ფორმით, ერთლერძიანობით, მრჩობლების არარსებობით და სწორი ჩაქრობით. აპატიტისაგან - დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლით და ნაგრძელებული კრისტალების არარსებობით; კორდიერიტისაგან - კრისტალთა ფორმით და დაბალი ორმაგი გარდატეხით; ალბიტისაგან - ოპტიკური ლერძიანობით და ტკეჩადობის უქონლობით.

გავრცელება: ნეფელინი დამახასიათებელი ქანმაშენი მინერალია ტუტე კაჟმინით გაღარიბებული როგორც ინტრუზიული (ნეფელინიანი სიენიტები), ისე ექსტრუზიული (ფონოლითები, ტეფრიტები, ნეფელინიანი პორფირიტი და სხვ.) მაგმური ქანებისათვის.

ლეიციტი $K[AlSi_2O_6]$ კუბური, ტეტრაგონური

ლეიციტი არის დიმორფული მინერალი: 620°C ტემპერატურის ზემოთ კრისტალდება კუბურ სისტემაში; 620°C ტემპერატურის ქვემოთ - ტეტრაგონურში.

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,509-1,511$, $N_p=1,508-1,511$, $N_g - N_p = 0,001$;

ოპტიკურად ერთლერძიანია და დადებითა (+); 2 V ან საერთოდ არ აქვს ან ძალიან მცირეა.

H=5-6

ფერი: შლიფში სრულიად უფეროა.

ფორმა: ჩვეულებრივ, გვხვდება ტრაპეციოიდის ფორმის კრისტალების სახით. შლიფში ადვილად გამოიცნობა მომრგვალებული და რვაკუთხოვანი კვეთებით და იზოტროპულობით.

ტკეჩადაობა: ძალიან სუსტი (110) მიმართ.

რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი შეუმჩნეველია; თუმცა ჩანართების არსებობის შემთხვევაში ლეიციტი ავლენს მკვეთრ უარყოფით რელიეფს და ნათლად გამოხატულ შაგრენის ზედაპირს.

- ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: უხვად შეიცავს პიროქსენების, მაგნეტიტის, ვულკანური მინისა და სხვა ჩანართებს.
- შ ე ც ვ ლ ა: ადვილად იცვლება და გადადის ანალციმში, ორთოკლაზში, სერიციტში და სხვ; გადადის ფსევდოლიეციტში, რომელიც, თავის მხრივ, წარმოადგენს ფსევდომორფოზას და შედგება ორთოკლაზის, ნეფელინისა და ანალციმის ნარევისაგან.
- ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: ძალიან დაბალი - მუქი ნაცრისფრიდან შავამდე.
- მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: ახასიათებს პოლისინთეზური მრჩობლები.
- მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: ძალიან ემსგავსება სოდალიტს, ნოზეანს, რომლებისგანაც განსხვავდება გარდატეხის მაღალი მაჩვენებლით და მრჩობლების არსებობის შემთხვევაში პოლისინთეზურობით. ანალციმისა და ცეოლითებისაგან - მარცვალთა ფორმით და მრჩობლებით.
- გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ლეიციტი იშვიათი მინერალია; ტიპური მაღალტემპერატურული მინერალია ახალგაზრდა ტუტე ექსტრუზიულ - კვარცის დეფიციტის მქონე ქანებში; ამიტომ ლეიციტი არასდროს კვარცთან ასოციაციაში არ გვხვდება.

ფ ე მ უ რ ი (მელანოკრატული) მინერალები (ბერძ. μέλανος – შავი, ბნელი) – გამოირჩევიან შავი შეფერილობით, Mg და Fe დიდი რაოდენობით შემცველობის გამო; რაოდენობრივი თვალსაზრისით ადგილს უთმობს ლეიკოკრატულ მინერალებს. ამ ჯგუფის მინერალებს მიეკუთვნება: ოლივინი (ფორსტერიტი-ფაიალიტი), რომბული და მონოკლინური პიროქსენები (ენსატიტი-ჰიპერსტენი, დიოფსიდი, ავგიტი, პიჟონიტი, ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი და სხვ.), ამფიბოლები (ჩვეულებრივი და ბაზალტური რქატყუარა, რიბეკიტი) და ქარსები (ბიოტიტი, მუსკოვიტი).

ოლივინის (ფორსტერიტი, ფაიალიტი) ჯგუფი

ოლივინის ჯგუფის მინერალები წარმოადგენს მყარი ხსნარების უწყვეტი რიგის კიდურა წევრების – ფორსტერიტისა (Mg₂SiO₄) და ფაიალიტის (Fe₂SiO₄) იზომორფულ ნარევს (ფორსტერიტი კრისტალდება 1890°C-ზე, ფაიალიტი - 1205°C-ზე).

ოლივინი (პერიდოტი, ქრიზოლიტი) (Mg,Fe)₂ [SiO₄], ორთორომბული

ო პ ტ ი კ უ რ ი თ ვ ი ს ე ბ ე ბ ი: ფორსტერიტი
 Ng = 1.670, Nm=1.651, Np = 1.635, Ng-Np = 0.035.
 ფაიალიტი
 Ng = 1.875, Nm=1.864, Np = 1.824Ng-Np = 0.051.

2V იცვლება 47-84°-ზე (მნიშვნელოვნად იზრდება ფაიალიტის მოლეკულის ზრდის შემთხვევაში).

ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი (+), ანიზოტროპიულია; ოლივინში გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდე დიდად არის დამოკიდებული რკინის შემცველობაზე, რაც აისახება გარდატეხისა და ორმაგი გარდატეხის მნიშვნელობების სიდიდეების ზრდაზე ფორსტერიტიდან ფაიალიტამდე - რკინის რაოდენობრივი ზრდის შესაბამისად.

H= 6-7

ფ ე რ ი: შლიფში უფეროა, მწვანე, შეიძლება იყოს ბაცი ყვითელი, რკინის გაზრდილი შემცველობის გამო.

ფ ო რ მ ა: დამახასიათებელია არასწორი კრისტალოგრაფიული ფორმის მომრგვალებული - შემოღობილი კიდეების მქონე ფენოკრისტალები; ბაზალტებსა და დოლერიტებში გვხვდება წაგრძელებული ბიპირამიდული (სურ.71), რომბოედრული იერის კრისტალებისა და არასწორი ფორმის მიკროლითების სახით.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: (010) მიმართ არასრული (ინტრუზიული ქანების ოლივინს ტკეჩადობა არა აქვს).

რ ე ლ ი ე ფ ი: ხასიათდება მაღალი რელიეფით და მკვეთრი შაგრენის ზედაპირით.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: ხშირია ქრომიტის, მაგნეტიტის, აპატიტის, ვულკანური მინის მიკროსკოპული ჩანართები.



სურ.71. ოლივინის კრისტალი
<http://www.edgarcaysi.narod.ru/olivin.html>

შ ე ც ვ ლ ა: ოლივინი არ არის მდგრადი მინერალი; როგორც მაღალტემპერატურული მინერალი, ადვილად ექვემდებარება გამოფიტვის პროცესებს; მთლიანად ან ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია სერპენტიტით და ტალკით. ექსტრუზიულ ქანებში (ბაზალტები, დოლერიტები და სხვ.) ოლივინის შეცვლის ხარჯზე ჩნდება მაგნეტიტი, ბიოტიტის მსგავსი ნარინჯისფერი, მოწითალო-რუხი – ყავისფერი მინერალები – ბოულინგიტი და იდინგსიტი, მაგნიუმის შემცველი მონტმორილონიტის ჯგუფის თიხის მინერალები (სმექტიტები) და მაგნეზიტი; ზოგჯერ ოლივინის გარშემო დაიკვირვება რომბული, იშვიათად, მონოკლინური პიროქსენებისა და ამფიბოლების რეაქციული გარსები.

ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: Ng მართობ ქრილში – მეორე რიგის ნითელი, ლურჯი, მწვანე; Nm – მეორე რიგის ყვითელი, ვარდისფერი; Np – პირველი რიგის რუხი, მოყვითალო.

ჩ ა ქ რ ო ბ ა: სწორი.

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: იშვიათია.

- მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: ოლივინი ძალიან მიაგავს მონოკლინურ პიროქსენებს; მათგან განსხვავდება კრისტალების ფორმით, ტკეჩადობის ბზარების არარსებობით, ორმაგი გარდატეხის სიდიდით, სწორი ჩაქრობით და არასრული ტკეჩადობით. ძალიან მიაგავს ეპიდოტს, რომელსაც ახასიათებს ანომალური ინტერფერენციული შეფერვა, სრული ტკეჩადობა და შეცვლის პროდუქტების არარსებობა; შეიძლება აგვერიოს მუსკოვიტში, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ქერცლოვანი ფორმები, სრული ტკეჩადობა და გარდატეხის დაბალი მნიშვნელობა.
- გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ოლივინი არის ტიპური მეტამორფოგენური და მამგური წარმოშობის მინერალი; მეტამორფოგენური ოლივინი დამახასიათებელია ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესის ქანებისათვის -კალციტთან, დიოფსიდთან, ფლოგოპიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. მამგური წარმოშობის ოლივინი არის მთავარი ქანმაშენი მინერალი ულტრაფუძე შედგენილობის ინტრუზიული და ექსპლოზიური (დუნიტი, პერიდოტიტი, კიმბერლიტი, ტროქტოლიტი და სხვ.) ქანებისათვის. მეორეხარისხოვანი მინერალია ფუძექანებში.

პიროქსენების ჯგუფი

პიროქსენები ქმნიან ცვალებადი შედგენილობის რომბული და მონოკლინური მინერალური სახის იზომორფულ რიგებს და კრისტალოქიმიური სტრუქტურით სილიციუმჟანგბადოვანი ტეტრაედრის ძენკვისებრ მეტასილიკატების ჯგუფს მიეკუთვნებიან. პიროქსენები, განსხვავებულ სინგონიაში დაკრისტალების მიუხედავად, ხასიათდებიან მსგავსი ფიზიკური თვისებებითა და ქიმიური შედგენილობით; პიროქსენების ჯგუფის მინერალებისათვის, მათი შინაგანი სტრუქტურის თავისებურებიდან გამომდინარე, დამახასიათებელია წაგრძელებული, პრიზმული იერის კრისტალები - განივ ქრილში სწორკუთხოვანი (თითქმის კვადრატული) ან რვაკუთხოვანი ფორმის კვეთებით; ახასიათებთ სრული ტკეჩადობა; ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდე შეადგენს $87-93^\circ$; მათთვის დამახასიათებელია მაღალი დადებითი რელიეფი და მკვეთრად გამოხატული შაგრენის ზედაპირი. პიროქსენები ულტრაფუძე და ფუძექანების ძირითადი ქანმაშენი მინერალებია; მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონაწილეობენ საშუალო და მჟავე შედგენილობის ქანებში.

ორთორომბული პიროქსენები. პიროქსენების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება: ენსტატიტი, ბრონზიტი და ჰიპერსტენი.

ენსტატიტი $Mg_2[Si_2O_6]$

ო პ ტ ი კ უ რ ი თ ვ ი ს ე ბ ე ბ ი: $N_g=1,658-1,788$, $N_m=1,653-1,770$, $N_p=1,650-1,768$, $N_g-N_p=0.008-0.020$. ოპტიკურად ორლერძიანია; დადებითი (+); $2V=60-90$.

H=5-6

ფ ე რ ი: შლიფში უფეროა.

ფ ო რ მ ა: მიკროსკოპში გვხვდება ფართოფირფიტოვანი არასწორი მარცვლების სახით. ზოგჯერ კვადრატული ან რვაკუთხოვანი კვეთის მოკლე პრიზმული კრისტალების სახითაც.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: ერთი ან ორი მიმართულებით; (110) მიმართ სრული, 90°-იანი კუთხის მახლობლობაში, ბაზალურ კვეთებში (010) და (100) მიმართ ძალიან სუსტი.

რ ე ლ ი ე ფ ი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი და ხორკლიანი - შაგრენის ზედაპირი.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: შეიცავს მაგნეტიტის, აპატიტის, კვარცისა და ვულკანური მინის ჩანართებს; ხშირია გაზურ-თხევადი ჩანართებიც.

შ ე ც ვ ლ ა: ენსტატიტი გადადის სერპენტინში, სრული ფსევდომორფოზის წარმოქმნით (ბასტიტი); შეიძლება გადავიდეს ტალკში, ამფიბოლში (ურალიტი), ქლორიტებში, მაგნეტიტში და სხვ.

პ ლ ე ო ქ რ ო ი ზ მ ი: ენსტატიტის შეფერილ სახეხვავობებს ახასიათებს სუსტი პლეოქროიზმი: Ng - მწვანე, Nm - მოყვითალო-ყავისფრამდე, Np - ვარდისფერ-ყავისფრამდე.

ინ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: პირველი რიგის ნაცრისფერი, თეთრი.

ჩ ა ქ რ ო ბ ა: პირდაპირი. ჭრილები - ტკეჩალობის ორი სისტემით ყოველთვის იძლევა ჩაქრობის ირიბ ეფექტს.

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი იშვიათია.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: ძალიან მიაგავს ჰიპერსტენს, ავგიტს, დიოზიდს; ჰიპერსტენისაგან განსხვავდება ლერძიანობით და ოპტიკური ნიშნით (ჰიპერსტენი ორლერძიანი და უარყოფითი), სუსტი პლეოქროიზმით; მონოკლინური პიროქსენებისაგან - დაბალი ორმაგი გარდატეხით, ვერტიკალურ ჭრილში პირდაპირი ჩაქრობით და ინტერფერენციული დაბალი შეფერვით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: არის ტიპური მაგმატოგენური მინერალი. ენსტატიტი დამახასიათებელია მაგნიუმით მდიდარი ულტრაფუძე და ფუძეინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანებისათვის (პერიდოტიტები, პიროქსენიტები, ბაზალტები, გაბრონორიტი და სხვ.) ოლივინთან, მონოკლინურ პიროქსენებთან, ფლოგოპიტთან და ფუძე-პლაგიოკლაზთან ასოციაციაში.

მეტამორფოგენური ენსტატიტი გვხვდება კონტაქტური მეტამორფიზმის ქანებში: რქაულებში და სკარნებში - მონოკლინურ პიროქსენებთან, პლაგიოკლაზებთან, გრანატებთან ასოციაციაში. იშვიათად გვხვდება რეგიონული მეტამორფიზმის გრანულიტური ფაციესის კრისტალურ ფიქლებში - დიოფსიდთან, გრანატებთან, პლაგიოკლაზებთან, კვარცთან ასოციაციაში.

ჰიპერსტენი (Mg, Fe)₂[Si₂O₆]

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,683-1,731$; $N_m = 1,678-1,728$;
 $N_p = 1,673-1,715$; $N_g - N_p = 0,010-0,016$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-), $2V = 48-80^\circ$.

$H = 6$

ფერი დამოკიდებულია რკინის შემცველობაზე; რკინის შემცველობის ზრდის ფონზე ყავისფერი შეფერვა უფრო ინტენსიური ხდება.

ფორმა: დამახასიათებელია პრიზმული, ფირფიტისებრი; ხშირად არასწორი, მომრგვალებული აგრეგატები.

ტკეჩადაობა: (110) მიმართ საშუალო; ტკეჩადობის ბზარები იკვეთება 87° -იანი კუთხით.

რელიეფი: ხასიათდება მაღალი რელიეფით და მკვეთრი შაგრენის ზედაპირით;

ჩანართები: ხშირად შეიცავს ტკეჩადობის ბზარების გასწვრივ განლაგებულ ილმენიტის ნვრილფირფიტოვან ჩანართებს.

შეცვლა: ჰიპერსტენი გადადის სერპენტინში, ტალკში, ტრემოლითში, ქლორიტებში, მაგნეტიტში; იშვიათად ბიოტიტში და იდინგსიტში. ექსტრუზიულ ქანებში დაიკვირვება ოპაციტიზაციის პროცესი, კერძოდ, ჰიპერსტენი დედამინის ზედაპირზე ჰაერთან შეხებისას გადადის რკინის ჟანგისა და ქვეჟანგის გაუმჭვირვალე ნივთიერებაში.

პლეოქროიზმი: სუსტი - ღია მწვანე, მონითალო ან რუხი ყავისფერი (Ng), ღია მოყვითალო-მწვანე, მოყვითალო ან წითელი (Nm), ღია ვარდისფერი, მონითალო-ყვითელი, რუხი წითელი, ღია მწვანე (Np).

ინტერფერენციული შეფერვა: პირველი რიგის რუხი-მონაცრისფრო-ყვითელი ნარინჯისფრამდე.

ჩაქრობა: სწორი - პირდაპირი- ტკეჩადობის სიბრტყის მართობ ჭრილში. ტკეჩადობის სიბრტყის დახრილ ჭრილებში ჩაქრობის კუთხე ირიბია - შეიძლება მიაღწიოს 10° (ზოგჯერ 35°).

მჩობლები იშვიათია.

მსგავსი მინერალები: ანდალუზიტი, ენსტატიტი, ავგიტი, ოლივინი, სილიმანიტი. ანდალუზიტისაგან განსხვავდება გარდატეხის მაღალი მაჩვენებლით; ენსტატიტისაგან - ოპტიკური ნიშნით; ავგიტისა და ტიტან-ავგიტისაგან - მაღალი ორმაგი გადატეხით, პირდაპირი ჩაქრობით და დაბალი ინტერფერენციული შეფერვით; ოლივინისაგან - დაბალი ორმაგი გადატეხით და შეფერილობით; სილიმანიტისაგან - მარცვლის ზომებით, დამახასიათებელი ტკეჩადობით და დაბალი ორმაგი გადატეხით.

გავრცელება: ჰიპერსტენი არის მაგმატოგენური და მეტამორფოგენური მინერალი. მეტამორფოგენური ჰიპერსტენი ფართოდ გავრცელებულია რეგიონული მეტამორფიზმის გრანულიტური მეტამორფიზმის ქანებში - დიოფსიდთან, გრანატებთან, სილიმანიტთან, კვარცთან, ორთოკლაზთან, იშვიათად, ამფიბოლებთან და ბიოტიტთან ასოციაციაში. მაგმატოგენური ჰიპერსტენი ფართოდ გავრცელებულია

ბული მინერალია ულტრაბაზიტებსა და ფუძექანებში - ოლივინთან, ენსტატიტთან, მონოკლინურ პიროქსენებთან და ფუძე-პლაგიოკლაზთან ასოციაციაში.

მონოკლინური პიროქსენები. მონოკლინური პიროქსენები, რომელსე პიროქსენებთან შედარებით, ფართო გავრცელებით და მინერალთა მრავალფეროვნებით გამოირჩევა. მინერალთა ამ ჯგუფს მიეკუთვნება: ავგიტი, დიოფსიდი, ჰედენბერგიტი, პიჟონიტი, ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი, ჟადეიტი, სპოდუმენი.

ავგიტი (Ca, Na)(Mg, Fe²⁺, Al, Ti) [(Si, Al)₂O₆].

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,688-1,761$, $N_m=1,670-1,741$, $N_p=1,662-1,735$, $N_g-N_p = 0,018-0,033$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი (+); ანიზოტროპიულია; $2V = 54-62^\circ$; $c : Ng = 38^\circ - 55^\circ$.

H = 5-6

ფერი: შლიფში უფეროა, იშვიათად სუსტად მომწვანო ან ღია რუხი; ტიტანის მინარევების გამო იძენს ბაცისფერს.

ფორმა: შლიფში წარმოდგენილია მოკლესვეტურ-პრიზმული იერის ფართოფორფიტოვანი მარცვლების სახით (სურ.72); გვხვდება არასწორი ფორმის მარცვლების სახითაც. ფუძეექსტრუზიულ ქანებში ივითარებს იდიომორფულ კრისტალებს რვაკუთხოვანი კვეთით.

ტყეჩადობა: (110) მიმართ - კარგი ერთი მიმართულებით; (100) და (010) მიმართ სუსტი; ტყეჩადობის ბზარები იკვეთება 87° -იანი კუთხით.

რელიეფი: მაღალი, დადებითი - მკვეთრი შაგრენის - ხორკლიანი ზედაპირით;

ჩანართები: შეიცავს პლაგიოკლაზის, მაგნეტიტის, აპატიტის და ფუძე-ექსტრუზივებში ვულკანური მინის ჩანართებს.

შეცვლა: პოსტმაგმურ სტადიაზე ავგიტის ხარჯზე ჩნდება: ურალიტი (ბოჭკოვანი ღია მწვანე რქატყუარა), ქლორიტი, მაგნეტიტი, ეპიდოტი, კალციტი, იშვიათად - ბიოტიტი, კვარცი.

პლექრონიზმი: ძალიან სუსტი: N_g -ის მიმართ - ბაცი მწვანე, N_m - ბაცი მოყავისფრო, N_p - ბაცი მომწვანო.

ინტერფერენციული შეფერვა: N_g მართობ ქრილში - პირველი რიგის რუხი; N_m მართობ ქრილში - მეორე რიგის ლურჯი; N_p მართობ ქრილში - პირველი რიგის წითელი.

ჩაქრობა: ირიბი - ახლოსაა 45° -სთან. ტიტანის მომატებული შემცველობის შემთხვევაში იძენს „სილის საათის ჩაქრობის ეფექტს“.

მრჩობლები: ახასიათებს კარგად განვითარებული მარტივი - ორინდივიდა და, იშვიათად, პოლისინთეზური მრჩობლები (შეზრდის სიბრტყე (100)).

მსგავსი მინერალები: დიოფსიდი, ეპიდოტი, ოლივინი. დიოფსიდისაგან ავგიტი წესიერი რვაკუთხოვანი ფორმის კრისტალებით

განსხვავდება; დიოფსიდში პინაკოიდების ნახნაგები უფრო განვითარებულია პრიზმის ნახნაგებთან შედარებით; ეპიდოტისაგან - ჩაქრობის დიდი კუთხეებით, დადებითი წაგრძელებით, ტკეჩადობის ორი სისტემის არსებობით, რომელიც ეპიდოტისათვის იკვეთება 65°-იანი კუთხით, ხოლო ავგიტისათვის - 87°-იანი კუთხით. ოლივინისაგან განსხვავდება ირიბი ჩაქრობით და კარგი ტკეჩადობით.



სურ. 72. ავგიტის კრისტალები (თსუ გეოლოგიის დეპარტამენტის მინერალოგიის სასწავლო-სამეცნიერო ლაბორატორია).

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა : მამგური ქანებიდან ავგიტი ფუძე და ულტრაფუძე ქანების ქანმაშენი მინერალია; იშვითად გვხვდება დიორიტებში, ანდეზიტებში. როგორც გამონაკლისი - გრანიტებშიც; არის სკარნული მინერალი - ამფიბოლთან, გრანატთან, სკაპოლიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში; გვხვდება მეტამორფულ ქანებში; არის ამფიბოლ-რქაულა და პიროქსენ-რქაულა ქანებისა და კონტაქტ-მეტამორფიზმის ფაციესის ქანების (რქაულები, სკარნები) მთავარი ქანმაშენი მინერალი - ამფიბოლებთან, გრანატებთან, პლაგიოკლაზებთან, კალციტთან და სხვ. მინერალებთან ასოციაციაში.

დიოფსიდ $CaMg[Si_2O_6]$ - ჰედენბერგიტის $CaFe[Si_2O_6]$ ჯგუფი

დიოფსიდი

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1.694$, $N_m = 1.672$, $N_p = 1.664$, $N_g - N_p = 0.030$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი (+); $2V = 58^\circ - 63^\circ$; $c : N_g = 37 - 40^\circ$.

ჰედენბერგიტი

$N_g = 1,751$, $N_m = 1.730$, $N_p = 1,726$, $N_g - N_p = 0.025$;
 ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი (+); $2V = 60 - 68^\circ$; $c : N_g = 48^\circ$.
 $H = 5.5 - 6$

ფერი: ღია მწვანედან მუქ მწვანემდე, გამჭვირვალე, იისფერი ან ცისფერი (დიოფსიდი), ყავისფერ-მწვანე (ჰედენბერგიტი).

ფორმა: გვხვდება როგორც მარცვლოვანი მასების, ისე სვეტიცებრ-მოკლესპირიზმული კრისტალების სახითაც.

- ტკეჩაძობა: (110) მიმართ კარგი, ერთი მიმართულებით.
- რელიეფი: ხასიათებიან მაღალი - დადებითი რელიეფით და მკვეთრი შაგრენის ზედაპირით.
- ჩანართები: დამახასიათებელია მაგნეტიტის, სფენის, აპატიტის, კვარცის, შპინელის და სხვა მინერალების ჩანართები.
- შეცვლის პროდუქტებიდან დიოფსიდის ხარჯზე შეიძლება გაჩნდეს ღია მწვანე ბოჭკოვანი რქატყუარა (ურალიტი), ეპიდოტი, ტრემოლით-აქტინოლითი, იშვიათად, ქლორიტები.
- პლეოქროიზმი: ჰედენბერგიტი არის სუსტი პლეოქროული მინერალი - ბაცი მწვანე და მოყავისფრო ფერებით.
- ინტერფერენციული შეფერვა: Ng მართობ კვეთში რუხი - პირველი რიგის, Nm - მომწვანო-მოლურჯო - მეორე რიგის; Np - ყვითელი პირველი რიგის.
- ჩაქრობა: (100) პარალელურ კვეთში სწორი, ყველა დანარჩენ ქრილში ირიბი.
- მჩობლები: ხშირად ქმნის მარტივ და პოლისინთეზურ მრჩობლებს; შეზრდის სიბრტყე (100) და (001) მიმართ.
- მსგავსი მინერალებია: ამფიბოლები, ავგიტი, ეპიდოტი. ამფიბოლებისაგან განსხვავდება ურთიერთმკვეთი 87°-იანი ტკეჩაძობის ბზარებს შორის კუთხით; (ამფიბოლებში 56°) ჩაქრობის კუთხეების დიდი სიდიდით; ავგიტისაგან - დიდი ორმაგი გადატეხით; ეპიდოტისაგან - ჩაქრობის მცირე კუთხით და ინტერფერენციის ანომალიური შეფერვით.
- გავრცელება: მეტამორფოგენური დიოფსიდი დამახასიათებელია რეგიონული მეტამორფიზმის ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესის ქანებისათვის - ამფიბოლებთან, გრანატებთან, რომბულ პიროქსენებთან, პლაგიოკლაზებთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. ასევე ფართოდ გავრცელებული მინერალია კონტაქტ-მეტამორფიზმის-ამფიბოლ-რქაულიან და პიროქსენ-რქაულიან ფაციესის ქანებში - ვოლასტონიტთან, გრანატებთან, ამფიბოლებთან, კალციტთან, პლაგიოკლაზებთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. დიოფსიდი, როგორც მაგმატოგენური მინერალი, ფართოდ არის გავრცელებული თითქმის ყველა შედგენილობის მაგმურ ქანებში - ოლივინთან, ამფიბოლებთან, პლაგიოკლაზებთან, კალიუმის მინდვრის შპატებთან, ბიოტიტთან ასოციაციაში; ჰედენბერგიტი გვხვდება მხოლოდ მადნეული საბადოების კონტაქტ-მეტამორფიზმის ქანებში - ჰედენბერგიტიან სკარნებსა და მადნეულ ძარღვებში.

ეგირინი (აკმიტი) $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $\text{Ng}=1.760$ -1,840, $\text{Nm}=1.740-1.820$, $\text{Np}=1,720-1.780$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0.040-0.060$;

ოპტიკურად ორღერძიანია, უარყოფითი (-); $\cdot 2V = 58-90^\circ$; $c:Np$ იცვლება 0-დან 10° -მდე.

$H=6-6.5$.

- ფ ე რ ი: მიკროსკოპში, დანარჩენი პიროქსენებისაგან განსხვავებით, ხასიათდება მწვანე ან ბალახისებრ მწვანე ფერით.
- ფ ო რ მ ა: იშვიათად გვხვდება კრისტალების სახით; ძირითადად ქმნის რვანახნაგოვანი, იშვიათად, ექვსნახნაგოვანი კვეთის, წაგრძელებულ-პრიზმული იერის სხივოსნურ აგრეგატებს; გვხვდება არასწორი ფორმის მარცვლების სახითაც.
- ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: (110) და (010) მიმართ, იკვეთება 87° -იანი კუთხით.
- რ ე ლ ი ე ფ ი: ხასიათდება მაღალი რელიეფით და მკვეთრი შაგრენის ზედაპირით.
- ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი დ ა ნ ალსანიშნავია მაგნეტიტი, აპატიტი, ცირკონი, სფენი, გაზურ-თხიერი ფაზის ჩანართები და სხვ.
- შ ე ც ვ ლ ა: ეგირინის ხარჯზე ვითარდება ტუტე ამფიბოლი, რკინის ჰიდროქსანგები და ოპალი.
- პ ლ ე ო ქ რ ო ი შ მ ი: ახასიათებს ძლიერი პლეოქროიზმი: Ng მიმართ - ღია ყვითელი, მუქი ყვითელი, ყვითელი; Nm - მოყვითალო-მწვანე, ბალახისებრ მწვანე, Np - ნათლად მწვანე, მწვანე.
- ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: მოყვითალო-ნარინჯისფერიდან რუხ ფერებამდე; ზოგჯერ ახასიათებს ანომალური ინტერფერენციული შეფერვა; ხშირად შეფერვა ეგირინის საკუთარი ფერით ინილბება.
- ჩ ა ქ რ ო ბ ა: ირიბი - უახლოვდება პირდაპირს.
- მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: ახასიათებს მრჩობლები (შემრჩობვლის სიბრტყე (100) და ზონალური აღნაგობა.
- მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი ა: ეგირინი მიაგავს მწვანე რქატყუარას და ტურმალინს; რქატყუარისაგან განსხვავდება ჩაქრობის დაბალი კუთხით, უარყოფითი წაგრძელებით, მაღალი ინტერფერენციული შეფერვით, ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდით (რქატყუარაში კუთხე ტოლია 56° (და მაღალი რელიეფით; ტურმალინისაგან - ორღერძიანობით და ირიბი ჩაქრობით.
- გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ეგირინი მაგმური და მეტამორფოგენური წარმოშობის მინერალია; ის, როგორც მაგმური მინერალი, გვხვდება ტუტეებით მდიდარ ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებში (ტუტე გრანიტები, პეგმატიტები, ნეფელინიანი სიენიტები, ფონოლიტები, ლეიციტოფირები და სხვ.); ხოლო, როგორც მეტამორფოგენური - კონტაქტ-მეტამორფულ ქანებში (პიროქსენ-რქატყუარიანი ფაციესის როგოვიკები, სკარნები) ტუტე ამფიბოლებთან, ტუტე კალიუმის მინდვრის შპატთან და ალბიტთან ასოციაციაში.

ტიტან-ავეტიტი – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: Ng = 1,695–1,741, Nm = 1,700–1,746, Np = 1,728–1,762, , Ng – Np = 0,033–0,021.

ოპტიკურად ორლერძიანია, დადებითი (+); $2V = 45-58^\circ$; $c : Ng = 32-55^\circ$.
 $H = 6$.

ფერო: შლიფში შეფერილია მოვარდისფრო, ბაცისფერ და მოიისფრო-რუხ ფერებში.

ფორმა: დამახასიათებელია მოკლე სვეტური იერის კარგად განვითარებული კრისტალები და ფირფიტისებრი მარცვლები; C ღერძის მართობ კვეთში აქვს რვაკუთხედის ფორმა.

ტკეჩადობა /010) და (100) მიმართ სრული.

რელიეფი: ძლიერ მაღალი ხორკლიანი რელიეფი - შაგრენის ზედაპირით.

ჩანართები: შეიცავს პლაგიოკლაზის, სფენის, მაგნეტიტისა და აპატიტის ჩანართებს.

შეცვლა: ტიტან-ავგიტის ხარჯზე ვითარდება ღია მწვანე ბოჭკოვანი რქატყუარა (ურალიტი), ტრემოლითი, აქტინოლიტი, კალციტი.

პლეოქროიზმი: ძალიან სუსტი. Ng მიმართ ღია ყავისფერ-ყვითელი, მორუხო-იისფერი; Nm - ყავისფერ-ლილისფერი, იისფერი, Np - ყავისფერ-ყვითელი, იისფერ-ყავისფერი.

ინტერფერენციული შეფერვა: მეორე რიგის (მომწვანო-ლურჯი, ყვითელი, ნარინჯისფერი).

ჩაქრობა: C ღერძის მართობ კვეთში თითქმის სწორი; დანაჩენ კვეთებში ირიბი; ტიტან-ავგიტისათვის დამახასიათებელია სილის საათის ჩაქრობის ეფექტი.

მჩობლები ხშირია; შემრჩობვლის სიბრტყე (100).

გავრცელება: ტიტან-ავგიტი არის მაგმატოგენური მინერალი; გვხვდება ტუტეებით მდიდარ ფუძე- და საშუალო შედგენილობის ქანებში – რომბულ პიროქსენებთან, ოლივინთან და ფუძეპლაგიოკლაზთან ასოციაციაში.

პიჟონიტი – (Ca,Mg,Fe²)(Mg,Fe²)[Si₂O₆]

ოპტიკური თვისებები: $Ng=1,705-1,751$; $Nm=1,684-1,722$;
 $Np=1,682-1,722$; $Ng - Np = 0,023-0,029$.

ოპტიკურად ორლერძიანია და დადებითი (+); $2V=0 - 30^\circ$; $c : Ng=22 - 44^\circ$.
 $H=6$

ფერო: შლიფში უფერო ან შეფერილია ვარდისფერ, მომწვანო ან ყავისფერ ფერებში.

ფორმა: გვხვდება ფართოფირფიტოვანი და მოკლე პრიზმული იერის კრისტალების სახით. განივ კვეთში თითქმის კვადრატული ან რვაკუთხოვანი ფორმით; ხშირად ქმნის არასწორი ფორმის მარცვლებს.

ტკეჩადობა: სრული (110) მიმართ (ორი მიმართულებით, რომელიც იკვეთება 87° -იანი კუთხით).

რელიეფი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი და ნათელი შაგრენის ზედაპირი.

ჩანართები: პიჟონიტში ხშირია პლაგიოკლაზის წვრილი ლეისტების, მაგნეტიტისა და აპატიტის პოიკილიტური ჩანართები.

შეცვლა: პიჟონიტის ხარჯზე ჩნდება: სერპენტინი, ურალიტი, ბიოტიტი (იშვიათად), ქლორიტი, ეპიდოტი, კალციტი და სხვ.

პლეოქროიზმი: სუსტი: Ng - მიმართ ღია მწვანე, ღია ყვითელი, Nm - ვარდისფერი, ღია მომწვანო-ყავისფერი, Np - ვარდისფერი, მოყვითალო-ვარდისფერი.

ჩაქრობა: (001) ტრილში 32-34° .

მრჩობლები: ახასიათებს მარტივი და, იშვიათად, პოლისინთეზური მრჩობლები. შეზრდის სიბრტყეებია: (100) და (001).

მსგავსი მინერალები: ენსტატიტი, ოლივინი, ავგიტი; ენსტატიტისა და ოლივინისაგან განსხვავდება მაღალი ორმაგი გადატეხით, ავგიტისაგან - ოპტიკურ ღერძთაშორისი კუთხის დაბალი მნიშვნელობით (ავგიტისათვის=2V = 54-60°).

გავრცელება: პიჟონიტი ძირითადად ფუძეჰიპაბისალური და ექსტრუზიული მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელი მინერალია (დიაბაზი, ბაზალტი, დოლერიტი და სხვ.).

ამფიბოლების ჯგუფი

ამფიბოლები ქმნიან მეტასილიკატების რთულ ჯგუფს - სილიციუმჟანგბადოვანი ტეტრაედრის უწყვეტი ორმაგი ძეწკვით; ამფიბოლების შინაგანი სტრუქტურა აისახება მინერალთა ფორმაზე, ტკეჩადობის ხასიათსა და ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხის სიდიდეზე. ამფიბოლების მთავარ დამახასიათებელ თავისებურებად ითვლება მათ შედგენილობაში ჰიდროქსილის ჯგუფის (OH) მონაწილეობა, რომელსაც ხშირად ანაცვლებს F, Cl. ეს თავისებურება მაჩვენებელია იმისა, რომ ამფიბოლების კრისტალიზაცია, პიროქსენებისაგან განსხვავებით, მიმდინარეობს მხოლოდ აქროლადი კომპონენტების შემცველი ხსნარებიდან ან აქროლადი კომპონენტების უშუალო მონაწილეობით.

ამფიბოლები დაიკვირვებიან ქანებში, რომლებიც ფორმირდებიან სილრმეში მაღალი წნევის პირობებში; ისინი არასდროს არ გვხვდება ექსტრუზიული ქანების მინისებრ ძირითად მასაში; მიზეზი ისაა, რომ ამ პირობებში კრისტალიზაციის პროცესი მიმდინარეობს გაზების მონაწილეობის გარეშე. ამფიბოლების კრისტალიზაციის ტემპერატურა ცვალებადობს 1025-1085°C საზღვრებში. მაგმურ ქანებში ხშირად დაიკვირვება პიროქსენების ამფიბოლებით ჩანაცვლების პროცესი. სტრუქტურის თავისებურების მიხედვით ამფიბოლები იყოფა: მონოკლინურ და ორთორომბულ სახესხვაობებად, ხოლო შედგენილობის მიხედვით რკინა-მაგნეზიურ-კირტუტიან და ტუტე სახესხვაობებად. ამ სახესხვაობებიდან ქანმაშენი მინერალების როლს უფრო მეტად მონოკლინური ამფიბოლები (აქტინოლითი, ტრემოლითი, ჩვეულებრივი და ბაზალტური რქატყუარა, ბარკევიკიტი) ასრულებენ.

აქტინოლითი $C_2(Fe, Mg)_5 [Si_8O_{22}] [OH, F]_2$; მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,667$, $N_m = 1,659$, $N_p = 1,647$,
 $N_g - N_p = 0,020$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-); $2V = 75-84$; $c: N_g = 11-20^\circ$.
 $H = 5.5-6$

ფერი: შლიფში, ჩვეულებრივ, შეფერილია ღია მწვანედ, იშვიათად არის უფეროც.

ფორმა: გვხვდება გრძელპრიზმული, ნემსისებრ-სხივოსნური, ფირფიტისებრი, ქერცლოვანი, ბოჭკოვანი აგრეგატებისა და არასწორი მარცვლების სახით.

ტყეჩადობა: სრული (110) მიმართ; ტყეჩადობის ბზარების მკვეთი კუთხე 56° .

რელიეფი: აქვს რელიეფი ხორკლიანი შაგრენის ზედაპირით.

ჩანართები: ხშირია კვარცის, პლაგიოკლაზის, აპატიტის, მაგნეტიტის, სფენის და სხვა მინერალთა ჩანართები.

შეცვლა: დიაფტორეზის პროცესისას აქტინოლითის ხარჯზე ჩნდება ქლორიტი, ეპიდოტი, ტალკი, კალციტი.

პლექროიზმი: ძალიან სუსტი: N_g – მოლურჯო მწვანე; N_m – ღია მწვანე, მომწვანო-მოყვითალო; N_p – ბაცი ყვითელი, მწვანე.

მჩობლები: დამახასიათებელია მარტივი და პოლისინთეზური მრჩობლები.

ინტერფერენციული შეფერვა: N_g – მართომ კვეთში პირველი რიგის მოყვითალო-რუხი. N_m – მეორე რიგის მოლურჯო-მწვანე; N_p – პირველი რიგის ყვითელი.

ჩაქრობა: სწორი, ირიბი.

გავრცელება: აქტინოლითი არის რეგიონული მეტამორფიზმის დაბალი და საშუალო საფეხურის ქანებისთვის დამახასიათებელი მინერალი; არის აქტინოლითიანი ფიქლების მთავარი ქანმაშენი მინერალი; გვხვდება რეგიონული მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლებისა და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებში; ფართოდ გავრცელებული მინერალია კრისტალურ ფიქლებში, რქაულებსა და სკარნებში; შეიძლება მონაწილეობდეს მაგმურ ქანებში მეორეხარისხოვანი მინერალის სახით.

ჩვეულებრივი რქატყუარა

$Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe)[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH, F]_2$ მონოკლინური

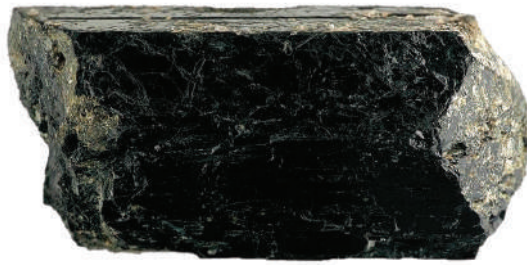
ოპტიკური თვისებები: $N_g = 1,644-1,704$, $N_m = 1,637-1,697$, $N_p = 1,630-1,678$, $N_g - N_p = 0,014-0,026$.

$2V = 63-87^\circ$, $c: N_g = 15-27^\circ$. ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-); ანიზოტროპიულია.

$H = 5.5-6$.

ფერო: ჩვეულებრივ, მუქი მწვანე, მუქი ყავისფერი - შავამდე.

ფორმა: შლიფში დაიკვირვება ფართოფირფიტოვანი, მოკლესრის მუქი ან წაგრძელებული იერის კრისტალები, ხშირად ექვსნახნაგოვანი დაბოლოებით (სურ.73); გვხვდება ასევე არასწორი ფორმის მარცვლების სახითაც.



სურ. 73. რქატყუარის კრისტალი ექვსნახნაგოვანი დაბოლოებით <http://rruff.info/amphibole>

სახესვაობა: ურალიტი - რქატყუარის ფსევდომორფოზა პიროქსენების მიმართ.

ტკეჩადობა: (110) მიმართ სრული, რომელიც იკვეთება 56°-იანი კუთხით.

რელიეფი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი და მკვეთრი შავრენის - ხორკლიანი ზედაპირი.

ჩანართები: რქატყუარაში ხშირად დაიკვირვება: აპატიტის, ცირკონის, სფენის, მაგნეტიტის, ტიტანო-მაგნეტიტის, რუტილის ჩანართები; ექსტრუზიულ ქანებში - ვულკანური მინის ჩანართები.

შეცვლა: ექსტრუზიულ ქანებში რქატყუარა განიცდის ოპაციტიზაციის პროცესს (ჩაენაცვლება მაგნეტიტსა და პიროქსენს წვრილი მარცვლებით); ოპაციტიზაციის პროცესი არის შემცველი ქანის ექსტრუზიული წარმოშობის მაჩვენებელი. მეტამორფიზმის ზედმედი პროცესების შედეგად რქატყუარის ხარჯზე ვითარდება მეორეული მინერალები: ტალკი, ეპიდოტი, ქლორიტი, კალციტი, კვარცი; ტიტანის შემცველი ამფიბოლების ხარჯზე ჩნდება სფენი და ლეიკოქსენი.

პლექროზიზმი: ახასიათებს ძლიერი პლეოქროიზმი: Ng - მიმართ მუქი მწვანე, მონითალო, რუხი; Nm - ზეთისხილისებრ მწვანე ან ნათელი რუხი, Np - მოყვითალო-მწვანე, მოყვითალო, მწვანე, ყავისფერი.

ინტერფერენციული შეფერვა: Nm – მართობ ქრილში მეორე რიგის ლურჯი, წითელი, ყვითელი; ინტერფერენციის შეფერვა კარგად დაიკვირვება მარცვლის პერიფერიულ ნაწილებში, ცენტრში ინიღბება მინერალის საკუთარი ფერით.

ჩაქრობა: სწორი (010) გასწვრივ კვეთში; დანარჩენ კვეთებში ჩაქრობა ირიბია (12-20°).

მჩობლები: ხშირად ივითარებს მარტივ მრჩობლებს (100) მიმართ. პოლისინთეზური მრჩობლები იშვიათია.

მსგავსი მინერალები: ეგირინი, ტურმალინი; ეგირინისაგან განსხვავდება ჩაქრობისა და ტკეჩადობის ბზარებს შორის კუთხეების მაღალი სიდიდებით. ტურმალინისაგან - სრული ტკეჩადობით.

გავრცელება: რქატყუარა არის მაგმატოგენური და მეტამორფული წარმოშობის მინერალი; როგორც ტიპური მაგმური მინერალი,

დიორიტ-ანდეზიტების, ჰორბლენდიტებისა და ზოგიერთი მეტამორფული ქანების ძირითადი ქანმაშენი მინერალია; როგორც მეორესხარისხოვანი მინერალი, გვხვდება გაბროში, ბაზალტებში, გრანიტებში, პერიდოტიტებში და სხვ.; როგორც მეტამორფოგენური მინერალი, მონანილეობს რეგიონული მეტამორფიზმის ალმანდინ-ამფიბოლიტური და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებში - ბიოტიტთან, გრანატებთან, პლაგიოკლაზთან, პიროქსენებთან, კალციტთან და ეპიდოტთან ასოციაციაში.

ბაზალტური რქატყუარა

$Ca_2(Na,K)_{0,5-1,0}(Mg,Fe^{2+})_{3-4}(Fe^{3+},Al)_{2-1}[Al_2Si_6O_{22}](O,OH,F)_2$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $Ng=1,693-1,760$; $Nm=1,683-1,730$;
 $Np=1,670-1,692$; $Ng - Np = 0,023-0,068$; ოპტიკურად ორღერძიანი,
 უარყოფითი (-); $2V= 70-82^\circ$; $c:Ng 0- 18^\circ$.

H = 5-6

ფერი: შლიფში შეფერილია მუქ ყავისფერ და მუქ რუხ ფერებში.

ფორმა: ქმნის კარგად განვითარებულ, წაგრძელებულ, პრიზმული იერის კრისტალებსა და ფირფიტისებრ აგრეგატებს - განივ კვეთში ხშირად ექვსწახნაგოვანი დაბოლოებით.

ტკეჩაობა: სრული.

რელიეფი: ახასიათებს მკვეთრი რელიეფი და შაგრენის ხორკლიანი ზედაპირი.

ჩანართები: შეიცავს მაგნეტიტის, აპატიტის, ილმენიტის, ცირკონის, ვულკანური მინისა და რუტილის (საგენიტი) ჩანართებს; (ფრთხილად უნდა განისაზღვროს მადნეული მინერალები, შესაძლებელია, ისინი ოპაციტიზაციის პროცესის შედეგი იყოს).

შეცვლა: რქატყუარის ბაზალტურ სახესხვაობად გარდაქმნა ხდება ლავის დედამიწის ზედაპირზე ამოფრქვევის შემდეგ - რკინის დაჟანგვის ხარჯზე. კრისტალების გარშემო ხშირად დაიკვირვება ოპაციტიზაციის არშიები, რომელიც შედგება პიროქსენების, პლაგიოკლაზისა და ტიტანომაგნეტიტის მარცვლებისაგან; ზოგჯერ შეიძლება გაჩნდეს ბიოტიტიც.

პლექროზიზმი: ახასიათებს მკვეთრი პლეოქროიზმი: Ng - მონიტალო-რუხი, მუქი ყავისფერი; Nm - მუქი რუხი, ყავისფერი, ზოგჯერ მომწვანო ან ნარინჯისებრი იერით; Np - ბაცი ყვითელი - უფეროდ.

ინტერფერენციული შეფერვა: მაღალი - Nm მართობ კვეთში მესამე რიგის ლურჯი, წითელი, ყვითელი.

ჩაქრობა: ირიბი; სწორი (100)-ის სწვრივად.

მრჩობლები: ახასიათებს მარტივი და პოლისინთეზური მრჩობლები; შეზრდის სიბრტყე (100).

მსგავსი მინერალები: ბიოტიტი და ტურმალინი. ბიოტიტისაგან განსხვავდება ტკეჩაობის ნაკლები ხარისხით, ირიბი ჩაქრო-

ბით, ექვსკუთხოვან კვეთში ტკეჩადობის ხაზების არსებობით; ტურ-მალინისაგან - ტკეჩადობით და ლერძიანობით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: არის ტიპური მაგმატოგენური მინერალი როგორც კირტუტე, ისე ტუტე სერიის მაგმურ ქანებში; ჩვეულებრივი რქატყუ-არისაგან განსხვავებით, გვხვდება მხოლოდ პიროკლასტოლითებსა და ექსტრუზიულ ქანებში (ანდეზიტები, ანდეზიბაზალტები, რიო-ლითები და სხვ.).

ბარკევიკიტი

$Ca_2(Na,K)(Mg,Fe^{2+}Fe^{3+}Mn)_5[Al_{1,5}Si_{6,5}O_{22}](OH,F)_2$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $Ng=1,700$; $Nm=1,696$; $Np=1,680$; $Ng-Np=0,020$; $2V=31-52^\circ$; (-); $c : Ng=10-14^\circ$; ოპტიკურად ორღერძიანია, უარყოფითი.

$H=5-6$

ფერი: შლიფში ხასიათდება მონითალო-ყავისფერი და რუხი ფერებით; ზოგჯერ ლურჯ ტონებში. ფერები გამონვეულია TiO_2 , ტუტეების (K_2O , Na_2O) და Fe მომატებული შემცველობით.

ფორმა: დამახასიათებელია პრიზმული, სვეტისებრი, ნემსისებრი, ფურცლოვანი, იშვიათად, იზომეტრიული ფორმის კრისტალები.

ტკეჩადობა: ფლობს სრულ ტკეჩადობას ერთი და ორი მიმართულებით - 56° -იანი კუთხით.

რელიეფი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი და მკვეთრად გამოხატული შაგრენის ზედაპირი.

პლეოქროიზმი: ძლიერი: Ng - მუქი ყავისფერი, Nm - მონითალო-რუხი; Np - ნათელი ყვითელი.

ინტერფერენციული შეფერვა: მეორე რიგის, რომელიც გართულებულია მინერალის საკუთარი ფერით.

მსგავსი მინერალები: ჩვეულებრივი რქატყუარა, რომლისაგან განსხვავება მხოლოდ პეტროქიმიური ანალიზით შეიძლება, კერძოდ, ტუტეების პროცენტული შემცველობის განსაზღვრით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ბარკევიკიტი ტუტეებით (განსაკუთრებით, ნატრიუმი) მდიდარი ინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანების (ტუტე სიენიტები და ტუტე გაბროიდები) ტიპური ქანმაშენი მინერალია.

არფედსონიტი

$Na_3(Fe^{2+}Mg)_4(Fe^{3+}Al)[Si_4O_n]_2(OH, F)_2$, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $Ng = 1.686-1.710$; $Nm = 1.679-1.709$; $Np = 1.674-1.700$; $Ng - Np = 0.005-0.012$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-); $2V$ ახლოსაა 90° ; $c:Ng=14-20$.

$H=5-5.5$

- ფ ე რ ი: შავი, ლურჯი ან მწვანე - კიდევზე რუხი ან იისფერი იერით.
- ფ ო რ მ ა: ჩვეულებრივ, დამახასიათებელია გრძელპრიზმული კრისტალები; გვხვდება ფირფიტისებრი, ქსენომორფული და სხივოსნური აგრეგატების სახითაც.
- ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: სრული (110) პრიზმის ნახნაგზე; ტკეჩადობის ნაპრალები იკვეთება 56°-იანი კუთხით.
- რ ე ლ ი ე ფ ი: ახასიათებს რელიეფი და კარგად გამოხატული შაგრენის ზედაპირი.
- შ ე ც ვ ლ ა: არფედსონიტის ხარჯზე ჩნდება: ლეპიდომელანი, სიდერიტი და ლიმონიტი.
- პ ლ ე ო ქ რ ო ი ზ მ ი: ძლიერ პლეოქროულია: Ng ბნელი - მოლურჯო-მწვანე, Nm - რუხი ყვითელი, Np - მუქი ლურჯი, მწვანე.
- ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: ხშირად ინიღბება და რთულდება მინერალის საკუთარი ფერით.
- ჩ ა ქ რ ო ბ ა: არასრული.
- მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: (100) მიმართ.
- გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: არფედსონიტი არის მეტამორფოგენური და მაგმატოგენური წარმოშობის მინერალი. მაგმური არფედსონიტი დამახასიათებელია ტუტე ინტრუზიული ქანებისა და მათი ექსტრუზიული ანალოგებისათვის - ეგირინთან ასოციაციაში; როგორც მეტამორფოგენური მინერალი, გვხვდება კონტაქტ-მეტამორფიზმის ამფიბოლ-რქატყუარიან და პიროქსენ-რქატყუარიან ფაციესის ქანებში - კალციტთან, ფლუორიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში.

ქარსების ჯგუფი

ქარსების ჯგუფის მინერალები წარმოადგენენ რთულ - ცვალებადი შედგენილობის შრეებრივ ალუმოსილიკატებს; ქარსებში მუდმივად მონაწილეობს ჰიდროქსილის ჯგუფი [OH], რომელიც ნაწილობრივ ანაცვლებს F (იშვითად Cl); ქარსებში ჰიდროქსილისა და ფთორის მონაწილეობა, დიდი სიღრმის პირობებში, აქროლადი კომპონენტებითა და წყლით გამდიდრებული პირველადი „სველი“ მაგმური მდნარებიდან მათ კრისტალიზაციას ადასტურებს.

ქარსებიდან ფართო გავრცელება აქვს მუსკოვიტს და ბიოტიტს.

მუსკოვიტი $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH,F]_2$, მონოკლინური, ფსევდოჰექსაგონური

ოპტიკური თვისებები: $Ng=1.587-1.616$; $Nm=1,582-1,610$; $Np=1,552-1,574$; $Ng - Np = 0,036-0,049$.

$2V = 35-50^\circ$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-).

$H 2,5-3$

ფ ე რ ი: შლიფში უფეროა.

ფორმა: შლიფში დაიკვირვება არასწორი ქერცლების, იზოლირებული ფურცლების, ფირფიტის ფორმის კრისტალების სახით - ტკეჩადობის წვრილი ნაპრალებით და ხშირად დაკბილული კიდეებით (სურ.74); გვხვდება ფსევდოჰექსაგონური იერის კრისტალებიც.

ტკეჩადობა: (001) მიმართ ფრიად სრული - ერთი მიმართულებით.



სურ.74. ბუმბულისებრი მუსკოვიტი (მონდოლოვით)
<https://natural-museum.ru/mineral/%D0%BC%D1%83%D1%81%D0%BA%D0%BE%D0%B2%D0%B8%D1%82>

რელიეფი: ტკეჩადობის მართობ ქრილში ფლობს რელიეფს და შაგრენის ზედაპირს.

ჩანართები: ძალიან ხშირად აღინიშნება გაზურ-თხევადი და კრისტალური (ციროკონი, აპატიტი, გრანატი, ტურმალინი, მაგნეტიტი, ჰემატიტი, კვარცი და სხვ.) ჩანართები.

შეცვლა: ჰიდრატაციის შედეგად მუსკოვიტის ხარჯზე ვითარდება ჰიდროქარსი; შეიძლება გაჩნდეს ალბიტი და კვარცი.

პლექროიზმი: თითქმის არ აქვს ან სუსტად გამოხატულია: $Ng - Nm =$ ბაცი ყვითელი, ბაცი რუხი, $Np -$ უფერო.

ინტერფერენციული შეფერვა: ტკეჩადობის სიბრტყეების პარალელურ კვეთში ინტერფერენციული შეფერვა დაბალია: პირველი რიგის თეთრი, ყვითელი; Ng მართობ კვეთში - მეორე რიგის მწვანე; Nm - მეორე რიგის; მომწვანო-მოყვითალო; Np - (ტკეჩადობის პარალელურად) პირველი რიგის რუხი, ჩვეულებრივ, თეთრი.

ჩაქრობა: ტკეჩადობის მართობ კვეთში პირდაპირი ან თითქმის პირდაპირი.

მჩობლები: იშვიათია.

სახესხვაობები: ფუქსიტი - კაშკაშა მწვანე ქრომის შემცველი ქარსია პლექროიზმით: $Ng -$ მოლურჯო-მწვანე, $Nm -$ მოყვითალო-

-მწვანე; Np - უფერო, ბაც მწვანემდე; სერიციტი - წვრილმარცვლოვანი ქარსია, თვისებებით მუსკოვიტის ანალოგიურია.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი ა: კვარცი, რომლისაგან განსხვავდება ლერძიანობით (მუსკოვიტი ორლერძიანი და უარყოფითია, კვარცი - ერთლერძიანი და დადებითი); გარეგანი ნიშნით მუსკოვიტი ძალიან ემსგავსება ტალკს, რომლისაგან განსხვავება შეიძლება მინერალური პარაგენეზისით (ტალკი ჩნდება ძირითადად რკინა-მაგნეზიური მინერალების ხარჯზე), ოპტიკურ-ლერძთაშორისი კუთხის სიდიდით (ტალკს 2V არ აღემატება 30°) და ლაბორატორიული მეთოდების გამოყენებით. ქლორიტებისაგან განსხვავდება ორმაგი გადატეხით. მეტამორფულ ქანებში მიაგავს პიროფილიტს, რომლისგანაც ოპტიკურ-ლერძთაშორისი კუთხის სიდიდით (2V = 53–60°) განსხვავდება.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: მუსკოვიტი არის მაგმატოგენური და მეტამორფოგენური მინერალი. მაგმატოგენური მუსკოვიტი გვხვდება მხოლოდ კალიშპატიტით და აქროლადი კომპონენტებით ძლიერ გამდიდრებულ გრანიტებში. მუსკოვიტი, როგორც მეტამორფოგენური მინერალი, გვხვდება გნაისებში, ამფიბოლიტურ ფიქლებში, ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ და მწვანე ფიქლების ფაციესში - გრანატებთან, ბიოტიტთან, დისტენთან, ანდალუზიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. მუსკოვიტი, როგორც მეორეული მინერალი, ვითარდება ზედნადები მეტამორფიზმის პროცესისას: ბიოტიტის, დისტენის, ანდალუზიტის, კიანიტის, კორდიერიტის, სპოდუმენის, სკაპოლითის, ნეფელინის და მჟავე პლაგიოკლაზის (ძირითადად ოლიგოკლაზის) შეცვლის ხარჯზე.

ბიოტიტი $K(Mg,Fe^{+2})_3[Si_3AlO_{10}][OH,F]_2$. მონოკლინური (ფსევდოჰექსაგონური)

ოპტიკური თვისებები:

Ng=1.605-1.696; Nm=1.605-1.696;

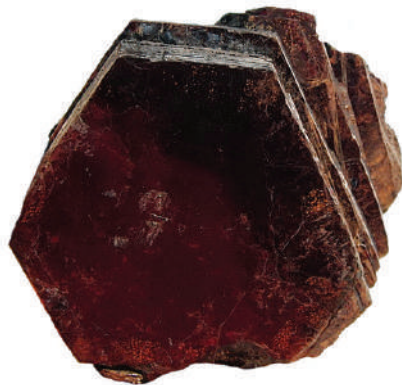
Np=1.565-1.625; Ng-Nm=0.040-0.81.

ოპტიკურად ორლერძიანია, უარყოფითი (-); 2V= 0- 25°.

H=2.5-3

ფერი: შლიფში დამახასიათებელია სხვადასხვა იერის და ინტენსივობის ფერები: ბაცი ყავისფერი, უფერო, მორუხო, მორუხო-წითელი, წარინჯისებრ-წითელი, ყვითელი, ზოგჯერ შავი - იშვიათად, მოლურჯო იერით.

ფორმა: განვითარებულია არასწორი ან ტეკეჩადობის მიმართულებით



სურ.75. ბიოტიტის კრისტალი
<http://webmineral.ru/minerals/item.php?id=1625>

ნაგრძელებული პრიზმული, მეტ-ნაკლებად - იზომეტრიული კრისტალების სახით; გვხვდება ქერცლების, ფირფიტების და ფურცლების სახით; იშვიათად ქმნის რადიალურ-სხივოსნურ და/ან აბურდულ-ქერცლოვან აგრეგატებს.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: ფრიად სრული (001) მიმართ.

რ ე ლ ი ე ფ ი: ტკეჩადობის მართობ ქრილში დაიკვირვება მკვეთრი შაგრენული ზედაპირი და შედარებით მაღალი რელიეფი; ტკეჩადობის პარალელურ სიბრტყეში პლეოქროიზმი, რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი გამოსატულია სუსტად ან საერთოდ არ ვლინდება.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: ბიოტიტში ხშირად გვხვდება აქცესორი მინერალების: აპატიტის, მონაციტის, სფენის, რუტილის ჩანართები; დამახასიათებელია რადიოაქტიური მინერალების წვრილი ჩანართები, რომლის გარშემო ხშირად მჭიდრო პლეოქროული ორეოლები (გარსები) ჩნდება.

შ ე ც ვ ლ ა: ბიოტიტი ადვილად იცვლება ჰიდროთერმული პროცესების ზემოქმედებით: გადადის მაგნეტიტსა და ჰემატიტში; ბიოტიტის ნაწილობრივი ან სრული ჩანაცვლების ხარჯზე ვითარდება ქლორიტები; ზოგჯერ ეპიდოტი, ფლოგოპიტი, სფენი, ძალიან იშვიათად ტალკი. ტიტანის შემცველი ბიოტიტის შეცვლისას გამოიყოფა რუტილის წვრილი ნემსისებრი კრისტალები (საგენიტი). ბიოტიტი მთლიანად ან ნაწილობრივ ჩანაცვლდება მუსკოვიტით, გადადის ვერმიკულიტშიც; ექსტრუზიულ ქანებში ბიოტიტისათვის დამახასიათებელია ოპაცირიზაცია - ინაცვლება წვრილმარცვლოვანი მაგნეტიტის აგრეგატით, რომლის გამო მინერალი ხდება გაუმჭვირვალე კიდეებზე ან მთლიანად.

პ ლ ე ო ქ რ ო ი ზ მ ი: ტკეჩადობის მართობ სიბრტყეში ბიოტიტი გამოირჩევა მკვეთრი პლეოქროიზმით: $N_g = N_m$ - მუქი რუხი, მუქი მწვანე, მუქი მონითალო-ყავისფერი, N_p - მორუხო-მწვანე, ნარინჯისებრ-ყავისფერი, ყავისფერ-მწვანე.

ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: ხასიათდება მეორე და მესამე რიგის მაღალი ინტერფერენციული შეფერვით, რომელიც ხშირად საკუთრივ მინერალის ფერით ინიღბება.

ჩ ა ქ რ ო ბ ი ს კ უ თ ხ ე პირდაპირი, იშვიათად ირიბი (7-8°).

მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: იშვიათია.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: ბიოტიტი შეიძლება აგვერიოს ქლორიტებში, განსაკუთრებით ტკეჩადობის პარალელურ ქრილში; ტკეჩადობის მართობ ქრილში ბიოტიტი გამოირჩევა მკვეთრი პლეოქროიზმით. გარდა ამისა, ჯვარედინა ნიკოლებში ბიოტიტის ინტერფერენციული შეფერილობა, ორმაგი გარდატეხის მაღალი სიდიდის გამო, ყოველთვის მეტია ქლორიტზე.

ბიოტიტი მიაგავს ტურმალინს, რომლისგანაც განსხვავდება ფრიად სრული ტკეჩადობით, ორღერძიანობით და მაღალი ინტერფერენცი-

ული შეფერვით; ბიოტიტი ძალიან ემსგავსება ყავისფერ და რუხი ფერის ამფიბოლებს, განსაკუთრებით ჭრილებში, სადაც ტკეჩადობა არ ჩანს ან სუსტად არის გამოხატული. ტკეჩადობის ჭრილებში ამფიბოლისაგან განსხვავდება პირდაპირი ჩაქრობით და მკვეთრი პლეოქრონიზმით; გამავალ სინათლეში შესწავლისას, ადვილად გამოირჩევა ბიოტიტი ამფიბოლისაგან ოპტიკურ-ღერძთაშორისი კუთხის დაბალი მნიშვნელობით.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ბიოტიტი არის ტიპური მეტამორფოგენური და მაგმატოგენური მინერალი. როგორც მაგმატოგენური მინერალი, ბიოტიტი ითვლება ერთ-ერთ მთავარ ქანმაშენ და მეორეხარისხოვან მინერალად მჟავე და საშუალო შედგენილობის ინტრუზიულ აბისალურ და ჰიპაბისალურ ქანებში; იშვიათია ექსტრუზიულ ქანებში. როგორც მეტამორფოგენური მინერალი, ფართოდ არის გავრცელებული რეგიონული მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლების, ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ და ამფიბოლიტურ ფაციესის ქანებში - კვარცთან, მინდვრის შპატებთან, ამფიბოლებთან, გრანატებთან, მუსკოვიტთან, დისტენთან, ანდალუზიტთან და სხვ. მინერალებთან ასოციაციაში.

11.1.1. 4 მეორეული მინერალები

მეორეული მინერალები გვხვდება თითქმის ყველა გენეტიკური ტიპის ქანებში; ისინი ჩნდებიან ქანის ამგები პირველადი მინერალების ფორმირების შემდეგ, მათზე ჰიდროთერმული ხსნარების ან ზედაპირული ნყლების ზემოქმედებით. საკმაოდ ფართოა მეორეული მინერალების რიცხვი; დავახასიათოთ მეტად გავრცელებულთაგან ზოგიერთი მათგანი.

ქლორიტი (MgFe,Al)₁₂[AlSi]₈O₂₀][OH]₁₆, მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1.570-670$; $N_m=1.570-670$; $N_p=1.570-1.660$; $N_g - N_p = 0,0-0,01$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და უარყოფითი (-) (შეიძლება იყოს დადებითიც).

ოპტიკური ნიშანი ყოველთვის უარყოფითია, $2V=20-60^\circ$.

$H=2-3$

ფერი: შლიფში უფერო, მწვანე - სხვადასხვა ტონში, ვარდისფერი.

ფორმა: ფირფიტისებრი ფსევდოჰექსაგონური ფორმის კრისტალების სახით იშვიათია; ძირითადად დამახასიათებელია არანესიერი ფორმის ქერცლები და ფურცლოვანი აგრეგატები; ახასიათებს ფსევდომორფოზები ბიოტიტის მიმართ.

ტკეჩადობა: (001) მიმართ სრული, ერთი მიმართულებით, (110) მიმართ არასრული.

რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი არ ახასიათებს.

- ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: დამახასიათებელია კვარცის, ცირკონის, მონაციტის, აპატიტის, მინდვრის შპატების ჩანართები; ცირკონისა და მონაციტის გარშემო ხშირად დაიკვირვება პლეოქროული არშიები.
- პ ლ ე ო ქ რ ო ი ზ მ ი: ძალიან სუსტი: Ng- Nm - მუქი მწვანე; Np - ბაცი მწვანე - უფერომდე.
- ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: რკინით მდიდარი სახესხვაობებისათვის დამახასიათებელია პირველი რიგის მონითალო-რუხი, ინდიგოსებრი ლურჯი, ანომალიური ინტერფერენციული ფერები.
- მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: დამახასიათებელია მარტივი მრჩობლები ქლორიტული და ქარსული კანონებით - შემრჩობვლის სიბრტყე (001).
- მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი ა: ბიოტიტი, მუსკოვიტი, ფლოგოპიტი, ლეპიდოლიტი, რომელთაგან დაბალი ორმაგი გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდით განსხვავდება.
- გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ქლორიტი არის მეტამორფოგენური და ჰიდროთერმული წარმოშობის ფართოდ გავრცელებული მეორეული მინერალი; მეტამორფოგენური წარმოშობის ქლორიტი ქანმაშენი მინერალია რეგიონული მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლებისა და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებში - კვარცთან, მუსკოვიტთან, ბიოტიტთან, ალბიტთან, ეპიდოტთან, ტურმალინთან, გრანატებთან, სტავროლიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში. როგორც ჰიდროთერმული პოსტმაგმური მეორეული მინერალი, წარმოიქმნება მაგმურ ქანებში - ბიოტიტის, რქატყუარის, პიროქსენების, ოლივინის, გრანატების, ვულკანური მინის და, ზოგჯერ, პლაგიოკლაზების შეცვლის ხარჯზე.

ტალკი $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, მონოკლინური

- ო პ ტ ი კ უ რ ი თ ვ ი ს ე ბ ე ბ ი: Ng=1.589–1.600; Nm=1.589–1.594; Np=1.539–1.550; Ng – Np=0,050.
- ოპტიკურად ორღერძიანია; უარყოფითი (-); $2V = 0^\circ - 30^\circ$.
- ფ ე რ ი: შლიფში უფეროა; ზოგჯერ სუსტად შეფერილია მორუხო და მომწვანო-რუხ ფერებში.
- ფ ო რ მ ა: გვხვდება ქერცლისებრი და არეულ-ბოჭკოვანი აგრეგატების სახით, იშიათად ფირფიტისებრ-ფსევდოჰექსაგონური კვეთით; ძალიან ემსგავსება ქარსებს. ქმნის ფსევდომორფოზებს ოლივინისა და პიროქსენების მიმართ; კრისტალის პერიფერიულ უბნებში ხშირად დაიკვირვება მადნეული მინერალების ოპაციტიზაციის არშიები.
- ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: ფრიად სრული (001) მიმართ - ერთი მიმართულებით.
- რ ე ლ ი ე ფ ი: დაბალი, შაგრენის ზედაპირი არ აქვს.
- ჩ ა ქ რ ო ბ ა: პირდაპირი.
- ი ნ ტ ე რ ფ ე რ ე ნ ც ი უ ლ ი შ ე ფ ე რ ვ ა: ოპტიკურ ღერძთა პარალელურ სიბრტყეში იცვლება მეორე რიგის ლურჯიდან მესამე რიგის ლურჯ-მტრედისფრამდე.
- მ რ ჩ ო ბ ლ ე ბ ი: იშვიათია.
- მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: პიროფილიტი, მუსკოვიტი; პიროფილიტისაგან განსხვავდება ოპტიკურ ღერძთაშორისი კუთხის მცირე სი-

დიდით (პიროფილიტში $2V = 53-60^\circ$); მუსკოვიტისაგან - (სერიციტი) ოპტიკურ-ღერძთაშორისი კუთხის დაბალი სიდიდით (მუსკოვიტში $2V = 35-50^\circ$).

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ტალკი არის მეტამორფოგენური მინერალი; წარმოიქმნება რეგიონული მეტამორფიზმის მწვანე და ეპიდოტ-ამფიბოლიტური ფაციესის ქანებში; ფართოდ გავრცელებულია ტრემოლიტთან, ქლორიტთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში; როგორც მეორეული მინერალი, ტალკი ვითარდება ოლივინის, რომბული პიროქსენების, სერპენტინის, ქლორიტების და კორდიერიტის შეცვლის ხარჯზე.

სერპენტინი $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_2$ (ქრიზოტილი), მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $Ng = 1,545-1,567$; $Nm = 1,540-1,563$; $Np = 1,532-1,560$; $Ng-Np = 0.013-0.007$.

ოპტიკურად ორღერძიანია და დადებითი; $2V = 30^\circ$.
 $H=2.5-4$

ფერი: შლიფში სერპენტინის ყველა სახესხვაობა (ქრიზოლითი, ანტიგორიტი, სერპოლიტი, ბასტიტი) უფეროა; იშვიათად შეფერილია მომწვანო, მორუხო, მოყვითალო, მონითალო ფერებში.

ფორმა: დამახასიათებელია ბოჭკოვანი (ქრიზოლითი), ფირფიტისებრი (ანტიგორიტი), მკვრივი (სერპოლიტი), მსხვილფირფიტოვანი (ბასტიტი) კრისტალები.

ტკეჩადობა: არასრული (011) მიმართ.

რელიეფი და შაგრენის ზედაპირი არ აქვს.

პლექროიზმი: Ng - მომწვანო-ყვითელი, $Nm = Np$ - უფერო.

ინტერფერენციული შეფერვა: პირველი რიგის ღია ყვითელი.

ჩაქრობა: სწორი.

მსგავსი მინერალები: ბოჭკოვანი ამფიბოლი და ქლორიტი; ამფიბოლისაგან განსხვავდება დაბალი გადატეხით და ორმაგი გადატეხით; ქლორიტისაგან - ანომალიური ინტერფერენციული შეფერვით.



სურ.76.სერპენტინი
<http://www.sandatlas.org/serpentine/>

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: სერპენტინი არის ტიპური მეორეული მეტამორფოგენური მინერალი; განვითარებულია ფორსტერიტის, ქრიზოტილის, პიროქსენებისა და, იშვიათად, ამფიბოლების ხარჯზე. ძირითადად გვხვდება ულტრაფუძე და ფუძექანებში.

11.1.1. 5 აქცესორული მინერალები

აქცესორული მინერალები შეადგენს ქანის საერთო მოცულობის 5%-ზე ნაკლებს. მიუხედავად მათი ქანში მცირე რაოდენობით შემცველობისა, მათ ბევრი რამის „თქმა“ შეუძლიათ ქანის წარმოშობის ისტორიის შესახებ. არსებობს დამახასიათებელი და არადამახასიათებელი აქცესორული მინერალები. პირველ მათგანს მიეკუთვნება: ქრომიტი, შპინელი, ორთიტი, მონაციტი; მეორეს - აპატიტი, ცირკონი, სფენი (ტიტანიტი), მაგნეტიტი.

ქრომიტი $FeCr_2O_4$, კუბური

ო კ ტ ი კ უ რ ი თ ვ ი ს ე ბ ე ბ ი: $N = 2,08-2,16$.

$H=5.5$

ფ ე რ ი: შავი, ყავისფერი, ყავისფერ-შავამდე. გამავალ სინათლეში ანათებს კიდეებზე მონითალო ან რუხი-მონითალო ფერით; არეკვლილ სინათლეზე რუხი, გაუმჭვირვალეა; იზოტროპიული მინერალია.

ფ ო რ მ ა: კრისტალების სახით იშვიათია; გვხვდება არასწორი ან იზომეტრიული ფორმის მარცვლების სახით.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: არ ახასიათებს.

რ ე ლ ი ე ფ ი: მაღალი შაგრენის ზედაპირით.

მ ს გ ა ვ ს ი მ ი ნ ე რ ა ლ ე ბ ი: მაგნეტიტი, რომელთაგან შეფერილობით განსხვავდება.

გ ა ვ რ ც ე ლ ე ბ ა: ქრომიტი არის მაგმატოგენური და მეტამორფოგენური მინერალი; მაგმატოგენური ქრომიტი პერიდოტიტებისა და სხვა ულტრაფუძე ქანების ფართოდ გავრცელებული ქანმაშენი მინერალია. იშვიათად გვხვდება გაბროიდებში; მეტამორფოგენური ქრომიტი ჩნდება ჰიპერბაზიტების სერპენტინიზაციის პროცესში.

მაგნეტიტი Fe_3O_4 , კუბური

$H=5.5-6$

ფ ე რ ი: მაგნეტიტი გაუმჭვირვალე მინერალია; ამ მდგომარეობას ის ინარჩუნებს მიკროსკოპის სისტემაში კონდენსატორის შეყვანის შემდეგაც; ამ თვისებით მაგნეტიტი ძალიან განსხვავდება ქრომიტისაგან; ირიბ არეკვლილ სინათლეში მაგნეტიტი ავლენს სუსტ მეტალურ ელვარებას - ფოლადისებრ მოლურჯო ელფერით.

ფ ო რ მ ა: შლიფში დაიკვირვება არანესიერი გაუმჭვირვალე კრისტალების სახით, იშვიათად ქმნის ოქტაედრულ კრისტალებს, კიდევე უფრო იშვიათად - ოქტაედრისა და რომბოდოდეკაედრის კომბინაციის მქონე აგრეგატებს. მაგნეტიტის ჩონჩხისებრი ფორმის კრისტალები დამახასიათებელია ექსტრუზიული ქანებისათვის.

ტ კ ე ჩ ა დ ო ბ ა: არ აქვს; ზოგჯერ (111)-ის მიმართ არასრული.

ჩ ა ნ ა რ თ ე ბ ი: ხშირად შეიცავს ცირკონის, აპატიტისა და რუტილის (საგენიტი) კრისტალებს, ახასიათებთ ილმენიტთან შენაზარდები.

შეცვლის პროდუქტები ა: ჰემატიტი, ილმენიტი, ლიმონიტი, სიდერიტი.

მრჩობლები: (111)-ის მიმართ.

გავრცელება: გვხვდება აქცესორული მინერალის სახით ნებისმიერი წარმოშობის ქანში - განსაკუთრებით მაგმურ და მეტამორფოგენურ ქანებში (გაბროიდები, ჰიპერბაზიტები და სხვ.).

აპატიტი $Ca_5[PO_4]_3F$ (ფთორაპატიტი), $Ca_5[PO_4]_3Cl$ (ქლორაპატიტი), $Ca_5[PO_4]OH$ (ჰიდროაპატიტი) ჰექსაგონური

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1.624-1.666$; $N_p=1.623-1.667$;
 $N_g-N_p=0.001-0.009$.

ოპტიკურად ერთღერძიანია, უარყოფითი (-). $2V=20^\circ$.
 $H=5$

ფერი: შლიფში უფერო ან მომწვანო; იშვიათად, სუსტად შეფერილი: ლურჯ, იისფერ, ვარდისფერ, რუხ, რუხ-მოშავო ფერებში; ხშირად ფერი იცვლება ჩანართების გამო.

ფორმა: შლიფში ჩანს ნემსისებრი, წაგრძელებული, მოკლეპრიზმული იერის კრისტალები - განივ კვეთში ექვსკუთხოვანი დაბოლოებით (მაღალტემპერატურული სახესხვაობა); გვხვდება ასევე ფირფიტისებრი, იზომეტრიული და არასწორი ფორმის მარცვლების სახითაც (დაბალტემპერატურული სახესხვაობა).

ტკეჩადობა: (0001)-ის მიმართ არასრული.

რელიეფი: მაღალი, ხორკლიანი შაგრენის ზედაპირით.

ჩანართები: ხშირად შეიცავს მრავალრიცხოვან გაზურ-თხიერ ჩანართებს, ასევე ცირკონისა და მონაციტის წვრილ კრისტალებს; საკუთრივ აპატიტი ხშირად გვხვდება ქანმაშენი მინერალების - ამფიბოლების, პიროქსენების, მუსკოვიტის, ბიოტიტის, მინდვრის შპატების მარცვლებში.

პლექროიზმი: სუსტი (არ არის დამახასიათებელი).

ინტერფერენციული შეფერვა: პირველი რიგის რუხი ნაცრისფერი, ინდიგოსებრ რუხი.

ჩაქრობა: პირდაპირი.

მსგავსი მინერალები: ნეფელინი, ანდალუზიტი, ტოპაზი, ცოიზიტი და სხვ. ნეფელინისაგან განსხვავდება კრისტალთა ფორმით, გარდატეხის შედარებით მაღალი მაჩვენებლით, შაგრენის ზედაპირით და სისალით; ანდალუზიტისაგან - ლერძიანობით; ტოპაზისაგან - ლერძიანობით და ოპტიკური ნიშნით, ცოიზიტისაგან - ლერძიანობით და ოპტიკური ნიშნით, ანომალიური ინტერფერენციული შეფერვის არარსებობით.

გავრცელება: აპატიტი არის მეტამორფოგენური, მაგმური და ჰიდროთერმული წარმოშობის მინერალი; როგორც მეტამორფოგენური

მინერალი, ფართოდ გავრცელებულია ქლორიტიან ფიქლებში, ამფიბოლიტურ, ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ ფაციესის ქანებში, გნაისებში, ფიქლებში და მარმარილოებში; უმრავლეს მეტამორფულ ქანში აპატიტი წარმოდგენილია, როგორც აქცესორული მინერალი; მაგმატოგენური აპატიტი, როგორც აქცესორული მინერალი, გვხვდება მამგური ქანების ყველა გენეტიკურ ჯგუფში - განსაკუთრებით ტუტე ინტრუზიულ ქანებში.

ცირკონი $Zr[SiO_4]$, ტეტრაგონური

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,968-2,015$; $N_p=1,923-1,960$;
 $N_g-N_p=0,045-0,055$.

ოპტიკურად ერთღერძიანია, დადებითი (+); ზოგჯერ ანომალიურ ორღერძიანი; $2V=10^\circ$.

$H=7$



ფერი: შლიფში უფერო ან შეფერილია ვარდისფერ, მორუხო ან მოლურჯო-მწვანე ფერებში; შეფერვა დამოკიდებულია: U, Tr, Fe, Cu მინარევებზე; ცირკონის გარშემო ხშირად დაიკვირვება მკვეთრი პლეოქროული ორეოლები (გარსები).

ფორმა: მამგურ ქანებში თითქმის ყოველთვის წარმოდგენილია კარგად განვითარებული მოკლე- ან გრძელპრიზმული კრისტალების სახით - ხშირად ბიპირამიდული დაბოლოებით (სურ.77). დანალექ და მეტამორფულ ქანებში ხშირად ქმნის მომრგვალებულ მარცვლებს; ზოგჯერ ახასიათებს ზონალური აგებულება.

სურ.77. ცირკონის კრისტალი
<http://www.johnbetts-fineminerals.com/jhbnyc/mineralmuseum/picshow.php?id=49518>

ტკეჩადაობა: შეიმჩნევა მხოლოდ მსხვილ კრისტალებზე - (110)-ის მიმართ კარგად, (111)-ის მიმართ ცუდად.

რელიეფი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი და მკვეთრი შაგრენის ხორკლიანი ზედაპირი.

მინარეგები: ხშირად შეიცავს რადიოაქტიური ელემენტების (თორიუმი, ჰაფნიუმი, ურანი) მინარევებს.

შეცვლა: ცირკონი მდგრადი მინერალია; შეცვლის პროდუქტები არ აქვს; შემცველი ქანების დაშლის შემდეგ გროვდება ქვიშრობებში. მეტამიქტური დაშლის შედეგად ნაწილობრივ ან მთლიანად იზოტროპიული ხდება.

პლეოქროიზმი: დაიკვირვება მხოლოდ დიდი სისქის შლიფში (ნორმალური სისქის შლიფში პლეოქროიზმი არ ჩანს).

ინტერფერენციული შეფერვა: ოპტიკური ღერძის პარალელურად ახასიათებს მესამე ან მეოთხე რიგის - ლურჯი მწვანე, ყვითელი, წითელი ინტერფერენციული შეფერვა.

ჩაქრობა: პირდაპირი.

მრჩობლები: იშვიათია.

მსგავსი მინერალები: აპატიტი, სფენი, მონაციტი. ტიტანიტი. აპატიტისაგან განსხვავდება მაღალი რელიეფით და მაღალი ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდით; სფენისაგან - უფრო დაბალი ინტერფერენციული შეფერვით და მცირე ზომის კრისტალებით; მონაციტისაგან - ერთღერძიანობით, პირდაპირი ჩაქრობით, ორმაგი გარდატეხის ძალის სიდიდით და ოპტიკური ნიშნით; ტიტანიტისგან - ერთღერძიანობით.

გავრცელება: ცირკონი გვხვდება ნებისმიერი წარმოშობისა და შედგენილობის ქანებში. ის, როგორც მაგმატოგენური წარმოშობის აქცესორი მინერალი, განსაკუთრებით მომატებული რაოდენობით გვხვდება ნორმულ და ტუტე მჟავე და საშუალო შედგენილობის მაგმურ ქანებში: გრანიტებში, სიენიტებსა და დიორიტებში; როგორც მეტამორფოგენური მინერალი - გნაისებსა და ფიქლებში - კვარცთან, ბიოტიტთან, გრანატებთან, ამფიბოლებთან და მინდვრის შპატებთან ასოციაციაში; დიდი რაოდენობით გროვდება ქვიშრობებში.

სფენი (ტიტანიტი) – CaTi[SiO₄] [O,OH,F], მონოკლინური

ოპტიკური თვისებები: $N_g=1,943-2,110$; $N_m=1,879-2.034$; $N_p=1,843-1,950$; $N_g - N_p = 0,100-0,192$; ოპტიკურად ორღერძიანია, დადებითი (+); $2V = 17-40$.

$H=5$

ფერი: შლიფში უფეროა; რკინის მონანილეობის შემთხვევაში ბაცი ყავისფერი ან რუხი ყავისფერი.

ფორმა: გვხვდება არასწორი ფორმის მარცვლებისა და მათი აგრეგატების სახით; ქმნის სოლისებრი და ფირფიტისებრი იერის კრისტალებსაც.

ტკეჩადობა: (110) მიმართ კარგი.

რელიეფი: ახასიათებს მაღალი რელიეფი - მკვეთრი შაგრენის ხორკლიანი ზედაპირით.

ჩანართები: შეიცავს მაგნეტიტის, აპატიტის, ცირკონის, რუტილის და მინდვრის შპატის წვრილმარცვლოვან ჩანართებს.

შეცვლა: არის მდგრადი მინერალი; გამოფიტვის პროდუქტები თითქმის არ ახასიათებს. ინტენსიური გამოფიტვის პირობებში შეიძლება გადავიდეს ლეიკოქსენში.

პლექროიზმი: N_g – ღია ყავისფერი, ღია ვარდისფერი - ჭუჭყიანი, ყვითელი; N_m – ღია მწვანე, ყავისფერი, მომწვანო-ყვითელი; N_p - თითქმის უფერო, რუხი, ყვითელი.

- ინტერფერენციული შეფერვა: ოპტიკურ ღერძთა პარალელურ სიბრტყის ქრილში მაღალი - მეოთხე რიგის თეთრი.
- მრჩობლები: მარტივი (100)-ის მიმართ და პოლისინთეზური (100)-ის მიმართ.
- მსგავსი მინერალები: ცირკონი, კალციტი, რუტილი, სტავროლითი; ცირკონისაგან განსხვავდება ორღერძიანობით, მარცვალთა ფორმით; კალციტისაგან - გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდის მეტობით და ღერძიანობით; კასიტერიტისაგან - ორმაგი გარდატეხის მაღალი მნიშვნელობით, მარცვალთა ფორმით, დამახასიათებელი მრჩობლით, ღერძიანობით (კასიტერიტი ერთღერძიანია, დადებითი); სტავროლითისაგან - მაღალი გარდატეხისა და ორმაგი გარდატეხის მაჩვენებლების სიდიდით.
- გავრცელება: სფენი არის მეტამორფოგენური და მაგმატოგენური მინერალი; როგორც მეტამორფოგენური მინერალი, ფართოდ არის გავრცელებული რეგიონული მეტამორფიზმის ამფიბოლიტური და გრანულიტური ფაციესის ქანებში - ამფიბოლებთან, პიროქსენებთან, ბიოტიტთან, გრანატთან, მინდვრის შპატებთან, კვარცთან და სხვა მინერალებთან ასოციაციაში; მეორეხარისხოვანი მინერალის როლში სფენი გვხვდება რქაულებსა და სკარნებში; სფენი, როგორც მაგმური მინერალი, განსაკუთრებით ხშირად გვხვდება სიენიტებში, გრანიტებში, დიორიტებსა და კარბონატიტებში.

11.1.2 მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა მჭიდრო კავშირშია მათ წარმომშობ პირველადი სილიკატური მდნარის შედგენილობასთან; თუმცა მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა არასდროს არ არის პირველადი მდნარის შედგენილობის სრული შესატყვისი. მიზეზი ისაა, რომ მაგმის შემადგენელი აქროლადი კომპონენტების დიდი ნაწილი (ფლუიდეები და მინერალიზატორები - H_2O , CO_2 , P_2O_5 , SO_3 , B, F, Cl და სხვ./მთლიანად ან ნაწილობრივ გამოიყოფა მაგმიდან ადრე - ქანის სრულ ფორმირებამდე და ვერ იღებს მონაწილეობას მათი ამგები მინერალების ფორმირების პროცესში.

მაგმური ქანი შედგება მენდელეევის ელემენტთა პერიოდული სისტემის თითქმის ყველა ქიმიური ელემენტისაგან, რომელთაგან მათ აგებულებაში მხოლოდ 9 ელემენტი (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, H) ასრულებს მთავარ როლს; ამის გამო სხვაგვარად მათ „პეტროგენურ“ ან ქანმაშენ ელემენტებსაც უწოდებენ; ქანის ქიმიური ანალიზის შედეგებს გამოხატავენ მთავარი ჟანგეულების სახით : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O .

ქანის ქიმიური შედგენილობა განისაზღვრება სილიკატური ანალიზის - ე.წ. „სველი ქიმიის“ ან სპეციალური რენტგენოფლოუორესცენციული ანალიზის მეთოდებით. ქანმაშენი ჟანგეულების შემცველობა აისახება

მას. %-ში, რომლის ჯამი, ჩვეულებრივ, შეადგენს 100% (შეიძლება 98%-მდეც). მდნარიდან ადვილად გამოყოფილი აქროლადი კომპონენტები ანალიზში აისახება, როგორც „ხურებითი დანაკარგი“ (რუსულად - П.П.; ინგლისურად - LOI); გარდა პეტროგენური ელემენტებისა, ქანის შედგენილობაში ასევე მონაწილეობენ ელემენტ-მინარევეები, რომელთა შემცველობა ქანის მთლიანი მოცულობის 0.1მას. %-ზე ნაკლებია; მაგმური ქანების ქიმიურ შედგენილობას სწავლობს პეტროლოგიის განყოფილება - პეტროქიმია.

საველე პირობებში შესაძლებელია ქანის ქიმიური შედგენილობის მიახლოებით განსაზღვრა ვიზუალური დათვალიერებითაც, მათში ლეიკოკრატიული და მელანოკრატიული მინერალების რაოდენობრივი შემცველობის თანაფარდობის მიხედვით.

ლეიკოკრატიული მინერალების დიდი რაოდენობით არსებობის შემთხვევაში ქანი უფრო მსუბუქია, ხშირად უფერო, თეთრი, ვარდისფერი ან რუხი ნაცრისფერია; მოცემულ შემთხვევაში ქანის ქიმიური შედგენილობა მიახლოებით შეიძლება განისაზღვროს როგორც კაჟმინით მდიდარ - საშუალო და მჟავე შედგენილობის ქანებად. მელანოკრატიული მინერალების დიდი რაოდენობით არსებობის შემთხვევაში ქანი უფრო მძიმეა, შავია, ყავისფერი და მუქი რუხი, ნაცრისფერი; ზოგჯერ მწვანეც. ამ ფიზიკური ნიშნების გათვალისწინებით ქანის ქიმიური შედგენილობა მიახლოებით ისაზღვრება კაჟმინით გაღარიბებულ - ულტრაფუქე და ფუქექანებად.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ მაგმური ქანების შედგენილობის განმსაზღვრელი ფაქტორები;
2. განმარტეთ, რა ნიშნით იყოფა მინერალები ლეიკოკრატიულ და მელანოკრატიულ სახესხვაობებად;
3. განმარტეთ, რის საფუძველზე იყოფა მინერალები მთავარ, მეორეხარისხოვან და აქცესორულ სახესხვაობებად;
4. ჩამოთვალეთ ლეიკოკრატიული და მელანოკრატიული მინერალების შეცვლის პროდუქტები;
5. დაასახელეთ ქანმაშენი მინერალი (მინერალები), რომელთაც შეცვლის პროდუქტები არ გააჩნიათ;
6. ჩამოთვალეთ ნიშნები, რომელთა საშუალებით შესაძლებელია შლიფში პიროქსენების ამფიბოლებისაგან, ოლივინის პიროქსენებისაგან, რქატყუარის ეგრინისაგან, ფუქეპლაგიოკლაზის მჟავე პლაგიოკლაზებისაგან გარჩევა;
7. დაასახელეთ პიროქსენი, დამახასიათებელი „სილის საათის“ ჩაქრობის ეფექტით;
8. განმარტეთ მიზეზი, რატომ კრისტალდება რქატყუარა მხოლოდ სიღრმულ ქანებში;
9. მიუთითეთ, რომელი ლეიკოკრატიული ქანმაშენი მინერალისათვის არის დამახასიათებელი მესრული სტრუქტურა;
10. დაასახელეთ მთავარი პეტროგენური ელემენტები, ფლუიდები და მინერალიზატორები.

12 მაგმური ქანების კლასიფიკაცია

12.1 ზოგადი ცნობები

სადღეისოდ არ არსებობს მაგმური ქანების ერთიანი - ყველასათვის მისაღები საკლასიფიკაციო სქემა; შემოთავაზებულია მაგმური ქანებისათვის დამახასიათებელ სხვადასხვა ნიშან-თვისებაზე დაფუძნებული საკლასიფიკაციო სქემების დიდი რიცხვი, რომელთაგან საერთო აღიარება მოიპოვეს კლასიფიკაციებმა, რომელთაც საფუძვლად უდევს გენეტიკური პრინციპი შემდეგი საკლასიფიკაციო კრიტერიუმებით: კაჟმინის პროცენტული შემცველობა, კაჟმინით გაჯერებულობის ხარისხი, ფორმირების გეოლოგიური პირობები, მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობა, ტექსტურულ-სტრუქტურული თავისებურება, ტუტე ჟანგეულების შემცველობა, შეფერილობის ინდექსი და სხვ. მაგმური ქანების კლასიფიკაციის ჩამოთვლილი კრიტერიუმებიდან დღემდე კამათის საგანია ქანების კლასიფიკაცია ნივთიერი შედგენილობის მიხედვით. მიზეზი ისაა, რომ არსებობს ქანები გარდამავალი (შუალედური) ნივთიერი შედგენილობით, რომელთა გამომხატველი ფიგურული წერტილები საკლასიფიკაციო დიაგრამებზე განლაგებულია ორი ჯგუფის ან ორი ოჯახის ქანების მიჯნაზე, რაც ართულებს მათ შორის მკვეთრი საზღვრის გატარებას და ქანის საბოლოო დიაგნოსტიკას.

12.1.1 მაგმური ქანების კლასიფიკაცია ფორმირების გეოლოგიური პირობების მიხედვით

ამ პრინციპის მიხედვით მაგმურ ქანებს ყოფენ: ინტრუზიულ (პლუტონურ) და ექსტრუზიულ (ვულკანურ) ჯგუფებად; ინტრუზიული (პლუტონური) ქანები წარმოშობის სიღრმესთან დამოკიდებულებით იყოფა: აბისალურ და ჰიპაბისალურ (ძარღვული) ინტრუზიულ სახესხვაობებად.

აბისალურ პირობებში წარმოიშობა სრულკრისტალური, მსხვილ- და თანაბარმარცვლოვანი სტრუქტურის ქანები, რომელთა ფორმირების პროცესი მიმდინარეობს მიწის ქერქის დიდ სიღრმეებზე (5-15 კმ), ტემპერატურისა და წნევის თანდათანობითი კლების პირობებში.

ჰიპაბისალური (ძარღვული) ქანი ფორმირდება დედამინის ქერქის შედარებით მცირე სიღრმეებზე (1-5კმ); ნოლის პირობებისა და სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურების მიხედვით ჰიპაბისალური ქანი იჭერს გარდამავალ მდგომარეობას აბისალურ და ექსტრუზიულ ქანებს შორის. მათი ფორმირება მიმდინარეობს წნევისა და ტემპერატურის შედარებით სწრაფი დაცემის პირობებში. მათთვის დამახასიათებელია წვრილმარცვლოვანი და პორფირისებრი - მსხვილმარცვლოვანი სტრუქტურა ვულკანური მინის მონანილეობის გარეშე.

ჰიპაბისალური (ძარღვის) ქანებს ასხისტურ (დაუყოფელი, დაუნანვრებელი) და დიასხისტურ (დაყოფილი, დანანვერებული) სახესხვაობებად ყოფენ.

ასხისტური ქანი მინერალოგიური შედგენილობით დედა ინტრუზივის სრულიად ანალოგიურია და მათთან გენეტიკურად არის დაკავშირებული; მათ შორის განსხვავება მხოლოდ სტრუქტურაში აისახება. ძარღვის ქანები, რომელთაც გააჩნიათ წვრილი ან მიკრომარცვლოვანი სტრუქტურა, ინარჩუნებენ სიღრმული ქანების სახელწოდებას, მაგრამ ემატებათ სიტყვა *მიკრო* (მიკროგრანიტი, მიკროგაბრო, მიკროდიორიტი და სხვ.). ასხისტური ქანები, რომლებიც ფლობენ პორფირულ (პორფირისებრი) სტრუქტურას, ასევე ინარჩუნებენ ინტრუზიული ქანების სახელწოდებას, მხოლოდ ემატებათ სიტყვები *პორფირიტი* და *პორფირი*; (მაგ. გაბროპორფირიტი, გრანიტ-პორფირი და სხვ.).

დიასხისტური ქანებს არ აქვთ ინტრუზიული ანალოგები; იყოფა ლეიოკრატიულ (აპლიტები და პეგმატიტები) და მელანოკრატიულ (ლამპროფირები) სახესხვაობებად.

აპლიტები ღიად შეფერილი ქანებია - აპლიტური სტრუქტურით; ხასიათდებიან მასთან ასოციაციაში მყოფი ინტრუზიული ქანების ანალოგიური მინერალოგიური შედგენილობით, იმ განსხვავებით, რომ აპლიტებისათვის ფერადი მინერალები დამახასიათებელი არ არის (გრანიტ-აპლიტები, სიენიტ-აპლიტები და სხვ.).

პეგმატიტები ღიად შეფერილი, მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი ქანებია - პეგმატიტური ან გრანოფირული სტრუქტურით. პეგმატიტების, ისევე, როგორც აპლიტების, აგებულებაში სივრცობრივად მასთან დაკავშირებული ინტრუზიული ქანების ამგები სალური მინერალების ანალოგები მონანილეობენ. პეგმატიტები ფორმირდებიან ფლუიდების მონანილეობით; გარდა სალური მინერალებისა (ორთოკლაზი, მიკროკლინი), პეგმატიტები გამდიდრებულია მუსკოვიტით, ბიოტიტით, ტურმალინით, აპატიტით, ტოპაზით და სხვ./გრანიტ-პეგმატიტები, სიენიტ-პეგმატიტები და სხვ.).

ლამპროფირი არის კაჟმინით გაღარიბებული, MgO და FeO შემცველი მელანოკრატიული მინერალებით გამდიდრებული, მუქი ფერის, წვრილმარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი სტრუქტურის ქანი. ლამპროფირის დამახასიათებელ თავისებურებას წარმოადგენს პორფირულ გამონაყოფებში მხოლოდ ფერადი მინერალების მსხვილი ჩანართების არსებობა, მაშინ, როდესაც ქანის ძირითად მასაში ერთდროულად შეიძლება მონანილეობდეს ფერადი და ლეიოკრატიული მინერალები.

ფართოდ გავრცელებული ლამპროფირებია: სპესარტიტი (პლაგიოკლაზ-რქატიტი), კერსატიტი (პლაგიოკლაზ-ბიოტიტიანი), ვოგეზიტი (კალიუმის მინდვრისშპატიან-რქატიტიანი) და სხვ.

ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები ფორმირდება სილიკატური მდნარის სწრაფი გაცივების პირობებში - წყალქვეშ, უშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე ან მათთან მახლობლობაში; ამ მოცემულობაში კრისტალიზაციის პროცესი მიმდინარეობს შედარებით მოკლე დროის განმავლობაში დაბალი წნევისა და აქროლადი კომპონენტების ინტენსიური კარგვის პირობებში; შედეგად, ფორმირდება ფარულკრისტალური, წვრილკრისტალური ან, საერთოდ, დაუკრისტალბელი მინებრივი ქანები (ობსიდიანი, პერლიტი, მარეკანიტი და სხვ.); ვულკანურ ქანებში ხშირად მონაწილეობს მაგმის პლუტონური კრისტალიზაციის ეტაპზე გამოყოფილი ქანმაშენი მინერალების მსხვილი ფენოკრისტალებიც.

ექსტრუზიული ქანების კლასიფიკაციას ახდენენ შეცვლის ხარისხის მიხედვით, რომლის საფუძველზე გამოყოფენ: კაინოტიპურ (შეუცვლელი, სალი) და პალეოტიპურ (შეცვლილი, გამოფიტული) სახესხვაობებს. ეს ტერმინები ისტორიულად არცთუ მართებულად გამოიყენება ქანების შეფარდებითი ასაკის აღსანიშნავად (კაინოტიპური - თანამედროვე, პალეოტიპური - ძველი). ქანის შეცვლის ხარისხის გამოყენება მათი ასაკის განსაზღვრისათვის არ არის ყოველთვის სანდო, რადგან ახალგაზრდა - კაინოზოურ ეფუზივებს შორის გვხვდება მნიშვნელოვნად შეცვლილი, ხოლო ძველ, პალეოზოური ასაკის ქანებში სრულიად სალი ქანები.

კაინოტიპურმა ქანებმა და მათმა შესაბამისმა პალეოტიპურმა სახესხვაობებმა მიიღეს განსხვავებული დასახელება: მაგალითად, კაინოტიპური ექსტრუზიული ანალოგი დიორიტის არის ანდეზიტი, ხოლო პალეოტიპური ანალოგი - ანდეზიტური პორფირიტი; გრანიტების კაინოტიპური ანალოგია რიოლიტი, მისი პალეოტიპური სახესხვაობაა რიოლიტური პორფირი ან კვარც-პორფირი და ა.შ.

ტერმინი **პორფირიტი** გამოიყენება პორფირული სტრუქტურის მქონე პალეოტიპური ვულკანური ქანების აღსანიშნავად, რომლის შედგენილობაში კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი არ მონაწილეობს (ანდეზიტური პორფირიტი, ბაზალტური პორფირიტი და სხვ.).

ტერმინი **პორფირი** გამოიყენება პორფირული სტრუქტურის მქონე პალეოტიპური ვულკანური ქანების აღსანიშნავად, რომელთა შედგენილობაში მთავარი ქანმაშენი მინერალი წარმოდგენილია კვარცით და კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი (რიოლიტ-პორფირი, კვარც-პორფირი და სხვ.).

12.1.2 მაგმური ქანების კლასიფიკაცია შეფერილობის ანუ ფერადი ინდექსის (M) მიხედვით

მაგმური ქანების შეფერილობას განაპირობებს ფერადი და სალური მინერალების შემცველობათა რაოდენობრივი თანაფარდობა. ქანის შეფერილობის ხარისხის გამომხატველი სიდიდეა ფერადი ინდექსი (M), რომლის მიხედვით მაგმური ქანები იყოფა სახესხვაობებად (%/:

ლეიკოკრატული ($M = 0 < M < 35$);
 მეზოკრატული ($M = 35 < M < 65$);
 მელანოკრატული ($M = 65 < M < 90$);
 ულტრამელანოკრატული ($M = 90 < M < 100$);

ფერადი ინდექსი ყოველთვის არ გამოდგება მაგმური ქანების კლასიფიკაციის საიმედო კრიტერიუმად, რადგან ბუნებაში ხშირია ფერის წესიდან გამონაკლისები. მაგალითად, გრანიტი ღია – ნათელი ფერის ლეიკოკრატული ქანია, მაგრამ მათი ეფუზიური ანალოგები (ობსიდიანი, პერლიტი, მარეკანიტი და სხვ.) ხშირ შემთხვევაში შავი ფერისაა; შავი ფერისაა ჰიალოანდეზიტიც, რომელიც მაკროსკოპულად ანდეზიტაზალტებისა და ბაზალტებისაგან ძნელად გასარჩევია.

12.1.3 მაგმური ქანების კლასიფიკაცია მინერალური შედგენილობის მიხედვით

საკლასიფიკაციო მნიშვნელობის მინერალებად განიხილება ნატრიუმ-კალიუმისა და კალციუმ-ნატრიუმის (პლაგიოკლაზები) მინდვრის შპატები, რომლებიც ყველა ქანმაშენი მინერალების 65%-ს შეადგენს. ქანების კლასიფიკაცია შეიძლება მოხდეს ქანში მათი მონაწილეობის თუ არმონაწილეობის მიხედვით. კლასიფიკაციისას ასევე ძალიან მნიშვნელოვანია ქანში მათი შემცველობის რაოდენობრივი დამოკიდებულება.

მინერალი, რომელიც ყურადღებას იმსახურებს ფართო გავრცელებითა და მაგმურ ქანთა საკლასიფიკაციო მნიშვნელობით, არის კვარცი. ქანების დაყოფა ხდება კვარცის მონაწილეობა-არმონაწილეობის მიხედვით. ამასთან, კვარცის შემცველობის მიხედვით მაგმურ ქანებს ყოფენ: გაუჯერებელ (ულტრაფუძე და ტუტე ქანები); გაჯერებულ (საშუალო და ნაწილობრივ ფუძეშედგენილობის ქანები) და გადაჯერებულ (ძირითადად მჟავე, ნაწილობრივ, საშუალო შედგენილობის ქანები) სახესხვაობებად. საკლასიფიკაციო მნიშვნელობა აქვს ქანში რკინა-მაგნეზიური მინერალების (ოლივინი, პიროქსენები, რქატყუარა, ბიოტიტი) მონაწილეობა-არმონაწილეობას და სალურ მინერალებთან მათი შემცველობის რაოდენობრივ თანაფარდობას; ბოლოს, ქანთა საკლასიფიკაციო კრიტერიუმად იყენებენ ფელდშპათოიდების (ნეფელინი, სოდალიტი, კანკრინიტი, ლეიციტი და სხვ.) ქანში მონაწილეობა-არმონაწილეობას. ფელდშპათოიდები წარმოადგენენ ბუნებაში არცთუ ისე ფართოდ გავრცელებულ ტუტე სერიის ჯგუფის ქანების დამახასიათებელ ქანმაშენ მინერალებს.

12.1.4 მაგმური ქანების კლასიფიკაცია ქიმიური შედგენილობის მიხედვით

მაგმური ქანების ქიმიური კლასიფიკაცია ეფუძნება ქანში კაჟმინის რაოდენობრივ შემცველობას, მათში Na_2O , K_2O , CaO , და Al_2O_3 მოლეკულურ რაოდენობათა დამოკიდებულებას და სხვ.

კაჟმინა არის მამური ქანების შემადგენელი მთავარი კომპონენტი და მათი მყავიანობის განსაზღვრის მთავარი კრიტერიუმი. კაჟმინის მიხედვით მამური ქანების კლასიფიკაციას, მიუხედავად მისი ხანდაზმულობისა, დღესაც არ დაუკარგავს თავისი მნიშვნელობა. ამ პრინციპის მიხედვით მამურ ქანებს ყოფენ:

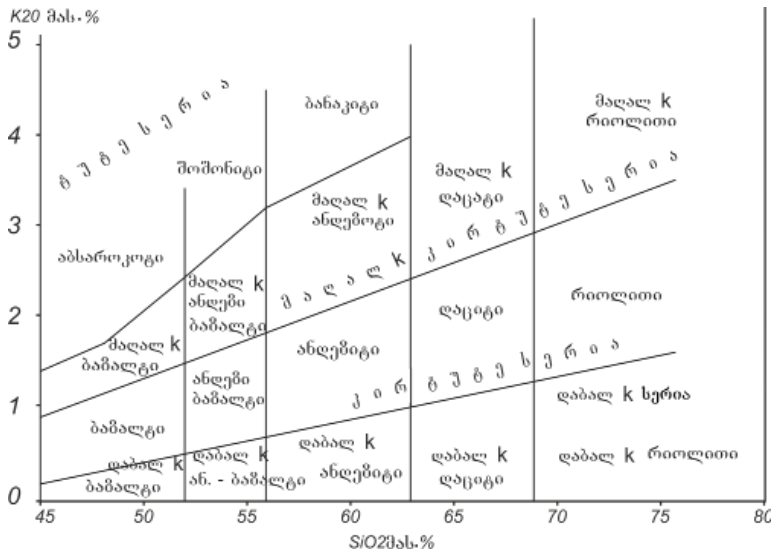
1. ულტრაფუძე შედგენილობის ქანები - $SiO_2 < 45\%$
2. ფუძეშედგენილობის ქანები - $SiO_2 = 45-52\%$
3. საშუალო შედგენილობის ქანები იყოფა:
 - ა. ანდეზიტბაზალტები) - $SiO_2 = 52-57\%$
 - ბ. დიორიტ-ანდეზიტები - $SiO_2 = 57-65\%$
4. მყავე ქანები - $SiO_2 = 65-75\%$
5. ულტრამყავე ქანები - $SiO_2 > 75\%$

მამური ქანების ქიმიური კლასიფიკაცია ეფუძნება ქანში Na_2O , K_2O , CaO და Al_2O_3 მოლეკულურ შემცველობათა რაოდენობრივ დამოკიდებულებას; მიღებული შედეგები ანალიზირებული ქანის რომელიმე სერიისადმი მიკუთვნებულობის საშუალებას იძლევა.

ამ კრიტერიუმის მიხედვით გამოყოფენ:

1. ნორმული ანუ კირტუტიანი სერიის ქანებს: $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$;
2. ტუტეებით გადაჯერებულ ანუ აგპაიტური სერიის ქანებს: $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$;
3. თიხამინით გადაჯერებულ ან პლიუმაზიტური სერიის ქანებს: $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$.

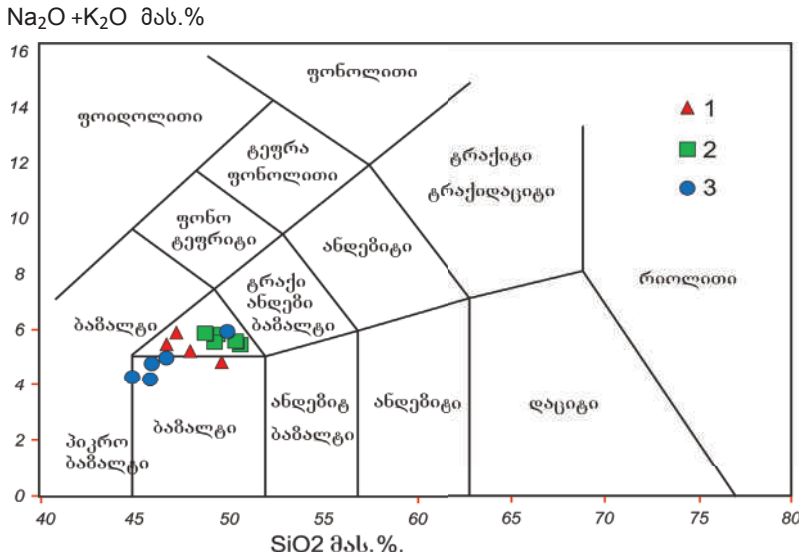
SiO_2 - K_2O დამოკიდებულების გამოყენებით შესაძლებელი ხდება მამური ქანების დაბალ-კალიუმთან კირტუტე, მაღალკალიუმთან კირტუტე და ტუტე სერიებად დაყოფა (სურ. 78).



სურ. 78. SiO_2 - K_2O დამოკიდებულებათა დიაგრამა (Ewart 1982)

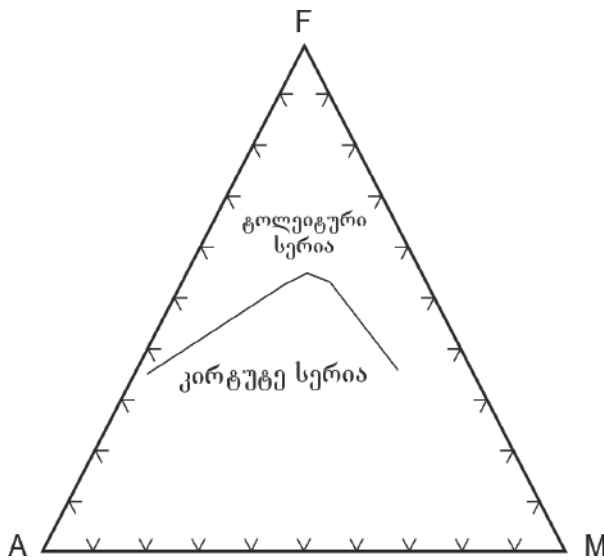
$Na_2O + K_2O / SiO_2$ შეფარდებათა დამოკიდებულება მამური ქანების - ნორმული ტუტიანობის, მომატებული ტუტიანობისა და ტუტე პეტრო-

ქიმიურ რიგებად დაყოფის საშუალებას იძლევა. თითოეულ რიგში გამოიყოფა ერთმანეთისაგან კაჟმინით განსხვავებული ქანთა პეტროქიმიური ჯგუფები (სურ. 79).



სურ.79. Na₂O+K₂O- SiO₂ დამოკიდებულებათა ვარიაციული დიაგრამები (Le Bas et.al.1986)

AFM (A=Na₂O+K₂O; F=FeO+Fe₂O₃; M=MgO)კოეფიციენტების მნიშვნელობების დამოკიდებულების მიხედვით შესაძლებელი ხდება მაგმური ქანების კირტუტე და ტოლეიტურ სერიებად დაყოფა (სურ.80).



სურ. 80. AFM სამკუთხა დიაგრამა (Irvine & Baragar 1971)

კოეფიციენტების გამოთვლის თანამიმდევრობა:

$$A = A_x 100 / (Na_2O + K_2O + FeO + Fe_2O_3 + MgO);$$

$$F = F_x 100 / (Na_2O + K_2O + FeO + Fe_2O_3 + MgO);$$

$$M = M_x 100 / (Na_2O + K_2O + FeO + Fe_2O_3 + MgO).$$

მაგმურ ქანებს Na_2O/K_2O თანაფარდობის მნიშვნელობების მიხედვით ყოფენ: ნატრიუმთან ($Na_2O/K_2O > 4$), კალიუმ-ნატრიუმთან ($Na_2O/K_2O = 1-4$) და კალიუმთან ($Na_2O/K_2O < 1$) სერიებად.

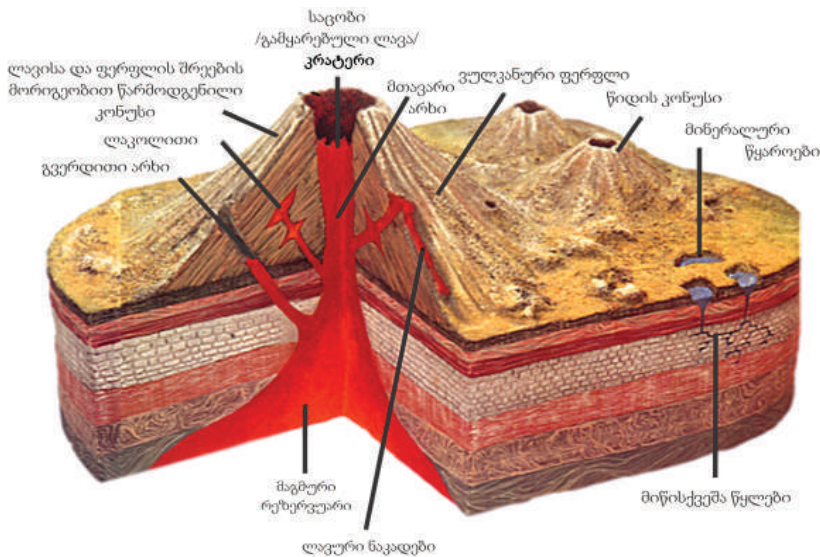
კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ და დაახასიათეთ მაგმური ქანების კლასიფიკაციის პრინციპები;
2. განმარტეთ, რა შემთხვევაში იხმარება ტერმინი: „პორფირიტი“ და რა შემთხვევაში „პორფირი“;
3. მიგაჩნიათ თუ არა სწორად ცნებების: „პალეოტიპური“ და „ნეოტიპური“ გამოყენება ქანის შეფარდებითი ასაკის განსაზღვრისათვის?
4. განმარტეთ ცნება „ლამპროფირი“;
5. როგორ შეგიძლიათ გაარჩიოთ სილრმული ქანი ფულკანურისაგან?
6. დაასახელეთ მაგმური ქანების პეტროქიმიური სერიები და მიუთითეთ მათი გამოყოფის პრინციპებზე.

13 ვულკანიზმი

13.1 ვულკანი, ვულკანის აგებულება, ვულკანიზმი

ვულკანი (ლათ. Vulcanus - ცეცხლი, ალი, ცეცხლის ღმერთი) არის ფარისებრი, თალისებრი ან კონუსისებრი ფორმის ბუნებრივი გეოლოგიური წარმონაქმნი, რომელიც ფორმირდება მაგმური კერის დედამიწის ზედაპირთან დამაკავშირებელი მილისებრი ან ნაპრალოური არხების თავზე და საიდანაც მუდმივად ან პერიოდულად იფრქვევა ვულკანური პროდუქტები: გაზები, პიროკლასტური მასალა და ლავა. სხვაგვარად ვულკანს სრულიად სამართლიანად დედამიწის ბუნებრივ „ფანჯარას“ უწოდებენ, რადგან ის დედამიწის ღრმა ნაწილებში „ჩახედვისა“ და იქ მიმდინარე პროცესების აღდგენის საშუალებას იძლევა (სურ.81).



სურ. 81. ვულკანის აგებულება

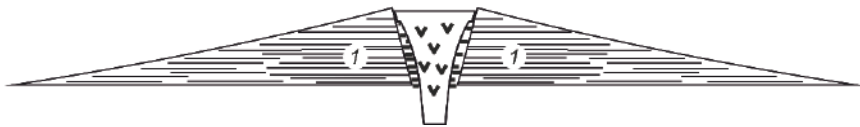
<http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-krasnoshchekovaosnovyetrografi2010.pdf>

ვულკანიზმი არის ზედა მანტიიდან და მიწის ქერქიდან დედამიწის ზედაპირისაკენ მოძრავ გავარვარებულ მამურ მდნართან დაკავშირებულ პროცესთა და მოვლენათა ერთობლიობა; თანამედროვე განმარტებით „ვულკანიზმი“ მაგმატიზმის გამოვლინების გარეგანი - ე.წ. ექსტრუზიული ფორმაა; ვულკანიზმი შედის ბუნების ერთ-ერთ მრისხანე მოვლენათა რიცხვში, რომელსაც ხშირად თან ახლავს კატასტროფული შედეგები - ადამიანთა მსხვერპლი და დიდი მატერიალური ზარალი. მეორე მხრივ, ის არის მნიშვნელოვანი გეოლოგიური პროცესი, რომელთანაც დაკავშირებულია სამრეწველო მნიშვნელობის მადნეული და არამადნეული სასარგებლო წიაღისეული საბადოები; დიდია ვულკანიზმის როლი დედამიწის ქერქის განვითარების ისტორიაში.

13.2 ვულკანების კლასიფიკაცია

13.2.1 ვულკანების კლასიფიკაცია ფორმის მიხედვით

ფორმის მიხედვით ვულკანები იყოფიან: ფარისებრ ვულკანებად, წიღის კონუსებად, გუმბათისებრი ფორმის ვულკანებად და სტრატოვულკანებად, **ფარისებრი** ვულკანები ფორმირდებიან დაბალი სიბლანტის ლავების მრავალჯერადი ამოფრქვევის შემთხვევაში; როგორც წესი, გამოირჩევიან მცირე სიმაღლით და კალთების ძლიერ დამრეცი დაქანებით (7-8° კონუსის ზედა ნაწილი; 36° კონუსის ძირი); კონუსის წვერზე განვითარებულია თასისებურად ჩაღრმავებული კრატერი ციცაბო, ხშირად ტერასისებრი კედლებით. ლავის ამოფრქვევები ხდება როგორც კრატერიდან, ისე კალთებზე განვითარებული ნაპრალებიდან (სურ.82). ფარისებრი ვულკანის აგებულებაში პიროკლასტური ფხვიერი მასალა თითქმის არ მონაწილეობს.



სურ. 82. ფარისებრი ვულკანის ტერიტი: 1- ლავური ნაკადები

<https://injzashita.com/vulkanicheskie-apparati-i-ix-stroenie.html>

2013 წელს წყნარ ოკეანეში აღმოჩენილ იქნა ჩვენი პლანეტის უდიდესი წყალქვეშა, ფარისებრი, ჩამქრალი ვულკან ტამუს მასივი, რომელსაც დიდი ხნის განმავლობაში ჩვეულებრივ ამალეებად მიიჩნევდნენ ოკეანის ფსკერზე. მასივის ფორმირება 145 მილიონი წლის წინათ მოხდა; მის მიერ დაკავებული ფართობი შეადგენს 310000 კმ², დიამეტრი - 625 კმ, სიმაღლე - 4 კმ.

ხშირად ტამუს მასივს ზომით მზის სისტემის ყველაზე გიგანტურ ჩამქრალ ვულკან ოლიმპოს (მარსი) ადარებენ; ტამუს მასივის აღმოჩენამდე დედამიწის უდიდეს ფარისებრ ვულკანად ითვლებოდა ჰავაის კუნძულზე მდებარე, სუბაერალურ პირობებში მოქმედი ვულკანი მაუნა-ლოა (სიგრძე - 120 კმ, სიგანე - 50 კმ; სიმაღლე - 4169 მ; კრატერის დიამეტრი - 3-5 კმ); ვულკანი ჰავაის კუნძულების ტერიტორიის თითქმის ნახევარს მოიცავს და მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი წყალქვეშ მდებარეობს.

წილის კონუსი ფორმირდება გაზებით გაჯერებული ლავების აფეთქებითი (ექსპლოზიური) ამოფრქვევების შემთხვევაში, რომლის დროსაც ვულკანის ამომყვან ყელში ადგილი აქვს ლავების მსხვრევის პროცესს და კრატერის გარშემო შეცემენტების სხვადასხვა ხარისხის მქონე ფხვიერი ნატეხოვანი (პიროკლასტური) ვულკანური მასალის - ვულკანური ყუმბარების, ლაპილების, ფერფლის, ქვიშების, წიდეების დაგროვებას; პიროკლასტური დანაგროვი ქმნის კონუსური ფორმის ნაგებობას, ხშირად ციცაბოდ დაქანებული კალთებით და ნაკვეთილი სიმაღლით; წიდის კონუსებში ზოგჯერ ლავური ნაკადებიც მონაწილეობს. ზომები ათეული მეტრიდან ასეულ მეტრამდე აღწევს; საქართველოს ტერიტორიაზე წიდის კონუსების სიმრავლით გამოირჩევა ჯავახეთის ზეგანი (წითელი მთა, თავშან-თაფა და სხვ.).

გუმბათისებრი ფორმის ვულკანები ფორმირდებიან ამომყვანი ყელიდან ძალიან ბლანტი - კაჟმინით გაჯერებული მაგმის ამოფრქვევის შემთხვევაში; ამოფრქვეულ მასას დიდი სიბლანტის გამო არ აქვს შორ მანძილზე გადინების უნარი - გროვდება კრატერის ძირის გარშემო, ცივდება და ქმნის გუმბათისებრი ფორმის ვულკანურ წარმონაქმნებს. გუმბათი ასრულებს ამომყვანი ყელის საცობის როლს, რომელიც მის ქვეშ დაგროვილი დიდი წნევის მქონე გაზებით დროდადრო შეიძლება გაირღვეს და ადგილი ჰქონდეს ლავების ახალი პორციების ამოფრქვევას.

სტრატოვულკანები (ლათ. stratum - შრე, ფენა) ანუ შრეებრივი ვულკანები ფართო გავრცელებით ხასიათდება ხმელეთზე და წარმოდგენილია ბლანტი (ანდეზიტური, დაციტური, რიოლითური) ლავური ნაკადებისა და ფხვიერი პიროკლასტური (ვულკანური ყუმბარები, ლაპილი, ფერფლი და სხვ.) მასალით აგებული შრეების მორიგეობით. ლავური და პიროკლასტური პროდუქტების მორიგეობა არის დროსა და სივრცეში ვულკანური ამოფრქვევის პერიოდული გამოვლინების შედეგი.

სტრატოვულკანებს სხვაგვარად ნარევ ვულკანებსაც უწოდებენ; ხასიათდებიან მკვეთრად გამოსატყული კონუსური ფორმით, კრატერით და აფეთქებითი ხასიათის ამოფრქვევების პერიოდულობით; ფარისებრი ვულკანებისაგან განსხვავებით, გამოირჩევიან კალთების ციცაბო დაქანებით და ამოფრქვეული მასალის შედგენილობით. აქტიური სტრატოვულკანის ერთ-ერთი მაგალითია სენტ-ხელენსი (ვაშინგტონის შტატი, აშშ), ხოლო ჩამქრალი სტრატოვულკანის - დიდი კავკასიონის ქედის უმაღლესი მწვერვალი იალბუზი (5642 მ).

13.2.2. ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ტიპის მიხედვით

ვულკანის ამოფრქვევის ტიპი განისაზღვრება ამოფრქვეული მასალის ქიმიური შედგენილობითა (ფუძე, საშუალო, მჟავე) და ფიზიკური თვისებებით (სიბლანტე, ტემპერატურა, გაზების შემცველობა). ამ ნიშნების მიხედვით გამოყოფენ: ჰავაის, პელეს, ვულკანოს, ეტნის, პლინიუსის (ვეზუვი), კატმისის, სტრომბოლის ტიპის ვულკანებს.

ჰავაის ტიპი. სახელი დაერქვა ჰავაის კუნძულებზე მდებარე უძლიერესი ვულკან მანუა-ლოას (4166მ) მიხედვით. ამ ტიპის ამოფრქვევები ძალიან მიაგავს ნაპრაღური ტიპის ამოფრქვევებს და ხასიათდება ძლიერ თხევადი და ადვილად მოძრავი, გაზების უმნიშვნელო შემცველობის მქონე ბაზალტური შედგენილობის ლავების ამოფრქვევით (სურ.83). პიროკლასტური მასალა ამ ტიპის ამოფრქვევებისათვის დამახასიათებელი არ არის.



სურ.83. ჰავაის ლავური ნაკადი

<http://www.grindtv.com/nature/hawaiian-lava-flow-engulfs-forest-flames-video/#JVtxa2s35UASst1.97>

ბაზალტური ლავური ნაკადების მრავალჯერადი ამოფრქვევის შედეგად ფორმირდება დიდი ზომის ფარისებრი ვულკანური ნაგებობები ძლიერ დამრეცი კალთებით, რომელზედაც რამდენიმე კრატერია განლაგებული. ვულკანის კრატერში ხშირად ფორმირდებიან ლავური ტბები. სამხრეთ აფრიკაში არის მსოფლიოში ერთადერთი ჰავაის ტიპის ვულკანი ნირაგონგო, რომლის კრატერში (სიღრმე - 300 მ) დღემდე შემორჩენილია თხევადი ლავური ტბა.

პელეს ტიპი. სახელი დაერქვა კუნძულ მარტინიკზე (მცირე ანტილიის კუნძულთა რკალი, ატლანტიკის ოკეანე) მდებარე ვულკან მონ-პელეს მიხედვით. ამ ტიპის ამოფრქვევისათვის დამახასიათებელია ძალიან ბლანტი, ნაკლებად მოძრავი ლავა, რომლებიც ამოფრქვევამდე ცივდება

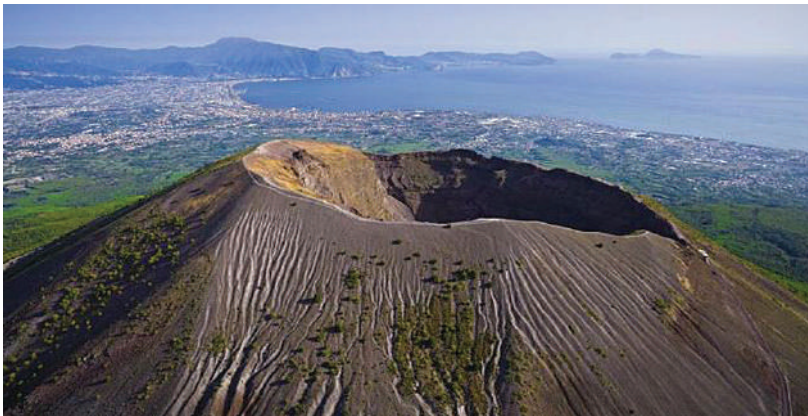
ვულკანის ყელში და ქმნის საცობს; ამოფრქვევის დასაწყისში 600-700°C ტემპერატურის მქონე მყარი პროდუქტებით გაჯერებული - გავარვარებული გაზები გაარღვევენ ლავის საცობს და მსუბუქი პროდუქტები (ფერფლი) ამოფრქვევის ადგილიდან ქარის მიერ შორს გადაიტანება, ხოლო უფრო მძიმე დიდი სიჩქარით მოძრაობს კალთებზე და ქმნიან კონუსებს. ამოფრქვევის ბოლოს კრატერიდან გამოედინება უზარმაზარი ლავური ობელისკები, რომლებიც თავიანთი ფორმით გიგანტური ზომის თითს მოგვაგონებენ (სურ. 84).

ვულკანოს ტიპი. სახელი დაერქვა ლიპარის კუნძულებზე (ხმელთაშუა ზღვა) მდებარე ვულკან „ვულკანოს“ მიხედვით. ამ ტიპის ვულკანებისათვის დამახასიათებელია ძლიერი გაზური აფეთქებები, რასაც თან ახლავს დიდი რაოდენობით პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევები და, ზოგჯერ, მოკლე და მძლავრი ლავური ნაკადების ფორმირებაც. მათი მომცემი მაგმა არის ბლანტი, ნაკლებად მოძრავი და გაზებით მდიდარი. ამოფრქვეული პროდუქტების შედგენილობა ანდეზიტებს, დაციტებს და ლიპარიტებს (იშვიათად) შეესაბამება.

პლინიუსის (ვეზუვი) ტიპის ამოფრქვევები ატარებს ანტიკური ხანის ცნობილი მეცნიერის, პლინიუს უფროსის სახელს, რომელიც 79 წ. (ჩ.წ.) ვეზუვის ამოფრქვევის დროს დაიღუპა. ვულკანი განლაგებულია იტალიაში, ქალაქ ნეაპოლის ახლოს (სურ.85).



სურ. 84. ვულკანი მონ-პელე
<http://katastrofa.h12.ru/mort.htm>



სურ.85. ვულკანი ვეზუვი (იტალია)
<https://www.reference.com/science/old-mt-vesuvius-c57cb35eb7aa4500>

ამ ტიპის ვულკანებისათვის დამახასიათებელია მძლავრი, ხშირად უეცარი აფეთქებითი ხასიათის ამოფრქვევები; ამ დროს ადგილი აქვს ატმოსფეროში დაციტური და რიოლითური შედგენილობის ფერფლის უდიდესი რაოდენობით ამოფრქვევას, რასაც თან ახლავს საკმაოდ დიდი სიმძლავრის ფერფლისა და პემზის ნაკადების ფორმირება; პროცესი მიმდინარეობს ლავური ამოფრქვევების გარეშე ან მათი მცირე რაოდენობით ამოფრქვევით. ვეზუვი ცნობილია თავისი გამანადგურებელი - კატასტროფული ამოფრქვევებით; მისგან ამოფრქვეული მაღალი ტემპერატურისა და დიდი სიმძლავრის ფერფლის (7 მეტრი) ნაკადის ქვეშ მოექცა სამი ქალაქი: პომპეი, ჰერკულანუმი და სტაბიუ; ვულკანური პროცესი შეიძლება მიმდინარეობდეს უწყვეტად, რამდენიმე საათს, შეიძლება რამდენიმე დღის განმავლობაშიც კი. ვეზუვის უკანასკნელი ძლიერი ამოფრქვევა მოხდა 1944 წლის 20 მარტს, რომელიც 7 დღის განმავლობაში გრძელდებოდა.

ეტნის ტიპი. სახელი დაერქვა ძლიერ აქტიური ვულკან ეტნას მიხედვით (კუნძული სიცილია, იტალია); ეტნა არის ევროპაში ყველაზე მაღალი მოქმედი ვულკანი (3320 მ.), რომელიც მოქმედების ხასიათით ახლოს დგას ვეზუვთან.

ეტნის ვულკანის ცენტრალური კრატერიდან უწყვეტად გამოიყოფა ფერფლი, გაზისა და წყლის ორთქლის ჭავლი; ამ ტიპის ვულკანებისათ-



სურ. 86. ვულკანი ეტნა <http://ekologiya.net/?q=node/36906>

ვის ძირითადად ანდეზიტური შედგენილობის პროდუქტების ამოფრქვევა არის დამახასიათებელი; ზოგჯერ დადგენილია ლავური და პიროკლასტური ამოფრქვევების მორიგეობაც. მთავარი ვულკანის კალთებზე რადიალურად განვითარებულია ნაპრალთა სისტემა, საიდანაც ამოფ-

რქვეული ლავა და პიროკლასტური მასალა ქმნიან გვერდით პარაზიტულ ვულკანებს, რომელთა რაოდენობა, ზოგი ვულკანოლოგის მონაცემებით, 200-დან - 400-მდე აღწევს; ამ მოვლენას ხსნიან იმით, რომ მაგმას არ შეუძლია გაარღვიოს ვულკანის მთავარი კრატერი ან ამომყვანი არხი - ყელი, რადგანაც დაცობილია ბოლო ამოფრქვევის პროდუქტებით; ამიტომ მდნარი სარგებლობს ვულკანის კალთებზე არსებული მრავალრიცხოვანი ნაპრალებით, რომლებიც ხშირად ვულკანის ცენტრალური ამომყვანი ყელის მიმართ რადიალურადაა განლაგებული (სურ.86).

სტრომბოლის ტიპი. სახელი დაერქვა ტირენიის ზღვაში მდებარე სტრომბოლის ვულკანური კუნძულის მიხედვით; შედის ლიპარიის კუნძულთა ჯგუფში; მდებარეობს სიცილიის ჩრდილოეთით (იტალია). ამ ტიპის ვულკანებისათვის დამახასიათებელია გაზური და გავარვარებული პიროკლასტური მასალის (ბომბები, ლაპილები, ფოროვანი ლავის ნატეხები, შედარებით მცირე რაოდენობით ფერფლი) რიტმული ამოფრქვევები. სტრომბოლის ტიპის ლავები შედარებით ბლანტია და ნაკლებად მოძრაავი; ქმნის დიდი სიმძლავრისა და შედარებით მოკლე ლავურ ნაკადებს. ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები ყელის გარშემო ხშირად ქმნიან ნიღის კონუსებსა და ვულკანური ყუმბარების შლიეფებს (სურ.87).



სურ. 87. ვულკანი სტრომბოლი

<http://www.photovolcanica.com/VolcanoInfo/Stromboli/Stromboli.html>

კატმაის ტიპი. სახელი დაერქვა ვულკან კატმაის მიხედვით (აბსოლუტური სიმაღლე - 2047 მ; დიამეტრი - 10 კმ-ზე მეტი); ვულკანი მდებარეობს ალეუტის ვულკანური რკალის აღმოსავლეთ ნაწილში (ალასკის ნახევარკუნძული). ამ ტიპის ამოფრქვევებისათვის დამახასიათებელია გაზებით გაჯერებული მჟავე ლავებისა და დიდი რაოდენობით გავარვარებული ვულკანური ქვიშისა და ფერფლის ამოფრქვევა; აქვს ცენტრალური კალდერა, რომელიც ხშირად ტბით არის ამოვსებული (სურ. 88).



სურ. 88. ვულკანი კატმაი (ალასკა, აშშ)

http://www.hilo.hawaii.edu/~csav/gallery/decker/alaska_katmai_3.php

13.2.3 ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ადგილის მიხედვით

ამოფრქვევის ადგილის მიხედვით ვულკანები იყოფა:

მინისზედა ვულკანები - ამოფრქვევები მიმდინარეობს ხმელეთზე, ტექტონიკური ფილების საზღვრებში და ოკეანური წარმოშობის კუნძულებზე.

წყალქვეშა ვულკანები - ამოფრქვევები ხდება მსოფლიო ოკეანის ფსკერზე; სადღეისოდ ცნობილია დაახლოებით 10 ათასზე მეტი წყალქვეშა ვულკანური ნაგებობა.

დედამიწის გარეთ ვულკანები - აღმოჩენილია თანამგზავრებზე და მზის სისტემის სხვა პლანეტებზე; მათგან ყველაზე მაღალია ოლიმპი (მარსი), რომლის სიმაღლე 21,2 კმ-ია.

მყინვარქვეშა ვულკანები ნაკლებად არის ცნობილი; ამოფრქვევები მიმდინარეობს ყინულის სქელი საფარის ქვეშ (300-500მ. ისლანდია), რასაც თან ახლავს ყინულის ინტენსიური დნობა; წყალი სწრაფად აცივებს ლავას და წყალქვეშა ამოფრქვევის მსგავსად ფორმირდება ბალიშა ლავები; მყინვარქვეშა ვულკანები მცირე ზომისაა - ძალიან ციცაბო კალთებით; ცნობილია ისლანდიაში, ანტარქტიდაზე, კანადაში და სხვ.

13.2.4 ვულკანების კლასიფიკაცია ამომყვანი არხის ფორმის მიხედვით

ამომყვანი არხის ფორმის მიხედვით ვულკანები იყოფა: ცენტრალური და ხაზობრივი (ნაპრალური) ტიპის ვულკანებად.

ცენტრალური ტიპის ვულკანური ამოფრქვევები მიმდინარეობს ვულკანური კერის დედამიწის ზედაპირთან დამაკავშირებელი მილისებრი ფორმის არხის მეშვეობით. ამ ტიპის ვულკანებიდან საშუალო და მჭკვე პროდუქტების ამოფრქვევისას ფორმირდება ან ცალკეული კონუსები, ან პარალელურად განლაგებული კონუსთა მწკრივები.

ცენტრალური ტიპის ვულკანები ამოფრქვევის ჯერადობის მიხედვით იყოფა: მონოგენურ და პოლიგენურ სახესხვაობებად.

მონოგენური ვულკანები ფორმირდებიან მხოლოდ ერთჯერადი ამოფრქვევის შედეგად. ეს არის გაზურ-აფეთქებითი ხასიათის ამოფრქვევები, რომელსაც დედამიწის ზედაპირზე თან ახლავს მცირე ზომის ან მხოლოდ ლავური (ლავური ვულკანები), ან მხოლოდ პიროკლასტური (წიდის ვულკანები) და ნარევი (ლავა-წიდა) კონუსების ფორმირება - თასისებრი ან ლამბაქისებრი ფორმის კრატერული ჩაღრმავებით. მონოგენური ვულკანები გვხვდებიან როგორც დამოუკიდებელი კონუსების სახით, ასევე ხშირად ვითარდებიან მსხვილი პოლიგენური ვულკანების კალთებზე და მათი ფუძის არეებში.

პოლიგენური ვულკანები ფორმირდებიან ლავებისა და პიროკლასტური მასალის მორიგეობით, სინყნარისა და ამოფრქვევების პერიოდების მრავალჯერადი თანმიმდევრული მონაცვლეობისას.

ხაზობრივი ანუ ნაპრალური ტიპის ვულკანები ფლობენ გაჭიმულ - ნაპრალის ფორმის ამომყვან არხს. ამოფრქვევებს ადგილი აქვს ან ნაპრალის გასწვრივ მთლიანად, ან მის ცალკეულ უბნებში და მიმდინარეობს კაჟმინით გაღარიბებული თხევადი და ადვილად მოძრავი ბაზალტური ლავების ამოფრქვევით, რომელიც მსხვილი ლავური ნაკადებისა და ლავური განფენების ფორმირებით მთავრდება. ხაზობრივი ტიპის ამოფრქვევების კლასიკური მაგალითია ისლანდია, შუაოკეანური ქედი და სხვ.

13.2.5 ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ხასიათის მიხედვით

ამოფრქვევის ხასიათის მთავარი განმარტობებელი ფაქტორებია: ამოფრქვეული მასის ქიმიური შედგენილობა და მასში გახსნილი გაზების შედგენილობა. ამოფრქვევის ხასიათის მიხედვით განასხვავებენ ვულკანების შემდეგ კატეგორიებს: ეფუზიურს და ექსპლოზიურს.

ეფუზიური დედამიწის ზედა ამოფრქვევები ხასიათდება ლავების წყნარი, მშვიდი ამოფრქვევებით, აფეთქებითი მოვლენების გარეშე. ძირითადად იფრქვევა ადვილად მოძრავი ფუძებაზალტური ლავები, გაზების უმნიშვნელო შემცველობით (ჰავაის ტიპისა და ისლანდიური ტიპის ვულკანები).

ეფუზიური წყალქვეშა ამოფრქვევები არის მრავალრიცხოვანი, თუმცა ნაკლებად შესწავლილი; ისინი დაკავშირებულია რიფულსტრუქტურებთან და გამოირჩევა ბაზალტური მაგმის გაბატონებული ამოფრქვევებით.

ექსპლოზიურ ამოფრქვევებს აქვს აფეთქებითი ხასიათი და ძირითადად პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით და დიდი რაოდენობით გაზის გამოყოფით მიმდინარეობს.

13.2.6 ვულკანების კლასიფიკაცია აქტიურობის ხარისხის მიხედვით

აქტიურობის ხარისხის მიხედვით გამოყოფენ: მოქმედ, მიძინებულ და ჩამქრალ ვულკანებს.

მოქმედი ვულკანი. ტერმინი „მოქმედი ვულკანი“ დისკუსიის საგანია. ზოგიერთი მკვლევრის აზრით, ვულკანი მოქმედად ჩაითვლება იმ შემთხვევაში, თუ ის აფრქვევდა ისტორიულ პერიოდში ან ჰოლოცენში და მისი ამოფრქვევების შესახებ შემონახულია ჩანაწერები დეტალური აღწერით. არსებობს განსხვავებული მოსაზრებაც, რომლის თანახმად, ვულკანი მოქმედად ჩაითვლება იმ შემთხვევაშიც, თუ ის ატარებს აქტიურობის ნიშნებს (გაზების, ორთქლის ამოფრქვევა და სხვ.). ზოგი მკვლევარი ასეთ ვულკანებს ჩამქრალ ვულკანებად განიხილავს; სადღეისოდ მსოფლიოში არსებობს დაახლოებით 500-516 მოქმედი ვულკანი, რომელთაგან დაახლოებით 50 იფრქვევა ყოველწლიურად; გარდა ამისა, არსებობს 1500-ზე მეტი პოტენციურად მოქმედი ვულკანიც.

მიძინებულად ითვლება ვულკანი, რომელიც აფრქვევდა ჰოლოცენის განმავლობაში, მაგრამ ამჟამად არ ატარებს ამოფრქვევის ნიშნებს; თუმცა ზოგიერთი მიძინებული ვულკანი გამოყოფს გაზს. ამის გამო, მეცნიერთა ვარაუდით ის შეიძლება კვლავ გახდეს მოქმედი.

ჩამქრალად ითვლება ვულკანი, რომელიც არ აფრქვევდა ისტორიულ დროში და უკვე 10 000 წელია არ ავლენს მოქმედების ნიშნებს. ამიტომ ალბათობა მისი ამოფრქვევის შესახებ არის უკიდურესად მცირე. თუმცა არის შემთხვევები, როდესაც ჩამქრალად მიჩნეული ვულკანი იწყებს მოქმედებას (ელ-ჩიჩონი, მექსიკა) .

13. 3 ვულკანური აპარატის ელემენტები

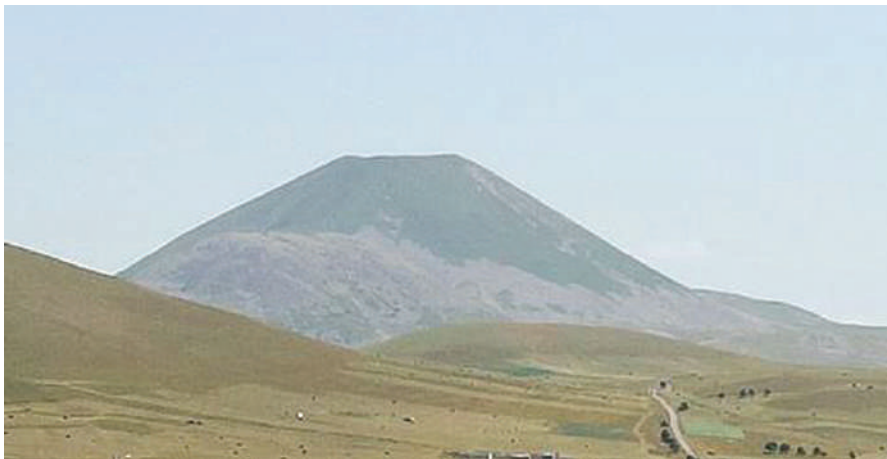
ვულკანური აპარატის ელემენტებია: ვულკანური გუმბათი, ნეკი, ამომყვანი ყელი (არხი), კონუსი, კრატერი, კალდერა, დიატრემა, ბარანკოსი, მაარი.

ვულკანური გუმბათი (volcanic dome) არის გუმბათის მსგავსი მცირე ზომის ექსტრუზიული სხეული, აღმართული ამომყვანი არხის თავზე; წარმოიშობა ცენტრალური ამომყვანი ყელიდან ბლანტი-დაბალტემპერატურული საშუალო (ანდეზიტური) და მჟავე (რიოლით-დაციტური) შედგენილობის ლავების გამოდინებით; აქვს 700-800 მ-მდე სიმაღლე და ციკაბოდ დაქანებული კალთები (40° და მეტი). ფაქტობრივად, ვულკანური გუმბათი ცენტრალური ტიპის მონოგენურ ლავურ ვულკანურ აპარატს წარმოადგენს.

ნეკი (ინგ.henk - ყელი, კისერი) სვეტიცებრი ფორმის სხეულია ვულკანის ამომყვან ყელში; წარმოიქმნება ვულკანური ყელის ლავური და პიროკლასტური მასალით ამოვსებისას. განივ კვეთში აქვთ მომრგვალებული, ოვალური, უნესო მოხაზულობა, ზომით რამდენიმე მეტრიდან 1,5კმ-მდეა და ზოგჯერ უფრო მეტიც. ნეკის ამგები ქანები შეცვლილია პოსტმაგმური ჰიდროთერმული პროცესებით, რის გამოც ისინი ხშირად მადანმატარებელია.

დიატრემა (ბერძ. Diatrema - ხვრელი, ნახვრეტი, იგივეა რაც აფეთქების მილი) არის ვერტიკალური - მილისებრი ფორმის ვულკანური ყელი, რომელიც ზედა ნაწილში თანდათან ფართოვდება და ორმოს მსგავსი ჩალრმავეების წარმოქმნით მთავრდება. დიატრემა წარმოიშობა მაღალი წნევისა და მაღალი ტემპერატურის პირობებში გაზების ერთჯერადად მძლავრი ამოფრქვევისას; აგებულია მხოლოდ პიროკლასტური მასალით (ლავური მასალა დამახასიათებელი არ არის); დიდი რაოდენობით შეიცავს შემცველი ქანების ქსენოლითებს; ზომები რამდენიმე ასეული მეტრიდან 1 კმ-დეა, ზოგჯერ უფრო მეტიც. დიატრემების კლასიკური მაგალითია ალმასის შემცველი აფეთქებითი კიმბერლიტური მილი სამხრეთ აფრიკაში. ანალოგიური, ალმასის მატარებელი კიმბერლიტური აფეთქებითი მილები მიკველულია იაკუტიაშიც (რუსეთი).

ვულკანური კონუსი არის კონუსის ფორმის ვულკანური ნაგებობა, რომელიც წარმოიშობა ცენტრალური ამომყვანი ყელის გარშემო ამოფრქვეული მასალის დაგროვების გზით; კონუსის ფორმას და კალთების დახრილობას განაპირობებს ლავის დინების ხარისხი, პიროკლასტური მასალის შედგენილობა და მათი რაოდენობრივი თანაფარდობა. ხშირად კონუსის წვერზე განვითარებულია კრატერი, რომელიც მას რელიეფში ნაკვეთილი კონუსის ფორმას ანიჭებს (სურ.89).



სურ.89. ვულკანი თავკვეთილი (2583მ, სამსარის ქედი)

<https://commons.wikimedia.org/wiki/Category:Tavkvetili>

არის შემთხვევები, როდესაც ვულკანური კონუსი შემდგომი ამოფრქვევებით ნაწილობრივ ან მთლიანად ნადგურდება და მის ადგილას ახალი კონუსი ჩნდება; ეს უკვე იქნება ორმაგი ვულკანი ან კონუსი კონუსში (სომა-ვეზუვი (სურ.85). მთავარი კონუსის კალთები ხშირად დალარულია ბარანკოსებით და დამატებით გართულებული, უფრო მცირე ზომის პარაზიტული კონუსებით.



სურ. 90. ბარანკოსები ვულკან დიდი ნეფისკალოს (შერხოტა) კალთებზე
<https://www.tkg.org.ua/node/9844>

ბარანკოსი (ესპან. barranco - ღრმა, ხეობა) არის ხეობების სისტემა ვულკანური კონუსის კალთებზე.

ბარანკოსები საქართველოს მრავალ ვულკანურ აპარატზე დაიკვირვება, თუმცა ამ მხრივ გამოირჩევა ყელის ზეგნის ვულკანური არეალის მჟავე პიროკლასტოლითებითა (ძირითადად) და კალთებზე განვითარებული - ზედა ნაწილში ვიწრო და ქვედა ნაწილში თანდათან გაფართოებადი - ღრმა ხეობების სისტემა, რომელიც რადიალურად ვითარდება კონუსის მწვერვალიდან ფუძემდე. ბარანკოსები კარგად დაიკვირვება მცენარეული საფარით მოკლებულ დიდი ზომის კონუსური ფორმის ვულკანებზე და ჩნდება კონუსის გადარეცხვის გზით, უხვი ატმოსფერული ნალექების პირობებში. ამ მხრივ გამოირჩევა რიოლითებით აგებული გუმბათისებრი ფორმის დიდი ნეფისკალოს (შერხოტა) მსხვილი ვულკანური ნაგებობა (სურ.90).

კრატერი არის თასისებრი ან ორმოსებრი ჩაღრმავება კონუსის წვერზე, რომელიც ძირითადად ექსპლოზიური ამოფრქვევების დროს ვითარდება; კრატერი მჭიდრო გენეტიკურ კავშირშია ამომყვან ყელთან. კრატერის ზომები იცვლება: დიამეტრი: ათეული მეტრიდან - რამდენიმე კილომეტრამდე; სიღრმე: რამდენიმე მეტრიდან - ასეულ მეტრამდე;

ხშირად, ჩამქრალი ან დროდადრო მოქმედი ვულკანების კრატერები ტბებით არის ამოვსებული, თუმცა, ზოგჯერ, კრატერის ძირი ახლად წარმოქმნილი მცირე ზომის ვულკანური კონუსით იფარება. მთავარი კრატერის გარდა, ვულკანის კალთებზე შეიძლება იყოს მრავალრიცხოვანი პარაზიტული კრატერებიც. ცნობილია მეტეორიტული წარმოშობის კრატერებიც.

მაარი არის მცირე სიღრმის ბრტყელძირიანი აფეთქების კრატერი - ამომყვანი ყელით (კონუსის გარეშე) და ძლიერ ციცაბო კალთებით; გარშემორტყმულია ყელის ამგები ქანების პიროკლასტური - ფხვიერი პროდუქტების ნაყარით. მაარისათვის დამახასიათებელია: ერთჯერადი აფეთქების დიდი ძალა, წიღური ნაგებობების უმნიშვნელო განვითარება, ლავური ნაკადების არარსებობა, ამოფრქვევის მცირე დრო. როგორც ვარაუდობენ, მაარი ფორმირდება გრუნტის წყლის ცხელ ლავასთან ან მაგმასთან კონტაქტის შედეგად წარმოქმნილი წყლის ორთქლის ძლიერი აფეთქებით. მაარის დიამეტრის ზომები იცვლება რამდენიმე ასეული მეტრიდან (200მ) რამდენიმე ათასეულ (3200 მ) მეტრამდე, სიღრმე ცვალებადობს 150-400 მ შორის. ხშირად მაარი შევსებულია წყლით.

კალდერა (ესპანურად Caldera - ქვაბი (არის დიდი ზომის მომრგვალებული ან ოვალური ფორმის ვულკანური წარმოშობის ქვაბული - ციცაბო ფლატეებითა (ზოგჯერ საფეხურისებრი კედლებით) და მეტ-ნაკლებად სწორი ძირით. კრატერისაგან კალდერა წარმოშობით და დიდი ზომებით განსხვავდება (დიამეტრი: 10-15 კმ და, ზოგჯერ, მეტი; სიღრმე: 50 მ-დან-500 მ-მდე).

განასხვავებენ აფეთქებისა და ჩაქცევის კალდერებს.

აფეთქების კალდერა ფორმირდება ვულკანის ყელის თავზე განვითარებული კრატერის კედლების ჩაქცევის ან გიგანტური (კატასტროფული) ვულკანური ამოფრქვევების შემთხვევაში (სურ. 91).



სურ.91. სამსარის აფეთქების კალდერა

ჩ ა ქ ც ე ვ ი ს კ ა ლ დ ე რ ა ჩნდება მასიური ამოფრქვევების დროს მამგური კერის ადგილზე წარმოქმნილი სიცარიელების თავზე, ვულკანის შემომსაზღვრელი რგოლური რღვევების გასწვრივ. ვულკანური ნაგებობისა და, ნაწილობრივ, ფუნდამენტის ჩაქცევის შემთხვევაში; ამ ტიპის კალდერას გ რ ა ვ ი ტ ა ც ი უ ლ კალდერასაც უწოდებენ. ჩამქრალი ვულკანების შემთხვევაში კალდერის შემდგომ გაფართოებას ხელს უწყობს ეგზოგენური პროცესები.

ცნობილი ვულკანური კალდერებია: იელოუსტონის ნაციონალური პარკის (აშშ), ტობას (კუნძული სუმატრა, ინდონეზია), სანტორინის (კუნძული სანტორინი, საბერძნეთი) და მრავალი სხვ.

ვულკანის ყელი არის თითქმის ცილინდრული ფორმის, მამგური კერის დედამიწის ზედაპირთან დამაკავშირებელი ვერტიკალური ან თითქმის ვერტიკალური არხი, რომლის მეშვეობითაც მამგური მდნარი სიღრმული კერებიდან დედამიწის ზედაპირზე აღწევს; ხშირ შემთხვევაში ვულკანის ყელი მთავრდება კრატერით. ვულკანური ყელის აგებულებაში შეიძლება მონაწილეობდეს როგორც პიროკლასტური, ისე ლავური მასალა; ზოგიერთი მკვლევრის მიხედვით, ვულკანური ყელი შეიძლება მამგის ამომყვანი არხის მხოლოდ ზედა ნაწილს ეწოდოს.

13.4 ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები

ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები აგრეგატული მდგომარეობის მიხედვით იყოფა: თხევად, მყარ და გაზისებრ სახესხვაობებად.

ამოფრქვევის თხევადი პროდუქტი არის სხვადასხვა შედგენილობის ლავა, რომლის ტემპერატურა 600-1200°C ინტერვალში იცვლება; უფრო ხშირია მაღალი ტემპერატურის ($T=1100-1200^{\circ}\text{C}$) ლავა.

ამოფრქვევის მყარი ვულკანური პროდუქტებია: ვულკანური ყუმბარა, ლაპილი, ვულკანური ქვიშა, ვულკანური ფერფლი, ვულკანური ტუფი, ვულკანური ბრექჩია და სხვ.

ვულკანური ყუმბარა არის ციებადი ლავის ნატეხები, ამოტყორცნილი ძლიერი ამოფრქვევისას, ნახევრად თხევად ან პლასტიკურ მდგომარეობაში. ვულკანური ყუმბარის ფორმა და ზომები განპირობებულია ლავის შედგენილობით; ის შეიძლება გაჩნდეს როგორც ბლანტი, გაზებით გაჯერებული, ისე გაზებით გაუჯერებელი თხევადი ლავებისაგან. ფუძე-ლავების ყუმბარები შედარებით მომრგვალებულია და გრეხილა ფორმისაა; მუჟავე ლავების ყუმბარები არასწორი მოხაზულობისაა - სპირალური და მსხლისებრი ფორმებით. ზომები იცვლება რამდენიმე სმ-დან 1მ-დე, ხოლო მასა - ზოგჯერ ტონებში (ვეზუვის ამოფრქვევის დროს ვულკანური ყუმბარის წონამ რამდენიმე ათეულ ტონას მიაღწია).

ლაპილი სხვადასხვა ფორმის, მცირე ზომის (2-50მმ) წიღის ნატეხი. **ვულკანური ქვიშა** შედგება ლავის შედარებით წვრილი ნაწილაკები-საგან -ზომით < 4მმ.

ვულკანური ფერფლი - ძალიან წვრილი ნატეხი,ზომით <2 მმ.

ვულკანური ტუფი წარმოიშობა ფერფლის ვულკანის კალთებზე ან ამოფრქვევის ადგილიდან მოშორებით, წყლიან აუზში დალექვისა და მისი შემდგომი გამკვრივების გზით.

პეპერინი (იტალ. Peperino) - ბაზალტისა და კირქვის ჩანართების შემცველი მომწვანო, მოყავისფრო და რუხი ფერის ვულკანური ტუფია, რომელშიც მონაწილეობს ავგიტის, ქარსების, მაგნეტიტის და სხვათა ქაოტურად განლაგებული კრისტალები; პეპერინის გავრცელების კლასიკური რეგიონია სორიანო ნელე-ჩიმინო (რომთან ახლოს); პეპერინს იყენებენ შადრევნის აუზების მშენებლობაში.

ვულკანურ ბრექჩიას უწოდებენ სხვადასხვა ზომის ლავებით შეცემენტებულ ამოფრქვევის მყარ პროდუქტებს.

ამოფრქვევის გაზისებრი პროდუქტები:

ფუმაროლა (ლათ. Fumus –კვამლი). ფუმაროლას უწოდებენ ცხელი ვულკანური გაზების გამოყოფის ადგილებს დედამიწის ზედაპირზე, ვულკანის კრატერის კედლებზე და ფსკერზე განვითარებული ნაპრალებიდან. გაზების გამოყოფა მიმდინარეობს არა მხოლოდ ვულკანის აქტიური მოქმედების პროცესში, არამედ მისი მოქმედების შესუსტების შემდგომ პერიოდშიც. გაზური ამოფრქვევის პროდუქტებია: H_2O , CO_2 , HF, HCl, H_2S , CH_4 , H_3BO_3 , Ar და სხვ. გაზების ამოფრქვევას თან ახლავს ატმოსფეროში უზარმაზარი სოკოსებრი ფორმის ღრუბლების წარმოქმნა. დადასტურებულია, რომ გაზებისა და ორთქლის გამოყოფის ინტენსიურობას განაპირობებს ლავის სიბლანტის ხარისხი, კერძოდ, ბლანტი მაგმებიდან გაზები გამოიყოფა გაცილებით ძნელად, რაც იწვევს დიდი რაოდენობით მათ დაგროვებას და შემდგომ აფეთქებას.

ვულკანურ გაზებს შორის გაბატონებულია წყლის ორთქლი, რომელიც მთლიანი გამოყოფილი გაზების 90–98%-ს შეადგენს; განასხვავებენ იუვენური და ვადოზური წყლის ორთქლს; პირველი მათგანი მიიღება მაგმიდან გამოყოფილი იუვენური წყლის აორთქლების შედეგად; ხოლო მეორე - ვადოზური (ატმოსფერული) წყლის აორთქლების ხარჯზე, ვადოზური წყალი ნაპრალების მეშვეობით აღწევს დედამიწის ღრმა ნაწილებში და მაგმური კერიდან შექმნილი ტემპერატურის წყალობით განიცდის აორთქლებას. წყლის ორთქლის შემდეგ მეორე ადგილს იჭერს ნახშირბადის ორჟანგის (CO_2), შემდეგ გოგირდის, შემდეგ ქლორის შემცველი გაზები და ა.შ.

ფუმაროლები, გამოყოფილი გაზების შედგენილობის მიხედვით, იყოფა: სოლფატარებად და მოფეტებად.

სოლფატარა არის გოგირდოვანი და გოგირდწყალბადოვანი, შედარებით მაღალტემპერატურული ფუმაროლები ($T=100-300^{\circ}C$).

მოფეტა (ლათ. Mofeta – აორთქლება) არის ნახშირმჟავა (წყლის ორთქლის მინარევებით) დაბალტემპერატურული ფუმაროლები ($T<100^{\circ}C$).

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ, რა განსხვავებაა ცნებებს - „ვულკანი“ და „ვულკანიზმი“ შორის;
2. რაში მდგომარეობს ვულკანიზმის გამოვლენის მიზეზები? 3. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ვულკანების კლასიფიკაციის ძირითადი ნიშნები; 4. დაახასიათეთ ვულკანური ამოფრქვევის ტიპები მაგმის კაჟმინის შემცველობასთან კავშირში; მოიყვანეთ მაგალითები; 5. სქემატურად გამოხაზეთ ვულკანის აგებულება და აღწერეთ ვულკანური აპარატის ელემენტები; 6. დაახასიათეთ ვულკანიზმის როლი რელიეფის ფორმირებაში; 7. დაახასიათეთ ვულკანის ამოფრქვევის პროდუქტები; 8. განმარტეთ კრატერსა და კალდერას შორის განსხვავება.

ნაწილი III
მაგმური ქანების
აღწერა



OMAX ტიპის პოლარიზაციული მიკროსკოპი (თსუ-ის გეოლოგიის დეპარტამენტი)

14 კირთუბე (ნორმული) სერიის მაგმური ქანები

14.1 ულტრაფუძე ქანები

14.1.1 ზოგადი ცნობები

ულტრაფუძე ქანებს (სინ. ულტრამაფიტი, ულტრაბაზიტი, ჰოლომელანოკრატიული, ჰიპერბაზიტი) მიწის ქერქის ამგები მაგმური ქანების საერთო მოცულობაში მხოლოდ 0. 4-0. 5% უჭირავთ. ისინი კაჟმინით გაუჯერებელი ქანებია ($\text{SiO}_2 = 35\text{--}45\%$); გამდიდრებულია: Ca, Fe და Mg; მცირე რაოდენობით შეიცავს: Na, K, Al. მთავარი ქანმაშენი მინერალები თითქმის მთლიანად რკინა-მაგნეზიური სილიკატებით (ოლივინი, რომბული და მონოკლინური პიროქსენები, იშვიათად ამფიბოლი და მაგნეზიური ბიოტიტი) არის წარმოდგენილი, ფერადი ინდექსი - $M = 90\text{--}100\%$.

ამ ჯგუფის ქანების ზოგიერთი წარმომადგენელი ყოველთვის არ შეიცავს ყველა დასახელებულ მინერალს და ხშირად წარმოდგენილია მხოლოდ ერთი მინერალის სახით; ულტრაფუძე ქანებს ხშირად მონომინერალურ ანუ ანხიმონომინერალურ ქანებსაც უწოდებენ, ხოლო ლეიკოკრატიული მინერალების (პლაგიოკლაზები, ტუტე მინდვრის შპატები, ფელდშპატიოიდები, კვარცი) არარსებობის გამო - უფელდშპატებო ქანებს. ლეიკოკრატიული მინერალები, ქანში მათი არსებობის შემთხვევაში, მხოლოდ მეორეხარისხოვანი მინერალების როლს ასრულებენ.

მინერალოგიური შედგენილობის თავისებურებიდან გამომდინარე, ულტრაფუძე ქანები მაკროსკოპულად მუქი, თითქმის შავი ფერისა და მაღალი კუთრი წონის მქონე ქანებია; ღია შეფერილობით (ბოთლისებრ-მწვანე) მხოლოდ სუფთა ოლივინიანი ქანები ხასიათდება; გამოფიტვის შედეგად იძენს მოყვითალო ან რუხ შეფერილობას. ხშირად პირველადი მინერალები ჩანაცვლებულია: ტალკით, სერპენტინით, ტრემოლითით, აქტინოლითით, კალციტით, ქლორიტით, ზოგჯერ ბიოტიტითაც. აქცე-სორებიდან გვხვდება: შპინელი, აპატიტი და სხვ; მნიშვნელოვანი როლი ულტრაფუძე ქანების აგებულებაში ეკუთვნით მადნეულ მინერალებს (ქრომოშპინელოიდი, ილმენიტი, მაგნეტიტი, ქრომიტი, გრანატი და სხვ.).

ულტრაფუძე ქანები ძირითადად აბისალური და ჰიპაბისალური ინტრუზიული (პლუტონური) ფაციესის ქანებით არის წარმოდგენილი. იშვიათია ექსტრუზიული (ვულკანური) ანალოგები. აბისალური ინტრუზიული ულტრაფუძე ქანებისათვის დამახასიათებელია პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ჰიპიდიომორფულ-მარცვლოვანი, სიდერონიტული სტრუქტურები. ექსტრუზიულ და ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ ანალოგებს გააჩნიათ პორფირისებრი და პორფირული სტრუქტურა - ძირითადი მასის მიკროლითური ფლუიდური და ნახევრადმინერბრივი სტრუქტურებით; დამახასიათებელია ერთგვაროვანი, ტაქსიტური და ღირექტიული ტექსტურები.

ულტრაფუძე ქანებს, მათი მცირე გავრცელების მიუხედავად, გააჩნიათ დიდი პრაქტიკული ღირებულება. მათთან არის დაკავშირებული ალმასის, პლატინის, რკინის, სპილენძის სულფიდების, გრანატის, მაგნეტიტის, ნიკელის, ქრომის, ტალკის, სერპენტინის და სხვათა სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოები.

14.1.2 აბისალური ინტრუზიული (პლუტონური) ქანები

აბისალური ინტრუზიული ქანები გავრცელების ფართო მასშტაბებით სარგებლობს ინტრუზიულ ჰიპაბისალურ და ექსტრუზიულ ანალოგებთან შედარებით.

ცხრილის სახით მოტანილია აბისალური ინტრუზიული ქანების მინერალური კლასიფიკაცია ქანში ოლივინისა და პიროქსენის რაოდენობრივი შემცველობის მიხედვით (ცხრილი 3)

ცხრილი 3

ულტრაფუძე ქანების კლასიფიკაცია

ქანების დასახელება	ოლივინის შემცველობა (%)	პიროქსენის შემცველობა (%)
ოლივინიტები (დუნიტები)	100 – 85	0 – 15
პიროქსენიანი ოლივინიტები	85 – 100	15 – 30
პერიდოტიტები	40 – 70	60 – 30
ოლივინიანი პიროქსენიტები	30 – 10	70 – 90
პიროქსენიტები	< 10	90 – 100

ულტრაფუძე ქანებიდან ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული პერიდოტიტები, რომელთა რაოდენობა მნიშვნელოვნად აჭარბებს ამ ჯგუფში შემავალი ყველა დანარჩენი ქანის რაოდენობას.

ოლივინიტი (დუნიტი)

სახელწოდება: დუნიტს სახელი დაერქვა მთა „დუნის“ (Dun, ახალი ზელანდია) მიხედვით. ოლივინიტსა და დუნიტს შორის განსხვავება

აისახება აქცესორული მადნეული მინერალების შემცველობაში: ოლივინიტებში მონანილეობს მაგნეტიტი (10%), დუნიტებში - ქრომოშპინელიდი (3-4%).

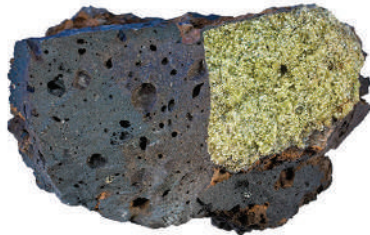
ფერი: მუქი მწვანე, თითქმის შავი ფერის. ჩვეულებრივ, წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ქანია (სურ. 92); გამოფიტულ ზედაპირზე ხშირად ჩნდება რკინის ჟანგის რუხი ფერის ქერქი.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი; მადნეული მინერალების დიდი რაოდენობით არსებობის შემთხვევაში - სიდერონიტული.

ტექსტურა: მასიური; მასიური ტექსტურა ზოგჯერ აქცესორული ქრომიტისა და მაგნეტიტის არათანაბარი განაწილების გამო ირღვევა და ფორმირდება ზოლოვანი ან ლაქებრივი ტექსტურა.

მინერალოგიური შედგენილობა: დუნიტი არის თითქმის მონომინერალური ოლივინიანი ქანი. ერთეული მარცვლების სახით შეიძლება მონანილეობდეს მონოკლინური და რომბული პიროქსენებიც; პრაქტიკულად არ შეიცავს მინდვრის შპატებს და კვარცს. მეორეხარისხოვანი და აქცესორული მინერალების შემცველობა ქანში 10%-მდე აღწევს და წარმოდგენილია: რომბული პიროქსენებით (ძირითადად ენსტატიტი), იშვიათად, მონოკლინური პიროქსენით, ფლოგოპიტით, პეროვსკიტით, ტიტანომაგნეტიტით, გრანატით, კორუნდით, ქრომიტით, მაგნეტიტით და სხვ.

ქიმიური შედგენილობა: დუნიტში კაჟმინის რაოდენობა არ აღემატება 45%; უმნიშვნელოა ტუტეების ჯამის (K_2O და Na_2O) რაოდენობა; MgO შემცველობა იცვლება 10-50%-ის საზღვრებში, ხოლო რკინის ჯამი 12%-მდე აღწევს; მცირე რაოდენობით მონანილეობს: TiO_2 , Al_2O_3 , CaO .



სურ. 92. ოლივინიტი (დუნიტი, მწვანე)

<http://www.sandatlas.org/dunite/>

შეცვლის პროდუქტები: ოლივინიტი იშვიათად არის სალი; როგორც წესი, დაბალ ტემპერატურაზე ნანილობრივ ჩაინაცვლება სერპენტინით, ტალკით და სხვ. განასხვავებენ ორი ტიპის სერპენტინიზაციის პროცესს: პირველ შემთხვევაში პროცესი მიმდინარეობს მაგნეტიტის გამოყოფის გარეშე (მუქი მწვანე სერპენტინიტი) და მეორე შემთხვევაში - მაგნეტიტის წვრილი მტვრის წარმოქმნით (მუქი რუხი, თითქმის შავი სერპენტინიტი); ზოგჯერ დუნიტში დაიკვირვება ბასტიტი, რაც რომბული პიროქსენების სერპენტინიზაციის პროცესის მაჩვენებელია.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ოლივინიტი ქმნის დამოუკიდებელ, მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს, შტოკებს, ძარღვებს და დაიკებს; ოლივინიტი ფართოდ არაა გავრცელებული; გავრცელების

რეგიონებია: ურალი (რუსეთი), კავკასია, სამხრეთ აფრიკა, ახალი ზელანდია და სხვ.

ჩანართები: ოლივინიტი ჩანართების სახით შეიძლება მონაწილეობდეს ტუტე ბაზალტებში და კიმბერლიტებში. ქმნის ასოციაციას გაბროებთან, პერიდოტიტებთან, პიროქსენიტებთან.

წარმოშობა: ოლივინიტი შეიძლება იყოს კუმულიტური წარმონაქმნი - წარმოშობილი ოლივინის კრისტალების გრავიტაციული დალექვის გზით მაღალმაგნიზიური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესში; ვარაუდობენ ოლივინიტის მეტასომატური გზით წარმოშობასაც.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: დუნიტი პრაქტიკული მნიშვნელობის ქანია; მასთან არის დაკავშირებული: ქრომიტის, პლატინოიდების (პლატინა, პალადიუმი, ოსმიუმი, ირიდიუმი, რენიუმი), Ni, Co, Cr, აზბესტის, ტალკის, სერპენტინის სამრეწველო მნიშვნელობის დანაგროვი; არის მნიშვნელოვანი ნედლეული ცეცხლმედეგი აგურის დასამზადებლად.

პერიდოტიტი

სახელწოდება მომდინარეობს ფრანგული სიტყვა péridot-ისაგან, რაც ოლივინს ნიშნავს.

ფერი: შავი ფერის ქანია - მომწვანო იერით; შეცვლის პროდუქტებით იძენს რუხ შეფერვას.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, საშუალო- და ნვრილმარცვლოვანი; ტიპურია პოიკილიტური მიკროსტრუქტურა, გამოწვეული პიროქსენის კრისტალებში ოლივინის კრისტალების ჩანართებით; ამ ტიპის სტრუქტურა დამახასიათებელია ასევე ამფიბოლიანი და ქარსიანი პერიდოტიტებისთვისაც. პერიდოტიტების მაგნეტიტით მდიდარ სახესხვაობებში ვითარდება სიდერონიტული მიკროსტრუქტურა.

ტექსტურა: მასიური, ხშირად ლაქოვანი, ზოლოვანი ან ტაქსიტური.

მინერალოგიური შედგენილობა: პერიდოტიტების ძირითადი ქანმაშენი მინერალებია: მაგნიზიური ოლივინი (70–30%), პიროქსენებიდან - ან მონოკლინური (დიალაგი, ავგიტი), ან რომბული (ბრონზიტი) ან ორივე ერთად. იშვიათად გვხვდება ამფიბოლი და ბიოტიტი; მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონაწილეობენ: გრანატი, იშვიათად, ფუძეპლაგოკლაზი (ანორთიტი); მეორეული მინერალებიდან ყოველთვის მონაწილეობს: სერპენტინი, ტალკი, ტრემოლიტი, ქლორიტი, კარბონატი; აქცესორებიდან: შპინელი, მაგნეტიტი და სხვ.

სახესხვაობები: მინერალოგიური შედგენილობის მიხედვით განასხვავებენ:

მონოკლინურ პიროქსენიანს - ვერლიტი;

რომბულ პიროქსენიანს - საქსონიტი ან ჰარცბურგიტი;

რომბულ და მონოკლინურ პიროქსენიანს - ლერცოლიტი;

რქატყუარიანს - კორტლანდიტი;

იშვიათია ქარსიანი პერიდოტიტები.

ქიმიური შედგენილობა: კაჟმინის (SiO_2) შემცველობის მიხედვით, პერიდოტიტი იჭერს გარდამავალ მდგომარეობას ულტრაფუძე და ფუძე-ქანებს შორის (~44-45 მას. %).

შეცვლის პროდუქტები: პერიდოტიტი არამდგრადი ქანია; ოლივინი ადვილად გადადის სერპენტინში, ხოლო მონოკლინური პიროქსენები - აქტინოლითში, ქლორიტში, კალციტში.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: პერიდოტიტი მონანილეობს მსხვილი ინტრუზიული სხეულების აგებულებაში გაბროიდებთან, პიროქსენიტებთან და დუნიტებთან ერთად, სადაც ის ყოველთვის ინტრუზივების ქვედა დონეებს იჭერს. ულტრაფუძე ქანებიდან პერიდოტიტი ყველაზე ფართოდ გავრცელებული ქანია; ფართოდაა გავრცელებული შოტლანდიაში, კანადაში (სედბერის საბადო), რუსეთში (ნორილსკის საბადო) და სხვ.

წარმოშობა: როგორც ვარაუდობენ, პერიდოტიტი შეიძლება იყოს ულტრამაფიტური მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტი ან კუმულატი.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პერიდოტიტთან არის დაკავშირებული ქრომიტის, პლატინოიდების სილიკატური ნიკელის, ქრიზოლით-აზბესტის, ტალკისა და სხვა სამრეწველო ტიპის საბადოები.

ვერლიტი

სახელი დაერქვა გვარის („ვერლე“) მიხედვით.

ფერი: მუქი მწვანე, თითქმის შავი ფერის ქანია.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პორფირისებრი, პოიკილიტური; მადნეული მინერალებით მდიდარი სახესხვაობებისათვის - სიდერონიტული.

ტექსტურა: მასიური ან ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: დუნიტებთან შედარებით უფრო რკინიანი ოლივინი (40-90%) და დამორჩილებული რაოდენობით მონოკლინური პიროქსენი (დიოფსიდი, ზოგჯერ დიალაგი ან ავგიტი). მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ჰიპერსტენი, რქატყუარა, პლაგიოკლაზი, გრანატი და სხვ. აქცესორები: აპატიტი, პეროვსკიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ილმენიტი, მაგნეტიტი და სხვ.

შეცვლის პროდუქტები: სერპენტინი, ტალკი, ქლორიტი, ტრემოლითი; ზოგჯერ გვხვდება მომწვანო-რუხი რქატყუარით ჩანაცვლებული ავგიტის კრისტალები.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის მასივებს; მონანილეობს გაბრო-ვერლიტური ფორმაციის შემადგენლობაში, სადაც ის კომპლექსის ამგებ ქანებს შორის ძირითადია; ხოლო ალპურ დუნიტ-პერიდოტიტულ ფორმაციაში - უმცირესობაშია.

წარმოშობა: ვერლიტი შეიძლება იყოს ულტრამაფიტური მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტი ან კუმულატური წარმონაქმნიც. კუმულატური გზით ფორმირებული ვერლიტები მდიდარია ტიტა-

ნომანგენტიტით და ახასიათებთ მკვეთრად გამოხატული სიდერონიტული სტრუქტურა. ზოგიერთი მკვლევრის აზრით, ვერლიტები შეიძლება იყოს მეორეული წარმონაქმნები - ფორმირებული პირველადი დუნიტების ხარჯზე მეტასომატური გარდაქმნის გზით.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ვერლიტთან დაკავშირებულია სპილენძ-ნიკელისა და ტიტან-მაგნეტიტის საბადოები.

ჰარცბურგიტი

სახელი დაერქვა მისი პირველი აღმოჩენის ადგილის -ჰარცის მთიანი მასივის მიხედვით (ქვედა საქსონია, გერმანია).

ფერი: გარეგნული იერით მუქი, მუქი მწვანე, თითქმის შავი ფერის ქანია; გამოფიტვისას იძენს რუხ ყავისფერს - ხშირად არშიების სახით.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პოიკილოოფიტური, ფსევდოპორფირული, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი (ორთოპიროქსენის მცირე შემცველობის პირობებში); ჰიპიდიომორფულ-მარცვლოვანი (ორთოპიროქსენის მაღალი შემცველობის პირობებში).

ტექსტურა: მასიური, ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: ჰარცბურგიტის მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ოლივინი (35-75%) და რომბული პიროქსენი (35-65%, ძირითადად ენსტატიტი, იშვიათად ბრონზიტი). მეორეხარისხოვანი მინერალებია: მონოკლინური პიროქსენი, ამფიბოლი, გრანატი და სხვ. მეორეული მინერალებია: ბრუსიტი, ქლორიტი, სერპენტინი, ტალკი, ტრემოლიტი, აქტინოლიტი, კარბონატები და სხვ.; აქცესორებიდან მონანტიტობს: ფუძეპლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, ქრომპინელიდი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ჰარცბურგიტი მონანტიტობს ზედა მანტიის აგებულებაში; ფართოდ გავრცელებული ქანია დაშრევებულ მაფიგ-ულტრამაფიტურ და ნაოჭა მხარეების ალპინოტიპურ-ულტრამაფიტურ კომპლექსში; ნატეხები ნაპოვნია აფეთქების მიწებშიც.

წარმოშობა: ჩვეულებრივ, ფორმირდება პიროქსენებით მდიდარი ლერცოლიტების ნანილობრივი ლლობის ხარჯზე. მსხვილ მამხურ კამერებში აქვთ კუმულაციური წარმოშობა.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ჰარცბურგიტთან არის დაკავშირებული ქრომიტის, ქრიზოტილ-აზბესტისა და ტალკის საბადოები; შეიცავს პლატინის მადნების მნიშვნელოვან კონცენტრაციას; გამოიყენება როგორც ხანძარსაწინააღმდეგო ნედლეული.

ლერცოლიტი

სახელი დაერქვა მდ. ლერსის მიხედვით (პირინეის მთათა სისტემა).

ფერი: რუხი, ღია მწვანე ფერის; დუნიტებისა და ჰარცბურგიტისაგან განსხვავდება უფრო რუხი ფერებით და ლაქებრივი ტექსტურით.

სტრუქტურა: მიკროსტრუქტურა ჰიპიდიომარცვლოვანი, სრულკრისტალური, პორფირისებრი, პოიკილიტური.

ტექსტურა: მასიური, ლაქებრივი, ზოლოვანი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ოლივინი (40-80%), რომბული (ძირითადად ბრონზიტი) და მონოკლინური (ავიგიტი და დიოფსიდი) პიროქსენები; აქცესორებიდან - ქრომპინელოიდი, მაგნეტიტი.

სახესვაობები: მეორეხარისხოვანი მინერალების შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ: გრანატიან, გრანატ-შპინელიან, შპინელიან, ქარსიან, რქატყუარიან, პლაგიოკლაზიან ლერცოლიტებს.

შეცვლის პროდუქტები: ჩვეულებრივ, გადადის სერპენტინში.

წარმოშობა: კუმულატური.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ლერცოლიტი მონანლიეობს პლუტონის აგებულებაში - გაბროიდებთან, პიროქსენიტებთან და დუნიტებთან ასოციაციაში; ჰარცბურგიტთან ერთად მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ზედა კონტინენტური მანტიის აგებულებაში. ფართოდ გავრცელებულია შუაოკეანური ქედის რიფტულ ზონებში, საიდანაც დრაგირებულ ულტრამაფიტებს შორის გაბატონებული ადგილი უჭირავს. ლერცოლიტები ცნობილია ალპინოტიპურ დუნიტ-პერიდოტიტული კომპლექსების გავრცელების რეგიონშიც.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ლერცოლიტებთან დაკავშირებულია: ნიკელის, ქრომიტის, ქრიზოტილ-აზბესტის, ტალკის, სპილენძის სასარგებლო წიაღისეული.

რქატყუარიანი პერიდოტიტი (ამფიბოლიტი)

ფერი: მუქად შეფერილი, რუხი ან ყავისფერი ქანია; დამახასიათებელია სხვადასხვა ინტენსივობის მწვანე ფერებიც.

სტრუქტურა: პოიკილიტური ან, ჩვეულებრივ, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური, ზოლოვანი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალია რქატყუარა (კერსუტიტი), რომლის შემცველობა ქანში მისი მთლიანი მოცულობის 49% შეადგენს; სივრცობრივად რქატყუარა ოლივინისა და პიროქსენის მარცვლებს შორისაა განლაგებული. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: პლაგიოკლაზი და ფლოგოპიტი. აქცესორებიდან ტიპურია: პლეონასტი (მწვანე შპინელი), ტიტანომაგნეტიტი, მაგნეტიტი და პიროტინი; სხვა აქცესორებიდან მონანლიეობს: აპატიტი, ფლოგოპიტი; ზოგჯერ ფუძეპლაგიოკლაზი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: რქატყუარიანი პერიდოტიტი დამოუკიდებელ სხეულებს არ ქმნის; მონანლიეობს ულტრაფუძე და ფუძექანებით აგებულ დაიკური ტიპის მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებში - ოლივინიტებთან, პიროქსენიტებთან, გაბროიდებთან, ჰორბლენდიტებთან ასოციაციაში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: რქატყუარიანი პერიდოტიტებთან დაკავშირებულია სპილენძ-ნიკელის სულფიდური მადნები.

პიროქსენიტი

ფერი: შავი ფერის ქანია; შეცვლილ სახესხვაობებში მომწვანო იერით.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, მაგნეტიტით მდიდარი სახესხვაობებისათვის სიდერონიტული.

ტექსტურა: მასიური, ტაქსიტური, ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: მონოკლინური და რომბული პიროქსენები ცალ-ცალკე ან ორივე ერთად; ამ ნიშნის მიხედვით პიროქსენიტებს ყოფენ კლინოპიროქსენიტებისა და ორთოპიროქსენიტების პეტროგრაფიულ სახესხვაობებად. პიროქსენებთან ერთად მცირე რაოდენობით მონანილეობს ოლივინი და რქატყუარა. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ოლივინი, ბიოტიტი, დიოფსიდი და სხვ.; მეორეული მინერალებია: სერპენტინი, აქტინოლიტ-ტრემოლითი, ქლორიტები, ეპიდოტი, ცოიზიტი. აქცესორებიდან მონანილეობს: მაგნეტიტი, ილმენიტი, ტიტანომაგნეტიტი, შპინელი, გრანატები, ზოგჯერ ქრომიტი.

სახესხვაობები: დიალაგეტი, ავგიტიტი, ჰედენბერგიტიტი (მხოლოდ მონოკლინური პიროქსენები); ენსტატიტი, ჰიპერსტენიტი, ბრონზიტიტი (მხოლოდ რომბული პიროქსენები);

ვებსტერიტი - შედგება მონოკლინური და რომბული პიროქსენისაგან ერთდროულად, დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით;

კოსვიტი - შედგება მონოკლინური პიროქსენებისა და მაგნეტიტის მინარევეებისაგან.

წოლის პირობები და გავრცელება: პიროქსენიტები არ ქმნის დამოუკიდებელ, დიდი ზომის ინტრუზიულ სხეულებს; მჭიდროდ არის დაკავშირებული პერიდოტიტებთან, დუნიტებთან, გაბროიდებთან; ხშირად აგებენ გარდამავალ ზონას დუნიტებსა და გაბროიდებს შორის; ფართოდ გავრცელებული ქანია შოტლანდიაში და სხვა.

წარმოშობა: არ გამორიცხავენ პიროქსენიტების კუმულაციურ წარმოშობას - პიროქსენის კრისტალების დაგროვებით მაგმური აუზის ფსკერულ ნაწილში. ორთოპიროქსენიტი შეიძლება წარმოიშვას ასევე ოლივინით მდიდარი ქანების მეტასომატური გარდაქმნის გზით, კაჟმინის მოტანის ხარჯზე.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ორთოპიროქსენიტებთან დაკავშირებულია ქრომიტისა და პლატინის მადნები; კლინოპიროქსენიტებთან ასოცირდება მაგნეტიტის, ტიტანომაგნეტიტისა და ნიკელის სულფიდური გამადნება.

14.1.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ულტრაფუძე ქანების ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ანალოგები მათ აბისალურ ინტრუზიულ ანალოგებთან შედარებით ძლი-

ერ შეზღუდული გავრცელებით სარგებლობს; პერიდოტიტების ექსტრუზიული ანალოგების არსებობა დადასტურდა მას შემდეგ, რაც ციმბირის ბაქნის ჩრდილოეთით - მდ. მეიმეჩის აუზში აღმოჩენილ და აღწერილ იქნა ქანი მეიმეჩიტი, ხოლო სამხრეთ აფრიკასა და ავსტრალიაში - კომატიტი. ქანების ამავ ეგგუფს მიაკუთვნებენ პიკრიტებსაც, თუმცა პიკრიტების წარმოშობის ადგილთან დაკავშირებით მკვლევართა შორის ერთიანი აზრი არ არის; ნაწილი მეცნიერებისა მას პერიდოტიტების ექსტრუზიულ ანალოგად განიხილავს, ნაწილიც - ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ ანალოგად მიიჩნევს. თანამედროვე პეტროლოგიურ ლიტერატურაში პიკრიტებიც, კომატიტებიც და მეიმეჩიტებიც ვულკანურ ქანებად განიხილება.

პიკრიტი

სახელი: ბერძნულად πικρός მწარეს ნიშნავს.

ფერი: ჩვეულებრივ, მუქი მწვანე, თითქმის შავი ფერის ქანია. გამოფიტულ ზედაპირზე იძენს მუქ რუხ შეფერილობას.

სტრუქტურა: პორფირისებრი - წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ან პორფირული - მიკროლითური და ვიტროფირული ძირითადი მასით.

ტექსტურა: მასიური, იშვიათად ფლუიდური, მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმამენი მინერალებია: ოლივინი (Fog) და მონოკლინური პიროქსენი (ტიტანიანი ავგიტი, დიოფსიდ-ავგიტი, ქრომდიოფსიდი), რომელიც ხშირად ოლივინის კრისტალებს შორის სივრცეს ავსებს. იშვიათად მონანილეობს რომბული პიროქსენი (ბრონზიტი) და რქატყუარა. დევიტრიფიცირებული, ქლორიტიზებული და სერპენტინიზებული, მინებრივი ძირითადი მასა აგებულია: ოლივინით, ტიტან-ავგიტით, რქატყუარით (ბარკევიკიტი, კერსუტიტი), ბიოტიტით, მადნეული მინერალებით. ძირითადი მასა ქანის მთლიანი მოცულობის 60-70% შეადგენს. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი, ფლოგოპიტი, ორთოპიროქსენი (ბრონზიტი); მეორეული მინერალები წარმოდგენილია: ქლორიტით, მაგნეზიტი, კალციტით, ტალკით, ტრემოლითით, სერპენტინით, იდინგსიტით და ბოულინგიტით, რომლებიც ხშირად ქანში არსებულ ვეზიკულებსა და მინდალინებს ავსებს. აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ტიტანიტი, ქრომოშპინელიდები, ცირკონი, გრანატი (ალმანდინი, პიროპ-ალმანდინი), მაგნეტიტი და სხვ.

სახესხვაობა: პიკრიტების ძლიერ შეცვლილ სახესხვაობას პიკრიტპორფირიტებს უწოდებენ.

ქიმიური შედგენილობა: პიკრიტი ხასიათდება კაჟმინის შედარებით დაბალი ($\text{SiO}_2 = 38-43\%$) და თიხამინის (Al_2O_3) გაზრდილი შემცველობებით.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: პიკრიტი ქმნის ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ სხეულებს, ძარღვებს, სილებს, დაიკებს, დიატრემებს; აგებს სფერულ და ბალიშა ლავურ ნაკადებს; ატარებს წყალქვეშა ამოფრქვევის ხასიათს; მონანილეობს ულტრამაფიტური და მაფიტური კომპლექსების აგებულებაში და სტრატოფორმულ მაფიტ-ულტრა-

მაფიტური ინტრუზივების შემადგენლობაში, შუალედური მასივები-სა და ბაქნების აქტივიზაციის ზონებში გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებთან (სპილიტი, დიაბაზი და სხვ.) ასოციაციაში; პიკრიტის გავრცელების რეგიონებია: კამჩატკა, კავკასია, ურალი, კოლის ნახევარკუნძული და სხვ.

ნარმოშობა: პიკრიტი არის ზედა მანტიაში, ლერცოლიტების ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე მიღებული, მალალმაგნიზური პიკრიტული მდნარის დედამინის ზედაპირზე გაცივების პროდუქტი.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პიკრიტებთან ზოგჯერ დაკავშირებულია არასამრეწველო მნიშვნელობის სპილენძ-ნიკელის სულფიდური მინერალიზაცია.



სურ.93. მეიმეჩიტის პორფირული სტრუქტურა; ჩანანინსკლებში სერპენტიზებული ოლივინი, ძირითად მასაში:პიროქსენები, მადნეული მინერალები და მინა (ზავარიცკის მიხედვით, 1955)

მეიმეჩიტი

სახელი დაერქვა მდ. მეიმეჩას მიხედვით (მეიმეჩა-კოტუისკის პროვინცია - ციმბირის პლატფორმა).

ფერი: ვაშლისებრ მწვანე, მუქი რუხი - ნაცრისფერი - შავამდე.

სტრუქტურა: პორფირისებრი ან პორფირული, ვიტროფირული (მინებრივი) და მიკროლითური (სურ. 93).

ტექსტურა: ზოლებრივი, მასიური, ფლუიდური (ოლივინის ორიენტირებულიად განლაგებული კრისტალების გამო), ზოგჯერ მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმამენი მინერალია სერპენტინიზებული ოლივინი (45-60%) პორფირული გამონაყოფების სახით (სურ. 93); ნახევრად კრისტალურ შავ

მინებრივ ძირითად მასაში, გარდა ვულკანური მინისა, მონანლიეობს მონოკლინური პიროქსენებისა და მაგნეტიტის მიკროლითებიც; პიკრიტისაგან განსხვავებით, მეიმეჩიტში არ მონანლიეობს ამფიბოლები, ქარსები, პლაგიოკლაზი. მეორეული მინერალია სერპენტინი (ოლივინის ხარჯზე); აქცესორული მინერალებიდან, პიკრიტებისაგან განსხვავებით, მონანლიეობს ქრომოდიოფსიდი.

ქიმიური შედგენილობა: მდ. მეიმეჩის მეიმეჩიტები ხასიათდება MgO მაღალი, SiO₂, Al₂O₃ და ტუტეების ჯამის დაბალი შემცველობით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნიან ლავურ განფენებს, ნაკადებსა და დაიკებს. ფართოდ არის გავრცელებული კამჩატკაზე, კრასნოიარსკის მხარეში (რუსეთი), გვხვდება ასოციაციაში ციმბირის ულტრაფუძე ინტრუზივებთან (მდ. მეიმეჩა); გაბრობაზალტებთან ერთად მონანლიეობს ოფიოლიტური ფორმაციის აგებულებაში; ლითოსფე-

რული ფილების ტექტონიკის თეორიის მომხრეები მეიმეჩიტს პალეო-ოკეანური ფსკერის რელიქტებად განიხილავენ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მეიმეჩიტი პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია; მასთან არის დაკავშირებული ქრომის, პლატინის, ტალკის, აზბესტის საბადოები; წარმოადგენს ძვირფას მოსაპირკეთებელ მასალას.

კომატიტი

სახელი დაერქვა მდ. კომატის მიხედვით (სამხრეთ აფრიკა).

ფერი: მუქი მწვანე, რუხი ფერის ქანია.

სტრუქტურა: პორფირული, სპინიფექსის, მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმამენი მინერალებია: მაგნეზიური - ფორსტერიტის მაღალი შემცველობის ოლივინი (Fo₉₀) და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი, დიოფსიდ-ავგიტი, ზოგჯერ პიჟონიტი), რომელთა ჩანანინკლები ჩაყვინთულია სერპენტინიზებულ ან ნახევრად მინებრივ ძირითად მასაში; მინასთან ერთად მონანილეობს: რქატყუარა, კლინოპიროქსენი, ოლივინი, იშვიათად ფუძეპლაგიოკლაზი.

სახესხვაობები: შედგენილობით განასხვავებენ პერიდოტიტულ და პიროქსენიტულ კომატიტებს. სტრუქტურული ნიშნით პერიდოტიტულ კომატიტებს ყოფენ: ოლივინიან და პიროქსენიან (სპინიფექსის სტრუქტურა) სახესხვაობებად, ხოლო ასაკობრივი ნიშნით - არქეულ (ოლივინიანი კომატიტები) და ფანეროზოულ (პიროქსენიანი კომატიტები) სახესხვაობებად.

ქიმიური შედგენილობა: ულტრაფუძე ქანების ყველა დანარჩენი ეფუზიური წარმომადგენლებისაგან განსხვავებით, კომატიტები ხასიათდება მაღალი მაგნეზიურობით (MgO>20%) და CaO/Al₂O₃ დამოკიდებულებათა შედარების მაღალი მნიშვნელობით (>0. 8%).

შეცვლა: კომატიტი, როგორც წესი, განიცდის რეგიონულ მეტამორფიზმს და ზოგჯერ ნანილობრივ ან მთლიანად გადადის სერპენტინში, ტრემოლითში, ქლორიტში, ტალკში, კარბონატებში.

წოლის ფორმები და გავრცელება: პერიდოტიტული კომატიტი ქმნის ნაკადებს ფულკანურ ოფიოლიტურ კომპლექსებში; გვხვდება სილების, დაიკების, შრეებრივი ინტრუზიული და სუბვულკანური სხეულების სახით. კომატიტი არ არის ფართოდ გავრცელებული ქანი; გავრცელების არეალი ძირითადად არქეული პერიოდით განისაზღვრება, თუმცა ნაკლებად ცნობილია პროტეროზოულსა და ფანეროზოულშიც. კომატიტები გვხვდება: კანადაში, ავსტრალიაში, კარელიაში, უკრაინაში, სამხრეთ აფრიკაში (მდ. კომატის გარშემო), აღმოსავლეთ საიანებში, ონტარიოში, ინდოეთში, კამჩატკაზე, კოლუმბიაში და სხვ. ტექტონიკური თვალსაზრისით, კომატიტებს ოკეანური ქერქიდან კონტინენტურში გარდამავალ ზონებთან აკავშირებენ.

წარმოშობა: კომატიტის წარმოშობას უკავშირებენ ლერცოლიტების ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე მიღებული Mg-ით და Fe-ით მდიდარ, მაღალი სანყისი ტემპერატურის მქონე (1800-1600 °C), სილიკატური მდნარის სწრაფი კრისტალიზაციის პროცესს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: კომატიტთან არის დაკავშირებული ნიკელის, სპილენძის, კობალტის, პლატინისა და სხვ. საბადოები.

კითხვები თვითშემონებებისთვის

1. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ულტრაფუძე ქანების აბსალურ-ინტრუზიულ, ჰიპაბისალურ-ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებად დაყოფის პრინციპები;
2. რაში აისახება ოლივინიტსა და დუნიტს შორის განსხვავება?
3. როდის ჩნდება სიდერონიტული სტრუქტურა?
4. ითვლება თუ არა ულტრაფუძე ქანები ფელდშპატებიან ქანებად?
5. დაახასიათეთ ულტრაფუძე ქანების მთავარი მინერალები და მათი შეცვლის პროდუქტები;
6. რა სახის სასარგებლო ნამარხებია დაკავშირებული ულტრაფუძე ქანებთან?

14.2 ფუძექანები

14.2.1 ზოგადი ცნობები

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები, სხვა პეტროგრაფიული ჯგუფის ქანებთან შედარებით, ფართოდაა გავრცელებული. მათი წილი მიწის ქერქის ამგებ მაგმური ქანების საერთო მოცულობაში 25% შეადგენს; განსაკუთრებით გამოირჩევიან ექსტრუზიული ანალოგები, რომელთა მოცულობა ხუთჯერ აღემატება ყველა დანარჩენი შედგენილობის ვულკანურ ქანებს ერთად აღებულს. შუაოკეანური ქედების, ოკეანეების ფსკერისა და მთვარის ზედაპირის აგებულებაში ფუძექანებიდან განსაკუთრებული როლი უკავიათ ბაზალტებს.

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანების მთავარი ქანმამშენი სალური მინერალებია: ლაბრადორისა და ბიტოვნიტის (იშვიათად ანორთიტი) რიგის პლაგიოკლაზები, ფერადი მინერალებიდან - დიალაგის, დიოფსიდის და ავგიტის რიგის მონოკლინური პიროქსენები; მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით შეიძლება მონაწილეობდეს: ოლივინი, იშვიათად რქატყუარა და კიდევ უფრო იშვიათად ბიოტიტი; აქცესორებიდან - სფენი, რუტილი, ტიტანომანგნეტიტი, აპატიტი, კვარცი (ძალიან იშვიათად). ფერადი ინდექსის (M) მიხედვით ფუძექანებში გამოყოფენ მელანოკრატულ (გაბრო-პერიდოტიტები - $M > 75\%$) და ლეიკოკრატულ ($M = 35\%$) სახეს-

ხვაობებს. ფერადი ინდექსის ყველაზე დაბალი მნიშვნელობებით პლაგიოკლაზიტი გამოირჩევა ($M < 15\%$). გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანებში Fe-Mg მინერალების სიუხვე განაპირობებს მუქ შეფერილობას და მაღალ კუთრ წონას. ამ გარემოების გამო ფუძექანებს სხვაგვარად მაფიტებსაც უწოდებენ.

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები კაჟმინით (SiO_2) გაუჯერებელი ქანებია; ამ უკანასკნელის შემცველობა 45–53 მას. % საზღვრებში ცვალებადობს. დანარჩენი ქანმაშენი ჟანგეულების შემცველობა ასეთია: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}18$ მას. % (Al_2O_3 მაქსიმალური რაოდენობა დაფიქსირებულია ანორთოზიტებში - 27მას. %); $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 9\text{--}5$ მას. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2\text{--}8$ მას. %; $\text{MgO} = 6\text{--}12$ მას. %; $\text{CaO} = 10.5\text{--}11.5$ მას. %. Na_2O რაოდენობის მიხედვით გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანების დიდი უმეტესობა ნატრიუმის სერიის ქანებს მიეკუთვნება ($\text{Na}_2\text{O} = 0, 14\text{--}4, 5$ მას. %), ხოლო ტუტე მეტალების ჯამის ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) შემცველობის მიხედვით კირტუტე (ნორმული რიგი) და ტუტე სერიის ქანებად იყოფა.

მრავალფეროვანია გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანების სხეულთა ზომები და წოლის პირობები. წოლის დამახასიათებელი ფორმებია: შრე-ძარღვები, ლავური ნაკადები, შტოკები, ლავური განფენები, ლაკოლითები, ლოპოლითები, დაიკები, მსხვილი რთული აგებულების მასივები. გაბროული ინტრუზიული მასივების ერთი ჯგუფი ფორმირდება მინის ქერქის მოძრავ ნაოჭა ზონებში, ხოლო მეორე - ბაქნურ პირობებში; პირველ შემთხვევაში ისინი ავლენენ მჭიდრო გენეტიკურ და სივრცობრივ კავშირს ულტრაფუძე მასივებთან, ხოლო მეორე შემთხვევაში ბაქნებზე ფართოდ გავრცელებულ გენეტიკურად მასთან დაკავშირებულ ფუძე-ვულკანიტებთან ერთად ქმნიან ტრაპულ ფორმაციას. გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანები გეოლოგიურად და პეტროგრაფიულად თანდათანობითი გადასვლით არის დაკავშირებული პერიდოტიტების, დიორიტ-ანდეზიტების, სიენიტ-ტრაქიტების ჯგუფის ქანებთან.

ამ ჯგუფის ქანები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანებია; მათთან არის დაკავშირებული რიგი მადნეული და არამადნეული წიაღისეულის სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოები.

წარმოშობის ადგილის მიხედვით ფუძექანები იყოფა: აბისალურ ინტრუზიულ (გაბრო, ნორიტი და სხვ.), ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ (გაბრო-პორფირიტი, მიკროგაბრო და სხვ.) და ექსტრუზიულ (ბაზალტი, დოლერიტი, დიაბაზი და სხვ.) ანალოგებად.

14.2.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

ფუძექანების აბისალური ინტრუზიული ანალოგები გვხვდება ძალიან ხშირად, მაგრამ მცირე მოცულობით; გავრცელებით მნიშვნელოვნად უთმობს ადგილს მათ ექსტრუზიულ ანალოგებს. ამ ჯგუფის ინტრუზიულ ქანებს შორის გამოყოფენ Fe-Mg მინერალებით მდიდარ მელანოკრატულ (გაბრო, ნორიტი, გაბრო-ნორიტი, ტროქტოლიტი) და თითქმის

მთლიანად პლაგიოკლაზებით აგებულ ლეიკოკრატულ (პლაგიოკლაზიტი ან ანორთოზიტი) ქანებს. ამ ჯგუფის აბსალური ინტრუზიული ქანების ყველა ჩამოთვლილ სახესხვაობას აერთიანებენ ერთი საერთო ტერმინის ქვეშ - „გაბროიდები“.

გაბრო

სახელი დაერქვა მოპოვების ადგილის მიხედვით (ჩრდილო იტალია. ტერმინი „gabbro“ იტალიაში იხმარებოდა ჯერ კიდევ მე-18 საუკუნეში სრულკრისტალური ქანის აღსანიშნავად).

ფერი: საღ ზედაპირზე მუქი რუხი, თითქმის შავი ფერის ქანია - ზოგჯერ მომწვანო იერით. ფერთა ცვალებადობას განაპირობებს ქანმაშენი მინერალების შემცველობათა რაოდენობრივი თანაფარდობა და შეცვლის ხარისხი (სურ. 94).

სტრუქტურა: გაბრო სრულკრისტალური - ნვრილ-, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი ქანია, დამახასიათებელი გაბროული (ალოტრიომორფომარცვლოვანი) სუბოფიტური, გაბრო-ოფიტური და სიდერონიტული (მადნეული მინერალების დიდი რაოდენობით არსებობის შემთხვევაში) სტრუქტურებით.

ტექსტურა: მასიური, ტაქსიტური, ხშირად ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ლაბრადორ-ბიტოვნიტის რიგის პლაგიოკლაზები და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი, დიოფსიდი, ხშირად დიალაგი//სურ. 94); მეორეხარისხოვანი მინერალის სახით შეიძლება მონანილეობდეს: რქატყუარა, ბიოტიტი, ოლივინი, კვარცი, ორთოპიროქსენი (ჰიპერსტენი); აქცესორებიდან - აპატიტი, ილმენიტი, ტიტანომანგნეტიტი, მაგნეტიტი, ქრომიტი, შპინელი.

სახესხვაობები:

რქატყუარისანი გაბრო - შედგება ფუძეპლაგიოკლაზისა (ლაბრადორი, ზოგჯერ ანორთიტი) და ამფიბოლისაგან. ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია როგორც პირველადი მწვანე რქატყუარით, ისე მეორეული რუხი ყავისფერი სახესხვაობით.

ტროქტოლითი - აგებულია ლაბრადორ-ბიტოვნიტის რიგის პლაგიოკლაზისა და ოლივინისაგან. გაბროებისაგან განსხვავებით, ტროქტოლითში პიროქსენის მონანილეობა უმნიშვნელოა ან საერთოდ არ არის.

გაბრო-პერიდოტი არის გაბროს მელანოკრატული სახესხვაობა; წარმოადგენს ულტრაფუძე ქანებისაკენ გარდამავალს, რომელშიაც ფერადი მინერალის შემცველობა 75%-მდე აღწევს.

გაბრო-ნორიტი არის გაბროსა და ნორიტს შორის გარდამავალი ქანი, რომელშიც ლაბრადორ-ბიტოვნიტის რიგის პლაგიოკლაზებთან ერთდროულად მონანილეობს როგორც მონოკლინური (ავგიტი და დიოფსიდი), ისე რომბული (ჰიპერსტენი) პიროქსენები.



სურ. 94. გაბრო – ავგიტის კრისტალებით <http://www.sandatlas.org/gabbro/>

შეცვლის პროდუქტები: გაბროს პოსტმაგმური შეცვლის პროდუქტებია: ეპიდოტი, ცოიზიტი, ტრემოლით-აქტინოლიტი, სერპენტინი, ბოულინგიტი, იდინგსიტი, ქლორიტი; გაბროში ხშირად დაიკვირვება პიროქსენების ბოჭკოვანი მწვანე რქატყუართა (ურალიტიზაცია) და პლაგიოკლაზების სოსურიტით (ცოიზიტის და ეპიდოტის ნარევი ალბიტთან, პრენიტთან, კვარცთან, მუსკოვიტთან და სხვ.) ჩანაცვლების პროცესები.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: გაბრო აგებს სხვადასხვა ფორმის და ზომის ინტრუზიულ სხეულებს: დაიკებს, შტოკებს. ლოპოლითებს და ლაკოლითებს; ხშირად გაბროული სხეულები იჭერს ინტრუზიული სხეულების ზედა ნაწილებს, სადაც ისინი უშუალოდ გადადიან დიორიტებსა და სიენიტებში, ხოლო სიღრმეში, თავის მხრივ, იცვლებიან ულტრაფუძე ქანებით. გაბროს გავრცელების რეგიონებია: დიდი ბრიტანეთი, ჩრდილო ამერიკა, კანადა საფრანგეთი, ურალი, უკრაინა, კარელია, ყაზახეთი, ჩრდილო და სამხრეთ აფრიკა, შოტლანდია და სხვ.

წარმოშობა: გაბრო არის დაბალმაგნეზიური ფუძემდნარების კრისტალიზაციის პროდუქტი, რომელიც მიიღება მაღალმაგნეზიური პირველადი მაგმური მდნარის დედამიწის ზედაპირისაკენ გადაადგილებისას დიფერენციაციის პროცესში. გაბროულ მაგმებს გააჩნიათ დენადობის მაღალი ხარისხი და კრისტალიზაციის შედარებით დაბალი ტემპერატურა. ზოგიერთი მეცნიერის აზრით, ოლივინიანი გაბრო შეიძლება იყოს კუმულატური წარმოშობის.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გაბროულ ინტრუზივებთან დაკავშირებულია ტიტანმაგნეტიტის, პლატინის ჯგუფის მინერალების, რკინის, ტიტანის, სპილენძისა და ნიკელის სულფიდური საბადოები; გაბრო წარმატებით გამოიყენება, როგორც სამშენებლო და მოსაპირკეთებელი მასალა.

ნორიტი

სახელი დაერქვა ნორის მიხედვით (ნორვეგიის მითიური გმირის უკვდავსაყოფად).

ფერი: არის რუხი, მომწვანო რუხი, მორუხო-ყავისფერი ქანი.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური - ნვრილ-, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი -ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ალოტრიომორფულ-მარცვლოვანი, გაბროული, პორფირისებრი, პოიკილიტური, იშვიათად, სიდერონიტული და კელიფიტური.

ტექსტურა: ზოლებრივი, ტრაქიტოიდული, მასიური, ლაქებრივი, ტაქსიტური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ნორიტში, გაბროსაგან განსხვავებით, მონოკლინური პიროქსენის ნაცვლად, მთავარი მელანოკრატული ქანმაშენი მინერალია რომბული პიროქსენი (ბრონზიტი, ჰიპერსტენი); ლეიკოკრატული მინერალებიდან ისევ ფუქეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორიდან ბიტოვნიტამდე). პლაგიოკლაზი რაოდენობრივად ყოველთვის სჭარბობს რომბულ პიროქსენებს (35-65%, 15-50%, შესაბამისად). მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ოლივინი და მონოკლინური პიროქსენები (ავგიტი, დიოფსიდი), კვარცი, ბიოტიტი; იშვიათად რქაცყურა; აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება: აპატიტი, ტიტანიტი, ცირკონი, ილმენიტი და ტიტანომაგნეტიტი.

ქიმიური შედგენილობა: გაბროსთან შედარებით, ორთოპიროქსენის შემცველობის გამო ნორიტი ხასიათდება MgO და SiO_2 მომატებული შემცველობით. $Na_2O + K_2O$ შემცველობა ჩვეულებრივ დაბალია გაბროსთან შედარებით. მაღალმაგნეზიალური ოლივინიანი ნორიტი ზოგჯერ ბონინიტს უახლოვდება.

შეცვლის პროდუქტებია: სერპენტინი, ტრემოლიტ-აქტინოლიტი, ტალკი, ეპიდოტ-ცოიზიტი, სერიციტი.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ნორიტი აგებს ლოპოლითებს, ეტმოლითებს, მსხვილ, დაშრევებულ ინტრუზიულ მასივებში გვხვდება პიროქსენიტებთან, გაბროებთან, ანორთოზიტებთან ასოციაციაში; მონანილეობს ოფიოლიტური ფორმაციის აგებულებაში; ზოგჯერ აგებს მცირე ზომის დამოუკიდებელ ინტრუზიულ სხეულებსაც. ფართოდ გავრცელებული ქანებია აღმოსავლეთ ევროპისა და ციმბირის ბაქნებზე, ურალზე, აფრიკაში (ბუშველდის კომპლექსი), აშშ, კანადაში, გრენლანდიაში და სხვ. გამოვლინებულია მთვარეზეც.

ნარმოშობა: ნორიტს განიხილავენ მანტიური ბაზიტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტად.

პრაქტიკული გამოყენება: ნორიტთან არის დაკავშირებული სულფიდური და სპილენძ-ნიკელის საბადოები პლატინოიდებით; გამოიყენება სამშენებლო საქმეში, როგორც მოსაპირკეთებელი მასალა.

ანორთოზიტი

სახელი დაერქვა პლაგიოკლაზის შედგენილობის მიხედვით ($An > 85-90\%$).

ფერი: გარეგნული იერით მუქი რუხი, ნაცრისფერი, რძისებრ თეთრი, ვარდისფერი, რუხი, თითქმის შავი (ილმენიტის წვრილი ჩანართების გამო) ფერის ქანია.

სტრუქტურა: მსხვილ- და გიგანტომარცვლოვანი, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ალოტრიომორფნომარცვლოვანი, იშვიათად ოფიტური, პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, დირექტიული.

მინერალოგიური შედგენილობა: ანორთოზიტი მონომინერალური - ლეიკოკრატიული ქანია, რომლის მთლიანი მოცულობის 80-90%-ს პლაგიოკლაზი შეადგენს; ფერადი მინერალი - როგორც ქანმაშენი, არ მონაწილეობს. იშვიათია კვარცი და კალიშპატი. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: რომბული (ჰიპერსტენ-ბრონზიტი) და მონოკლინური (ავგიტი) პიროქსენები, ზოგჯერ ოლივინი, რქატყუარა, ბიოტიტი; მეორეული მინერალებიდან მონაწილეობს: სოსიურიტი, ბოულინგიტი, სერპენტინი; აქცესორებიდან - ტიტანომაგნეტიტი, ილმენიტი, აპატიტი, გრანატი, შპინელი, კორუნდი, რუტილი და სხვ.

ქიმიური შედგენილობა: კაჟმინის შემცველობა ანორთოზიტში 48-54% საზღვრებში ცვალებადობს; დამახასიათებელია: Al_2O_3 , CaO , Na_2O მაღალი და რკინისა და მაგნიუმის დაბალი შემცველობები.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ფუძედაშრევებულ ინტრუზივებში წოლის დამახასიათებელი ფორმებია: შლირები და ლინზები; ქმნის მსხვილ, დამოუკიდებელ პლუტონებს, რომელთა უმეტესობა განვითარებულია პროტეროზოული ასაკის ბაქნებზე; გავრცელებულია აპალაჩებში (სამხრეთ-დასავლეთი აშშ), კანადაში, უკრაინაში, სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე, ნორვეგიაში, რუსეთში, ანგოლაში, გრენლანდიაში და სხვ.

წარმოშობა: ანორთოზიტული მასივების ფორმირება მოხდა კამბრიულამდე პერიოდში, დაახლოებით ორი მილიარდი წლის წინ; მკვლევრებს შორის ერთიანი აზრი ანორთოზიტების წარმოშობასთან დაკავშირებით არ არსებობს; ნაწილი მას განიხილავს მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტად. არგუმენტად იყენებენ ანორთოზიტების გაბროებსა და ნორიტებში თანდათანობით გადასვლას. განსხვავებული მოსაზრების მიხედვით, ანორთოზიტები მეტამორფული ან მეტასომატური პროცესის შედეგიც კი შეიძლება იყოს; მათ ვულკანური ანალოგები არ გააჩნიათ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ანორთოზიტებთან არის დაკავშირებული აპატიტ-ილმენიტ-ტიტანომაგნეტიტის, რკინის, სპილენძის, კობალტის, პლატინის, აპატიტის საბადოები; გამოიყენება სამშენებლო, ძირითადად კი მოსაპირკეთებელ ქვებად, ცემენტის წარმოებაში, თიხამინის მისაღებად და სხვა.

ლაბრადორიტი

სახელი დაერქვა აღმოჩენის ადგილის მიხედვით (ნახევარკუნძული ლაბრადორი, კანადა).

ფერი მეტად ცვალებადია - რუხი, შავი, ყავისფერი; არის სრულიად ღია სახესხვაობებიც; ახასიათებს მკვეთრად გამოხატული ზონალური ირიზაციის ეფექტი - ლურჯი, ცისფერი, იშვიათად მწვანე, ყვითელი და, შესაძლებელია, წითელიც (ირიზაცია არის ოპტიკური ეფექტი, რომელიც ვლინდება ზოგიერთ მინერალზე ცისარტყელის ფერების ნათების სახით, ქანის სწორ ზედაპირზე კარგი განათების შემთხვევაში - განსაკუთრებით გაშლიფვის შემდეგ). დადგენილია, რომ ლაბრადორიტიში, კალციუმის შემცველობის ზრდის შემთხვევაში, ლურჯი ირიზაცია იცვლება ყვითლით. ირიზაციის მოვლენის გამომწვევი მიზეზი დადგენილი არ არის.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, მსხვილმარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალია ფუძეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორი - 85%) (სურ. 95) მონანტილობს: ორთო- და კლინოპიროქსენები, ოლივინი და მადნეული მინერალები (ილმენიტი, ტიტანომაგნეტიტი) არა უმეტეს 5-7%-ისა.

ქიმიური შედგენილობა: კაჟმინის შემცველობა (SiO_2) იცვლება 45-52 % საზღვრებში; ხასიათდება Al_2O_3 , CaO , Na_2O მაღალი შემცველობით.



სურ. 95. ლაბრადორიტი - ლაბრადორის ფენოკრისტალებით (თსუ გეოლოგიის დეპარტამენტი)

წოლის ფორმები და გავრცელება: ლაბრადორიტი ქმნის შტოკებს, ლაკოლითებს, ლოპოლითებს, დაიკებს; ერთ-ერთი ყველაზე მეტად გავრცელებული ქანია პლაგიოკლაზიტებს შორის; ცნობილი საბა-

დოებია: ადრონდაკის მთებში (აშშ, ნიუ იორკის შტატი), კანადაში (ნახევარკუნძული ლაბრადორი), ფინეთში, მადაგასკარზე, უკრაინაში (ტურჩინსკის და გოლოვინის საბადოები) და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გამოიყენება როგორც მაღალხარისხოვანი სამშენებლო, ძირითადად, მოსაპირკეთებელი მასალა; ლურჯი და მწვანე ირიზაციის მქონე სახესხვაობები - დეკორატიულ და სანახევლო ქვებად.

ტროქტოლიტი

სახელი ბერძნულიდან მოდის. „troctos“- ამოქმულს, დაღრღნილს ნიშნავს.

ფერი: რუხი, მომწვანო რუხი, მუქი რუხი; მეორეული მინერალებით ჩანაცვლების შემთხვევაში იძენს შავ, მონითალო ფერს.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ვენცური, გაბროული, კელიფიტური; ტიტანომაგნეტიტით მდიდარ სახესხვაობისთვის - სიდერონიტული.

ტექსტურა: მასიური, ზოლებრივი, ტაქსიტური, ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმამენი მინერალებია ლაბრადორ-ანორთიტის რიგის პლაგიოკლაზები (35-60%) და ოლივინი (35-60%). ოლივინის გარშემო პლაგიოკლაზთან კონტაქტში ხშირად დაიკვირვება ვენცური სტრუქტურა. გაბროსაგან განსხვავებით ტროქტოლიტში უმნიშვნელო რაოდენობით ან საერთოდ არ მონაწილეობენ მონოკლინური პიროქსენები (ავგიტი, ტიტან-ავგიტი); იშვიათად მონაწილეობს რომბული პიროქსენები და ბიოტიტი. აქცესორებიდან გვხვდება: შპინელი, მაგნეტიტი, ილმენიტი და აპატიტი.

სახესხვაობა:

ფორელექტენი – გამოფიტული ტროქტოლიტი ოლივინის მუქი ლაქებით და პლაგიოკლაზის ღია ფერის კრისტალებით.

ქიმიური შედგენილობა: ტროქტოლიტისათვის დამახასიათებელია SiO_2 (43-44%), N_2O , K_2O დაბალი და Al_2O_3 , MgO და CaO მაღალი შემცველობები, რაც განპირობებულია პლაგიოკლაზის მომატებული ფუძიანობით და ოლივინის მაღალი მაგნეზიურობით.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ტროქტოლიტი არ ქმნის დამოუკიდებელ ინტრუზიულ სხეულებს; აგებს ცალკეულ უბნებს, ფენებს, ლინზებს, მონაწილეობს ლოპოლითებსა და ეტმოლითების აგებულებაში; ასოცირდება გაბროსთან, ნორიტთან, ანორთოზიტთან; ფართო გავრცელებით სარგებლობს: აღმოსავლეთ ევროპის ბაქანზე, სამხრეთ აფრიკაში, შოტლანდიაში, გერმანიაში, ბულგარეთში, იუგოსლავიაში, სამხრეთ აფრიკაში და სხვ.

ნარმოშობა: როგორც ვარაუდობენ, ტროქტოლიტი შეიძლება დაკრისტალდეს თიხამინით (Al_2O_3), კირით (CaO) და მაგნიუმით (MgO) მდიდარი მდნარიდან მცირე და საშუალო სიღრმეებზე (<15–25 კმ). ზოგიერთი მკვლევარი მას განიხილავს როგორც კუმულატებს.

პრაქტიკული გამოყენება: ტროქტოლიტთან იშვიათად არის დაკავშირებული ტიტანმაგნეტიტის საბადოები და მადანგამოვლინებები.

14.2.3 ჰიპაბისალური (ძარღვული) ინტრუზიული ქანები

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები მჭიდრო გენეტიკურ კავშირშია შესაბამისი შედგენილობის აბისალურ დედაინტრუზიულ მასივებთან და განლაგებულია ან მათი გავრცელების არეალში, ან მათთან სიახლოეში, მცირე ზომის დამოუკიდებელი სხეულების სახით. ჰიპაბისალურ ქანებს შორის გამოყოფენ ორ ჯგუფს: პირველ ჯგუფს მიეკუთვნება ასხისტური ძარღვული ქანები (მიკროგაბრო, გაბრო-პორფირიტი და დიაბაზი), ხოლო მეორე ჯგუფს - დიასხისტური ძარღვული ქანები (დიაბაზ-პეგმატიტი, გაბრო-პეგმატიტი და ლამპროფირები (ისიტები).

მიკროგაბრო რუხი, მუქი რუხი, შავამდე ფერის ქანია, წვრილ- და თანაბარმარცვლოვანი, მიკროგაბროული სტრუქტურითა და მკვრივი, აფირული ტექსტურით. შედგება ფუძეპლაგიოკლაზისა და დიალაგისაგან, ზოგჯერ მცირე რაოდენობით მონანილეობს ჰიპერსტენი, რქატყუარა და ოლივინი. გვხვდება ძარღვებისა და მცირე ინტრუზიული სხეულების სახით; დიდ მსგავსებას იჩენს მეტამორფული წარმოშობის პლაგიოკლაზ-პიროქსენიან რქაულებთან.

გაბრო-პორფირიტი, მიკროგაბროსაგან განსხვავებით, ხასიათდება პორფირული სტრუქტურით და მასიური, ზოლოვანი ტექსტურით; პორფირულ გამონაყოფებში წარმოდგენილია მსხვილი, გიგანტური ზომის პლაგიოკლაზისა და მონოკლინური პიროქსენების (დიალაგი) კრისტალები. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ჰიპერსტენი, მადნეული მინერალები და სხვ.

წოლის დამახასიათებელი ფორმებია: ლინზისებრი სხეულები, დაიკები, ძარღვები.

გაბრო-პეგმატიტი მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი სტრუქტურის ქანია, ტექსტურა მასიური; შედგება ლაბრადორისა და მონოკლინური პიროქსენისაგან (დიოფსიდი); იშვიათად მონანილეობს ოლივინი და რქატყუარა. აქცესორებიდან გვხვდება: ტიტანო-მაგნეტიტი, აპატიტი. გაბრო-პეგმატიტს განიხილავენ როგორც გაბროული მაგმის კრისტალიზაციისა და დიფერენციაციის ბოლო პროდუქტს; მონანილეობს დაიკების, შტოკების და ლინზისებრი სხეულების აგებულებაში.

ისიტი ცნობილია, როგორც გაბროული პეგმატიტი; არის შავი ფერის უხეშმარცვლოვანი ქანი, შემდგარი ფუძე-პლაგიოკლაზისა და რქატყუარისაგან; ფართოდაა გავრცელებული ურალზე (რუსეთი).

დიაბაზი

სახელი: სიტყვა diabasis ბერძნული წარმოშობისაა და „გადასვლას“ ნიშნავს.

ფერი: შავი, მწვანე, მუქი მწვანე. მომწვანო-შავი (სურ. 96). ფერთა მრავალფეროვნება ძირითადად შეცვლის პროდუქტებით არის განპირობებული.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური - წვრილ-, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი. გაბროსაგან განსხვავებით, ფლობს ოფიტურ (დიაბაზურ) და პოიკილოფიტურ სტრუქტურებს. მკვრივი - აფანიტური დიაბაზებისათვის დამახასიათებელია მიკროოფიტური, მიკროდოლერიტული სტრუქტურები.

მინერალოგიური შედგენილობა: მინერალოგიური შედგენილობით არის გაბროს ანალოგი: ფუძეპლაგიოკლაზი (ძირითადად ლაბრადორი), მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი და, ზოგჯერ, ტიტან-ავგიტი); მცირე რაოდენობით მონანტილს ოლივინი და რომბული პიროქსენები (ენსტატიტი, ზოგჯერ ბრონზიტი); პირველადი რქატყუარა იშვიათია; დიაბაზებში ფართოდ არის განვითარებული ავგიტის ბოჭკოვანი რქატყუარით ჩანაცვლების პროცესი (ურალიტიზაცია). მეორეხარისხოვანი მინერალებია: აპატიტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, ოლივინი, ბიოტიტი; მეორეული მინერალებია: ტალკი, ურალიტი, ქლორიტები, კალციტი, კვარცი (იშვიათად). აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ცირკონი, გრანატები და სხვ. წარმოშობის ადგილის მიხედვით დიაბაზებს შორის განასხვავებენ ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ-ექსტრუზიულ სახესხვაობებს; მათი ერთმანეთისაგან გამიჯვნის კრიტერიუმად წოლის ფორმებს იშველიებენ: კერძოდ, ძარღვის, სილის, დაიკისა და დამოუკიდებელი ინტრუზიული სხეულის წოლის ფორმის მქონე დიაბაზები ჰიპაბისალურ ინტრუზიულ ჯგუფს მიეკუთვნებიან.



სურ. 96. დიაბაზი <http://www.sandatlas.org/diabase/>

სახესხვაობები:

ექსტრუზიული დიაბაზი მკვეთრად გამოხატული წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ქანია, რომელიც გარეგნული იერით, სტრუქტურითა და მინერალური შედგენილობით ჰიპაბისალური ინტრუზიული დიაბაზის სრულიად ანალოგიურია, მისგან მხოლოდ წოლის ფორმებით განსხვავდება.

დიაბაზ-პეგმატიტები მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი ქანია, რომლის აგებულებაში, გაბროებისაგან განსხვავებით, მონანილეობს: შედარებით მუჟავე პლაგიოკლაზი (ანდეზინ-ლაბრადორი), ძლიერ შეცვლილი პიროქსენი (ჩანაცვლებულია ამფიბოლით), აპატიტი და ტიტანომაგნეტიტი.

კონგადიაბაზი ზოგჯერ დიაბაზ-პეგმატიტებში უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობს კვარცი და ორთოკლაზი, რომლებიც მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებს ქმნის. ეს ქანები კონგადიაბაზების სახელით არის ცნობილი.

ოლივინიანი დიაბაზები - ფუძედიბაზია, ოლივინის იდიომორფული მარცვლებით.

ალბიტიანი დიაბაზი არის ძლიერ შეცვლილი ქანი, რომელშიც ალბიტი მეორეული ბუნებისაა.

შეცვლის პროდუქტებია: ალბიტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, კარბონატები, კალინი (პლაგიოკლაზის ხარჯზე), ქლორიტი, ურალიტი (ავგიტის ხარჯზე), სერპენტინიტი (ოლივინის შეცვლის ხარჯზე), ბასტიტი (რომბული პიროქსენის ხარჯზე/.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ნაოჭა მხარეებში დიაბაზი აგებს დაიკებს, ძარღვებს, სილებს და მცირე ზომის ჰიპაბისალურ სხეულებს; ბაქნებზე წარმოადგენს ტრაპული ფორმაციის ერთ-ერთ მთავარ შემადგენელ კომპონენტს; დიაბაზების გავრცელების ცნობილი რეგიონებია: დეკანის პლატო (ინდოსტანი), ბრაზილიისა და არგენტინის მსხვილი პლატოები, ვენესუელა, კოლუმბია, აღმოსავლეთ ციმბირის ამალღება, საქართველო და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ფართოდ გამოიყენება არქიტექტურაში. არის ძვირფასი სანახელავო-დეკორატიული ქვა.

14.2.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ვულკანურ ქანებს შორის განასხვავებენ კაინოტიპურ და პალეოტიპურ სახესხვაობებს. პირველ მათგანს მიეკუთვნება ბაზალტები და დოლერიტები, ხოლო მეორეს - ბაზალტური პორფირიტები, ეფუზიური დიაბაზი და სპილიტი. ამ ქანებიდან ფართოდაა გავრცელებული კაინოტიპური ბაზალტები და პალეოტიპური ბაზალტური პორფირიტები.

ბაზალტი

სახელი: ბაზალტის სახელთან დაკავშირებით არსებობს განსხვავებული მოსაზრებები: სასინჯი ქვა (ბერძ. basanos); რკინის შემცველი ქანი (ეთიოპიურად basal), მოპოვების ადგილი - ბაზენი (სირია). ბაზალტი არის გაბროს ვულკანური, სალი კაინოტიპური ანალოგი.

ფერი: მუქი ნაცრისფერი, შავი ან მომწვანო-შავი.

სტრუქტურა: პორფირული და აფირული; მიკროლითებისა და მინებრივი ძირითადი მასის რაოდენობრივი თანაფარდობის მიხედვით გამოყოფენ: ინტერსერტალურ, ჰიალოპილიტურ და ვიტროფირულ (იშვიათად) სტრუქტურებს. ძირითადი მასა ერთგვაროვანია, ფარულკრისტალური და მინებრივი.

ტექსტურა: მასიური, ვეზიკულარული, ფლუიდური, მინდალოქვიური და ვარიოლიტური.

განწევრება: კონტინენტური ბაზალტებისათვის დამახასიათებელი პრიზმული (სვეტისებრი), ხოლო ნყლიან გარემოში ამოფრქვეული ბაზალტებისათვის - სფერული (ბალიშა ლავები, იგივე პილოუ-ლავა) განწევრებები.

მინერალოგიური შედგენილობა: ბაზალტის მთავარი ქანმამენი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორ-ბიტოვნიტი) და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი); მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობენ: ოლივინი, რომბული პიროქსენები, რქატყუარა, იშვიათად ბიოტიტი. მინებრივი ძირითადი მასა აგებულია: პლაგიოკლაზის, მონოკლინური პიროქსენის, მაგნეტიტისა და ტიტანომაგნეტიტის მიკროლითებით. ოლივინი არ მონანილეობს. აქცესორებიდან ფართოდ გავრცელებულია: აპატიტი. ხშირია შემთხვევები, როდესაც ბაზალტების ამგები პირველადი მინერალები ზედნადები პროცესების ზემოქმედებით ნანილობრივ ან მთლიანად გადადიან მეორეულ მინერალებში; ამ უკანასკნელის შემცველ ქანებს ბაზალტურ პორფირიტებს უწოდებენ და კაინოტიპური ბაზალტების პალეოტიპურ ანალოგებად განიხილავენ.

სახესხვაობები:

ნ უ შ ი ს ე ბ რ - ქ ვ ი უ რ ი ბ ა ზ ა ლ ტ ი (მანდელშტაინი) არის კაინოტიპური ბაზალტის ისეთი სახესხვაობა, რომელშიც არსებული ფორები მთლიანად ან ნანილობრივ შევსებულია: კვარციტ, ქალცედონით, ოპალით, ცეოლითებით, კალციტით, არაგონიტით, პუმპელიტით, თიხის მინერალებით, ქლორიტებით და შეცვლის სხვა მეორეული მინერალებით.

პ ი კ რ ი ტ ბ ა ზ ა ლ ტ ი (ოკეანიტი, მელანობაზალტი) შავი ფერის ქანია, თითქმის მთლიანად შედგება ოლივინისაგან, რომელიც ქანის მთლიანი მოცულობის 50% შეადგენს. მასთან მონანილეობს: ფუძეპლაგიოკლაზი, მონოკლინური და რომბული პიროქსენები; გვხვდება როგორც ოკეანეებში, ისე კონტინენტზე (დეკანის პლატოს ბაზალტები).

ტ ა ქ ი ლ ი ტ ი და პ ა ლ ა გ ო ნ ი ტ ი მინებრივი ბაზალტებია. ტაქილიტი უწყლო ფუძემინაა, პალაგონიტი - ნყლიანი.

ო ლ ი ვ ი ნ ი ა ნ ი ბ ა ზ ა ლ ტ ი შავი ფერის მკვრივი, პორფირული აგებულების ქანია. ამ ტიპის ბაზალტებისათვის დამახასიათებელია: კაჟმინით გაუჯერებლობა ($SiO_2=45\text{მას.}\%$) და ოლივინის მაღალი შემცველობა (ოლივინი შეადგენს ქანის საერთო მოცულობის 40%);

პორფირულ გამონაყოფებს ქმნიან: ოლივინი, მონოკლინური პიროქსენი და, ხშირად, ზონური აგებულების პლაგიოკლაზი. იშვიათად გვხვდება ბაზალტური რქატყუარა და რომბული პიროქსენი (ჰიპერსტენი). ქანი შეიცავს: მაგნეტიტის, ილმენიტისა და ვულკანური მინის მცირე რაოდენობას (სურ. 97).



სურ. 97. ოლივინიანი ბაზალტი აუვერგაიდან (საფრანგეთი). მარცხნივ: ოლივინისა და პლაგიოკლაზის მცირე ზომის სალი ფენოკრისტალები; ძირითადი მასა - ნანილობრივ დევიტრიფიცირებული მინა. მარჯვნივ: ოლივინის და პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები განლაგებულია სრულკრისტალურ-ლეისტისებრი პლაგიოკლაზის მიკროლითების, ავგიტის და მაგნეტიტის ოქტაედრული იერის მარცვლებით აგებულ ძირითად მასაში. (Hatch et al., 1972)

ინტერსერტალური მინებრივი ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზისა და მონოკლინური პიროქსენის მიკროლითებისაგან; შეიძლება მონანილეობდეს ფელდშპატიოდი, ტუტე მინდვრის შპატი, ცეოლითები.

ტოლეიტური ბაზალტი. ამ ტიპის ბაზალტს სხვაგვარად პიჟონიტიან ბაზალტებსაც უწოდებენ. სტრუქტურა ინტერსერტალური ან ოფიტური, დამახასიათებელი მასიური და ფოროვანი ტექსტურით; ქანის აგებულებაში მონანილეობს: ფუძეპლაგიოკლაზი, დიოფსიდი და კალციუმით გაღარიბებული, მაგნიუმით და რკინით მდიდარი პიჟონიტი. ოლივინიანი ბაზალტებისაგან განსხვავებით, ხასიათდებიან ოლივინის არარსებობით ან მათი უმნიშვნელო მონანილეობით, კაჟმინის გაზრდილი შემცველობით ($SiO_2 = 50$ მას. %) და ინტერსერტალურ მინებრივ ძირითად მასაში კვარცის ან ტუტე მინდვრის შპატისა და მჟავე მინის მონანილეობით.

პალაგონიტური ბაზალტი. ამ ტიპის ბაზალტი ჩნდება ვულკანური მინის პალაგონიტით ჩანაცვლების შემთხვევაში (პალაგონიტი არის წყლით მდიდარი (13-23%) მუქი რუხი, მომწვანო ან მოყვითალო ფერის ამორფული, ოპტიკურად იზოტროპიული ნივთიერება, რომელიც ძირითადად მონტმორილონიტის ჯგუფის თიხის მინერალისაგან - სმექტიტისაგან შედგება). სტრუქტურა ხშირად აფირულია. მინებრივ ძირითად მასას აქვს ინტერსერტალური, იშვიათად სრულკრისტალური, მიკროოფიტური და ჰიალოფილიტური სტრუქტურა.

მთვარის ბაზალტი კაინოტიპური ქანია; შეადგენს მთვარის ზედაპირის 17%; ასაკი: 3. 5-4 მილიარდი წელი; სტრუქტურა:

ინტერსერტალური. ქანმაშენი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი (მინისეული ბაზალტებისაგან განსხვავებით, მთვარის ბაზალტებში პლაგიოკლაზი უფრო ფუძეა - $A_n = 30-50\%$); კვარცის ნაცვლად მონანილოვს ტრიდიმიტი და ქრისტობალიტი. ქანი მდიდარია რკინით და ტიტანით. დედამინის ბაზალტებთან შედარებით, ნატრიუმის, კალიუმის, წყლის, პლაგიოკლაზის (Al_{75-96}), მონოკლინური პიროქსენის (პიჟონიტი, ტიტან-ავგიტი), რკინით მდიდარი ოლივინის, ცეზიუმის, ურანის, რუბიდიუმის და თორიუმის დაბალი შემცველობით გამოირჩევა.

შეცვლა: მწვანეკვიური გარდაქმნა დამახასიათებელია მოძრავი გეოსინკლინურ-ნაოჭა ზონის ფუძეულკანური ქანებისათვის; ამ პროცესის მსვლელობისას ფუძეპლაგიოკლაზი ჩაენაცვლება სოსიურიტით ან სუფთა ალბიტით და ეპიდოტით; ოლივინი – სერპენტინით, ტალკით, იდინგსიტით; კლინოპიროქსენი – აქტინოლიტით, ქლორიტით; რომბული პიროქსენი - სერპენტინით, ქლორიტით; ვულკანური მინის ხარჯზე ვითარდება ქლორიტები, ეპიდოტი ლეიკოქსენი და სხვა მეორეული მინერალები. შეცვლილი, ე. წ. მეტაბაზალტის მთავარი მინერალები გახდებიან: ალბიტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები და აქტინოლიტი. მწვანე მეორეული მინერალების დიდი შემცველობის გამო ქანი იძენს მწვანე ფერს.

ნითელკვიური გარდაქმნა დამახასიათებელია მშვიდი, ტექტონიკური რეგიონებისათვის - ბაქნებისათვის; ამ ტიპის გარდაქმნის პროდუქტებში მეორეულ მინერალებს შორის ფართოდ არის გავრცელებული კალციტი, რომელიც წარმოადგენს პლაგიოკლაზისა და ფერადი მინერალების შეცვლის პროდუქტს. ფერადი მინერალების შეცვლის პროდუქტების - ეპიდოტისა და ქლორიტის ჯგუფის მინერალების არსებობის გამო, ქანი იძენს მწვანე ფერს, ხოლო ნითელ და ბორდოსებრიისფერს - დისპერსიული ჰემატიტის არსებობის გამო.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ბაზალტებისათვის დამახასიათებელი წოლის ფორმებია: ნაკადი, განფენი, ნეკი, დაიკი, სილი, თალი, ტრაპი და სხვ. ბაზალტი არის ნაპრაღური ტიპის ამოფრქვევის პროდუქტი. ამოფრქვევა მიმდინარეობს მაღალი ტემპერატურის პირობებში ($>1200^{\circ}C$); ფლობს ნაკლებ სიბლანტეს და მოძრაობის დიდ უნარს, რის გამოც ამოფრქვეული მასა ლავური ნაკადების სახით შორს გაედინება ამოფრქვევის ადგილიდან. ნაკადის სიმძლავრე იცვლება ერთეული მეტრიდან ათეულ მეტრამდე, ხოლო სიგრძე ათეული და ასეული კმ-ით იზომება. მძლავრი ლავური ნაკადების შიგა ნანილებში ვულკანური ქანი ყოველთვის ფლობს მაქსიმალურ კრისტალურობას და ხშირად წარმოდგენილია დოლერიტებით, ხოლო კიდეებში - მინებრივი ბაზალტებით (ჰიპოლბაზალტები). ბაზალტი ფორმირდება არქეული პერიოდიდან დღემდე და ექსტრუზიულ-კაინოტიპური ქანებიდან ითვლება ყველაზე მეტად გავრცელებულად. ზოგი მკვლევრის შეფასებით, ბაზალტი დედამინის ზედაპირზე და ოკეანეებში ამოფრქვეული ვულკანური მასალის მთლიანი მოცულობის 89.3% შეადგენს. უდიდესია ოლივინიანი ბაზალტების როლი ოკეანური ქერქის ფორ-

მირებაში. ამ ტიპის ბაზალტებს მიეკუთვნებიან: შუაოკეანური ქედის, ოკეანური პლატოს, ოკეანური კუნძულებისა და კუნძულთა რკალის ბაზალტები. ფართოდ გავრცელებული ქანებია ასევე ტოლეიტური ბაზალტები, რომლებიც ხშირად მონანილობენ კონტრასტული ფორმაციის აგებულებაში, სადაც ისინი ასოცირდებიან დაციტებთან და ლიპარიტებთან (საშუალო შედგენილობის ვულკანიტები არ არის). კონტინენტური ტიპის ბაზალტებს მიეკუთვნება: რიფტული ზონის და ოფიოლიტური კომპლექსის ბაზალტები.

ბაზალტების გავრცელების რეგიონებია: დასავლეთ შოტლანდია, ისლანდია, ირლანდია, გრენლანდია, კამჩატკა, სიცილია, ამიერკავკასია, სამხრეთ აფრიკა, ბრაზილია და სხვ.

წარმოშობა: ბაზალტების წარმოშობა დაკავშირებულია მანტიური ბაზალტური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესთან. როგორც ვარაუდობენ, მაგნიუმით მდიდარი პიკრიტული და ოლივინიანი ბაზალტების შედგენილობა ახლოსაა პირველადი მანტიური მდნარის შედგენილობასთან. ტოლეიტური ბაზალტების წარმოშობის შესახებ არსებობს რამდენიმე მოსაზრება, რომლის თანახმად ისინი შეიძლება იყოს: დამოუკიდებელი ფუძე (ტოლეიტური) მაგმისა ან ჰიბრიდული მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტი.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ბაზალტი პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია. მასთან არის დაკავშირებული ოპტიკური ნედლეული - ისლანდიური შპატი (ნაპოვია ისლანდიის ბაზალტების ნუშისებრ-მთაწაროლითურ სიცარიელებებში). გეოსინკლინურ არეებში წარმოშობილ ბაზალტებთან დაკავშირებულია რკინისა და მანგანუმის ვულკანოგენურ-დანალექი ტიპის საბადოები (ურალი); კირტუტიანი სერიის ბაზალტებთან - პიეზოკვარცის, თვითნაბადი სპილენძის (ზემო ტბების საბადოები), ნიკელისა და სპილენძის საბადოები პლატინასთან ასოციაციაში (ციმბირის ტრაპები), სპილენძ-ნიკელიანი საბადოები (ნორილსკის საბადო), საფირონი და ლალის საბადოები (ავსტრალია, სამხრეთ უელსის შტატი); ბაზალტური ვულკანიზმის ჰიდროთერმულ ეტაპთან დაკავშირებულია: სპილენძის, ცინკის, ტყვიის, ვერცხლისწყლის, ოქროს, ვერცხლის საბადოები; ტრაპული ფორმაციის ფორმირებასთან დაკავშირებულია: თვითნაბადი სპილენძის, რკინის, ისლანდიური შპატისა და გრაფიტის საბადოები; ნახშირზე ცხელი ბაზალტური მაგმის ზემოქმედებისას ფორმირდება ამორფული გრაფიტის საბადოები; ბაზალტები ფართოდ გამოიყენება სამშენებლო საქმეში, როგორც დეკორატიული და მოსაპირკეთებელი მასალა და როგორც ძვირფასი მჟავე გამძლე ნედლეული; გამოიყენება ბაზალტური ბოჭკოებისა და ბამბის წარმოებაში, სითბოსა და ხმის საიზოლაციო მასალების დასამზადებლად და სხვა.

დოლერიტი

სახელი დაერქვა ბერძნული სიტყვის doleros მიხედვით, რაც მატყუარას, მაცდუნებელს ნიშნავს. სხვაგვარად დოლერიტებს საღ კაინოტიპურ დიაბაზებს ან დოლერიტული სტრუქტურის ბაზალტს უწოდებენ.

ფერი: მუქი ნაცრისფერი, მომწვანო-რუხი, შავამდე.

სტრუქტურა: დოლერიტი ნვრილ- და საშუალომარცვლოვანი ქანია ოფიტური (დოლერიტული), ხშირად პოიკილოფიტური სტრუქტურით (სურ. 98). დოლერიტი სრულიად ანალოგიურია კაინოტიპური ბაზალტების, მაგრამ მათგან სრულკრისტალურობითა და ვულკანური მინის არარსებობით განსხვავდება).

ტექსტურა: მასიური, ვეზიკულარული, მანდელშტაინური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორი, ბიტოვნიტი, 50–60%) და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი). მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ოლივინი (არაუმეტეს 3–5%), რომბული პიროქსენი (ბრონზიტი), ცოტაა რქაცყუარა და ბიოტიტი. მეორეული მინერალებია: სოსურიტი, ბოულინგიტი, იდინგსიტი, ქლორიტები; ნაკლებად - სერპენტინი (ოლივინის ხარჯზე). აქცესორული მინერალებია: ტიტანომაგნეტიტი, აპატიტი, პიჟონიტი, მაგნეტიტი.

სახესხვაობები:

მინერალური შედგენილობის მიხედვით დოლერიტები ასეა დაყოფილი:



სურ. 98. ოფიტური (ახალქალაქის დოლერიტი) სტრუქტურა:

ა - პლაგიოკლაზი, ბ - პიროქსენის ქსენომორფული მარცვლები

ოლივინიანი დოლერიტი შედგება ფუძეპლაგიოკლაზი-საგან (30-55%), მონოკლინური პიროქსენისაგან (20%) და ოლივინისაგან (5-15%).

საკუთრივ დოლერიტი - პლაგიოკლაზი (45-65%), მონოკლინური პიროქსენი (50%), ოლივინი (2-5%).

ლეიკოდოლერიტი - პლაგიოკლაზი (60%), მონოკლინური პიროქსენი (30%) და კვარცი (0. 2%).

ტოლელიტი დოლერიტი. მასში თითქმის თანაბარი რაოდენობით მონანილეობს პლაგიოკლაზი და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი, პიჟონიტი), მაგნეტიტი (5–10%), იშვიათად რქატყუარა (რუხი რქატყუარა), ბიოტიტი, აპატიტი, ოლივინი.

შეცვლის პროდუქტები: დოლერიტში არსებული ვეზიკულები და ფორები ხშირად შევსებულია მეორეული მინერალებით: ცეოლითებით, კალციტით, დოლომიტით, თიხის მინერალებით, იშვიათად ქალცედონით, პუმპელიტით, ორგანული ნივთიერებით და სხვ.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: დოლერიტი აგებს მცირე სიმძლავრის ჰიპაბისალურ სხეულებს, დაიკებს, ნაკადებს, განფენებს, სილებს; ამოიფრქვევიან როგორც კონტინენტზე (ტრაპული ფორმაცია), ასევე წყალქვეშა პირობებში (ოკეანურ კუნძულებზე); ფართოდაა გავრცელებული საქართველოს (სამხრეთ საქართველოს ვულკანური არეალი), სომხეთის ტერიტორიაზე და სხვ.

ნარმოშობა: დოლერიტი ნარმოშობა ფუქმაგმური მდნარის სწრაფი კრისტალიზაციის პირობებში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: დოლერიტი პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია. მასთან არის დაკავშირებული სპილენძი და ზოგიერთი სხვა სულფიდური მადნები; ნარმოადგენს საუკეთესო სამშენებლო მასალას.

სპილიტი

სახელი: ბერძ. σπιδ (სპილის) ფრიალო კლდეს ნიშნავს; სხვაგვარად სპილიტს ღრმად მეტამორფიზებულ პალეოტიპურ ბაზალტსაც უწოდებენ.

ფერი: მუქი, მომწვანო-რუხი, მწვანე.

სტრუქტურა: აფირული, ნახევრად კრისტალური (უახლოვდება ინტერსერტალურს და პილოტაქსიტურს), სპილიტური (იშვიათად დიაბაზური).

ტექსტურა: აფანიტური, მინდალოქვიური.

განწევრება: ბალიშა (სფერული). ბალიშები ხასიათდება ზონალური აგებულებით: ცენტრალური ნაწილი აგებულია შედარებით კარგად დაკრისტალებული სახესხვაობებით, რომლებიც პერიფერიულ ნაწილებში თანდათან იცვლება ნაკლებ დაკრისტალებული - ვულკანური მინით მდიდარი სახესხვაობებით; ზოგჯერ სფეროლითები დანაწევრებულია რადიალური ნაპრალთა სისტემით.

მინერალოგიური შედგენილობა: სპილიტის მთავარი ქანმამენი მინერალებია: ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზი და მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი); მდიდარია ვულკანური მინით და მადნეული მინერალებით: ილმენიტით (ხშირად ჩანაცვლებულია ლეიკოქსენით) მაგნეტიტით და სხვ. ვულკანური მინებრივი ძირითადი მასა მცირე რაოდენობით შეიცავს ქანმამენი მინერალების ფენოკრისტალებს.

ქიმიური შედგენილობა: კაჟმინის (SiO_2) შემცველობა 49-52%; Na_2O შემცველობა მნიშვნელოვნად აღემატება K_2O -ს.

შეცვლა: ფუძეპლაგიოკლაზი მთლიანად ან ნაწილობრივ ალბიტისებულა, ვულკანური მინა და პიროქსენი ქლორიტიზებული. ქანში არსებული მრავალრიცხოვანი სიცარიელები და მინდალინები მთლიანად ან ნაწილობრივ ამოვსებულია მეორეული შეცვლის პროდუქტებით: კალციტით, რკინით მდიდარი ქლორიტებით, იშვიათად ოპალით, ქალცედონით, ეპიდოტით და სხვ.

წარმოშობა: სპილიტს ოკეანური ბაზალტის გარდაქმნის პროდუქტად განიხილავენ. საკამათოდ რჩება სპილიტში ალბიტის წარმოშობის საკითხი. მკვლევართა ერთი ნაწილის აზრით, ალბიტი პირველადი მინერალია და მისი წარმოშობა მაგმურ აუზშივე უნდა მომხდარიყო - დედამაგმის კრისტალიზაციის პროცესში. უნდა აღინიშნოს, რომ ქანში ალბიტისა და მონოკლინური პიროქსენის (ავგიტის) თანაარსებობა (ერთდროული კრისტალიზაცია) ამ მოსაზრების მტკიცებულებად არ გამოდგება. მკვლევართა მეორე ჯგუფი ალბიტის გაჩენაში უპირატესობას ნატრიუმით გამდიდრებულ პოსტმაგმური ხსნარების მოქმედებას ანიჭებს; სპილიტების ფორმირებისას პოსტმაგმური პროცესების მნიშვნელოვან როლზე უდავოდ მიუთითებს ქანში არსებულ მრავალრიცხოვან სიცარიელებსა და ფორებში მეორეული მინერალების სიუხვე. მკვლევართა მესამე ჯგუფი ალბიტის წარმოშობაში უპირატესობას ზღვის წყალს ანიჭებს. ალბიტიზაციის პროცესი შესაძლებელია მიმდინარეობს წყალქვეშ ამოფრქვეული კანოტიკური ბაზალტების ამგებ ფუძეპლაგიოკლაზში არსებულ კალციუმსა და ზღვის წყალში არსებულ ნატრიუმს შორის იზომორფული ჩანაცვლების გზით. ალბიტის ამ გზით წარმოშობაზე მიუთითებს ქანში ფუძეპლაგიოკლაზის რელიქტების არსებობა. სპილიტების წარმოშობის საკითხი, მიუხედავად მის შესახებ გამოთქმული მრავალი მოსაზრებისა, პრობლემად რჩება.

წოლის ფორმები და გავრცელება: სპილიტი აგებს დამოუკიდებელ სხეულებს და განლაგებულია მასიური ლავური ნაკადების ზედა ნაწილებში. მასიურ ლავებთან ერთად გვხვდება ე. წ. პილოუ ლავებიც. სპილიტი მონაწილეობს ოროგენის განვითარების საწყის ეტაპზე ფორმირებულ სპილიტ-კერატოფირული ფორმაციის აგებულებაში, სადაც ის გვხვდება საშუალო და მყავე შედგენილობის ვულკანიტებთან, კაჟიან ფიქლებთან და სხვა დანალექ ქანებთან ასოციაციაში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: სპილიტი მნიშვნელოვანი ქანია. მასთან არის დაკავშირებული რკინა-მანგანუმის ჰიდროთერმული ტიპის გამადნებები.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ კირტუტე სერიის აბისალური და ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ფუძექანები; მიუთითეთ მათ სტრუქტურულ-ტექსტურულ და მინერალოგიურ შედგენილობათა თავისებურებებზე; 2. დაახასიათეთ ფუ-

ქეანების ტუტე და კირტუტე სერიებად გამოყოფის პრინციპი; 3. რა ნიშნით შეგიძლიათ განასხვაოთ ექსტრუზიული დიაბაზი ჰიპაბისალურისაგან? 4. დაასახელოთ მჟავე პლაგიოკლაზის შემცველი ფუძექანი; 5. არის თუ არა ნორმული ტუტიანობის ფუძექანების ვულკანურ ანალოგებს შორის სრულკრისტალური ქანი? 6. როგორია ფუძექანების როლი ბუნებაში? 7. ჩამოთვალოთ კირტუტე სერიის ფუძექანებთან დაკავშირებული სასარგებლო ნამარხები.

14.3 საშუალო შედგენილობის ქანები

14.3.1 ზოგადი ცნობები

საშუალო შედგენილობის ქანები კაჟმინით გაჯერებული ქანებია; ზოგი გადაჯერებულიც კი, რაც მათში კვარცის არსებობით დასტურდება.

ამ ჯგუფის ქანებში რამდენიმე პეტროქიმიურ სერიას გამოყოფენ; დაყოფის საფუძვლად ტუტეების ჯამის (K_2O+Na_2O) რაოდენობასა და ტიპომორფული მინერალების არსებობას თუ არარსებობას იშველიებენ. ამ კრიტერიუმების მიხედვით საშუალო შედგენილობის ქანებს ყოფენ: ნორმული რიგის ($K_2O+Na_2O=5-7\%$), სუბტუტე (მომატებული ტუტიანობის) რიგის ($K_2O+Na_2O >5-7.5 <9.5-14\%$) და ტუტე რიგის ($K_2O+Na_2O=7-12$ -დან 23% -მდე) პეტროქიმიურ სერიებად. ნორმული რიგის პეტროქიმიური სერიის ქანებში ნატრიუმ-კალიუმიანი მინდვრის შპატები საერთოდ არ მონაწილეობს, მაშინ, როდესაც სხვა რიგის ქანებში ისინი ფართოდ არიან წარმოდგენილი; განსხვავებული პეტროქიმიური სერიის ქანებისათვის საერთო დამახასიათებელ ნიშანს წარმოადგენს მათში კაჟმინის (SiO_2) რაოდენობის ერთსა და იმავე ინტერვალში ($52-65\%$) ცვალებადობა, რის გამოც მათგან ყველა საშუალო შედგენილობის ქანებში ერთიანდება.

საშუალო შედგენილობის ნორმული რიგის ქანებია: დიორიტი და კვარციანი დიორიტი, სუბტუტე რიგის - სიენიტ-ტრაქიტი, ტუტე რიგის - ფელდშპატიოდეზიანი სიენიტი და მათი ჰიპაბისალური და ექსტრუზიული ანალოგები.

ნორმული ტუტიანობის ქანებიდან ფართოდაა გავრცელებული ანდეზიტ-ბაზალტები და ანდეზიტები, რომლებიც მოცულობით მნიშვნელოვნად სჭარბობს მათ შესაბამის ინტრუზიულ ანალოგებს - დიორიტსა და კვარციან დიორიტს; სუბტუტე ქანები - სიენიტი და ტრაქიტი გავრცელებულია შედარებით იშვიათად, ხოლო ნეფელინიანი სიენიტი და ტუტე ვულკანური ქანები - (ტუტე ტრაქიტი, ფონოლითი) ძალიან იშვიათად.

ამ ჯგუფის ქანები განლაგების გეოლოგიური პირობებით და პეტროგრაფიულ-პეტროქიმიური თავისებურებებით ავლენენ მჭიდრო გენეტიკურ-სივრცობრივ კავშირს, ერთი მხრივ, გაბრო-ბაზალტისა და, მეორე მხრივ, გრანიტ-რიოლითის ჯგუფის ქანებთან; უჭირავთ მათ შორის

გარდამავალი მდგომარეობა - გაბროდიორიტების, გრანოდიორიტებისა და კვარციანი დიორიტების მეშვეობით.

დიორიტ-ანდეზიტების ჯგუფის ქანები ბიმიწერალური ქანებია, აგებული ანდეზინის (ანდეზინ-ლაბრადორი) რიგის პლაგიოკლაზისა (65-75%) და ჩვეულებრივი რქატყუარისაგან (35-25%); რაოდენობრივი თვალსაზრისით პლაგიოკლაზი ყოველთვის მნიშვნელოვნად სჭარბობს რქატყუარას. მეორეხარისხოვანი მინერალის სახით შეიძლება მონაწილეობდეს: ბიოტიტი, მონოკლინური პიროქსენი (დიოფსიდ-ჰედენბერგიტი, ავგიტი), რომბული პიროქსენი (ჰიპერსტენი) და კვარცი; კალიუმის მინდვრის შპატი პრაქტიკულად არ გვხვდება; დამახასიათებელი შეცვლის პროცესებია: ურალიტიზაცია, სოსიურიტიზაცია, ქლორიტიზაცია, სერიციტიზაცია. აქცესორებიდან მონაწილეობენ: აპატიტი, სფენი, იშვიათად ცირკონი და გრანატი; მადნეული მინერალებიდან - მაგნეტიტი, ილმენიტი, პირიტი.

კაჟმიწის შემცველობა დიორიტ-ანდეზიტების ჯგუფის ქანებში 52-დან 65-მდე (მას. %) საზღვრებში იცვლება. დიორიტ-ანდეზიტების ჯგუფის ქანებს ყოფენ: ანდეზიბაზალტებისა ($\text{SiO}_2=52-57\%$) და ანდეზიტების ($\text{SiO}_2=57-64\%$) ქვეჯგუფებად.

დანარჩენი მთავარი ქანმაშენი ფანგეულების შემცველობა ასეთია: CaO 5, 0–10%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 5, 0–10%; MgO 1–6%, $\text{Na}_2\text{O}=3, 5\%$; $\text{K}_2\text{O}=1, 5\%$, Al_2O_3 14–18 მას. %; დიორიტ-ანდეზიტების ჯგუფის ვულკანური ანალოგები, გაბრო-ბაზალტის ჯგუფის ქანების მსგავსად, გავრცელების გაბატონებული მდგომარეობით სარგებლობს ინტრუზიულ ანალოგებთან შედარებით. დიორიტების წილი ამოფრქვეული ქანების საერთო მოცულობაში დაახლოებით 2% შეადგენს, ანდეზიტების - 23%; ფუძექანებისაგან განსხვავებით, მნიშვნელოვნად იცვლება ვულკანიზმის ხასიათი - ძლიერდება ექსპლოზიური მოქმედებები.

დიორიტ-ანდეზიტების ჯგუფის ქანები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანებია, რომელთანაც დაკავშირებულია ოქროს, ტყვია-თუთიის, სპილენძისა და სხვ. საბადოები; წარმოადგენენ ძვირფას სამშენებლო და თერმოსაიზოლაციო მასალას.

14.3.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

ქანების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება: დიორიტი და კვარციანი დიორიტი.

დიორიტი

სახელი ძველბერძნულიდან მოდის: $\delta\iota\omicron\rho\iota\zeta\alpha$ - ვარჩევ, ვანსხვავებ.

ფერი: ჩვეულებრივ, ღია რუხი, მუქი რუხი, შავამდე; შეცვლის პროდუქტების ხარჯზე ზოგჯერ იძენს მომწვანო იერს.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, თანაბარმარცვლოვანი, წვრილ- და გიგანტურმარცვლოვანი, იშვიათად პორფირისებრი, დიორიტული.

ტექსტურა: მასიური, ერთგვაროვანი, ტაქსიტური (განპირობებული ქანში ფერადი მინერალებით მდიდარი განცალკევებული უბნების - შლირების არსებობით), იშვიათად მთაროლითური და ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: საშუალო შედგენილობის პლაგიოკლაზი (ანდეზინი) და ჩვეულებრივი მწვანე რქატყუარა (სურ. 99). პლაგიოკლაზი ხშირად ხასიათდება ზონალური აგებულებით, რომლის ცენტრალური ნაწილი ფუძეა (ლაზრადორის რიგი), პერიფერიული ნაწილები მუჟავე (ოლიგოკლაზის რიგი). პლაგიოკლაზის მარცვლების იდიომორფიზმის ხარისხი გაცილებით მაღალია ფერად მინერალებთან შედარებით. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: კვარცი, რომბული და მონოკლინური პიროქსენები (ენსტატიტი, ძირითადად დიოფსიდი, იშვიათად ავგიტი), ბიოტიტი; ტუტე მინდვრის შპატები (ორთოკლაზი, მიკროკლინი) მონანნილეობს უმნიშვნელო რაოდენობით ან საერთოდ არ მონანნილეობს. მეორეული მინერალებია: ქლორიტი, ურალიტი, ეპიდოტი, ალბიტი, სოსურიტი, სერიციტი, კარბონატი, კაოლინიტი. აქცესორებიდან მონანნილეობენ: პიროპი, აპატიტი, ცირკონი, გრანატი და სხვ.; მადნეული მინერალებიდან - მაგნეტიტი, ილმენიტი, ტიტანიტი. დიორიტებში ხშირად აღინიშნება შლირები და უცხო (შემცველი) ქანის ნატეხები (ქსენოლითები).



სურ. 99. დიორიტი <http://www.sandatlas.org/diorite/>

სახესხვაობები:

ფერადი მინერალების რაოდენობის მიხედვით დიორიტებს ყოფენ:

ლ ე ი კ ო კ რ ა ტ უ ლ ი დიორიტი - ფერადი მინერალების რაოდენობა <35%;

მ ე ლ ა ნ ო კ რ ა ტ უ ლ ი დიორიტი - ფერადი მინერალების რაოდენობა >35%;

კვარცის შემცველობის მიხედვით:

კვარცის შემცველი დიორიტი - კვარცის შემცველობა ქანის მთლიანი მოცულობის 5% არ აღემატება;

კვარციანი დიორიტი - კვარცის შემცველობა 5-დან 20%-ის საზღვრებში იცვლება.

მელანოკრატული ქანმაშენი მინერალების შემცველობის მიხედვით:

ჰიპერსტენიანი, ავგიტიანი, ბიოტიტ-ჰიპერსტენიანი სახესხვაობები.

გაბრო - დიორიტი ხასიათდება პლაგიოკლაზის მეტი ფუძია-ნობით (ანდეზინ-ლაბრადორი) და ფერადი მინერალების მომატებული შემცველობით.

შეცვლა: შეცვლის პროდუქტებია: ცოიზიტი, კალციტი, სერიციტი, ეპიდოტი, კაოლინიტი და სხვ. (პლაგიოკლაზების ხარჯზე), ქლორიტები (ბიოტიტისა და რქატყუარის ხარჯზე), რკინის ჰიდროქსიდები და სხვ. (რკინის შემცველი მინერალების ხარჯზე).

ნოლის ფორმები და გავრცელება: დიორიტი აგებს მცირე ზომის ლაკოლითებს, დაიკებს, შტოკებს. იშვიათად ქმნის დამოუკიდებელ, მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს; ხშირად მონანილეობს რთული შედგენილობის ინტრუზიული კომპლექსების აგებულებაში, სადაც ის თანდათანობით გადადის გრანიტოიდებსა და გაბროიდებში. დიორიტი ფართოდაა გავრცელებული ჩრდილო ამერიკაში, დიდ ბრიტანეთში, ცენტრალურ აზიაში, ურალზე, ყაზახეთში, ბელორუსიაში და სხვ. საქართველოში დიორიტების გამოსავლები ცნობილია ქუთაისში (ქვატაფის დიორიტული მასივი დამახასიათებელი შლირებით).

წარმოშობა: დიორიტი წარმოადგენს ფუძეზალტური მანტიური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტს ან ითვლება ჰიბრიდულ ქანებად - წარმოშობილი ფუძე და მჟავე მაგმების შერევის გზით. მჟავე შედგენილობის ინტრუზივებთან დაკავშირებული დიორიტების წარმოშობას მიაწერენ გრანიტული მაგმის მიერ მაგნიუმით, კალციუმითა და რკინით მდიდარი ქანების გახსნისა და ასიმილაციის პროცესს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: დიორიტებთან არის დაკავშირებული ოქროს მატარებელი კვარცის ძარღვები, რკინის, სპილენძის, თუთიის, ტყვიის, ვერცხლის, მოლიბდენის, ვოლფრამის მინერალიზაცია; არის ძვირფასი სამშენებლო მასალა.

კვარციანი დიორიტი

ფერი: რუხი ან მომწვანო-რუხი.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი წვრილ- და მსხვილმარცვლოვანი, უახლოვდება გრანიტულს.

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ გნაისისებრი, იშვიათად ტაქსიტური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ხასიათდება კვარცის ქსენომორფული მარცვლების მუდმივი მონანილეობით (5-20%); წამყვანი ქანმაშენი მინერალია დიორიტთან შედარებით, უფრო მჟავე პლაგიოკლაზი (ანდე-

ზინი-ოლიგოკლაზი), რომელიც ქანის მთლიანი მოცულობის 50-60%-ს შეადგენს და გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით ყველა დანაჩენ მინერალებთან შედარებით. მცირე რაოდენობით მონაწილეობს ფერადი მინერალები (რქატყუარა, ბიოტიტი, იშვიათად, მონოკლინური და რომბული პიროქსენები - 0-20%), თითქმის არ შეიცავს კალიუმის მინდვრის შპატს. მეორეული მინერალებია: ალბიტი, კაოლინიტი, სერიციტი, სოსურიტი (პლაგიოკლაზების ხარჯზე), ურალიტიზებული რქატყუარა (პიროქსენის ხარჯზე), ეპიდოტი, ქლორიტი, ტრემოლით-აქტინოლითი (პიროქსენებისა და რქატყუარის ხარჯზე); აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, სფენი, ცირკონი, ზოგჯერ მაგნეტიტი, ილმენიტი, იშვიათად, ორთიტი, რუტილი და სხვ.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: კვარციანი დიორიტი იშვიათად ქმნის დიდი ზომის დამოუკიდებელ სხეულებს; აგებს ძარღვებს, შტოკებს, დაიკებსა და არასწორი ფორმის სხეულებს; გვხვდება გაბროიდებითა და გრანიტოიდებით აგებული ინტრუზიული სხეულების ასოციაციაციაში. კვარციანი დიორიტები მოძრავი სარტყლებისათვის დამახასიათებელი ქანებია; ფართოდაა გავრცელებული: ურალში, ალტაი-საიანის რეგიონში (რუსეთი), ნორვეგიაში, იტალიაში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: კვარციან დიორიტებთან დაკავშირებულია ოქროს, რკინის, სპილენძისა და სპილენძ-მოლიბდენის მინერალიზაცია; გამოიყენება როგორც სამშენებლო და დეკორატიული ქვა.

14.3.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

დიორიტ-ანდეზიტების ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობით აბისალური ინტრუზიული ქანების სრულიად ანალოგიურია, მათ შორის განსხვავება მხოლოდ სტრუქტურაში აისახება. ჰიპაბისალურ ქანებს შორის გამოყოფენ: მიკროდიორიტს, დიორიტ-პორფირიტს, დიორიტ-აპლიტს, დიორიტ-პეგმატიტს, მალქიტს, ლამპროფირებს (სპესარტიტი, კერსანტიტი).

მიკროდიორიტი და დიორიტ-პორფირიტი ფართოდ გავრცელებული ქანებია და თავიანთი ინტრუზიული ანალოგებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან;

მიკროდიორიტი რუხი ფერის (შავამდე) ნვრილ- და თანაბარმარცვლოვანი, აფანიტური აგებულების ქანია - მიკროდიორიტული, ხშირად პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი სტრუქტურით; ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია ანდეზინით და მწვანე რქატყუარით.

დიორიტ-პორფირიტი არათანაბარმარცვლოვანი ქანია - პორფირისებრი სტრუქტურით;

მიკროდიორიტისაგან განსხვავებით, ხასიათდება ზონალური პლაგიოკლაზისა და რქატყუარის პორფირისებრი გამონაყოფების არსებობით, ხოლო აბისალური ინტრუზიული ანალოგებისაგან - მიკრომარცვლოვან

ძირითად მასაში პლაგიოკლაზის, რქატყუარისა და ბიოტიტის ჩანანინკლებს მონანლიეობით. ნოლის დამახასიათებელი ფორმებია: შტოკი, დაიკი, ინტრუზიული ბუდობი და ძარღვი.

დიორიტ-აპლიტი რუხი ფერის წვრილმარცვლოვანი აპლიტური სტრუქტურის, იშვიათად გავრცელებული ქანია. სხვაგვარად მას პლაგოიოაპლიტებსაც უწოდებენ, თუმცა უკანასკნელისაგან კვარცის არარსებობით, აპლიტური სტრუქტურით და ნოლის ფორმით განსხვავდება. თითქმის მთლიანად აგებულია ანდეზინით. ფერადი მინერალები (ბიოტიტი, რქატყუარა) საერთოდ არ მონანლიეობს ან გვხვდება უმნიშვნელო რაოდენობით - პიროქსენებთან და კალიუმის მინდვრის შპატთან ასოციაციაში.

დიორიტ-პეგმატიტი ხასიათდება მსხვილმარცვლოვანი სტრუქტურით; შედგება: ანდეზინის, ანდეზინ-ოლოგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზებისაგან, ბიოტიტის, რქატყუარისა და, იშვიათად, პიროქსენებისაგან. ზოგჯერ მონანლიეობს კვარცი (5-6%).

მალქიტი წვრილმარცვლოვანი, მკვრივი, რუხი მწვანე ან მუქი მწვანე ფერის დიორიტული ძარღვული ქანია; მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: რქატყუარა და პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი), იშვიათად მონანლიეობს ბიოტიტი. მათგან ყველა წარმოდგენილია პორფირული გამონაყოფების სახით.

სპესარტიტი (რქატყუარიანი დიორიტული ლამპროფირი)

საღ მდგომარეობაში მუქი რუხი, თითქმის შავი ფერის ქანია. გამოფიტულ ზედაპირზე იძენს მონითალო-რუხ შეფერილობას; დამახასიათებელია წვრილკრისტალური პორფირისებრი სტრუქტურა და მასიური ტექსტურა. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: საშუალო ან ფუძეშედეგნილობის (ანდეზინი, ლაბრადორი) პლაგიოკლაზი და, ჩვეულებრივ, მწვანე ან რუხი მწვანე რქატყუარა; არის ცოტა კლინოპიროქსენიც (დიოფსიდი) და, როგორც შემთხვევითი მინერალი, ოლივინი. ფერადი მინერალები გამოირჩევა იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხით, პლაგიოკლაზთან შედარებით. ძირითადი მასა აგებულია რქატყუარით, ანდეზინით და მაგნეტიტით. სპესარტიტი აგებს დაიკებს; ფართოდაა გავრცელებული. სივრცობრივად და გენეტიკურად დაკავშირებულია გაბროებთან, დიორიტებთან, გრანიტებთან და გრანოდიორიტებთან, პლაგიოგრანიტებთან.

კერსანტიტი (ქარსიანი დიორიტული ლამპროფირი)

გარეგნული იერით მუქი ფერის აფანიტური ქანია. სტრუქტურა პორფირისებრი, ტექსტურა მასიური. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: საშუალო შედეგნილობის პლაგიოკლაზი და ბიოტიტი (30-50%); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ავგიტი, კვარცი, კალიუმის მინდვრის შპატი; მეორეული მინერალებია: ქლორიტი, ტრემოლით-აქტინოლითი, ალბიტი, ეპიდოტ-ცოიზიტი, გვხვდება კალციტიც; აქცესორებიდან - აპატიტი, მაგნეტიტი, სფენი (ტიტანიტი). კერსანტიტი იშვიათად გვხვდება დამოუკიდებელი მასივების სახით. ჩვეულებრივ, მონანლიეობს გრანიტების კიდურა ფაციესის აგებულებაში.

14.3.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

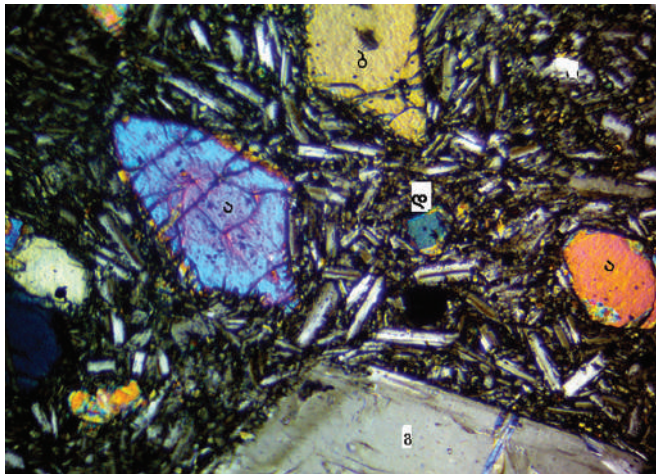
ვულკანური ქანები: ანდეზიბაზალტი, ანდეზიტი და ბონინიტ-მარიანიტი

ანდეზიბაზალტი

სახელი დაერქვა შედგენილობის გამო, რადგან ანდეზიტსა და ბაზალტს შორის შუალედური ქანია.

ფერი: მომწვანო-რუხი, მუქი რუხი, თითქმის შავი.

სტრუქტურა: პორფირული, იშვიათად, აფირული - ჰიალოპილიტური, პილოტაქსიტური, მიკროლითური მინებრივი ძირითადი მასით.



სურ. 100. ანდეზიბაზალტი (გველეთის ნაკადი, ყაზბეგი): ა - ოლივინი, ბ - პიროქსენი, გ - პლაგიოკლაზი, დ - მიკროლითური ძირითადი მასა.

ტექსტურა: მასიური, ფოროვანი, მინდალოქვიური, ფლუიდური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ქანმაშენი მინერალებია: საშუალო და ფუძეშედგენილობის პლაგიოკლაზები (ანდეზინი, ძირითადად ლაბრადორი), მონოკლინური და რომბული პიროქსენები (ავგიტი, ზოგჯერ პიჟონიტი, ჰიპერსტენი), იშვიათად ოლივინი. ქანმაშენი მინერალების ჩანაწინკლები ქანის საერთო მოცულობის 25-30% შეადგენს. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ბაზალტური რქატყუარა, ოლივინი და კვარცი. მეორეული მინერალებია: ქლორიტი, ალბიტი, ეპიდოტი, სოსურიტი, იშვიათად სერპენტინი. აქცესორებია: სფენი, აპატიტი, ქალკოპირიტი, მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი და სხვ. მინებრივი ძირითადი მასის რაოდენობა იცვლება ქანის საერთო მოცულობის 30-დან 90%-მდე; აგებულია ძირითადი ქანმაშენი მინერალებისა (გარდა ოლივინისა) და ვულკანური მინისაგან.

ქიმიური შედგენილობა: ანდეზიბაზალტში $\text{Si}_2\text{O}=53-57\%$; Na_2O K_2O დამოკიდებულების მიხედვით გამოიყოფა: ნატრიუმიანი (Na_2O) $\text{K}_2\text{O}=4-23$) და კალიუმ-ნატრიუმიანი (Na_2O) $\text{K}_2\text{O}=0.4-4$) სახესხვაობები. ანდეზიტებისაგან განსხვავებით, ხასიათებიან კაჟმინის დაბალი შემცველობით და მუქი მინერალების სიუხვით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: წოლის ფორმებია: დაიკები, სილები, ნაკადები, განფენები. ძირითადად გავრცელებულია ნაოჭა მხარეებში, გვხვდება თანამედროვე კუნძულთა რკალზე, განაპირა კონტინენტთა კიდეებსა და შიგაკონტინენტურ არეალებში და სხვ.; იშვიათად გვხვდება წყალქვეშა ვულკანურ წყებებს შორის; მონანილეობს მონოგენური ტიპის ლავურ-ნიდოვანი კონუსებისა და მსხვილი სტრატოვულკანების აგებულებაში; ფართოდაა გავრცელებული: ოხოტ-ჩუკოტკის ვულკანურ ზონაში, იაპონიაში, ავსტრალიაში, ალიასკაზე, ისლანდიაში, თურქეთში, დიდ და მცირე კავკასიონზე, ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკაში, კამჩატკაზე და სხვ.

წარმოშობა: ანდეზიბაზალტი არის ფუძემანტიური მაგმის დიფერენციაციის ან ფუძე და მჟავე მაგმების შერევის პროდუქტი.

პრაქტიკული გამოყენება: ანდეზიბაზალტი შეიცავს ოქროს მინერალიზაციას, სპილენძისა და სხვა ტიპის სულფიდურ მადნებს; გამოიყენება სამშენებლო მასალად.

ანდეზიტი

სახელი დაერქვა ანდების მთათა სისტემის მიხედვით - Andes (სამხრეთ ამერიკა).

ფერი: რუხი, მუქი ნაცრისფერი, მოვარდისფრო, მოყავისფრო და მინისებრ-შავი (ჰიალოანდეზიტი).

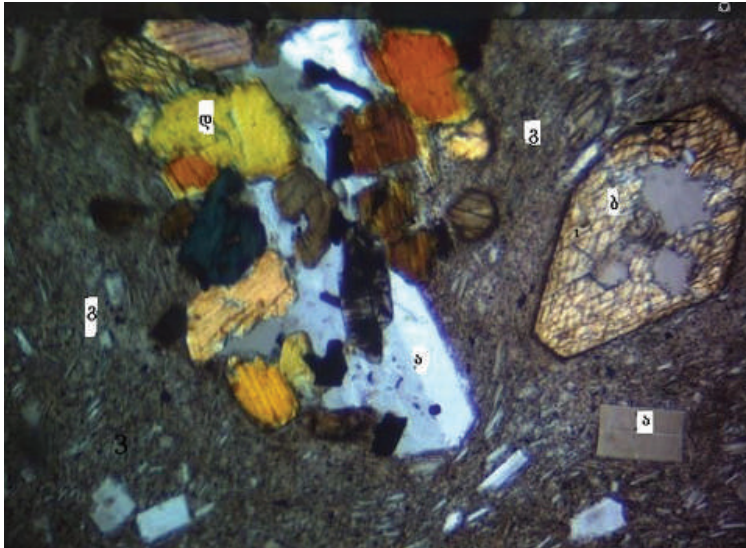
სტრუქტურა: პორფირული, იშვიათად აფირულ-ჰიალოპილიტური (ანდეზიტური), ვიტროფირული და პილოტაქსიტური მიკროლითური მინებრივი ძირითადი მასით.

ტექსტურა: მკვრივი, მასიური, ფოროვანი, ფლუიდური, ზოგჯერ ზოლებრივი, მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ანდეზიტის მთავარი ქანმამენი მინერალებია: საშუალო შედგენილობის პლაგიოკლაზი - ანდეზინი, ბაზალტური ან ჩვეულებრივი რქატყუარა (ხშირად ფსევდოჰექსაგონური კვეთით (სურ. 101), მონოკლინური და რომბული პიროქსენები (ავგიტი, დიოფსიდ-ავგიტი, პიჟონიტი, ჰიპერსტენი, ზოგჯერ ენსტატიტი, მცირე რაოდენობით მონანილეობს ბიოტიტი, იშვიათია მაგნეზიური ოლივინი (Fo_{85-70}) და კვარცი. პლაგიოკლაზი ხშირად ავლენს ზონალურ აგებულებას და ქანის მთლიანი მოცულობის 20-30% შეადგენს; წარმოდგენილია ორი გენერაციის კრისტალების - ჩანანინკლებისა და ძირითადი მასის მიკროლითების სახით (სურ. 62ბ, გ). მინებრივი ძირითადი მასის აგებულებაში პლაგიოკლაზთან ერთად მონანილეობს: ავგიტი, ჰიპერსტენი (ან პიჟონიტი), აპატიტის ნემსისებრი კრისტალები, მაგნეტიტი და სხვ.; მეორეხარისხოვანი მინერალებია:

ბიოტიტი, ქრისტობალიტი, ტრიდიმიტი, იშვიათად ოლივინი, გრანატი, კორდიერიტი; მეორეული მინერალებია: სოსიურიტი, კარბონატები, ეპიდოტი, ცოიზიტი, სერიციტი, ალბიტი, აქტინოლითი, ქლორიტი, მაგნეტიტი, ჰემატიტი, პირიტი, ცეოლითები; აქცესორული მინერალებიდან მონაწილეობს: აპატიტი, პიროტინი, ქალკოპირიტი, ცირკონი, სფენი.

ანდეზიტებში ხშირად გვხვდება პლაგიოკლაზების, რქატყუარისა და პიროქსენების გლომეროპორფირული ჩანართები (სურ. 101).



სურ.101. ანდეზიტი (ყაბბევი): ა - პლაგიოკლაზი, ბ - რქატყუარის ფსევდოჰექსაგონური კრისტალი, გ - მინებრივი ძირითადი მასა, დ - პიროქსენი.

განწევრება: ფილაქნისებრი და სვეტისებრი.

სახესხვაობები:

ანდეზიტებს ფერადი კომპონენტების შემცველობის მიხედვით ყოფენ:

ქ ა რ ს ი ა ნ - რ ქ ა ტ ყ უ ა რ ი ა ნ, შ ი პ ე რ ს ტ ე ნ ი ა ნ, ა ვ გ ი - ტ ი ა ნ სახესხვაობებად და სხვ. ქარსიანი და რქატყუარიანი ანდეზიტები წარმოდგენილია ან პლაგიოკლაზისა და ბიოტიტის, ან პლაგიოკლაზისა და რქატყუარის პორფირული გამონაყოფების კომბინაციით. თუმცა პირველ კომბინაციაში უმნიშვნელო რაოდენობით ყოველთვის ფიქსირდება რქატყუარა, ხოლო მეორეში - ბიოტიტი.

პიროქსენების შემცველობის მიხედვით, ანდეზიტები შეიძლება დაიყოს: ბიოტიტ-შიპერსტენიან, რქატყუარიან-ავგიტიან, რქატყუარიან-შიპერსტენიან და სხვ. სახესხვაობებად.

ი ს ლ ა ნ დ ი ტ ი. ისლანდიტს სხვაგვარად რიფტოგენურ ანდეზიტებსაც უწოდებენ; არის მუქი რუხი ფერის, აფირული ქანი. ქანმაშე-

ნი მინერალებიდან იშვიათად შეიცავს: რკინიანი ოლივინის, პიჟონიტის, ბაზალტური რქატყუარის, ზოგჯერ ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზის ჩანაწინკლებს. ძირითად მასაში მონანილობს: ვულკანური მინა, მაგნეტიტის მტვერი, საშუალო შედგენილობის პლაგიოკლაზი, მონოკლინური და რომბული პიროქსენები. ისლანდიტის ამგები ფერადი მინერალებისათვის დამახასიათებელია რკინის მომატებული შემცველობა ოროგენეტიკური ანდეზიტების ფერად მინერალებთან შედარებით. ისლანდიტი ყოველთვის ასოცირდება ტოლეიტურ (პიჟონიტთან) ბაზალტებთან; სივრცობრივად და გენეტიკურად ოკეანური ქედის ზონას უკავშირდება.

ანდეზიტური პორფირიტი პალეოტიპური ქანია და, ანდეზიტებისაგან განსხვავებით, შეცვლის მეორეული პროდუქტების სიუხვით და დამახასიათებელი მინდალოქვიური ტექსტურით გამოირჩევა; პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები ჩანაცვლებულია სერიციტით, სოსიურიტით (ალბიტი და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები). მონოკლინური პიროქსენები ნანილობრივ ან მთლიანად ურალიტიზებული და ქლორიტიზებულია; ბაზალტური რქატყუარის ნაცვლად გვხვდება მწვანე რქატყუარა, ბიოტიტი და ვულკანური მინა მთლიანად ქლორიტიზებულია; მსხვილი ვეზიკულები ხშირად შევსებულია მეორეული მინერალებით: კალციტით, ტრიდიმიტით, ქრისტობალიტით, ეპიდოტით, ქლორიტით, იშვიათად კვარცით.

ქიმიური შედგენილობა: ანდეზიტი კაჟმინის შემცველობის მიხედვით (57-64 მას. % SiO_2) კვარციან დიორიტებს შეესაბამება და წარმოადგენს მათ ექსტრემულ ანალოგს. K_2O შემცველობის მიხედვით იყოფა: დაბალ-, საშუალო- და მაღალკალიუმიან, ხოლო Na_2O K_2O თანაფარდობის მიხედვით, - ნატრიუმიანი ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} > 4$) და კალიუმ-ნატრიუმიანი ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 0.4-4$) სერიის სახესხვაობებად.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ანდეზიტი ქმნის ნაკადებს, განფენებს, თალებს, დაიკებს და სუბვულკანურ ინტრუზიულ სხეულებს. ის ფართოდ გავრცელებული ქანია. ცნობილია სხვადასხვა ასაკის ანდეზიტი - გვიანპალეოზოურიდან (მოტლანდია) კაინოზოური ასაკის ჩათვლით. ანდეზიტის წილი მინის ქერქის ზედა ნაწილებში არსებულ ვულკანურ ქანებს შორის 10%-ია; განვითარებულია ძველ ნაოჭარეგიონებში და თანამედროვე კუნძულთა რკალებზე. ფართოა ანდეზიტების გავრცელების არეალი წყნარი ოკეანის სანაპიროზე, კურილია-კამჩატკის რეგიონში, კავკასიაში, უკრაინაში, ინდოეთში, იაპონიაში, შუა აზიაში და სხვ. ანდეზიტი აგებს მსოფლიოს უდიდეს ვულკანურ ნაგებობებს: იაპონიაში, ინდოეთში, იმიერკარპატისპირეთში, საქართველოში, სომხეთში, კამჩატკაზე და სხვ.; პრაკტიკულად არ გვხვდება ბაქნებზე და ოკეანეებში.

წარმოშობა: ანდეზიტის წარმოშობის შესახებ არსებული პეტროგენეტიკური მოდელები განხილულია თავში „მაგმური ქანების წარმოშობა“.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ანდეზიტის პირიტიზებულ უბნებთან დაკავშირებულია: გოგირდის, ტყვიის, ოქროს, ბისმუტის, კორუნდის, თუთიის, ვერცხლის, ანდალუზიტის, მოლიბდენის, დარიშხანის და სპილენძის ჰიდროთერმული ტიპის სასარგებლო ნამარხები. შეუცვლელი - სალი ანდეზიტი გამოიყენება მრეწველობაში მჟავამდეგ, სითბოსაიზოლაციო მასალად და ძვირფას სანაკეთო და მოსაპირკეთებელ ქვებად.

ბონინიტი

სახელი დაერქვა კუნძულ „ბონის“ მიხედვით, სადაც ის პირველად იქნა აღმოჩენილი და აღწერილი (კუნძული ეკუთვნის იაპონიას).

ფერი: მუქი, მომწვანო ან მორუხო.

სტრუქტურა: პორფირული.

ტექსტურა: აფანიტური, ფოროვანი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობით ბონინიტი არის თავისებური ვულკანური ქანი. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: მაგნეზიური ოლივინი (Fog) და მაგნეზიური პიროქსენი (En₉₅₋₈₅), რომლებიც ჩაძირულია მჟავე ვულკანური მინისაგან აგებულ მიკროლითურ მინებრივ ძირითად მასაში. მეორეული მინერალებია: სერპენტინი, ქლორიტი, დევიტრიფიცირებული ვულკანური მინა.

ქიმიური შედგენილობით ბონინიტი სიახლოვეს იჩენს ორთოპიროქსენიტებთან; ხასიათდებიან MgO და SiO₂ მაღალი და Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O დაბალი შემცველობებით. ბონინიტი მაგნიუმის შემცველობით (MgO=16-22 მას. %) ულტრაფუძე ქანებს მიეკუთვნება, ხოლო კაჟმინის (SiO₂ 53-62 მას. %) შემცველობით საშუალო შედგენილობის ქანებს პასუხობს. ამ მონაცემებით ბონინიტი ერთდროულად არის მაღალმაგნეზიური ანდეზიტი და მაღალკაჟმინიანი ულტრამაფიტი.

განწევრება: სფერული.

წარმოშობა: ბონინიტის წარმოშობას დამოუკიდებელი ბონინიტური სილიკატური მდნარიდან ვარაუდობენ, რომლის გენერაციის სავარაუდო მექანიზმად მაღალტემპერატურული პიკრიტული და პიკრიტ-ბაზალტური მდნარის ფრაქციული კრისტალიზაციის პროცესს განიხილავენ. ბონინიტი დამახასიათებელია ახალგაზრდა ესიმატურ კუნძულთა რკალებისათვის.

გავრცელება: ბონინიტი წყალქვეშა ამოფრქვევის პროდუქტია; გავრცელებულია წყნარი ოკეანის სამხრეთ-დასავლეთ კიდეზე და წარმოშობილია 60-40 მლნ. წლის წინათ; ყოველთვის ასოცირდება დაბალკალიუმთან ბაზალტებთან. ბონინიტი დამახასიათებელია ახალგაზრდა ესიმატური კუნძულთა რკალის გეოდინამიკური ვითარების ადრეული ეტაპისათვის და წარმოადგენს ამ გეოდინამიკური ვითარების არსებობის დამადასტურებელ ერთ-ერთ ძირითად ნიშანს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ბონინიტურ ლავებთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული ცნობილი არ არის.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაახასიათეთ საშუალო შედგენილობის კირტუტე სერიის ქანები ზოგადად და ახსენით რით განსხვავდება ისინი ფუძექანებისაგან; 2. დაახსენეთ საშუალო ქანების კირტუტე, სუბტუტე და ტუტე სერიებად დაყოფის კრიტერიუმები; 3. დაახსენეთ საშუალო შედგენილობის აბისალური, ჰიპაბისალური და ექსტრუზიული ქანები; 4. რომელია სწორი „ანდეზიტ-პორფირი“ თუ „ანდეზიტ-პორფირიტი“? 5. რა ნიშნით არის გაერთიანებული ბონინიტი საშუალო შედგენილობის კირტუტე სერიის ქანებში? 6. რა სახის სასარგებლო წიაღისეულია დაკავშირებული საშუალო შედგენილობის კირტუტე სერიის ქანებთან?

14.4 მჟავე შედგენილობის ქანები

14.4.1 ზოგადი ცნობები

მჟავე შედგენილობის მაგმური ქანები მიეკუთვნება ბუნებაში ფართოდ გავრცელებული ქანების ჯგუფს და უმნიშვნელოვანეს როლს ასრულებს მინის ქერქის აგებულებაში; მათზე მოდის ყველა მაგმური ქანის საერთო მოცულობის დაახლოებით 60%; რაოდენობრივი თვალსაზრისით ამ ჯგუფში გაბატონებულია აბისალური ინტრუზიული ქანები ექსტრუზიულ ქანებთან შედარებით; პირველზე მოდის მაგმური ქანების საერთო მოცულობის 50%, მეორეზე - 10%. ფუძე და საშუალო შედგენილობის ქანებისაგან განსხვავებით, ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ ქანებს შორის ასეთი თანაფარდობა მჟავე ქანებისათვის არსებითი დამახასიათებელი ნიშანია.

მჟავე ქანების მინერალურ შედგენილობთა თავისებურებას წარმოადგენს: თავისუფალი კვარცის მონაწილეობა, პლაგიოკლაზებთან შედარებით ნატრიუმ-კალიუმის მინდვრის შპატების უპირატესი გავრცელება, ფერადი სილიკატების დაბალი შემცველობები და ამ უკანასკნელიდან ბიოტიტისა და მუსკოვიტის როლის მნიშვნელოვნად ზრდა.

მჟავე ქანებისათვის დამახასიათებელია კაჟმინისა და ტუტეების ჯამის მაღალი (SiO_2 65=75%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ =8, 5–9%), მაგნიუმის, რკინის და კალციუმის დაბალი ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ =2, 0–6%, MgO <0, 5%, CaO =0, 5–1, 5%) შემცველობები. ტუტეების ჯამის ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) მიხედვით მჟავე ქანები იყოფა კირტუტიან და ტუტე სერიის ქანებად; წარმოშობის ადგილის მიხედვით - ინტრუზიულ, ჰიპაბისალურ და ვულკანურ ანალოგებად.

14.4.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

კირტუტე სერიის მჟავე ინტრუზიულ-აბისალური ქანების ცალკეული სახესხვაობები (გრანიტი, გრანოდიორიტი, პლაგიოგრანიტი და სხვ.) გაერთიანებული არიან ერთ საერთო კრებსით ტერმინში – „გრანიტოიდები“.

გრანიტი

სახელი დაერქვა ბერძნული სიტყვიდან granum, რაც მარცვალს ნიშნავს. ტერმინი „გრანიტი“ შემოტანილ იქნა 1596 წელს ცეზალპინოს მიერ და გამოიყენებოდა ნებისმიერი მსხვილმარცვლოვანი მაგმური ქანის აღსანიშნავად.

ფერი: ღია ნაცრისფერი, ნაცრისფერ-მოყვითალომდე, ვარდისფერი, ხორცისებრ მონითალო, ზოგჯერ აგურისებრ წითელი. შეცვლილი გრანიტი ეპიდოტისა და რკინის ჰიდროჟანგების წყალობით იძენს მომწვანო ან მორუხო ფერებს.



სურ. 102. ნაცრისფერ-რუხი გრანიტი (თსუ გეოლოგიის დეპარტამენტი)

სტრუქტურა: გრანიტული, სრულკრისტალური, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პეგმატიტური, ხშირად პორფირისებრი; არის უხემ-, მსხვილ-, საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი ქანი.

ტექსტურა: მასიური, ხშირად შლირული, გნაისისებრი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი ლეიკოკრატული მინერალებია: კვარცი (20-25%), ნატრიუმიან-კალიუმიანი მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი ან მიკროკლინი, 35-40%), მჟავე პლაგიოკლაზი (ალბიტ-ოლიგოკლაზი, 20-25%) (სურ. 102); მელანოკრატული მინერალებიდან მონანილეობს: მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ზოგჯერ რქატყუარა,

იშვიათად პიროქსენები; ფერადი მინერალების საერთო რაოდენობა 5-10% შეადგენს (ზოგიერთ გრანიტში ფერადი მინერალები საერთოდ არ მონაწილეობს); მეორეული მინერალებია: კალინი, სერიციტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, ქლორიტები და სხვ. ; დამახასიათებელი აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, მონაციტი, ორთიტი, ცირკონი, რუტილი და სხვ.

სახესხვაობები:

ფერადი მინერალების შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ: ერთქარსიან (ან მარტო ბიოტიტი, ან მარტო მუსკოვიტი) და ორქარსიან (ბიოტიტი+მუსკოვიტი ერთად) გრანიტებს; მათგან ფართო გავრცელება აქვთ ბიოტიტიან გრანიტებს. ორქარსიან გრანიტებში თანაბარი რაოდენობით მონაწილეობს ბიოტიტი და მუსკოვიტი და, როგორც წესი, მდიდარია კვარცით, ბიოტიტიან გრანიტებთან შედარებით. იცვლება კაჟმინის (SiO_2) შემცველობაც: ბიოტიტიან გრანიტებში - $\text{SiO}_2=71-74$ მას. %, ორქარსიანში - $\text{SiO}_2=72-73$ მას%; მუსკოვიტის შემცველობის ზრდის შესაბამისად იზრდება თიხამინის რაოდენობაც.

მაგნეტიტის შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ მაგნეტიტიან და უმაგნეტიტო გრანიტებს. პირველ მათგანში ბიოტიტი დაბალრკინიანია, ხოლო მეორე შემთხვევაში მაგნეტიტი საერთოდ არ მონაწილეობს, რაც ბიოტიტში რკინიანობის მატებით არის გამოწვეული. ამ ტიპის გრანიტები უხვად შეიცავს თიხამინით მდიდარ მინერალებს (კორდიერიტი, სილიმანიტი).

წოლის ფორმები და გავრცელება: გრანიტისათვის დამახასიათებელი წოლის ტიპური ფორმაა ბათოლიტი; წოლის სხვა ფორმებია: შტოკი, იშვიათად დაიკი, ლაკოლითი და ძარღვი; გრანიტი დაკავშირებულია ნაოჭა ოროგენულ სარტყლებთან და ძველი პლატფორმების ამგებ კრისტალურ მასივებთან. გავრცელების არეებია: დიდი კავკასიონი, ბაიკალეთისპირეთი, ურალი, შორეული აღმოსავლეთი, ცენტრალური და ჩრდილო-დასავლეთი მონღოლეთი, ამერიკის დასავლეთი ნაწილი; ავსტრალია, ტიანშანი, დასავლეთი და ცენტრალური ევროპა, კარელია, უკრაინა და სხვ.

წარმოშობა: გრანიტების წარმოშობას ორი მთავარი გზით ხსნიან: პირველი - მაგმური მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით და მეორე - ადრე არსებული ქანების მეტამორფული გარდაქმნის გზით, რომელიც ანატექტიკური და მეტასომატური გრანიტების ფორმირებით მთავრდება. აქროლადი კომპონენტებით მდიდარი მაგმებიდან წარმოშობილი გრანიტები შეიცავს პნევმატოლითურ მინერალებს: ფლოგოპიტს, ტურმალინს, მუსკოვიტს და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გრანიტი პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია; მასთან დაკავშირებულია მადნეული და ზოგიერთი არამადნეული სასარგებლო წიაღისეული. მადნეული საბადოებიდან: სპილენძის, თუთიის, ტყვიის, ოქროსა და სხვა მეტალების საბადოები; არამადნეული წიაღისეულიდან: ბარიტი, ფლუორიტი, მუსკოვიტი. გრანიტებთან არის დაკავშირებული იშვიათი მეტალებისა და იშვია-

თი მინების შემცველი მინერალები (სპოდუმენი, ბერილი, კოლუმბიტი, ტანტალიტი, კასიტერიტი, ურანისა და თორიუმის მინერალები). სკარნული ტიპის საბადოებთან დაკავშირებულია მოლიბდენისა და შეელიტის საბადოები. გრანიტების გამოფიტვის პროდუქტები წარმატებით გამოიყენება კერამიკულ და მინის წარმოებაში; ქარსები და პიეზოკვარცი - ელექტროტექნიკურ მრეწველობაში. საკუთრივ გრანიტი წარმოადგენს შესანიშნავ სამშენებლო და მოსაპირკეთებელ ქვას.

ტონალითი

სახელი დაერქვა მონტე-ტონალეს უღელტეხილის მიხედვით (ჩრდილო იტალიის ალპები).

ფერი: რუხი, მომწვანო-რუხი.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, მსხვილი, საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, გნაისისებრი, ზოგჯერ ზოლოვანი და ლაქებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ზონალური აგებულების საშუალო შედგენილობის პლაგიოკლაზი (ანდეზინი - 30%), კვარცი (>15%). კალიუმის მინდვრის შპატი ან საერთოდ არ არის, ან მონანლიეობს უმნიშვნელო რაოდენობით (5%). ფერადი მინერალებიდან მონანლიეობს: რქატყუარა და ბიოტიტი; ზოგჯერ კლინოპიროქსენი (ავიტი ან დიოფსიდი); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებიდან გვხვდება: ეპიდოტი, სოსურიტი, ქლორიტი, ალბიტი, სერიციტი და სხვ.; აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ილმენიტი, ცირკონი, რუტილი და სხვ.

ქიმიური შედგენილობა: პეტროქიმიური მონაცემებით ტონალიტებს დაციტების ანალოგებად განიხილავენ; დანარჩენი მჟავე ქანებისაგან ტონალითი გამოირჩევა CaO მომატებული შემცველობით, Na₂O-ის სიჭარბით K₂O-თან შედარებით.

წარმოშობა: ტონალითური მაგმის წყაროს ფორმირების საკითხი დღესაც საკამათოა.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ტონალითი არის ნაოჭა სარტყლები განვითარების ადრეული სტადიის ტიპური ქანი; აგებს დამოუკიდებელ ინტრუზიულ სხეულებს, შტოკებს, ლაკოლიტებს, დაიკებს; ძალიან ხშირად მონანლიეობს რთული ინტრუზივების აგებულებაში, სადაც კარგად იკვეთება მისი თანდათანობითი გადასვლის ტენდენცია გრანოდიორიტებში, კვარციან დიორიტებში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მასთან დაკავშირებულია იშვიათი მეტალებისა და სპილენძის მინერალიზაცია; წარმოადგენს ძვირფას სამშენებლო და მოსაპირკეთებელ მასალას.

პლაგიოგრანიტი (ტრონდიემიტი)

სახელი დაერქვა შედგენილობის მიხედვით.

ფერი: ღია რუხი. ფერით ძალიან განსხვავდება გრანიტისაგან, რაც ქანში ვარდისფერი ნატრიუმ-კალიუმის მინდვრის შპატის უმნიშვნელო რაოდენობით ან არარსებობით არის განპირობებული.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, წვრილი, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი (გრანიტული), ხშირად პორფირისებრი.

ტექსტურა: ტრაქიტოიდული, გნაისისებრი, ზოგჯერ მასიური, ტაქსიტური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმამენი მინერალებიდან მთლიანად ან თითქმის მთლიანად წარმოდგენილია მჟავე პლაგიოკლაზი (ალბიტ-ოლიგოკლაზი - 40-60%) და კვარცი (30-40%). პლაგიოკლაზი ყოველთვის იდიომორფულია კვარცთან შედარებით. კალიუმის მინდვრის შპატი ყოველთვის ასრულებს მეორეხარისხოვანი მინერალების როლს (10%-მდე); მელანოკრატული მინერალებიდან შეიძლება მონაწილეობდეს ან მარტო ბიოტიტი, ან ბიოტიტი რქატყუარასთან ერთად (3-10%); დამახასიათებელი მეორეხარისხოვანი მინერალია სფენი; აქცესორებიდან - მაგნეტიტი, აპატიტი, ცირკონი და სხვ.

ქიმიური შედგენილობა: კაჟმინის შემცველობა (SiO_2) 71-74 მას. % საზღვრებში იცვლება. სხვა დანარჩენი მჟავე ქანებისაგან განსხვავებით, ხასიათდება CaO და Na_2O მომატებული და K_2O დაბალი შემცველობით, რაც გამოწვეულია ქანში პლაგიოკლაზის უპირატესი შემცველობით კალიუმის მინდვრის შპატთან შედარებით.

წოლის პირობები და გავრცელება: პლაგიოგრანიტი ქმნის სხვადასხვა ზომის პლუტონური ლაკოლითის მსგავს, შტოკისებრ, დაიკისებრ სხეულებს, რომელიც ფორმირდება კამბრიულამდელი და ფანეროზოული მოძრავი სარტყლის ტექტონიკურ-მაგმური ციკლის განვითარების ადრეულ და საშუალო ეტაპზე. გავრცელების რეგიონებია: ბალტიისა და უკრაინის ფარები, მონღოლეთი, ამიერკავკასია, ყაზახეთი, ისლანდია, კალიფორნია (აშშ) და სხვ.

წარმოშობა: პლაგიოგრანიტის წარმოშობის საკითხი საკამათოა; ზოგი მკვლევარი მას კალიუმით ღარიბი მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის პროცესს უკავშირებს; ზოგიც მეტასომატურ ქანად განიხილავს.

პრაქტიკული გამოყენება: პლაგიოგრანიტთან არის დაკავშირებული ოქროს, რკინის, სპილენძის, მოლიბდენის ძარღვული - ჰიდროთერმული მინერალიზაცია.

ალიასკიტი

სახელი დაერქვა მისი პირველი აღწერის ადგილის – ალიასკას შტატის მიხედვით (აშშ).

ფერი: ვარდისფერი, წითელი, რუხი ნაცრისფერი (ფერს განაპირობებს კალიუმის მინდვრის შპატი).

სტრუქტურა: პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, გრანიტული, მიკროპეგ-მატიტური, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, მთაროლითური, ზოგჯერ სფერული.

მინერალოგიური შედგენილობა: ალიასკიტი ნორმული გრანიტისაგან განსხვავებით ხასიათდება კალიუმის მინდვრის შპატის მაღალი შემცველობით (60-65%), ფართოდ არის წარმოდგენილი კვარციც (30-34%); პლაგიოკლაზები (ალბიტი, იშვიათად ოლიგოკლაზი - 0-10%) ყოველთვის ასრულებს მეორეხარისხოვანი მინერალების როლს; ფერადი მინერალები (ბიოტიტი) პრაქტიკულად არ მონაწილეობს; მონაწილეობის შემთხვევაში მათი შემცველობა ქანის საერთო მოცულობის 2-5% არ აღემატება; ამის გამო ალიასკიტს ლეიკოკრატულ გრანიტსაც უწოდებენ. აქცესორული მინერალებია: ცირკონი, მონაციტი და სხვ.

ქიმიური შედგენილობა: ალიასკიტის ქიმიური შედგენილობა ახლოსაა ლეიკოკრატულ გრანიტთან; ორივე მათგანში კაჟმინის შემცველობა 74 % აჭარბებს. მათი გარჩევის კრიტერიუმად გამოიყენება ტუტეების ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ჯამური შემცველობა. კერძოდ, ალიასკიტში ტუტეების ჯამური შემცველობა 8% აღემატება, მაშინ, როდესაც ლეიკოკრატულ გრანიტში 8% ნაკლებია.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ალიასკიტი აგებს კონუსურ, თაღისებრ, შრეებრივი ფორმის სხეულებსა და პლუტონურ მასივებს; გავრცელების რეგიონები ძირითადად აქტივიზაციის ზონები და ნაოჭა სტრუქტურებია; ცნობილია კავკასიაში, მონღოლეთში, იაპონიაში, კანადაში, აშშ (ნევადის შტატი) და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ალიასკიტთან დაკავშირებულია იშვიათი მინაქვების მინერალიზაცია; კალის, ვოლფრამის, მოლიბდენისა და ოქროს საბადოები; იშვიათად გამოიყენება სამშენებლო მასალად.

გრანოდიორიტი

სახელი დაერქვა გრანიტებსა და დიორიტებს შორის გარდამავალი ბუნების გამო.

ფერი: რუხი.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, ერთგვაროვანი, ლაქებრივი და გნაისისებრი.

მინერალოგიური შედგენილობა: გრანიტისაგან განსხვავებით, შეიცავს კვარცის დაბალ რაოდენობას (20-25%); ხასიათდება პლაგიოკლაზის მეტი ფუძიანობით (ანდეზინი, ოლიგოკლაზ-ანდეზინი) და ფერადი მინერალების (ბიოტიტი, რქატყუარა, ჰიპერსტენი) მომატებული შემცველობით (10-15%); პლაგიოკლაზი რაოდენობრივად ყოველთვის სჭარბობს ნატრიუმ-კალიუმთან მინდვრის შპატებს. მეორეული მინერალებია: ეპიდოტი, ცოიზიტი, მუსკოვიტი, სოსიურიტი, ალბიტი, ქლორიტი, კარბონატები; აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება: მაგნეტიტი, ილმენიტი, სფენი, აპატიტი, ორთიტი, ცირკონი.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: გრანოდიორიტი მიეკუთვნება ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანებს; აგებს მსხვილ ბათოლიტურ მასივებს, ინტრუზიულ სხეულებს, შტოკებს და ფორმირდება ნაოჭა სარტყლებში მისი განვითარების ოროგენულ და გვიან ოროგენულ ეტაპებზე; გვხვდება კონტინენტთა აქტიურ კიდეებზე და ტექტონიკური აქტივიზაციის ზონებში; სივრცობრივად კვარციან დიორიტთან და ადამელიტთან ასოცირდება; ხშირად შეიცავს უფრო ფუძემდგომი მასალის კონტამინირებულ ნატეხებს; გავრცელების რეგიონებია: ურალი, კავკასია.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გრანოდიორიტთან არის დაკავშირებული ვოლფრამ-მოლიბდენის, სპილენძის, სპილენძ-მოლიბდენის, იშვიათად ოქრო-მოლიბდენის პოლიმეტალური გამადნება და სხვ. გრანოდიორიტი წარმატებით გამოიყენება მოსაპირკეთებელ და დეკორატიულ ქვად.

ადამელიტი

სახელი დაერქვა მთა ადამელოს მიხედვით (იტალია).

ფერი: ვარდისფერი, რუხი-მონაცრისფრო.

მინერალური შედგენილობა: გარდამავალი ქანია გრანოდიორიტსა და გრანიტს შორის; შედგება საშუალო რიგის პლაგიოკლაზისაგან (ანდეზინი), კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატისა და კვარცისაგან; ადამელიტის თავისებურება ის არის, რომ მასში პლაგიოკლაზი და კალიუმის ფელდშპატი თანაბარი რაოდენობით მონაწილეობს. ფერადი მინერალები წარმოდგენილია რქატყუარით და ბიოტიტით; ზოგჯერ ადამელიტს ბიოტიტ-რქატყუარიან გრანიტსაც უწოდებენ.

ჩარნოკიტი (ჰიპერსტენიანი გრანიტი)

სახელი დაერქვა ქალაქ კალკუტის დამაარსებლის, ჯ. ჩარნოკას გვარის მიხედვით, რომლის საფლავზე არის ჩარნოკიტის ფილა.

ფერი: მუქი, იშვიათად ღია რუხი, მოლურჯო-მომწვანო იერით.

სტრუქტურა: გრანიტული, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, ტაქსიტური, გნაისისებრი.

მინერალოგიური შედგენილობა: ქანმაშენი მინერალებია: კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი (მიკროკლინი, 35-65%), კვარცი (20-50%); უმნიშვნელო რაოდენობით პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზ-ანდეზინი - დაახლოებით 6%); პლაგიოკლაზი ასრულებს მეორეხარისხოვანი მინერალის როლს. ფერადი მინერალებიდან მონაწილეობს რომბული პიროქსენი (რკინიანი ჰიპერსტენი, 5-10%); ხშირად მონაწილეობს ბიოტიტის, უმნიშვნელო დიოფსიდის და მადნეული მინერალების როლი. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: გრანატი, დიოფსიდი, ამფიბოლი, ბიოტიტი და ოლიგოკლაზი.

წარმოშობა: ჩარნოკიტის წარმოშობის საკითხი დღემდე საკამათოა. მისი მამგური წარმოშობა ჯერ კიდევ არ არის აღიარებული; ცნობილი არ არის ჩარნოკიტების ეფუზიური ანალოგი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: აგებს შრეებრივ და თაღისებრ მასივებს; გავრცელებულია ბაიკალის მთიან რეგიონში, უკრაინაში, ინდოეთში, მირნში (აღმოსავლეთ ანტარქტიდა), კარელიაში და სხვ. ანორთოზიტებთან, გნაისებთან და კრისტალურ ფიქლებთან ასოციაციაში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ჩარნოკიტი არ არის პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანი; აქვს შეზღუდული გამოყენება სამშენებლო საქმეში.

14.4.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

მყავე შედგენილობის ჰიპაბისალურ-ინტრუზიულ ქანებს შორის გამოყოფენ დიასხისტურ და ასხისტურ სახესხვაობებს. დიასხისტურ სახესხვაობებში ერთიანდებიან სალური მინერალებით (კვარცი, ორთოკლაზი, მიკროკლინი, პლაგიოკლაზი) მდიდარი ქანები - გრანიტული აპლიტები და გრანიტული პეგმატიტები; ასხისტურ სახესხვაობებში - ფემური მინერალებით (ბიოტიტი, რქატყუარა) მდიდარი ქანები - მიკროგრანიტები და გრანიტპორფირები.

გრანიტ-აპლიტი (საკუთრივ აპლიტები)

ფერი: ღია ნაცრისფერი, თითქმის თეთრი, მოყვითალო, მოვარდისფრო.

სტრუქტურა: პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი (აპლიტური), გრანულიტური, პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: აპლიტს აქვს გრანიტის ანალოგიური შედგენილობა, მაგრამ მათგან განსხვავდება ფერადი მინერალების მცირე შემცველობით ან მათი სრული არარსებობით. აპლიტის მთავარი ქანმამენი მინერალებია: კვარცი და კალიუმის მინდვრის შპატი.

მეორეხარისხოვანი და აქცესორი მინერალებია: აპატიტი, მაგნეტიტი, ორთიტი, ცირკონი, იშვიათად გრანატი, რქატყუარა, ზოგჯერ მუსკოვიტი, ტურმალინი, ტოპაზი, ანატაზი და სხვ.

სახესხვაობა:

პლაგიაოპლიტი შედგება კვარცისა და მყავე პლაგიოკლაზისაგან; მცირე რაოდენობით მონანილეობს რქატყუარა.

წოლის ფორმები და გავრცელება: აგებს გრანიტის მკვეთრ, მრავალრიცხოვან ძარღვებსა და დაიკებს; ფორმირდება გრანიტულ-პლუტონური მასივების პერიფერიულ ნანილებში, შედარებით მცირე სიღრმეებზე.

წარმოშობა: აპლიტი განიხილება მინერალიზატორებით გაღარიბებული გრანიტული მდნარის სწრაფი კრისტალიზაციის პროდუქტად.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: აპლიტი წარმატებით გამოიყენება მინისა და კერამიკულ მრეწველობაში.

გრანიტ-პეგმატიტი

სახელი: გრანიტ-პეგმატიტი ბერძნული სიტყვაა - *pégmatos* და კავშირს ნიშნავს (სინ: ებრაელთა ქვა, წვრილი გრანიტი).

ფერი: თეთრი, ვარდისფერი, მონთალო, ღია რუხი, მოყვითალო და მწვანე (ამაზონიტური პეგმატიტები).

სტრუქტურა: მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი, გრანიტული, გრაფიკული (კვარცისა და კალიუმის მინდვროს შპატის სწორად ორიენტირებული მარცვლების კანონზომიერი შეზრდა) ან გრანოფირული.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: განასხვავებენ მარტივი და რთული ტიპის პეგმატიტებს.

მარტივი პეგმატიტი ძირითადად შედგება მინდვრის შპატისა და კვარცისაგან, უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობს ქარსები და აქცესორული მინერალები. მინერალური შედგენილობით მარტივი პეგმატიტი აპლიტის მსგავსი ქანია.

რთულ პეგმატიტში კვარცთან და მინდვრის შპატთან ერთად მონანილეობს ქარსები (ან ბიოტიტი, ან მუსკოვიტი, ან ორივე ერთად). მარტივი პეგმატიტებისაგან განსხვავებით, მასში ფართო სპექტრით არის წარმოდგენილი: აქცესორული, მეორეული და პნევმატოლითური მინერალები (აპატიტი, კასიტერიტი, ქსენოტიმი, ტანტალი, ბერილი, მონაციტი, ცირკონი, ლეპიდოლიტი, ურანიტი და მრავალი სხვა).

ა. ფერსმანის აზრით, გრანიტულ პეგმატიტებში გამოყოფილია სუფთა და შეჯვარებული ხაზის პეგმატიტები.

სუფთა ხაზის პეგმატიტი განლაგებულია საკუთრივ გრანიტულ მასივში და ხასიათდება გრანიტის სრულიად ანალოგიური შედგენილობით: კვარცი, ნატრიუმთან-კალიუმთან მინდვრის შპატი და ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზი; უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობს ბიოტიტი და მუსკოვიტი; სუფთა ხაზის პეგმატიტებში ერთიანდებიან: ცერიუმის, ორთიტის, მონაციტის, ფთორის, ტოპაზის, ბერილიუმის, ლითიუმის, მანგანუმის და სხვათა შემცველი პეგმატიტები.

ჯვარედინა ხაზის პეგმატიტი სუფთა ხაზის პეგმატიტისაგან განსხვავებით ყოველთვის ფორმირდება გრანიტული მასივების გარეთ და არ შეიცავს ზემოთ ჩამოთვლილ მინერალთა ფართო სპექტრს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: გრანიტული პეგმატიტებისათვის დამახასიათებელია ზონალობა. კიდურა ზონებში ფიქსირდება აპლი-

ტური ზონა, შემდეგ კვარცისა და კალიუმის შეზრდის (წერილი გრანიტის) ზონა. პეგმატიტები განლაგებულია დაიკების, ძარღვების, ლინზისებრი სხეულების სახით; სივრცობრივად და გენეტიკურად დაკავშირებულია გრანიტულ მასივებთან და ყოველთვის ლოკალიზებულია მასივის აპიკალურ ნაწილებში.

გავრცელების რეგიონებია: საქართველო (შროშის, საზანოს პეგმატიტები და სხვ.), ურალი, უკრაინა, ყაზახეთი, კარელია, ბალტიის ფარი და სხვ.

წარმოშობა: სადღეისოდ ერთიანი აზრი პეგმატიტის წარმოშობის საკითხთან დაკავშირებით არ არსებობს:

ა. ფერსმანის აზრით, პეგმატიტის წარმოშობის პროცესი მიმდინარეობს დახურულ სისტემაში აქროლადი კომპონენტებით მდიდარი იმ ნარჩენი მდნარის კრისტალიზაციის შედეგად, რომელიც მიიღება გრანიტული მაგმის ძირითადი ნაწილის გამყარების შემდეგ - გრანიტული ინტრუზივის ფორმირების დამამთავრებელ ეტაპზე. აქროლადი კომპონენტებით (წყლის ორთქლი, ფთორი, ქლორი და სხვ.) გამდიდრებული მდნარიდან მინერალთა თანმიმდევრული კრისტალიზაცია განაპირობებს გიგანტური კრისტალების ზრდას და იშვიათი მინერალების დაგროვებას. ა. ფერსმანი პეგმატიტების წარმოშობის პროცესში რამდენიმე ეტაპს გამოყოფს: მაგმურს, პნევმატოლითურს და ჰიდროთერმულს. მისი აზრით მაგმურ ეტაპზე ფორმირდება აპლიტური არშიები; პნევმატოლითურ ეტაპზე - კვარც-მინდვრის შპატის გრაფიკული შენაზარდები, მუსკოვიტი, ტურმალინი, ბერილი, ტოპაზი; ჰიდროთერმულ ეტაპზე - ლითიუმისა და იშვიათი მეტალების მინერალები.

ა. ზავარიცკის აზრით, რთული პეგმატიტის წარმოშობა ხდება მარტივი პეგმატიტის, აპლიტისა ან, საკუთრივ, გრანიტის გარდაქმნის ხარჯზე, მათი შემდგომი პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული ჩანაცვლების გზით. მისი აზრით, პეგმატიტის წარმოშობის პროცესში მთავარ როლს თამაშობს არა მდნარები, არამედ გაზისა და წყლის შემცველი ცხელი ხსნარები, რომელთა ზემოქმედებით ადგილი აქვს ქანების პერეკრისტალიზაციისა და ჩანაცვლების პროცესს.

დ. კორჟანსკი, ვ. ნიკიტინი, დ. ჰესი და სხვ., ა. ზავარიცკის მსგავსად, რთული პეგმატიტების წარმოშობას განიხილავენ, როგორც მეტასომატური პროცესის შედეგს; მათი აზრით, პეგმატიტისათვის დამახასიათებელი მსხვილი კრისტალები ფორმირდება წვრილმარცვლოვანი გრანიტების ხარჯზე, ამ ქანების შემდგომი პერეკრისტალიზაციისას, მათზე პოსტვულკანური ჰიდროთერმული ხსნარების ზემოქმედებით.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პეგმატიტი არის პრაქტიკული მნიშვნელობის ქანი. მასთან არის დაკავშირებული იშვიათი მინერალები, ძვირფასი ქვების, ქარსების, პიეზოოპტიკური (მთის ბროლი) მინერალები და საბადოები; არის კერამიკული ნედლეულის მნიშვნელოვანი წყარო.

მიკროგრანიტი: მიკროგრანიტი წვრილმარცვლოვანი ქანია - მიკროგრანიტული, მიკროაპლიტური სტრუქტურით; ხასიათდება გრანიტ-პორფირის ანალოგიური მინერალური შედგენილობით და მისგან განსხვავებით არ შეიცავს ქანმამენი მინერალების პორფირულ ჩანართებს.

გრანიტ-პორფირი

ფერი: ღია მოყვითალო, ვარდისფერი ან ხორცისებრ წითელი.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პორფირისებრი ან პორფირული, ძირითადი მასის გრანოფირული, მიკროგრანიტული და მიკროპეგმატიტური სტრუქტურით.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირულ გამონაყოფებში მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კვარცი (ხშირად შებოლილი) და კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი. ზოგჯერ მონანილეობს პლაგიოკლაზი და ფერადი მინერალები (ბიოტიტი, რქატყუარა), იშვიათად პიროქსენები.

ნოლის ფორმები და გავრცელება. გრანიტ-პორფირი აგებს მცირე სიმძლავრის დაიკებს, სილებს და შტოკისებრ სხეულებს; სივრცობრივად და დროით დაკავშირებულია გრანიტის მსხვილი პლუტონური მასივების პერიფერიულ ნაწილებთან.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გრანიტ-პორფირთან დაკავშირებულია მოლიბდენის, კალისა და ვოლფრამის საბადოები.

14.4.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

გრანიტ-რიოლიტის ჯგუფის ვულკანურ ქანებში შემავალი ცალკეული სახესხვაობების გამოყოფის საფუძვლად კაჟმინის (SiO_2) შემცველობას იყენებენ; მინერალური შედგენილობის მიხედვით ამ ჯგუფის ქანების კლასიფიკაცია უფრო დამხმარე ფუნქციას იძენს, მათში ვულკანური მინის დიდი რაოდენობით არსებობის გამო. კაჟმინის შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ: რიოლიტებს - $\text{SiO}_2 > 73$ მას. %; დაციტებს - SiO_2 საშუალო 66 მას. %. შეცვლის ხარისხის მიხედვით: სალ შეუცვლელ (კაინოტიპურ) და შეცვლილ (პალეოტიპურ) სახესხვაობებს - უკანასკნელის უპირატესი გავრცელებით. ნორმული გრანიტის ექსტრუზიული ანალოგებია კაინოტიპური რიოლიტი (ლიპარიტი) და მისი პალეოტიპური რიოლიტური პორფირი (კვარც-პორფირი); გრანოდიორიტების ეფუზიური ანალოგია კაინოტიპური დაციტი და პალეოტიპური დაციტპორფირი.

პალეოტიპური ქანების ფართო გავრცელებას, კაინოტიპურ სახესხვაობებთან შედარებით, ერთი მხრივ, თანამედროვე ამოფრქვევებს შორის მჟავე ვულკანური ქანების იშვიათობით და, მეორე მხრივ, მჟავე ვულკანური მინის არამდგრადობით ხსნიან.

რიოლიტი (ლიპარიტი)

სახელი დაერქვა ბერძნულიდან (ῥῆα- დინება, λιμός- ქვა); რიოლიტი მოძველებული სახელია - სინონიმია ლიპარიტი (ნანახია ლიპარის კუნძულებზე, იტალია); არის გრანიტის კაინოტიპური ვულკანური ანალოგი.

ფერი: თეთრი, მოთეთრო-რუხი, მუქი რუხი, შავამდე, ზოგჯერ მოყვითალო ან ვარდისფერი; ფერის ცვალებადობა განპირობებულია მინებრივი ძირითადი მასის ფერით (ბნელი - მორუხო, მონითალო და მომწვანო იერით) და შეცვლის მეორეული პროდუქტებით.

სტრუქტურა: პორფირული, აფირულ-მიკროფელზიტური, გრანოფირული, მიკროგრანიტული სფეროლითური და ჰიალოპილიტური მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურით.

ტექსტურა: ფლუიდური (ძირითადად), ზოლოვანი (სურ. 103); იშვიათად მინდალოქვიური.



სურ. 103. ზოლოვანი რიოლითი

https://flexiblelearning.auckland.ac.nz/rocks_minerals/rocks/rhyolite.html

მინერალოგიური შედგენილობა: განასხვავებენ პორფირულ და აფირულ რიოლიტებს.

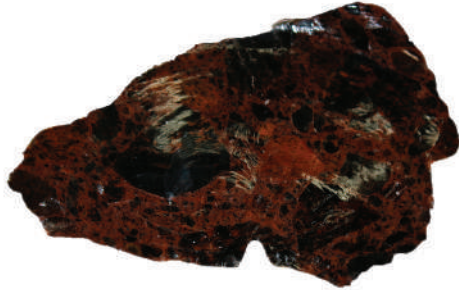
პორფირულ რიოლიტში მთავარი ქანმაშენი მინერალების პორფირული ჩანართები ქანის მთლიანი მოცულობის 15% შეადგენს და წარმოდგენილია: პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზი, ანდეზინი), სანიდინის (სანიდინი ითვლება მუყავე კაინოტიპური ეფუზიური ქანების ტიპომორფულ მინერალად) და კიდებშემოღობილი, ძლიერ კოროდირებული და ძირითადი მასის შემცველი კვარცის კრისტალებით; ფერადი მინერალები (ბიოტიტი, მურა რქატყუარა, იშვიათად ღია ფერის პიროქსენები) მონაწილეობენ უმნიშვნელო რაოდენობით და ყოველთვის მეორეხარისხოვანი მინერალების როლს ასრულებენ.

ძირითადი მასა შედგება კვარცისაგან, მინდვრის შპატისაგან და ახასიათებს ფელზიტური, იშვიათად სფეროლითური ან მინებრივი სტრუქტურა; რიოლიტებში მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურა იცვლება ექსტრუზივების, განფენების და ნაკადების სხვადასხვა ნაწილში. მაგალითად, მიკროგრანიტული ან გრანოფირული სტრუქტურა დამახასიათებელია ამ სხეულების ცენტრალური ნაწილებისათვის.

შეცვლის პროდუქტებია: კაოლინი, სერიციტი, ქლორიტი. აქცესორები-დან უმნიშვნელო რაოდენობით მონაწილეობენ: აპატიტი, ცირკონი, მაგნეტიტი, ორთიტი, მონაციტი, სფენი და სხვ. პორები ხშირად შევსებულია ტრიდიმიტით და ქრისტობალიტით.

სახესხვაობები:

ნ ე ვ ა დ ი ტ ი - პორფირული გამონაყოფებით მდიდარი რიოლითია. აფირული რიოლიტების მინებრივ სახესხვაობას მიეკუთვნება მჟავე ვულკანური მინა, რომელშიც სტრუქტურული თავისებურების, მონატებისა და შეფერვის ხასიათის მიხედვით გამოყოფენ: ობსიდიანს, პერლიტს, პეშტეინს, პემზას, ფელზიტს.



სურ. 104. ობსიდიანი (ჭავახეთის ზეგანი, საქართველო)

ობსიდიანი არის ნაცრისფერი, ყავისფერი, მუქი რუხი, შავი, მომწვანო, მონითალო-ყავისფერი ქანი (სურ. 104), რომელიც ქანმაშენი მინერალების ჩანაწინკლებს პრაქტიკულად არ შეიცავს; ახასიათებს შავი, წითელი და ყავისფერი ზოლების მონაცვლეობა. ტექსტურა: ფლუიდური, მასიური, ზოლოვანი, ბრექჩიისებრ-ნიჟარისებრი მონატებით და პერლიტური განწევრებით; ობსიდიანი პრაქტიკულად უწყლო მინაა (1%-მდე).

პერლიტი არის ობსიდიანის სახესხვაობა; წარმოადგენს ნაცრისფერ, მონაცრისფრო-მოყვითალო ფერის ვულკანურ მინას - ცვილის ან მინანქრის ელვარებით; ფლობს პერლიტურ (ნაჭუჭისებრ) განწევრებას და შედგება ცალკეული ნაჭუჭისებრი ბურთულეებსაგან; პერლიტში წყლის შემცველობა მერყეობს 3-4% შორის; მსხვრევისა და თერმული დამუშავების შემდეგ 1000-1200° ტემპერატურულ ინტერვალში ფუვდება და 10-20-ჯერ მატულობს მოცულობაში (სურ. 105).



სურ. 105. აფუებული პერლიტი <https://gosstandart.info/stroymaterialy/teploizolyacionnye/perlit/>

პ ე ხ შ ტ ე ი ნ ი (ფისის ქვა) შავი, მონითალო, რუხი, მომწვანო-ყვითელი, იშვიათად თეთრი ფერის ფისისებრი ელვარების ქანია; გამოირჩევა წყლის მომატებული შემცველობით (8-10 მას. %).

პ ე მ ზ ა არის თეთრი, ღია ნაცრისფერი, იშვიათად მონითალო ფერის მჟავე ვულკანური მინისაგან აგებული ფოროვანი (ფორიანობა 60-70%), ქაფისებრი და ძლიერ მსუბუქი ქანი; ზოგჯერ შეიცავს ჰიგროსკოპული წყლის დიდ რაოდენობას.

ფ ე ლ ზ ი ტ ი აფირული რიოლითია - ქანმაშენი მინერალების ჩანაწინწკლების სრულიად ან თითქმის სრულიად არარსებობით.

მ ა რ ე კ ა ნ ი ტ ი (სახელი დაერქვა ოხოტის ზღვის აუზის მდ. მარეკანკას მიხედვით) არის ვულკანური მინის კონცენტრულ-ნაჭუჭისებრი ბურთულის მქონე სახესხვაობა.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: რიოლითი, ობსიდიანი პერლიტი და მათი პალეოტიპური ანალოგები ხშირად აგებენ ექსტრუზიულ თალებს, ლაკოლითებს და ქმნიან მოკლე ლავურ ნაკადებს, განფენებს; გვხვდება დაიკების, ძარღვებისა და ლინზისებრი სხეულების სახითაც.

რიოლითის გავრცელების რეგიონებია: იმიერკარპატები, სომხეთი, ყაზახეთი, ბაიკალისპირეთი, კამჩატკა, აშშ, ლიპარის კუნძულები, ყირიმი, თურქეთი, ისლანდია, საქართველო (ჯავახეთის ქედი, მდ. სარფდერეს სათავეები) და სხვ.

პრაქტიკული გამოყენება: პერლიტი და პემზა გამოიყენება როგორც სამშენებლო, სითბოსაიზოლაციო და მსუბუქი ბეტონის შემავსებელი მასალა; ცემენტის ჰიდრავლიკური დანამატი; ობსიდიანი ითვლება სანახელავო ქვად, პემზა - შესანიშნავ აბრაზიულ მასალად.

აფუებული პერლიტის ღორღი ფართოდ გამოიყენება: კვების მრეწველობაში; ღვინის, ლუდის, ხილის წვენების, მცენარეული ზეთებისა და ფარმაცევტული პრეპარატების გასაფილტრად; ნიადაგის სტრუქტურის გასაუმჯობესებლად (აგროპერლიტი) და სხვ. რიოლითებთან შეიძლება დაკავშირებული იყოს კალის და სხვა მეტალების საბადოები; რიოლითური მჟავე ლავები და მათი პიროკლასტები რიგ რეგიონებში განიცდის გაკვარცების პროცესს და გადადის მეორეულ კვარციტებში, რომლებთანაც დაკავშირებულია ალუნიტის, ანდალუზიტის, პიროფილიტის, დიასპორის, კორუნდის, ოქროს, ვერცხლის, სპილენძის საბადოები.

დელენიტი

სახელი დაერქვა დელენის ტბის მიდამოების მიხედვით (შვეცია).

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ოროთოკლაზი, მჟავე პლაგიოკლაზი, ჰიპერსტენი; არადაამახსიათებელი აქცესორებიდან - აპატიტი.

სტრუქტურა: სფეროლითური; მინებრივი ძირითადი მასა ქანის მთლიანი მოცულობის 80% შეადგენს; არის რიოლითებსა და დაციტებს შო-

რის გარდამავალი ქანი (Brögger 1896). დელენიტს ადამელიტის ექსტრუზიულ ანალოგად განიხილავენ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ახალციხის რეგიონში დელენიტთან არის დაკავშირებული აქატის მინერალიზაცია.

რიოლიტ-პორფირი (კვარც-პორფირი)

ფერი: ღია ნაცრისფერი, მონითალო-ნაცრისფერი, მოყვითალო-მომწვანო, აგურისებრ წითელი.

სტრუქტურა: პორფირული, მინებრივი ძირითადი მასის ფელზიტური, სფეროლითური, გრანოფირული სტრუქტურით. არის პალეოტიპური რიოლითი.

ტექსტურა: ფლუიდური, ზოგჯერ ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: რიოლითისაგან განსხვავებით, რიოლიტ-პორფირში კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი სანიდინის ნაცვლად წარმოდგენილია მონითალო ორთოკლაზით (ძალიან იშვიათად, - მიკროკლინით), ანდეზინის ან ოლიგოკლაზის რიგი - პლაგიოკლაზით და ვულკანური მინით. პორფირულ გამონაყოფებს შორის კვარცი არ მონაწილეობს, ის მხოლოდ მინებრივი ძირითადი მასის მინერალია; მინა მთლიანად გარდაქმნილია წვრილ კვარც-მინდვრის შპატიან აგრეგატში.

შეცვლის პროდუქტები: რიოლიტ-პორფირი, როგორც პალეოტიპური ქანი, მდიდარია შეცვლის მეორეული პროდუქტებით: ქლორიტებით, კარბონატებით, სერიციტით, ეპიდოტით, ცოიზიტით, კაოლინიტით და სხვ.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნიან თალებს, ლაკოლითებს, მცირე ზომის ნაკადებს, განფენებს, შტოკისებრ სხეულებს და, ჩვეულებრივ, გვხვდებიან რიოლითების გავრცელების რეგიონებში.

იგნიმბრიტი (ტუფოლავა)

სახელი: ტერმინი იგნიმბრიტი შემოტანილ იქნა ახალზელანდიელი მეცნიერის, პატრიკ მარშალის მიერ 1935 წელს - შემცხვარი (შედუღებული) პიროკლასტური ქანის (ტუფი) აღსანიშნავად (ignis - ცეცხლი, imber- წვიმა); ზოგჯერ იგნიმბრიტს ტუფოლავასაც უწოდებენ. პ. მარშალის მიერ იგნიმბრიტი გამოყოფილ იქნა, როგორც მჟავე ქანების განსაკუთრებული - დამოუკიდებელი გენეტიკუ-



სურ. 106. იგნიმბრიტი (ვარძიის სამონასტრო კომპლექსი, საქართველო)

რი ტიპი; ის შედარებით დაბალი სიბლანტის მჟავე ვულკანურ ქანებს მიეკუთვნება და დაკავშირებულია კატმასის ტიპის ამოფრქვევებთან.

ფერი: სალი იგნიმბრიტი შეიძლება იყოს თეთრი, ყავისფერი, შავი, ზოგჯერ მონითალო-რუხი და მუქი ნაცრისფერი (სურ. 106); შეცვლილი - ვარდისფერი, იშვიათად ღია ნაცრისფერი.

სტრუქტურა: პორფირული, პერლიტური.

ტექსტურა: ფლუიდური, ეუტაქსიტური, ფერფლისებრი.

განწევრება: ხშირია სვეტისებრი და პრიზმული იერის განწევრებათა სისტემა, დამახასიათებელი ოთხკუთხა ფორმებით; ახასიათებს პერლიტური ნაპრალები.

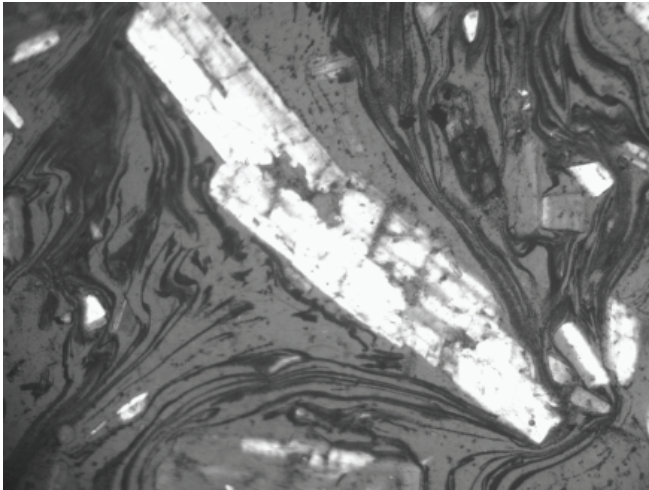
მინერალოგიური შედგენილობა: იგნიმბრიტისათვის დამახასიათებელია ფენოკრისტალების სიუხვე, კერძოდ, რიოლითური შედგენილობის იგნიმბრიტში მათი რაოდენობა 35-45 % აღწევს, რაც კიდევ უფრო იზრდება დაციტური შედგენილობის სახესხვაობებში (50%). მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კალციუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატები (პლაგიოკლაზები) და კვარცი; უკანასკნელი ხშირად ოვალური (შემოლობილი) ფორმისაა და პლაგიოკლაზებთან ერთად ჩაძირულია მჟავე მინებრივ ძირითად მასაში; ფენოკრისტალების რაოდენობა ქანის საერთო მოცულობის 10-15% სჭარბობს; ზოგიერთ იგნიმბრიტში კვარცი შეიძლება საერთოდ არ მონაწილეობდეს; მხოლოდ კალციუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატებით (პლაგიოკლაზები) აგებულ იგნიმბრიტს მინერალური შედგენილობით ზოგჯერ პლაგიოკლაზის ანტიკლინიტი აკუთვნებენ. ფერადი მინერალებიდან მცირე რაოდენობით მონაწილეობს: პიროქსენები, ბიოტიტი, რქატყუარა (ხშირად შეცვლილი); თანმდევი აქცესორული მინერალია მაგნეტიტი; მინებრივ ძირითად მასაში მიკროლიტები და სფეროლიტები არ მონაწილეობს; ზოგჯერ იგნიმბრიტებს შორის განსხვავება ვულკანური მინის შედგენილობაში აისახება; როგორც ვარაუდობენ, ეს მოვლენა მათი ლიკვაციური ბუნების მაჩვენებელი უნდა იყოს.

იგნიმბრიტი ხშირად გაკვარცხებულია ან კვარცის სუბპარალელურად ორიენტირებული ძარღვაკებით იკვეთება.

იგნიმბრიტი უხვად შეიცავს პემზის წაგრძელებული ფრაგმენტების (ფიამები) კვერებს - დაფლეთილი და დახეთქილი კიდეებით, რომლებიც განლაგებულია ფლუიდალობის პარალელურად და მორფოლოგიურად ძალიან ემსგავსებიან ცეცხლის ენებს (იტალ. Fiamme - ცეცხლის ენები) (სურ. 107). ფიამების ზომები 2-4 სმ-ია; არის უფრო მცირე ზომის მიკროსკოპული სახესხვაობებიც.

რეომორფიზმი: იგნიმბრიტებში ხშირია რეომორფიზმის მოვლენა, რაც აისახება ცხელი, შეცხობილი პიროკლასტური მასალის პლასტიკურ დეფორმაციაში, გამონვეული მასალის დალექვის მომენტში ან უშუალოდ მისი დალექვის შემდეგ. შედეგად ვითარდება სხვადასხვა სახის პლასტიკური დეფორმაციული სტრუქტურები, მათ შორის პემზისა და ვეზიკულების წაგრძელებული ზოლოვანი ნაკადები, ნაკადური ნაოჭები, შეცხობის სტრუქტურები და სხვ. რეომორფული იგნიმბრი-

ტების კლასიკური მაგალითია ვარძიის სამონასტრო კომპლექსის იგნიმბრიტები (სურ. 107).



სურ. 107. რეომორფული იგნიმბრიტი (დინების სტრუქტურა) ვარძიის სამონასტრო კომპლექსიდან (საქართველო)

ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ძირითადად განასხვავებენ რიოლითურ და დაციტური შედგენილობის რიოლიტებს; იშვიათად ანდეზიტურს და კიდევ უფრო იშვიათად ბაზალტური შედგენილობის სახესხვაობებს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: იგნიმბრიტი აგებს ნაკადებს, განფენებს, სილებს, დაიკებს, სუბვულკანურ სხეულებს, რომელსაც თან ახლავს აპოფიზები (განშტოებები).

იგნიმბრიტული ნაკადის შინაგანი აგებულება არაერთგვაროვანია. ნაკადის ფუძეში განლაგებულია ფერფლისებრი ტექსტურის აგებულების ქანი, რომელიც ჭრილში იცვლება ფლუიდური ტექსტურის მქონე სახესხვაობით. ხშირად მათ შორის დაიკვირვება თანდათანობითი გადასვლა და მორიგეობაც კი.

იგნიმბრიტი ფართოდ გავრცელებული ქანია და გავრცელების არეალი რამდენიმე ასეულ კმ² შეადგენს; ნაკადების სიმძლავრე ასეულ მეტრს აღწევს; მაგალითად შეიძლება მოვიტანოთ კუნძული სუმატრა (მოცულობა 1500-2000 მ3 შეადგენს, სიმძლავრე ათეულ მეტრებში იზომება) ყაზახეთი, კანარის კუნძულები, შუა აზია, ახალი ზელანდია, იტალია, აშშ (იელოუსტონის პარკი), შორეული აღმოსავლეთი, საქართველო (ბოლნისის რაიონი, ვარძიის სამონასტრო კომპლექსი), სომხეთი, ინდონეზია, ავსტრალია, იაპონია, მაუნტ რიდის ვულკანები და სხვ.

გეოდინამიკური ვითარების მიხედვით იგნიმბრიტული ვულკანიზმი დამახასიათებელია კონტინენტთა აქტიური განაპირა ზონებისათვის, კონტინენტური რიფტული არეებისა და მონიფულ კუნძულთა რკალებისათვის.

ხშირ შემთხვევაში იგნიმბრიტული ტიპის ამოფრქვევებს თან ახლავს დიდი ზომის კალდერებისა და ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესიების ფორმირება.

წარმოშობა: როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კ. მარშალის მიერ იგნიმბრიტი გამოყოფილ იქნა, როგორც ქანების დამოუკიდებელი გენეტიკური ტიპი, რომლის წარმოშობა მან კონტინენტურ პირობებში ამოფრქვეული მაღალტემპერატურული, გავარვარებული პიროკლასტური (ფერფლის ტუფი) ნანილაკების შეცხოვრით ახსნა; ბოლო დროს ამ ტერმინის ქვეშ გააერთიანეს ყველა სახის პიროკლასტური ნაკადები, მიუხედავად იმისა, არის ის შემცხვარი თუ არა; დღემდე იგნიმბრიტი მხოლოდ კონტინენტურ პირობებში ამოფრქვეულ ქანად განიხილებოდა, თუმცა გაჩნდა მათი წყალქვეშა ამოფრქვევის პროდუქტად განხილვის იდეაც („წყალქვეშა იგნიმბრიტები“); კერძოდ, მაუნტ რიდის პიროკლასტოლიტებს (კამბრიული ტანდალის ჯგუფი, დასავლეთი ტასმანია, Whrite et. al. 1997), კრაკატაუს (ინდონეზია, ზონდის სრუტე) ექსპლოზიური ამოფრქვევის პროდუქტებს (Mandeville et. al. 1996) და სხვ. წყალქვეშა იგნიმბრიტებად განიხილავენ. ეს საკითხი ძნელად მისაღებია და, შეიძლება ითქვას, არასარწმუნოა, რადგან წყლიან გარემოში იგნიმბრიტების წარმოშობისთვის აუცილებელი პირობები არ არის. ჩვენი ვარაუდით, წყალქვეშა ამოფრქვევის პროდუქტებად აღწერილი იგნიმბრიტები შესაძლებელია სრულიად დაფარულიყო წყლით, მისი ფორმირების შემდეგ.

პრაქტიკული გამოყენება: გამოიყენება დეკორატიულ და სამშენებლო მასალად.

დაციტი

ფერი: ღია ან მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ მონაცრისფრო-მოვარდისფრო.

სტრუქტურა: აფირული, პორფირული. ძირითადი მასის პილოტაქსიტური, ჰიალოპილიტური, ფელზიტური სტრუქტურით.

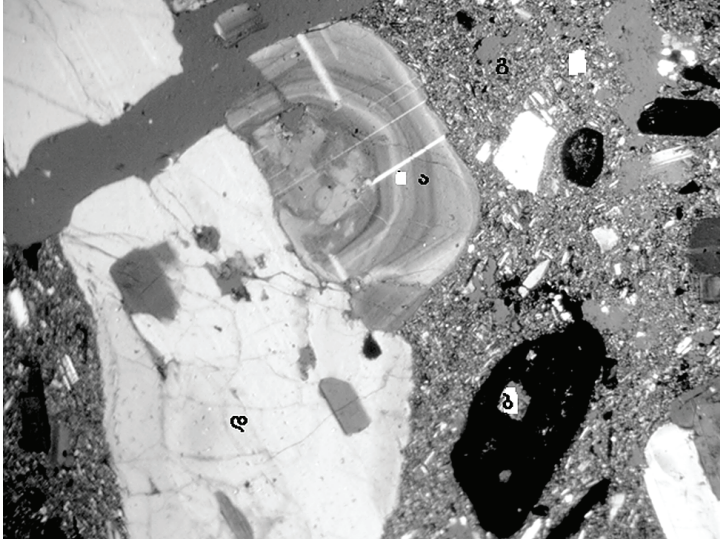
ტექსტურა: მასიური, ფლუიდურ-ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: დაციტი გრანოდიორიტის და კვარციანი დიორიტის კაინოტიპური ვულკანური ანალოგია. პორფირული გამონაყოფების სახით წარმოდგენილია: ზონალური პლაგიოკლაზი (ანდეზინი-ლაბრადორი), მცირე რაოდენობით კვარცი; იშვიათად ორთოპიროქსენი (ჰიპერსტენი), კლინოპიროქსენი (ავგიტი), რქატყუარა და ბიოტიტი (სურ. 108).

რიოლითისა და რიოლით-პორფირისაგან განსხვავებით, დაციტი პორფირულ გამონაყოფებში ნატრიუმთან-ალუმინთან მინდვრის შპატებს არ შეიცავს; ფელზიტური მინებრივი ძირითადი მასა შედგება: პლაგიოკლაზის, ფერადი მინერალების, კალიუმ-ნატრიუმთან მინდვრის შპატის (სანიდინი) მიკროლითებისაგან, მადნეული მტვრისა და მჟავე ვულკანური მინისაგან.

ზოგჯერ ძირითადი მასა მთლიანად მინებრივია; მოცემულ შემთხვევაში ქანის დიაგნოსტიკა გარდატეხის მაჩვენებლით და სრული სი-

ლიკატური ქიმიური ანალიზის დახმარებით შეიძლება. აქცესორებიდან გვხვდება: აპატიტი, მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ცირკონი, გრანატი, ორთიტი, ტურმალინი.



სურ. 108. დაციტი (ვულკანი ქაბარჯინა, ყაზბეგი): ა - ზონალური პლაგიოკლაზი, ბ - შეცვლილი რქატყუარა, გ - მინებრივი ძირითადი მასა, დ - პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალი.

სახესხვაობები:

დაციტპორფირი (კვარციანი პორფირი) არის დაციტის პალეოტიპური ანალოგი, რომლისგან მეორეული მინერალების სიჭარბით გამოირჩევა. კაინოტიპური ანალოგისაგან განსხვავებით, დაციტპორფირის მინებრივ ძირითად მასაში ნატრიუმიან-კალიუმიანი მინდვრის შპატი - სანიდინის ნაცვლად ორთოკლაზის ან მიკროკლინის მიკროლითები მონაწილეობენ.

რიოდაციტი არის ნაცრისფერი ან ვარდისებრ-ნაცრისფერი ქანი, გარდამავალი დაციტებსა და რიოლიტებს შორის ($SiO_2=68-73\%$); არის ადამელიტის ვულკანური ანალოგი; სტრუქტურა პორფირულ-ფელზიტური, სფეროლითური - მიკროლითური ძირითადი მასის სტრუქტურით. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია: ზონალური პლაგიოკლაზით (ანდეზინ-ოლიგოკლაზი), კალიუმიან-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი, კვარცი; ფერადი მინერალებიდან ფენოკრისტალების სახით მონაწილეობს ბიოტიტი ან რქატყუარა, იშვიათად პიროქსენი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: დაციტი აგებს ექსტრუზიულ თაღებს, ლავურ ნაკადებს; იშვიათად ქმნის მცირე ზომის ინტრუზიულ ბუდობებსა და ძარღვებს; ითვლება ფართოდ გავრცელებულ ვულკანურ ქანად, რომელიც სივრცობრივად და გენეტიკურად რიოლიტის

გავრცელების რეგიონებს უკავშირდება; დაციტური ამოფრქვევის კლასიკური მაგალითია კავკასიონის ნაოჭა სისტემა, კამჩატკა, კარპატები, ალპები, ახალი ზელანდია და სხვ.

ნარმოშობა: ნარმოშობა ანდეზიტური ვულკანიზმის განვითარების ბოლო სტადიაზე; ასოცირდება როგორც ფუძე, ისე უფრო მჟავე ვულკანიტებთან.

პრაქტიკული გამოყენება: დაციტთან დაკავშირებულია სპილენძისა და ოქროს საბადოები; გამოიყენება როგორც სამშენებლო მასალა.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაახასიათეთ მჟავე კირტუტე სერიის ქანები ზოგადად და ახსენით მათი დანაწილების პრინციპი;
2. როგორ განვასხვავოთ გარეგნული იერით მჟავე ქანები ულტრაფუძე ქანებისაგან?
3. რა განსხვავებას ხედავთ ტერმინებს „გრანიტი“ და „გრანიტოიდს“, შორის?
4. რომელია სწორი „გრანიტ-პორფირი“ თუ „გრანიტ-პორფირიტი“? რატომ?
5. დაასახელეთ მჟავე ვულკანური მინები და ახსენით მათ შორის განსხვავება;
6. განმარტეთ ცნებები „სკარნი“, „პეგმატიტი“ „აპლიტი“ და ჩამოთვალეთ ჰიპოთეზები მათი ნარმოშობის შესახებ;
7. დაასახელეთ იგნიმბრიტისათვის დამახასიათებელი სპეციფიკური ნიშნები, რითაც ის ყველა დანარჩენი მჟავე პიროკლასტოლითებისაგან განსხვავდება; მოგვეცით ზოგადი დახასიათება მათი ნარმოშობის შესახებ;
8. ჩამოთვალეთ გრანიტოიდებთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული.

15 მომატებული ტუტიანობის (სუბსტან) ქანები

15.1 სიენიტ-ტრაქიტის ჯგუფი

15.1.1 ზოგადი ცნობები

მომატებული ტუტიანობის ქანების როლი დედამიწის ქერქის აგებულებაში უმნიშვნელოა, რაც დასტურდება ამ ჯგუფში შემავალი საშუალო შედგენილობის ქანების - სიენიტ-ტრაქიტის მონაწილეობით მაგმური ქანების საერთო მოცულობაში (0.6%).

მომატებული ტუტიანობის ქანების დამახასიათებელ საერთო თავისებურებას წარმოადგენს: კალიუმის მინდვრის შპატის (ორთოკლაზი, ანორთოკლაზი, იშვიათად მიკროკლინი) მაღალი შემცველობა, პლაგიოკლაზების (ანდეზინ-ოლიგოკლაზი) უმნიშვნელო მონაწილეობა კალიუმის ფელდშპატთან შედარებით, კვარცის არარსებობა (თუ მხედველობაში არ მივიღებთ გრანიტებში გარდამავალ სახესხვაობებს) და ფემური მინერალების მცირე რაოდენობით მონაწილეობა ან საერთოდ არარსებობა. ქანმაშენი ჟანგეულების რაოდენობა იცვლება: (მას%): $SiO_2 = 53-64$; $Al_2O_3 = 15-18$; $Na_2O + K_2O = 5-12$; $CaO = 2-5$, $MgO = 1-4$, $Fe_2O_3 + FeO = 4-5$; როგორც ჩანს, მომატებული ტუტიანობის ქანების ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურებას თიხამიწისა და ტუტეების ჯამის გაზრდილი შემცველობები წარმოადგენს.

15.1.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

სიენიტ-ტრაქიტის ჯგუფის აბისალური ინტრუზიული ქანებია: სიენიტი და მონცონიტი.

სიენიტი

სახელი დაერქვა სიენას (*Syene* (რაიონის მიხედვით (იტალია); ტერმინი შემოღებულ იქნა პლინიუსის მიერ წითელი უხეშმარცვლოვანი ქანის აღსანიშნავად, რომელიც შემდგომ ამფიბოლ-ბიოტიტისანი გრანიტი

აღმოჩნდა. არის მოსაზრება, რომლის თანახმად სიენიტს სახელი სიენას მთის (ეგვიპტე) მიხედვით ეწოდა.

ფერი: რუხი ან ვარდისფერი. ფერადი მინერალების შეცვლის პროდუქტების გამო იძენს მომწვანო ფერს, ხოლო კალიუმის მინდვრის შპატების პელიტიზაციის შედეგად მონითალო-მოყვითალო და მოვარდისფრო ფერებს. გარეგნულად ძალიან მიაგავს გრანიტს, რომლისაგან კვარცის არარსებობით და ფერადი მინერალების მომატებული შემცველობით განსხვავდება.

სტრუქტურა: მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი, ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, მონცონიტური, ზოგჯერ პორფირისებრი (კალიუმის მინდვრის შპატის მსხვილი კრისტალების არსებობის გამო).

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ ზოლებრივი, ტაქსიტური, დირექტიული, ფლუიდური.



სურ. 109. სიენიტი <http://www.virtualmicroscope.org/content/syenite-ben-loyal>

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი ლეიკოკრატული მინერალებია: კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი ან მიკროკლინი - 50-70%); ოლიგოკლაზის ან ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზი (10-30%) (კალიუმის მინდვრის შპატი ორჯერ აღემატება პლაგიოკლაზის რაოდენობას), კვარცი საერთოდ არ მონაწილეობს; ფერადი მინერალებიდან მონაწილეობს რქატყუარა, ზოგჯერ ბიოტიტი და ავგიტი (ფერადი მინერალების შემცველობა 10-15% არ აღემატება) (სურ. 109); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: კვარცი და ოლივინი; მეორეული მინერალებია: ეპიდოტი, კარბონატი, სერიციტი; იშვიათად ქლორიტი და სოსურიტი; აქცესორებიდან გვხვდება: აპატიტი, ცირკონი, მონაციტი, ტიტანომაგნეტიტი და სხვ.

სახესხვაობები:

კვარციანი სიენიტი მიეკუთვნება გარდამავალ ქანს სიენიტსა და გრანიტს შორის. კვარცის შემცველობა - 5-10%.

გაბროსიენიტები: შეიცავს კალიუმის მინდვრის შპატისა და პლაგიოკლაზის თანაბარ რაოდენობას. ამ ქანებში პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია ლაბრადორით; ქანი გამდიდრებულია ფერადი მინერალებით (რქატყუართ, რომბული და მონოკლინური პიროქსენებით - 40-50%).

გრანოსიენიტები თავისი შედგენილობით ახლოსაა გრანიტებთან; კვარციან სიენიტებთან შედარებით გამდიდრებულია კვარციტით (10-20%).

ნოლის ფორმები და გავრცელება: სუბტუტე სიენიტი ყოველთვის წარმოშობა გრანიტული ან გაბროიდული მასივების კიდურა ფაციესში და იშვიათად ქმნის დამოუკიდებელ, მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს, შტოკს, დაიკასა და ლაკოლიტს; გვხვდება მჭიდრო გენეტიკურ კავშირში სხვა ტიპის ქანებთან (გრანიტოიდები და გაბროიდები და სხვ). სიენიტი აღწერილია: საქართველოში (გურია), კანადაში, ნორვეგიაში, უკრაინაში, შვეციაში, ურალში, ცენტრალურ ყაზახეთში, ტიანშანში, ალტაიში და სხვ.

წარმოშობა: სიენიტის დიდი ნაწილი წარმოადგენს Na_2O და K_2O გამდიდრებულ ქერქული მაგმის გამყარების პროდუქტს; მათ მნიშვნელოვან ნაწილს განიხილავენ ზომიერი გაბროიდული მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტებად. არ გამორიცხავენ სიენიტების ფორმირებას ზომიერად ტუტე ბაზიტების მიერ სიალური მიწის ქერქული მასალის კონტამინაციის გზითაც.

პრაქტიკული გამოყენება: სიენიტებთან გენეტიკურად დაკავშირებულია მაგნეტიტის, რკინისა და სპილენძის კონტაქტ-მეტასომატური გამადნება; გამოიყენება სამშენებლო მოსაპირკეთებელ მასალად.

მონცონიტი

სახელი დაერქვა მთა მონცონის მიხედვით (ჩრდილო იტალია).

ფერი: ნაცრისფერი, მუქი ნაცრისფერი, მოვარდისფერი.

სტრუქტურა: პოიკილიტური, პორფირისებრი, მონცონიტური; წვრილ-, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი ქანია.

ტექსტურა: მასიური, იშვიათად ტაქსიტური და ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მონცონიტი გარდამავალი ქანია გრანიტსა და სიენიტს შორის.

მთავარი ლეიკოკრატული ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი (30%) და კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი); ფერადი მინერალებიდან ძირითადად მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი), რომელთაც უმნიშვნელო რაოდენობით უერთდება რქატყუარა, ბიოტიტი, ზოგჯერ ჰიპერსტენი; სიენიტებისაგან განსხვავებით, მონცონიტებში პლაგიოკლაზი უფრო ფუძეა და წარმოდგენილია ლაბრადორით, ზოგჯერ ბიტოვნიტით ან ანდეზინით. მონცონიტებისათვის დამახასიათებელია პლაგიოკლაზი-

სა და კალიუმის მინდვრის შპატის თითქმის თანაბარი, ხოლო ლეიკოკრატული და მელანოკრატული მინერალების არათანაბარი შემცველობა. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ოლივინი, კვარცი; აქცესორებიდან: აპატიტი, ცირკონი, სფენი.

სახესხვაობები:

მინერალური შედგენილობის მიხედვით იყოფა: ბიოტიტ-რქატყუარიან, ავგიტიან, შიპერსტენიან, კვარციან (კვარცი=15-20%) და სხვ. სახესხვაობებად.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის დამოუკიდებელ მასივებს, დაიკებს, შტოკებს, ლაკოლიტებს; ხშირად მონანილეობს რთული მასივების აგებულებაში.

ფორმირდება ნაოჭა სისტემის განვითარების ოროგენულ სტადიაზე და ბაქნების აქტივიზაციის პერიოდში; ფართოდ არის გავრცელებული ფინეთში, საფრანგეთში, ბულგარეთში, შვედეთში, იტალიაში, კამჩატკაზე, ჩრდილოეთ იტალიაში, ყაზახეთში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მონცონიტებთან დაკავშირებულია სპილენძის, ოქროს, მოლიბდენის და ვოლფრამის სკარნული და ჰიდროთერმული ტიპის მინერალიზაცია; გამოიყენება როგორც დეკორატიული ქვა.

მონცოდორიტი

ფერი: ღია, მუქი ნაცრისფერი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი მინერალებია: კალიუმის მინდვრის შპატი, პლაგიოკლაზი (ანდეზინი), რქატყუარა, კლინოპიროქსენი ან ბიოტიტი; მეორეხარისხოვანი მინერალია კვარცი; აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება აპატიტი, სფენი; მონცოდორიტებში გამოყოფენ ბიოტიტ-ავგიტიან, ბიოტიტ-რქატყუარიან და სხვა სახესხვაობებს.

მონცოდორიტი არის სიენიტებსა და დიორიტებს შორის გარდამავალი ქანი.

ნოლის ფორმები: დამახასიათებელია შტოკები და დაიკები.

გავრცელება: მონცოდორიტი ძირითადად უკავშირდება ნაოჭა არეების ტექტონიკურ-მაგმური აქტივიზაციის ზონების განვითარების ოროგენულ სტადიას; გავრცელების რეგიონებია: კავკასია, ყაზახეთი, ნორვეგია და სხვა.

15.1.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული (ძარღვის) ქანები

ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანების ჯგუფში გამოიყოფა: ასხისტური და დიასხისტური სახესხვაობები. პირველ მათგანს მიეკუთვნება: მიკროსიენიტი და სიენიტ-პორფირი; მეორეს - სიენიტ-აპლიტი, სიენიტ-პეგმატიტი და ლამპროფირი (მინეტა და ვოგეზიტი).

მიკროსიენიტი თავისი ინტრუზიული ანალოგებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით და მარცვლების სიმსხოს მიხედვით განსხვავდება. არის აფირული წვრილი და თანაბარმარცვლოვანი ქანი - ძირითადი მასის ორთოფირული მიკროსტრუქტურით. მინერალური შედგენილობით სიენიტების სრულიად ანალოგიურია.

სიენიტ-პორფირი არათანაბარმარცვლოვანი ქანია - პორფირული ან ტრაქიტული სტრუქტურით. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი) და პლაგიოკლაზი. მცირე რაოდენობით მონანილეობს კლინოპროქსენი, რქატყუარა და ბიოტიტი; კვარცი ან საერთოდ არ მონანილეობს ან - უმნიშვნელო რაოდენობით; სიენიტ-პორფირი აგებს მცირე ზომის შტოკებს, დაიკებსა და ძარღვებს. მასთან არის დაკავშირებული ოქროს საბადოები (ონტარიო, კვებეკი).

სიენიტ-აპლიტები არის წვრილმარცვლოვანი თეთრი, მოყვითალო ან ვარდისფერი ქანი - დამახასიათებელი აპლიტური სტრუქტურით; არის ლეიკოკრატიული, არსებითად უკვარცო ქანი; შედგება მჟავე პლაგიოკლაზისა (ალბიტი) და კალიუმის მინდვრის შპატის ალოტრიომორფული მარცვლებისაგან; მიაგავს გრანიტ-აპლიტებს, რომლისაგან განსხვავებით არ შეიცავს კვარცს. მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონანილეობენ: ბიოტიტი და მაგნეტიტი; აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება ფლუორიტი, სფენი.

სახესხვაობები:

საკუთრივ სიენიტ-აპლიტი არის კვარცით ღარიბი ქანი.

ბოსტონიტი თეთრი, მოყვითალო ან რუხი ფერის წვრილმარცვლოვანი ქანია, იშვიათად პორფირული სტრუქტურით. შედგება მიკროკლინისა და ანორთოკლაზისაგან, ზოგჯერ ძალიან მცირე რაოდენობით მონანილეობს კვარცი, რქატყუარა, ბიოტიტი და პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი, ზოგჯერ ანდეზინი); პლაგიოკლაზიან ბოსტონიტებს გაუტეიტსა და მენაიტს უწოდებენ.

სიენიტ-პეგმატიტები სიენიტ-აპლიტებისაგან განსხვავებით მსხვილ- და გიგანტურმარცვლოვანი ქანია; თითქმის მთლიანად აგებულია ტუტე მინდვრის შპატით; მცირე რაოდენობით: ეგირინ-ავგიტის, კვარცის, მუსკოვიტის, ბიოტიტის, ფლუორიტის, აპატიტის, სფენის, ტურმალინის მონანილეობით; სიენიტ-პეგმატიტები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია, მასთან დაკავშირებულია იშვიათმინა მეტალების შემცველი მინერალები.

ლამპროფირები

გარეგნული იერით სიენიტური ლამპროფირები მუქი, შავი ფერის თანაბარმარცვლოვანი ქანია პორფირისებრი სტრუქტურით; გამოირჩევა რკინა-მაგნეზიური მინერალების უპირატესი გავრცელებით მინდვრის შპატებთან შედარებით, რომელთა შემცველობა ზოგჯერ ქანის მთლიან-

ნი მოცულობის 50% შეადგენს. სიენიტურ-პორფირულ ლამპროფირებში დაიკვირება მხოლოდ ამფიბოლის ან ბიოტიტის ჩანანინკლები, რომელთაც იშვიათად ოლივინი ან მონოკლინური პიროქსენიც ემატება; ამ ტიპის ლამპროფირებში გამოყოფენ: მინეტას და ვოგეზიტს;

მინეტა - სალ მდგომარეობაში რუხი, შავი ფერის ნვრილმარცვლოვანი, პორფირული სტრუქტურის ქანია; შეცვლილ მდგომარეობაში იძენს მონითალო ან მოყვითალო-რუხ ფერებს.

ლეიკოკრატიულ ქანმაშენი მინერალებიდან მონანილეობს კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი), ფერადი მინერალებიდან - ბიოტიტი როგორც ფენოკრისტალებში, ისე ძირითად მასაში. პლაგიოკლაზი არ მონანილეობს, არსებობის შემთხვევაში წარმოდგენილია ოლიგოკლაზით. კვარცი გვხვდება იშვიათად და ისიც მხოლოდ ძირითად მასაში. მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან: რქატყუარა, მონოკლინური პიროქსენები (დიოფსიდი ან ავგიტი), ოლივინი. შეცვლის პროდუქტები: ქლორიტები, კარბონატები, ეპიდოტი, ურალიტი; აქცესორებიდან მონანილეობენ: აპატიტი, მაგნეტიტი, ცირკონი, სფენი და სხვ.

ვოგეზიტი: სახელი დაერქვა ვოგეზის მთის მიხედვით (საფრანგეთი).

ნვრილმარცვლოვანი, მკვრივი - სალ ზედაპირზე მომწვანო-რუხი, მუქი რუხი ან შავი ფერის ქანია; გამოფიტულ ზედაპირზე იძენს მონითალო-რუხ, წითელ და მოყვითალო-რუხ ფერებს. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: მწვანე და რუხი რქატყუარის ფენოკრისტალები, კალიუმის მინდვრის შპატი (ორთოკლაზი); ბიოტიტი ან საერთოდ არ არის, ან მონანილეობს უმნიშვნელო რაოდენობით. მეორეხარისხოვანი მინერალებიდან მონანილეობს: კლინოპიროქსენი (ავგიტი ან დიოფსიდი), ბოტიტი, პლაგიოკლაზი, კვარცი და სხვ. აქცესორებიდან დიდი რაოდენობით შეიცავს აპატიტს; ცოტაა მაგნეტიტი, ილმენიტი და ცირკონი.

ლამპროფირები ძირითადად აგებენ დაიკებს; იშვიათად გვხვდება ლავური ნაკადების ან მსხვილი ინტრუზიული სხეულების სახით. ლამპროფირებიდან მინეტები გვხვდება იშვიათად, ვოგეზიტები - ძალიან შეზღუდულად.

15.1.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ტრაქიტი

სახელი დაერქვა ბერძნული სიტყვა - *trachys* მიხედვით, რაც ხორკლიანს ნიშნავს (ასეთი ზედაპირი აქვს მონატებზე). ტერმინი „ტრაქიტი“ პირველად 1811 წელს გაიყარა მიერ იქნა შემოტანილი ყველა ღიად შეფერილი პორფირული აგებულების ქანის აღსანიშნავად. ტრაქიტი არის ნორმული სიენიტის ეფუზიური კაინოტიპური ანალოგი.

ფერი: თეთრი, მორუხო, მოყვითალო, ვარდისფერი. მაკროსკოპულად ძალიან მიაგავს გრანიტს; მისგან განსხვავებით არ შეიცავს კვარცს.

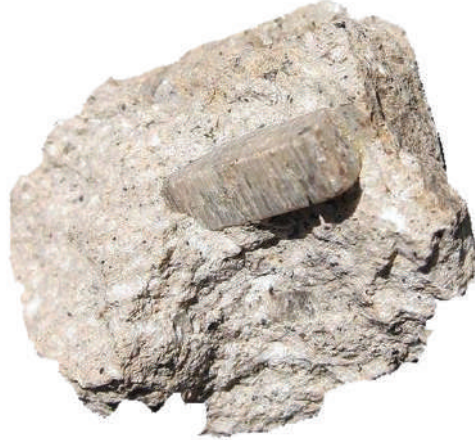
სტრუქტურა: პორფირული, ზოგჯერ აფირული, ორთოფირული - ძირი-

თადი მასის ტრაქიტული, იშვიათად ანდეზიტური (ჰიპოლოპილიტური) სტრუქტურით.

ტექსტურა: ფლუიდური, მასიური, ვეზიკულარული (ფოროვანი), ზოლებრივი, მინდალოქვიური (მინდალინები ხშირად ამოვსებულია კვარცითა და ტრიდიმიტით); ხორკლიანია შეხებისას.

მინერალოგიური შედგენი-

ლობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: სანიდინი და პლაგიოკლაზი (ანდეზინი ან ლაბრადორი, იშვიათად ოლიგოკლაზი); რაოდენობრივი თვალსაზრისით კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი სჭარბობს პლაგიოკლაზს (სურ. 110); ფერადი მინერალები მონანილეობს დამორჩილებული რაოდენობით: ბიოტიტი, მწვანე ან რუხი რქატყუარა და მონოკლინური პიროქსენები (ავგიტი, სალიტი); კვარცი არ მონანილეობს; არსებობის შემთხვევაში ასრულებს მეორეხარისხოვანი მინერალის როლს. აქცესორული მინერალებიდან ხშირია: აპატიტი, სფენი, ცირკონი. ტრაქიტი გამოირჩევა ძირითადი მასის კრისტალურობის მაღალი ხარისხით; მინა პრაქტიკულად არ არსებობს და თუ არსებობს, ისიც უმნიშვნელო რაოდენობით.



სურ. 110. ტრაქიტი სანიდინის კრისტალით <https://e-rocks.com/item/clb49837/sanidine-trachyte>

ძირითად მასაში მონანილეობს კალიუმის მინდვრის შპატისა (სანიდინი) და, იშვიათად, პლაგიოკლაზის მიკროლიტები.

სახესხვაობები:

ფერადი მინერალების შემცველობის მიხედვით გამოყოფენ:

ბ ი ო ტ ი ტ ი ა ნ , პ ი რ ო ქ ს ე ნ ი ა ნ , რ ქ ა ტ ყ უ ა რ ი ა ნ , რ ქ ა ტ ყ უ ა რ - ბ ი ო ტ ი ტ ი ა ნ ტრაქიტებს.

კ ვ ა რ ც ი ა ნ ი ტრაქიტი არის კვარციანი სიენიტის ექსტრუზიული ანალოგი. ტრაქიტისაგან განსხვავდება მინებრივ ძირითად მასაში კვარცის მაღალი შემცველობით.

ტ რ ა ქ ი პ ო რ ფ ი რ ი (ორთოფირი) არის ტრაქიტის შეცვლილი (პალეოტიპური) ანალოგი. კაინოტიპური ტრაქიტისაგან განსხვავებით, ფელდშპატის პორფირული გამონაყოფები სანიდინის ნაცვლად ორთოკლაზით და მიკროკლინით არის წარმოდგენილი, რომლებიც მთლიანად ან ნაწილობრივ კაოლინიზებულია; პლაგიოკლაზი ალბიტიზებულია, ხშირად ჩანაცვლებულია სერიციტით; ფერადი მინერალები - ქლორიტით, აქტინოლიტით, კარბონატებით, ეპიდოტით, რკინისა და ტიტანის ჟანგებით. მეორეული მინერალების სიუხვის გამო ქანი იძენს მონითალო ან მომწვანო ფერებს.

ქიმიური შედგენილობა: ტრაქიტი კაჟმინის შემცველობით (SiO_2 56-62 მას. %) ახლოს არის სიენიტთან; ხასიათდება K_2O მაღალი შემცველობით, რაც აიხსნება ქანში კალინატრიუმის მინდვრის შპატის სიჭარბით, პლაგიოკლაზთან შედარებით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ტრაქიტი აგებს ლავურ ნაკადებს (როგორც კონტინენტზე, ასევე წყალქვეშა ამოფრქვევისას), მცირე ზომის ექსტრუზივებს, სუბვულკანურ სხეულებს, განფენებს, თალებს, ფარისებრ ვულკანებს და დაიკებს. იშვიათად გვხვდება მოკლე მძლავრი ნაკადებისა და პიროკლასტოლითების სახით. ტრაქიტი ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანებად არ ითვლება, გვხვდება მოძრავ სარტყლებში და ტექტონიკურად სტაბილურ რეგიონებში. ხშირად გვხვდება ბაზალტებთან ასოციაციაში (წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების კუნძულები); გავრცელებულია სომხეთში, ბაიკალისპირეთში, ყირიმში და სხვ.

წარმოშობა: ტრაქიტი წარმოადგენს ბლანტი მაგმის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ტრაქიტთან უშუალოდ დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული საბადოები ცნობილი არ არის. გამოფიტვის შედეგად ტრაქიტების ხარჯზე ჩნდება ალუნიტის საბადოები; ტრაქიტის ზოგიერთი სახეობა შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მინის წარმოებაში, მშენებლობაში, მოსაპირკეთებელ ქვად, მჟავაგამძლე მასალად და სხვ.

შოშონიტი (მელანოკრატული სიენიტი)

სახელი დაერქვა მდ. შოშონის მიხედვით (იელოუსტონის პარკი, აშშ).

ფერი: ნაცრისფერი, მუქი რუხი, ხშირად იასამნისფერი იერით.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ტრაქიტული, პორფირული - მინებრივი ძირითადი მასის აფირული, ინტერსერტალური, სფეროლითური, ზოგჯერ ფლუიდური სტრუქტურით.

ტექსტურა: აფანიტური, ფოროვანი, მასიური, მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირული გამონაყოფების სახით გვხვდება: ლაბრადორის - ზოგჯერ ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზი (35%), სანიდინი (დაახლოებით 35%), ოლივინი (5%), მონოკლინური პიროქსენები (ავგიტი, ტიტან-ავგიტი, სალიტი-20%), ქარსი, ზოგჯერ ამფიბოლი. მინებრივი ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის, კლინოპიროქსენის, ბიოტიტის და K-Na მინდვრის შპატისა (ორთოკლაზი) და ვულკანური მინისაგან.

სახესხვაობები:

ა ბ ს ა რ ო კ ი ტ ი : პირველად აღწერილ იქნა მთა აბსა-როკაზე და მდ. შოშონზე, იელოუსტონის პარკი (აშშ); არის შოშონიტის სრულიად მსგავსი შედგენილობის ქანი. მისგან განსხვავებით არ შეიცავს პორფირულ გამონაყოფებში პლაგიოკლაზს და კალიუმის მინდვრის

შპატს; ჩანანინსკლები მხოლოდ ფერადი მინერალებით - ოლივინითა და კლინოპიროქსენით არის წარმოდგენილი.

ბ ა ნ ა კ ი ტ ი: სახელი დაერქვა ინდური ტომის ბანაკოვის პატივსაცემად. არის შოშონიტების მსგავსი შედგენილობის ქანი; შოშონიტებისაგან მხოლოდ მინდვრის შპატის დიდი შემცველობით განსხვავდება როგორც პორფირულ ჩანართებში, ისე მიკროლითურ მინებრივ ძირითად მასაში.

ქიმიური შედგენილობა: შოშონიტის ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურება, სხვა მომატებული ტუტიანობის ქანებისაგან განსხვავებით, აისახება კალიუმის გაზრდილ რაოდენობაში ნატრიუმთან შედარებით ($K_2O > Na_2O$), რაც გამომწვეულია ქანში კალიუმის მინდვრის შპატის არსებობით; კაჟმინის შემცველობით შოშონიტები საშუალო შედგენილობის ქანებს ($SiO_2 = 53-56$ მას. %) მიეკუთვნება და მონცონიტის ეფუზიურ ანალოგად განიხილება.

წოლის ფორმები და გავრცელება: შოშონიტი არ მიეკუთვნება ფართოდ გავრცელებული ქანების ჯგუფს; აგებს მცირე ზომის სუბჟულკანურ სხეულებს; გვხვდება კალიუმით მდიდარ ვულკანიტებთან - აბსაროკიტებთან, ბანაკიტებთან, მონცონიტებთან, გრანოსიენიტებთან, ტრაქიბაზალტებთან და ტრაქიდოლერიტებთან ასოციაციაში. ვრცელდება ინტრუზიულ-ვულკანური სარტყლების გარე ზონებში, კონტინენტთა და კუნძულთა რკალების კიდეებზე; აღწერილია საქართველოში (გურია).

წარმოშობა: როგორც ვარაუდობენ, შოშონიტი წარმოადგენს კალიუმით მდიდარი მანტიური მაგმების დიფერენციაციის პროდუქტს, თუმცა არ გამოირიცხავენ, რომ მანტიური მდნარის მიერ სიალური ქერქის კონტამინაციის შედეგად მიღებული მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტია.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: შოშონიტი პრაქტიკულად უმნიშვნელო ქანია.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაახასიათეთ სუბტუტე საშუალო შედგენილობის ქანები და მიუთითეთ მათი კლასიფიკაციის პრინციპებზე; 2. ახსენით, რაში აისახება განსხვავება კირტუტე და სუბტუტე სერიის საშუალო შედგენილობის ქანებს შორის? 3. დაახასიათეთ სუბტუტე ქანების გავრცელება, განლაგებისა და წარმოშობის პირობები; 4. შეიძლება თუ არა ჩაითვალოს სუბტუტე ქანები პრაქტიკულად მნიშვნელოვან ქანებად?

16 ტუტე სერიის მაგმური ქანები

16.1 ტუტე ულტრაფუძე ქანები

16.1.1 ზოგადი ცნობები

ტუტე რიგის ულტრაფუძე ქანების ჯგუფში მინერალური შედგენილობის მიხედვით გაერთიანებულია უფელდშპატებო (მელილითიტები) და ფელდშპატიოდებიანი (ფოიდოლითები) ქანები. ამ რიგის ულტრაფუძე ქანების მთავარი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია: მელილითით, ნეფელინით, ოლივინით და ტუტე პიროქსენებით (ეგირინი ან ეგირინ-ავგიტი, ზოგჯერ ტიტან-ავგიტი, ბრონზიტი); მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონაწილეობენ: ტუტე ამფიბოლები და ქარსები; მინდვრის შპატები არ მონაწილეობს. ტუტე რიგის ულტრაფუძე ქანები ქმნიან სახესხვაობათა რიგებს, რომლებიც ერთმანეთისაგან ნეფელინის და ტუტე პიროქსენის შემცველობათა რაოდენობრივი დამოკიდებულებით განსხვავდებიან. ამ რიგის ულტრაფუძე ქანების ქიმიური შედგენილობა არ არის მუდმივი: SiO_2 იცვლება 31-დან 47 %-მდე, ტუტეების ჯამური შემცველობა 2 %-ს აღემატება.

ტუტე რიგის ულტრაფუძე ქანები დედამიწის ქერქის აგებულებაში არაა ფართოდ გავრცელებული. ისინი გენეტიკურად და სივრცობრივად დაკავშირებული არიან მინის ქერქის კონსოლიდირებულ უბნებთან: ბაქნებთან, შუალედურ მასივებთან, სიღრმულ რღვევებთან და რიფტულ ზონებთან. გვხვდებიან ასევე ოკეანურ კუნძულებში და შუაოკეანური ქედის გავრცელების რეგიონებში; ქმნიან რგოლისებრ ან ნამგლისებრ მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს და სივრცობრივად კონცენტრულად აგებული მასივების პერიფერიულ ნაწილებში არიან განლაგებული (მასივის ცენტრალური ნაწილი დუნიტებს უჭირავთ, მომდევნო - პიროქსენიტებს).

ტუტე რიგის ულტრაფუძე ქანები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანებია; მათთან დაკავშირებულია: ალმასის, ალუმინის, აპატიტის, ნიობიუმის, ტანტალის, იშვიათი მინების, ურანის, თორიუმის საბადოები; ფართოდ გამოიყენებიან კერამიკულ და მინის მრეწველობაში.

16.1.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

ტუტე რიგის აბისალურ-ინტრუზიულ ულტრაფუძე ქანებში ნეფელინისა და ტუტე პიროქსენის (ეგირინ-ავგიტი) შემცველობათა რაოდენობრივი თანაფარდობის მიხედვით ბ. კუპლეცკის მიერ გამოყოფილია: ურთიტი, იოლითი, მელტეიგიტი, იაკუპირანგიტი (ცხრილი 4).

ცხრილი 4

უმინდვრისშპატო-ნეფელინიანი ქანების კლასიფიკაცია
ბ. კუპლეცკის მიხედვით

ქანის დასახელება	ნეფელინის შემცველობა %	ეგირინ-ავგიტის შემცველობა %	ქანის ტიპი
ურთიტი	90-70	10-30	ლეიკოკრატული
იოლითი	70-35	30-65	მეზოკრატული
მელტეიგიტი	35-20	65-80	მელანოკრატული
იაკუპირანგიტი	<20	>80	მელანოკრატული

ყველა მათგანი გაერთიანებულია ულტრაფუძე ქანების ფოიდოლიტების ჯგუფში, რომელთაგან ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანებად ურთიტი და იოლითი ითვლება.

ურთიტი

სახელი დაერქვა ლუიავრ-ურთის რაიონის მიხედვით (ხიბინი, რუსეთი/.

ფერი: ღიად შეფერილი ქანია - მორუხო ან მოვარდისფრო იერით.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი ან პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ნვრილ-, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი, დამახასიათებელია აგპაიტური სტრუქტურა, გამონვეული პიროქსენში ნეფელინის იდიომორფული კრისტალების პოიკილიტური ჩანართებით.

ტექსტურა: მასიური, ხშირად ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალია ნეფელინი (70–90%), დამორჩილებული რაოდენობით მონანილეობს ეგირინ-ავგიტი (10-30%); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ალბიტი, სფენი, ჰედენბერგიტი, ბიოტიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებია: ცოლითები, კანკრინიტი, სოდალიტი, კალციტი (ნეფელინის შეცვლის ხარჯზე); ფლოგოპიტი (ბიოტიტის ხარჯზე) და ამფიბოლი; აქცესორებია: აპატიტი, სფენი ილმენიტი; აპატიტის შემცველობის ზრდის შემთხვევაში ურთიტი გადადის აპატიტიან-ნეფელინიან ქანში, რომელშიაც აპატიტის რაოდენობა 85% აღწევს.

ქიმიური შედგენილობა: დამოკიდებულია ნეფელინისა და პიროქსენის რაოდენობრივ თანაფარდობაზე; ნეფელინის რაოდენობრივ ზრდას და პიროქსენის შემცირებას თან ახლავს Al_2O_3 (მაქსიმალური შემცველობა 24-30%) და ტუტეების ჯამის ($Na_2O + K_2O=15-20%$) ზრდა.

ეს უკანასკნელი ძირითადად Na_2O ზრდის ხარჯზე ხდება ($\text{Na}_2\text{O} = 12-16\%$); აღნიშნული კომპონენტების ზრდის შესაბამისად მცირდება $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO , CaO შემცველობები.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: სიენიტებს შორის ქმნის მცირე ზომის ნაგრძელებული ფორმის შტოკისებრ სხეულებს; გავრცელების რეგიონებია: კოლის ნახევარკუნძული (ხიბინი, ლოვოზერო), სამხრეთი ამერიკა, სამხრეთი ნორვეგია და სხვ.

წარმოშობა: ურთიტი წარმოადგენს ნატრიუმით მდიდარი ტუტე მაგმის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია. მასთან დაკავშირებულია ალუმინის მადნები; წარმოადგენს ნედლეულს მინის, ფოსფორის, ფაიფურისა და ცემენტის წარმოებისათვის.

იიოლითი

სახელი დაერქვა მთა იივარას მიხედვით (ფინეთი).

ფერი: მუქი რუხი.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პორფირისებრი, ტაქსიტური.

ტექსტურა: ტრაქიტოიდული, მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალები - ნეფელინი და პიროქსენები (ტიტან-ავგიტი, დიოფსიდ-ავგიტი, ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი) მონაწილეობს თითქმის თანაბარი რაოდენობით (50-70% და 20-40%, შესაბამისად); მეორეხარისხოვანი და აქცესორი მინერალებია: ამფიბოლი, მინდვრის შპატი, აპატიტი, პეროვსკიტი, ბიოტიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ილმენიტი, ცირკონი და სხვ. მეორეული მინერალებია: ცეოლითები, კანკრინიტი, კალციტი და სხვ. (ნეფელინის ხარჯზე). იიოლითი ნეფელის შემცველობის ზრდის შემთხვევაში (80-85%) გადადის ურთიტში, კლების შემთხვევაში (20%) - იაკუპირანგიტში.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: იიოლითი ფართოდ გავრცელებული ნეფელინიანი ქანია; ქმნის მსხვილ შტოკისებრ სხეულებს, მცირე ზომის დაიკებს, რგოლისებრ და კონუსის მსგავს ინტრუზიულ ბუდობებს; ასოცირდება ნეფელინიან სიენიტებთან; ცნობილია: კოლის ნახევარკუნძულზე (ხიბინის და ლოვოზერის იიოლითებიანი მასივები), ჩრდილო ამერიკაში, სამხრეთ ნორვეგიაში, შვეციაში, ფინეთში, ბრაზილიაში და სხვ.

წარმოშობა ნატრიუმით მდიდარი მანტიური ტუტე მაგმების კრისტალიზაციის გზით.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: იიოლითი არის ალუმინის და ცემენტის ნედლეული. მასთან ასოცირდება მსოფლიოში ცნობილი აპატიტ-ნეფელინის საბადო (კოლის ნახევარკუნძული).

მელტეიგიტი

სახელი დაერქვა სოფ. მელტეიგის მიხედვით (ნორვეგია).

ფერი: მუქი ნაცრისფერი, თითქმის შავი.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, საშუალო- და მსხვილმარცვლოვანი ქანია.

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მელტეიგიტი არის გარდამავალი ქანი იაკუპირანგიტსა და იიოლიტს შორის. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ნეფელინი (10-50%) და ნეფელინთან შედარებით იდიომორფიზმის მაღალი ხარისხის მქონე მონოკლინური პიროქსენები - ეგირინი ან ეგირინ-ავგიტი (65-85%); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ბიოტიტი, ორთოკლაზი, ოლივინი და სხვ.; მეორეული მინერალებიდან მონანილეობენ: ქლორიტი, კანკრინიტი და ცეოლითები; აქცესორებიდან - ილმენიტი, აპატიტი, ტიტანიტი; ხშირად შეიცავს იიოლიტისა და იაკუპირანგიტის შლირებს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის დამოუკიდებელ, რგოლური და შტოკისებრი ფორმის ინტრუზიულ სხეულებს, დაიკებს. გავრცელების რეგიონებია: რუსეთი (ციმბირი, აღმოსავლეთი საიანები), აღმოსავლეთი აფრიკა, კანადა, ბრაზილია და სხვ.

წარმოშობა: მელტეიგიტი წარმოადგენს ნატრიუმით მდიდარი ტუტე მანტიური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მდიდარია ტიტანომაგნეტიტით, პეროვსკიტით, აპატიტით, რომელთა შემცველობა ზოგჯერ სამრეწველო მნიშვნელობას აღემატება.

იაკუპირანგიტი (ტუტე პიროქსენიტი)

სახელი დაერქვა მდინარე იაკუპირანგას მიხედვით (ბრაზილია).

ფერი; მუქი რუხი, თითქმის შავი, ზოგჯერ მუქი მომწვანო.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი ან პოიკილიტური; ტიტანომაგნეტიტით მდიდარი სახესხვაობებისათვის - სიდერონიტული.

ტექსტურა: მასიური, იშვიათად ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: მონოკლინური პიროქსენი დიოფსიდ-ავგიტი, ტიტან-ავგიტი (70-80%), მცირე რაოდენობით მონანილეობს ნეფელინი (10%-მდე) და ოლივინი; მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ბიოტიტი (ფლოგოპიტი), გრანატი, რქატყუარა; მეორეული მინერალებია: ცეოლითები, კანკრინიტი, სოდალიტი (ნეფელინის შეცვლის ხარჯზე). აქცესორებიდან მონანილეობს: აპატიტი, ტიტანომაგნეტიტი, პეროვსკიტი, ილმენიტი.

ქიმიური შედგენილობა: ქანის ქიმიურ შედგენილობას განსაზღვრავს ნეფელინისა და პიროქსენის შემცველობათა დამოკიდებულება. ნეფელინის რაოდენობის ზრდით და პიროქსენის შემცირებით ქანში

იზრდება: Al_2O_3 (3-6%) და $Na_2O + K_2O$ (0.5-3%) რაოდენობა, ხოლო $Fe_2O_3 + FeO$, MgO , CaO რაოდენობა მცირდება. ამასთან, შეიმჩნევა CaO -ს სიჭარბე MgO -თან შედარებით; ხასიათდება კაჟმინის რაოდენობის ცვალებადობის დიდი დიაპაზონით ($SiO_2=36-47\%$).

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის შტოკს, რგოლურ ან ნამგლისებრი ფორმის ინტრუზიულ სხეულებს; ყოველთვის ვითარდებიან ინტრუზიული სხეულების პერიფერიულ ნაწილებში; მონანილეობს იიოლით-კარბონატიტული კომპლექსის აგებულებაში; ხშირად გვხვდება ქსენოლითების სახით იიოლითში.

ტუტე ინტრუზიული ჯგუფის ქანებიდან იაკუპირანგიტი ერთ-ერთ ფართოდ გავრცელებულ ქანებს მიეკუთვნება; ცნობილია ბრაზილიაში (იაკუპირანგა), სამხრეთ ნორვეგიაში, რუსეთში (კოლის ნახევარკუნძული), აშშ, კანადაში და სხვ.

ნარმოშობა: იაკუპირანგიტს განიხილავენ როგორც ნატრიუმით მდიდარი მანტიური ტუტე მაგმის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: იაკუპირანგიტი მდიდარია ტიტანომაგნეტიტით, პეროვსკიტით, აპატიტით, ფლოგოპიტით და სხვა.

მისურიტი

სახელი დაერქვა მდ. მისურის მიხედვით (მონტანას შტატი, აშშ).

ფერი: ღია ნაცრისფერლექებრივი ქანია, რომელშიაც შეუიარაღებელი თვალთ დაიკვირვება ავგიტის, ლეიციტის, ოლივინისა და ზოგჯერ ბიოტიტის გამონაყოფები.

სტრუქტურა: ალოტრიომორფომარცვლოვანი, სრულკრისტალური, სამუალომარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ამ ჯგუფის ინტრუზიული ქანებისაგან განსხვავებით, მისურიტში მთავარი ქანმაშენი მინერალის როლში ნეფელინის ნაცვლად მონანილეობს ლეიციტი (10-30%), ფერადი მინერალებიდან - ტიტან-ავგიტი (40-60%); ზოგჯერ ოლივინი (0-15%); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ფლოგოპიტი, ბიოტიტი; მეორეული მინერალებია: ანალციმი, ცეოლითები; აქცესორებია: აპატიტი, ტიტანომაგნეტიტი, მაგნეტიტი.

ქიმიური შედგენილობა: ხასიათდება კაჟმინის მაღალი შემცველობით ($SiO_2=44\%$) და კალიუმის სიჭარბით ნატრიუმთან შედარებით ($K_2O > Na_2O$).

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის შტოკებს; ცნობილია მონტანის შტატში (ხაივუდის მთა, აშშ), იტალიაში და სხვ.

ნარმოშობა: მისურიტს განიხილავენ, როგორც კალიუმით მდიდარი მანტიური მაგმის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მისურიტთან დაკავშირებული მნიშვნელოვანი სასარგებლო ნამარხები ცნობილი არ არის.

კარბონატიტი

სახელი დაერქვა კარბონატების შემცველობის გამო.

ფერი: თეთრი, რუხი, მუქი ნაცრისფერი - შავამდე.

სტრუქტურა: პორფირისებრი, ჩვეულებრივ, საშუალო- და მსხვილ-მარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური ან ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: კარბონატიტი შედგება ენდოგენური წარმოშობის კარბონატული მინერალებისაგან (კალციტი, დოლომიტი, სიდერიტი, ანკერიტი), რომელთა რაოდენობა ქანის საერთო მოცულობის 50% შეადგენს; არის ისეთი სახესხვაობებიც, რომელშიაც კარბონატების გარდა მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ფერადი მინერალები: ფორსტერიტი, ფლოგოპიტი, ბიოტიტი; დოლომიტიდან და ანკერიტიდან სახესხვაობებში - ეგირინი, ტუტე ამფიბოლები, ზოგჯერ სერპენტინი და ქლორიტი. აქცესორული და მადნეული მინერალებია: მაგნეტიტი, აპატიტი, პეროვსკიტი, ილმენიტი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის შტოკის, ზოგჯერ რგოლური დაიკისა და ძარღვის ფორმის სხეულებს; ამოფრქვეული კარბონატიტებისათვის დამახასიათებელია ნაკადები და ტუფოგენური განფენები. დადგენილია კარბონატიტების რღვევით სტრუქტურებთან კავშირი. კარბონატიტები ძირითადად პლატფორმულ პირობებში ვითარდებიან, სადაც ისინი მჭიდრო სივრცობრივ და გენეტიკურ კავშირშია ტუტე ულტრაფუძე და ფუძეშედგენილობის მაგმურ კომპლექსებთან და ტუტე სიენიტებთან. გავრცელების რეგიონებია: კოლის ნახევარკუნძული, ტანზანია (ვულკანი ოლ დონიო ლენგაი, გრეგორის რიფტი) და სხვა.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: კარბონატიტები არის პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანი. მასთან არის დაკავშირებული ფლოგოპიტის, აპატიტის, ფლუორიტის, ურანის, თორიუმის, ნიობიუმის, იშვიათი მინების, იშვიათად სპილენძის, თუთიის, ტყვიის, მოლიბდენისა და მაგნეტიტის საბადოები.

16.1.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ქანები

ტუტე ულტრაფუძე ქანებში ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული ფაციესის ქანების გამოყოფა პირობითია; მათ ანალოგებად განიხილებიან: ნეფელინიტი, ლეიციტიტი, მელილითიტი, ტუტე კიმბერლიტი, ტუტე პიკრიტი და სხვ.

ნეფელინიტი

ფერი: მუქი, მომწვანო-რუხი, თითქმის შავი.

სტრუქტურა: პორფირული, ნეფელინიტური ან მიკროჰიპიდომორ-

ფულ-მარცვლოვანი - ძირითადი მასის აფანიტური და მინებრივი სტრუქტურით.

ტექსტურა: მასიური ან ტრაქიტოიდული (დამახასიათებელია კლინოპიროქსენის წაგრძელებული კრისტალების სუბპარალელური განლაგება), მინდალოქვიური, ფოროვანი.

მინერალოგიური შედგენილობა: წამყვანი ქანმაშენი მინერალებია: ნეფელინი (40-60%) და კლინოპიროქსენი (ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი - 30-45%); მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონაწილეობენ: მელილიტი, ლეიციტი, ჰაიუინი, ოლივინი, ვოლასტონიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებია: ცეოლიტები, კარბონატები, ანალციმი და სხვ. აქცესორებიდან გვხვდება: აპატიტი, ცირკონი, პეროვსკიტი, იშვიათად სფენი.

ქიმიური შედგენილობა: ნეფელინიტის ქიმიური შედგენილობა ძალიან ახლოსაა იიოლიტების შედგენილობასთან, ამის გამო მათ ზოგჯერ იიოლიტების ექსტრუზიულ ანალოგად განიხილავენ.

წოლის ფორმები და გავრცელება: აგებს ლავურ განფენს, დაიკას, სილს, შტოკს. იშვიათად ქმნის მცირე ზომის სუბვულკანურ სხეულებს; გავრცელების რეგიონებია: აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტული ზონა, კოლის ნახევარკუნძული და სხვ.; ყოველთვის მონაწილეობს ტუტე ქანებთან ასოციაციაში.

წარმოშობა: ნეფელინიტს განიხილავენ როგორც პერიდოტიტული სუბსტრატის ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე მიღებულ მამმური მდნარის გამყარების პროდუქტს.

პრაქტიკული გამოყენება: ნეფელინიტებთან სასარგებლო ნამარხთა საბადოების პირდაპირი კავშირი დადგენილი არ არის. შეიძლება გამოყენებულ იქნეს როგორც ალუმინის მიღების წყარო.

ლეიციტიტი

ფერი: ნაცრისფერ-შავამდე.

სტრუქტურა: პორფირული, წვრილმარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ლეიციტიტი არის კალიუმის რიგის ლეიკოკრატული ვულკანური ქანი. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ლეიციტიტი (>60%) და მონოკლინური პიროქსენი (დიოფსიდი, ავგიტი, ეგირინ-ავგიტი - 20-40%), იშვიათად გვხვდება ოლივინი (10%-მდე) და ფლოგოპიტი. მინებრივ ძირითად მასაში გაბატონებული ადგილი ეკუთვნის ასევე პიროქსენსა და ლეიციტს; მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით მონაწილეობენ: სანიდინი (ან ორთოკლაზი), ნეფელინი, მელილიტი და სხვ. აქცესორებიდან - აპატიტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, პეროვსკიტი, ქრომიტი და სხვ.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის განფენებს, ნაკადებს, სუბვულკანურ, შრეებრივ და შტოკისებრ სხეულებს, ზოგჯერ, აფეთქებით,

მიღებს; სარგებლობს შეზღუდული გავრცელებით; სივრცობრივად დაკავშირებულია შედარებით ახალგაზრდა ვულკანების გავრცელების რეგიონებთან; ცნობილია იტალიაში (ვულკან ვეზუვის შემოგარენში), იავაზე, ანტარქტიდაზე, დასავლეთ აფრიკის რიფტში და სხვ.

პრაქტიკული გამოყენება: შეიძლება გამოყენებულ იქნეს, როგორც კალიუმისა და ალუმინის მიღების წყარო.

მელილითიტი

ფერი: მუქი ნაცრისფერი, მომწვანო-მოშავო.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, აფირული, მიკროპორფირული.

ტექსტურა: მინდალოქვიური, ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: შეიცავს მელილითის (>70 %), ოლივინის (0-10%), ავგიტისა (0-10%) და ნეფელინის (0-10%) მიკროპორფირულ გამონაყოფებს. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ფლოგოპიტი, ბიოტიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებია: ცეოლიტები, ქლორიტები, კარბონატები, ლეიკოქსენი; ქლორიტიზებული და კარბონატიზებული მიკროლითური მინებრივი ძირითადი მასა; შედგება მელილითის, მონოკლინური პიროქსენის, ნეფელინის, მინისა და მადნეული მინერალებისაგან.

სახესხვაობები:

კუვდიტი ოლივინით მდიდარი (10-40%) მელილითიტი.

ოკაიტი ნეფელინით მდიდარი მელილითიტი.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის სილს, ლაგურ ნაკადს, განფენს; გავრცელებულია კოლის ნახევარკუნძულზე, კარელიაში, კანადაში, აღმოსავლეთ და სამხრეთ აფრიკაში, წყნარი და ატლანტიკის ოკეანეების კუნძულებზე და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მელილითიტთან არის დაკავშირებული აპატიტის, თიხამინის, ფლოგოპიტის, იშვიათი მინების, მაგნეტიტისა და პლატინის საბადოები.

კიმბერლიტი

სახელი დაერქვა ქ. კიმბერლის მიხედვით (სამხრეთი აფრიკა).

ფერი: მუქი მწვანე, მომწვანო-რუხი ან მოლურჯო-ნაცრისფერი; გამოფიტვისას გარდაიქმნება ლურჯ თიხად, რომელიც დაჟანგვის შემდეგ მოყვითალო ფერს იძენს.

სტრუქტურა: ტაქსიტური, პორფირული, ხშირად რელიქტური, ძლიერ გასერპენტინებული და გაკარბონატებული ძირითადი მასით.

ტექსტურა: ნატეხოვანი, ლაქებრივი; არის ბრექჩიული აგებულების არათანაბარმარცვლოვანი ქანი. შემაცემენტებული მასალის როლს სერპენტინი და კარბონატი ასრულებს.

მინერალოგიური შედგენილობა: მინერალური შედგენილობით კიბერლიტი ქარსიან პერიდოტიტს პასუხობს, რის გამოც მათ პერიდოტიტის ექსტრუზიულ ანალოგად განიხილავენ. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ნანილობრივ ან მთლიანად **გასერპენტინებული**, მომრგვალებული ან კატაკლაზირებული მაგნეზიალური ოლივინი, ფლოგოპიტი, ქრომოდოიფსიდი, ბრონზიტი და პიროპის რიგის გრანატი. წვრილმარცვლოვანი მინებრივი ძირითადი მასა შედგება ოლივინის, ფლოგოპიტის, კალციტის, სერპენტინის, ქლორიტისაგან და სხვ.; მეორეხარისხოვანი მინერალებისა და აქცესორების სახით მონაწილეობენ: აპატიტი, პეროვსკიტი, ილმენიტი, მაგნეტიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებიდან განვითარებულია: სერპენტინი, კალციტი, ქლორიტი და სხვ. მინდვრის შპატები საერთოდ არ გვხვდება; უხვად შეიცავს პერიდოტიტის, ეკლოგიტის, პიროქსენიტის, დუნიტის სხვადასხვა ზომის ქსენოლითებს. ზოგჯერ აღინიშნება შემცველი დანალექი და მეტამორფული ქანის ნატეხებიც.

ქიმიური შედგენილობა: კიბერლიტის ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურებას, პერიდოტიტული ჯგუფის დანარჩენი ქანებისაგან განსხვავებით, წარმოადგენს მასში ფლოგოპიტის არსებობით განპირობებული კალიუმისა და ალუმინის გაზრდილი შემცველობები.

წოლის ფორმები და გავრცელება: კიბერლიტი არ მიეკუთვნება ბუნებაში ფართოდ გავრცელებული ქანების ჯგუფს; ფორმირდება აფეთქებითი ხასიათის ვულკანური ამოფრქვევებისას და, ჩვეულებრივ, წარმოდგენილია მომრგვალებული ან ოვალური ფორმის დიატრემის (აფეთქების მილი) სახით, რომელთა ზომები ათეული მეტრიდან ასეულ მეტრამდე და, ზოგჯერ, კილომეტრამდეც აღწევს; დიატრემა სიღრმეში თანდათან გადადის მცირე სიმძლავრის დაიკაში, რომელსაც ამომყვან არხად განიხილავენ. დიატრემის ფორმირება ძველი პლატფორმების კრისტალურ ფუნდამენტში განვითარებული მსხვილი, სიღრმული რღვევებით კონტროლირდება; კიბერლიტის გავრცელების რეგიონებია: იაკუტია, ავსტრალია, სამხრეთ და ცენტრალური აფრიკა, კანადა, სამხრეთ ამერიკა, ბრაზილია და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: კიბერლიტი პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანია. ის არის ალმასის საბადოების ერთადერთი ძირითადი წყარო; ამჟამად ცნობილია 1500-მდე კიბერლიტური სხეული, რომელთაგან 8-10% ალმასის შემცველია. კიბერლიტში ალმასის კრისტალები ჩართულია ჩანანინკლების სახით როგორც ქანის ნატეხებში, ასევე ქანის შემაცემენტებელ მასაში.

ტუტე პიკრიტი

ფერი: მუქი შავი ფერის, თითქმის სრულკრისტალური ქანია.

სტრუქტურა: პორფირული - ძირითადი მასის მიკროლითური და პოიკილიტური სტრუქტურით.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მსხვილ პორფირულ გამონაყოფებს ქმნიან ოლივინი (20-60%-მდე), მონოკლინური პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი ან ავგიტი) და მელილიტი; უმნიშვნელო რაოდენობით მონაწილეობს: ფლოგოპიტი, ნეფელინი ან ლეიციტი; აქცესორებიდან გვხვდება: ტიტანომაგნეტიტი, აპატიტი, ილმენიტი და ქრომიტი; ძირითადი მასის მინერალებია: ოლივინი, ავგიტი, ფლოგოპიტი, პეროვსკიტი, მადნეული მინერალები და მინა. ქანში ხშირია მანტიური ქანის ქსენოლითები.

სახესხვაობები:

მელილიტ-პიროქსენიანი, ბიოტიტ-პიროქსენიანი, მელილიტ-ოლივინიანი და სხვა.

ქიმიური შედგენილობა: ტუტე პიკრიტებში $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ შემცველობა 2-5%-ის საზღვრებში იცვლება; $\text{SiO}_2 < 41\%$.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ტუტე პიკრიტი აგებს დაიკებს (ბიოტიტ-პიროქსენიანი), სილეს; არ ითვლება ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანად; გვხვდება სამხრეთ აფრიკაში მელილითიტთან ასოციაციაში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პრაქტიკულად უმნიშვნელო ქანია.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რაში მდგომარეობს განსხვავება ტუტე ულტრაფუძე ქანებსა და მსგავს ნორმული სერიის ქანებს შორის? 2. დაასახელეთ ტუტე ულტრაფუძე ქანების კლასიფიკაციის პრინციპები და მასში შემავალი ქანები; 3. რაში აისახება ქანში კაჟმინის დაბალი და ტუტეების გაზრდილი შემცველობები? 4. დაახასიათეთ ტუტე ულტრაფუძე ქანების განლაგების პირობები, გავრცელება და მასთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული; 5. ახსენით, რაში მდგომარეობს კარბონატიტების მინერალური შედგენილობისა და წარმოშობის თავისებურება; 6. დაახასიათეთ კარბონატიტების წოლის ფორმები, გავრცელების რეგიონები და ქანთა პარაგენეტიკური ასოციაციები; 7. არის თუ არა კარბონატიტები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანები?

16.2 ტუტე ფუძექანები

16.2.1 ზოგადი ცნობები

ტუტე გაბროიდებისა და ბაზალტოიდების ჯგუფის ქანები არ მიეკუთვნებიან ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანების ჯგუფს. კაჟმინის ($\text{SiO}_2=44-53$ მას. %), თიხამინის ($\text{Al}_2\text{O}_3= 13-17$ მას%), რკინის ჯამის

($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 8-10$ მას. %), მაგნიუმისა ($\text{MgO} = 5-9$ მას%) და კალციუმის ($\text{CaO} = 9-11$ მას. %) შემცველობით ისინი ახლოს არიან ნორმული რიგის კირტუტიანი სერიის გაბრო-ბაზალტებთან; მათგან მხოლოდ ტუტეების ჯამის ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5-10\%$) გაზრდილი შემცველობით განსხვავდებიან.

ტუტე გაბროიდებსა და ბაზალტოიდებში ტუტეების გაზრდილი შემცველობა აისახება ლეიკოკრატული და მელანოკრატული სილიკატების ხასიათში. ლეიკოკრატული მინერალებიდან ჩნდება: ტუტე ფელდშპატები (ნატრიუმ-კალიუმისანი და კალციუმ-ნატრიუმისანი მინდვრის შპატები) და ფელდშპატოიდები (ნეფელინი, ლეიციტი, ნოზიანი, კანკრინიტი, სოდალიტი, ანალციმი); ფერადი მინერალებიდან: ტუტე პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი) და ტუტე ამფიბოლი (ბარკევიკიტი); ფერადი მინერალები ქანის საერთო მოცულობის 40-50% შეადგენს. კირტუტიანი სახესხვაობებისაგან განსხვავებით, ტუტე გაბროიდებსა და ბაზალტოიდებში რომბული პიროქსენები არ მონაწილეობს. მეორეხარისხოვანი და აქცესორული მინერალების როლში თითქმის ყოველთვის გვხვდება: აპატიტი, ეგირინ-ავგიტი, მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ილმენიტი, ცეოლითები (ნატროლითი, ტომსონიტი), ამფიბოლი, იშვიათად ბიოტიტი და ოლივინი.

ტუტე გაბროიდები და ბაზალტოიდები ფორმირდებიან ოკეანურ ვულკანურ კუნძულებზე და კონტინენტურ რიფტულ ზონებში, მაგმური ციკლის დამამთავრებელ ეტაპზე, მცირე ზომის მასივების სახით. ტუტე ფუძექანები იყოფა: ჰიპაბისურ-ინტრუზიულ, ჰიპაბისალურ-ინტრუზიულ და ექსტრუზიულ (ვულკანური) ანალოგებად.

16.2.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

აბისალური ინტრუზიული ჯგუფის ქანებია: ესექსიტი, შონკინიტი, ტეშენიტი, ტერალითი; თითოეულ მათგანს გააჩნია ექსტრუზიული ანალოგი.

ესექსიტი

სახელი დაერქვა ესექსეს - ადგილის მიხედვით (ინგლისი). სხვაგვარად ესექსიტებს ორთოკლაზიან გაბროსაც უწოდებენ.

ფერი: გარეგნული იერით ძალიან მიაგავს დიორიტს; რუხი ნაცრისფერი, მსხვილ- და საშუალომარცვლოვანი ქანია, ხშირად ლაქებრივი.

სტრუქტურა: მონოკლიტური, გაბრო-ოფიტური, პიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ქანმაშენი მინერალების პორფირული ჩანართები წარმოდგენილია ფუძე- და საშუალო შედგენილობის პლაგიოკლაზით (25-40%), კალიუმის მინდვრის შპატით (ორთოკლაზი ან მიკროკლინი 15-20%) და ტუტე მონოკლინური პიროქსენით (ტიტან-ავგიტი); ზოგჯერ მონაწილეობს: ოლივინი, ეგირინ-ავგიტი, ტუტე ამფიბოლი (ბარკევიკიტი), ბიოტიტი (ლეპიდომელანი), ფელდშპა-

ტოიდები (ნეფელინი, სოდალიტი, ანალციმი). ესექსიტში ფერადი მინერალების საერთო რაოდენობა შეადგენს ქანის მთლიანი მოცულობის 40%; ფერადი მინერალები და პლაგიოკლაზი იდიომორფულია კალიუმის მინდვრის შპატთან და ნეფელინთან შედარებით; პლაგიოკლაზი მნიშვნელოვნად სჭარბობს კალიუმის მინდვრის შპატს და ფერად მინერალებს ორივეს ერთად აღებულს: არის მონცონიტებში, სიენიტებში, დიორიტებსა და ტერალითებში გარდამავალი ქანი. მეორეული მინერალებია: სოსიურიტი (პლაგიოკლაზის ხარჯზე), ქლორიტი და კარბონატები (პიროქსენების ხარჯზე), სერპენტინი (ოლივინის ხარჯზე). აქცესორებიდან გვხვდება: ილმენიტი, სფენი (ტიტანიტი), აპატიტი, მაგნეტიტი.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის სხვადასხვა ფორმის მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს, დაიკებს, სილებს; ცნობილია: მადაგასკარზე, აშშ, ნორვეგიაში, კანადაში, კარელიაში, გერმანიაში, ჩეხეთში, შოტლანდიაში, ყაზახეთში და სხვ.

წარმოშობა: ესექსიტი წარმოადგენს ტუტეებით მდიდარი მანტიური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გამოიყენება სამშენებლო მასალად.

შონკინიტი

სახელი დაერქვა შონკინის ველის მიხედვით (მონტანას შტატი, აშშ).

ფერი: გარეგნულად რუხი, რუხი ნაცრისფერი - შავამდე. წვრილ-, საშუალო- და, იშვიათად, მსხვილმარცვლოვანი ქანია.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პორფირისებრი ან პოიკილიტური.

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ ზოლებრივი, ლაქებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: ძირითადი ქანმამუნი მინერალებია: მონოკლინური პიროქსენი (ავგიტი ან ეგირინ-ავგიტი 50-70% და კალიუმის ან კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი), ორთოკლაზი ან სანიდინი - 20-25%); ლეიკოკრატული მინერალები ხასიათდებიან ქსენომორფული მარცვლებით, რომლებიც ავსებენ ფერადი მინერალების იდიომორფულ კრისტალებს შორის სივრცეს. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ნეფელინი, ლეიციტი, სოდალიტი, კანკრინიტი, ნოზეანი, ოლივინი, ბიოტიტი, ტუტე რქატყუარა (ბარკვეიკიტი); შონკინიტებში პლაგიოკლაზი არ მონაწილეობს; აქცესორებია: აპატიტი, მაგნეტიტი, ტიტანიტი.

ქიმიური შედგენილობა: შონკინიტის ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურებას წარმოადგენს K_2O სიჭარბე Na_2O შედარებით; MgO და CaO გაზრდილი შემცველობები.

წოლის ფორმები და გავრცელება: შონკინიტი აგებს სხვადასხვა ფორმის მცირე ზომის თალისებრ სხეულებს, იშვიათად დაიკას, ლაკოლითს, სილს; ასოცირდება როგორც ტუტე ულტრაფუძე ქანებთან

(იოლითი, ურთიტი), ისე საშუალო შედგენილობის ტუტე (ნეფელინიანი სიენიტი) ქანებთან; გავრცელებულია: ურალზე და ალდანის ფარზე, მონტანას შტატში, პორტუგალიაში და სხვ.

ნარმოშობა: შონკინიტი ნარმოიშობა ტუტეებით მდიდარი მანტიური მაგმების დიფერენციაციის გზით; ზოგჯერ მას მჟავე და ფუძემამგმების ჰიბრიდიზმის პროდუქტადაც განიხილავენ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: შონკინიტებთან არის დაკავშირებული მაგნეტიტის საბადოები; შეიძლება ჩაითვალოს ალუმინისა და კალიუმის მიღების ნედლეულადაც.

ტერალითი

სახელი დაერქვა ბერძნული სიტყვიდან *tereo* - გულმოდგინედ, მონდომებით შევისწავლი. სხვაგვარად მას ნეფელინიან გაბროსაც უწოდებენ.

ფერი: მუქი რუხი, თითქმის შავი ფერის მელანოკრატული ქანია ვარდისფერი იერით.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ ოფიტური.

ტექსტურა: თანაბარმარცვლოვანი, იშვიათად მასიური, მიკროზოლებრივი, ტაქსიტური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორი – ბიტოვნიტი - 20-35%), მონოკლინური პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი, ავგიტი - 50-60%) და ნეფელინი (დაახლოებით 15%); მეორეხარისხოვანი მინერალებია: კალიუმის მინდვრის შპატი, ოლივინი, ბარკევიკიტი, ბიოტიტი; აქცესორებია: ტიტანომაგნეტიტი, სფენი (ტიტანიტი) და აპატიტი.

ქიმიური შედგენილობა: ტერალითისათვის დამახასიათებელია $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ მაქსიმალური შემცველობა, რაც ქანში ნეფელინის არსებობით არის განპირობებული.

სახესხვაობები:

მინერალური შედგენილობის მიხედვით გამოყოფენ: ავგიტიან, ტიტან-ავგიტიან, ბარკევიკიტიან, ორთოკლაზიან ტერალითებს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ტერალითი იშვიათად ქმნის დამოუკიდებელ სხეულებს. ძირითადად მონანილეობს სხვადასხვა ფორმისა და ზომის რთული აგებულების ინტრუზივების, დაიკების, სილებისა და შტოკისებრი სხეულების აგებულებაში. ხშირად განლაგებულია გაბრო-პიროქსენიტული მასივების პერიფერიულ ნაწილებში; დაკავშირებულია მონცონიტთან, ნეფელინიან სიენიტთან, შონკინიტთან და ესექსიტთან; ასოცირდება იოლითთან და ურთიტთან; გამოვლინების არეალი ძირითადად ბაქნებთან, ფარებთან და შუალედურ მასივებთან არის დაკავშირებული; გავრცელების რეგიონებია: კოლის ნახევარკუნძული (ხიბინის მთები), ალდანის ფარი, პორტუგალია, ნორვეგია, ჩეხეთი და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ლეიკოკრატული ტერალითი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ალუმინისა და ცემენტის მისაღებად.

ტეშენიტი

სახელი დაერქვა ტეშინის რაიონის მიხედვით (ჩეხეთი).

ფერი: არის ღია ან მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ მოვარდისფრო იერის ქანი (სურ. 111/).

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ოფიტური, პორფირისებრი, პოიკილიტური.

ტექსტურა: მასიური, საშუალო-, ზოგჯერ მსხვილმარცვლოვანი, ზოგჯერ მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ტეშენიტში, ტერალითისაგან განსხვავებით, ფელდშპათოიდი წარმოდგენილია ანალციმით. მთავარი ქანმშენი მინერალებია: ფუძეპლაგიოკლაზი (25–30%), ანალციმი (10–25%), მონოკლინური პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი 20–45%); ტუტე რქატყუარა (ბარკევიკიტი); აქცესორული და მეორეხარისხოვანი მინერალებია: მჟავე პლაგიოკლაზი, აპატიტი, ტიტან-მაგნეტიტი, ილმენიტი.



სურ. 111. ტეშენიტი (კურსების საბადო, საქართველო)

მინერალთა ფართო სპექტრით არის წარმოდგენილი კურსები - ოფურჩხეთის (საქართველო) ჯგუფის ტეშენიტები: ფუძეპლაგიოკლაზი (ლაბრადორი), ანორთოკლაზი, ტუტე მონოკლინური პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი), ბიოტიტი, ტუტე რქატყუარა (ბარკევიკიტი) და ცეოლითები (ნატროლიტი, ტომსონიტი), ფელდშპათოიდებიდან - ანალციმი; იშვიათად გვხვდება ოლივინი; ბევრია აპატიტი და მადნეული მინერალები. ქანში არსებული სიცარიელები ხშირად შევსებულია ცეოლითების კარგად განვითარებული კრისტალებით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ტეშენიტისათვის დამახასიათებელია სხვადასხვა ფორმის მცირე ზომის ინტრუზიული სხეულები, მცირე ზომის შტოკები, დაიკები, სილები; გვხვდება სხვა ტუტე გაბროიდებთან და ტუტე ბაზალტოიდებთან ასოციაციაში; ფორმირების არეალი უკავშირდება ბაქნებს, ფარებს, შუალედურ მასივებს; გავრცელების რეგიონებია: შოტლანდია, ავსტრალია, იუგოსლავია და სხვ. საქართველოში ცნობილია კურსების, ოფურჩხეთის, მესხეთის ტეშენიტის საბადოები, რომლებიც სუბტუტე ბაზალტებთან, კამპტონიტებთან და მონჩიკიტებთან არის ასოციაციაში.

წარმოშობა: ტეშენიტის წარმოშობას ნატრიუმითა და კალიუმით მდიდარი მანტიური მაგმების კრისტალიზაციის პროცესთან აკავშირებენ;

პრაქტიკული მნიშვნელობა: არის ძვირფასი სამშენებლო, კერძოდ, მოსაპირკეთებელი მასალა.

16.2.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანებია: კამპტონიტი, მონჩიკიტი, კრინანიტი.

კამპტონიტი

სახელი დაერქვა სოფელ კემპტონის მიხედვით (ინგლისი).

ფერი: მუქი რუხი, თითქმის შავი ფერის წვრილმარცვლოვანი ქანია.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პორფირისებრი.

ტექსტურა: მასიური, ფოროვანი, ზოგჯერ მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალების ფენოკრისტები წარმოდგენილია: ტუტე რქატყუარით (ბარკევიკიტი - 12%), ტუტე პიროქსენით (ტიტან-ავგიტი - 30%), ფუძეპლაგიოკლაზით (ანდეზინი ან ლაბრადორი - 50 %), ოლივინითა (30%) და, იშვიათად, ბიოტიტით (9%). ძირითადი მასა შედგება თითქმის იმავე მინერალებისაგან, რომელსაც შეიძლება მცირე რაოდენობით კალიუმის მინდვრის შპატიც დაემატოს. აქცესორებიდან მონანტილობენ: აპატიტი, ტიტან-ავგიტი; მეორეული მინერალებიდან - ცეოლითები და კალციტი, რომლებიც ხშირად ავსებენ ქანში არსებულ სიცარიელებს ან ქმნიან არასწორი ფორმის გამონაყოფებს.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ძირითადად ქმნის ძარღვებს; გენეტიკურად დაკავშირებულია ნეფელინიან სიენიტებთან; გავრცელების რეგიონებია: ნორვეგია, ჩრდილო ამერიკა, საქართველო (ოკრიბა, მესხეთი).

პრაქტიკული მნიშვნელობა: გამოიყენება სამშენებლო მასალად.

მონჩიკიტი

სახელი ეწოდა მთა სიერა-დიმონჩიკეს მიხედვით (პორტუგალია).

ფერი: გარეგნულად მუქი - თითქმის შავი ფერის ქანია.

სტრუქტურა: პორფირული.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ძირითადი ქანმაშენი მინერალების პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია: ტუტე რქატყუარით (ბარკევიკიტი), ტუტე პიროქსენით (ტიტან-ავგიტი-25%), მცირე რაოდენობით ბიოტიტით და ოლივინით; ფელდშპატები არ მონაწილეობს; უმნიშვნელო რაოდენობით მონაწილეობს: ამფიბოლი (ბარკევიკიტი), პიროქსენი (ავგიტი), ლეიციტი, სოდალიტი, ნოზეანი, ანალციმი, ნეფელინი, მელილიტი; ძირითადი მასა აგებულია ანალციმით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: აგებს ძარღვებს, სილებს. საქართველოში ცნობილია ქუთაისის, ახალციხის, ტყიბულისა და ონის რაიონებში.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: არის სამშენებლო მასალა.

კრინანიტი

სახელი დაერქვა სოფ. კრინანის მიხედვით (შოტლანდია).

ფერი: გარეგნულად მუქი ფერის ქანია.

სტრუქტურა: ოფიტური, დიაბაზური.

ტექსტურა: მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: შედგება დიდი რაოდენობით ფუძეპლაგიოკლაზისაგან (ლაბრადორი - 50-65%), ტიტან-ავგიტისა და ოლივინისაგან; ცოტაა კალიუმის მინდვრის შპატი და ანალციმი; ტუტე ამფიბოლი (ბარკევიკიტი) არ მონაწილეობს.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის სილებს, დაიკებს; საქართველოში ცნობილია სორმონაში და ჭოლევეში (წყალტუბოს მუნიციპალიტეტი).

პრაქტიკული გამოყენება: არის სამშენებლო მასალა.

16.2.4. ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ვულკანურ ქანებში ტუტე ალუმოსილიკატების შემცველობის მიხედვით ორ რიგს გამოყოფენ: ნატრიუმთან და კალიუმთან; პირველი რიგის ქანები ფელდშპატიდებიან ქანებია (ტეფრიტი), მეორე რიგის - უფელდშპატიდებო. ამ უკანასკნელში პლაგიოკლაზთან ერთად უმნიშვნელო რაოდენობით კალიუმის ფელდშპატი ჩნდება. ქანების ამ რიგს მიეკუთვნებიან: ტუტე ბაზალტები (ტრაქიბაზალტები).

ტეფრიტი

ფერი: გარეგნულად რუხი, ზოგჯერ შავი ფერის ქანია - ალუბლისფერი იერით.

სტრუქტურა: პორფირული, აფირული, ზოგჯერ ტრაქიტული, მიკრო-ლითური ნახევრად მინებრივი ძირითადი მასით.

ტექსტურა: მასიური ან მინდალოქვიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: ტეფრიტი არის ტერალითის ვულკანური ანალოგი; პორფირულ გამონაყოფებში მონანილეობს: ფუძე- ან საშუალო რიგის პლაგიოკლაზი (ძირითადად ლაბრადორი), ტუტე მონოკლინური პიროქსენი (ტიტან-ავგიტი), იშვიათად რომელიმე ფელდშპატიოდი: ნეფელინი, ლეიციტი ან ანალციმი; მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ბიოტიტი, ოლივინი და რქატყუარა; მეორეული მინერალებია: ცეოლითები, ქლორიტი და სხვ. აქცესორებიდან გვხვდება: მაგნეტიტი და ტიტანომაგნეტიტი. მინებრივ ძირითად მასაში, გარდა დასახელებული მინერალებისა, ზოგჯერ მცირე რაოდენობით მონანილეობს მადნეული მინერალები და სანიდინი; მინდალინები ხშირად შევსებულია ცეოლითებით.

სახესხვაობა:

ბაზანიტი - ოლივინიანი ტეფრიტი, **ბერეშიტი** - ნეფელინიანი ტეფრიტი.

ქიმიური შედგენილობა: ტეფრიტის ქიმიურ შედგენილობათა თავისებურებას წარმოადგენს ტუტეების ჯამის ($K_2O + Na_2O = 5-13\%$) მაღალი შემცველობები და Na_2O სიჭარბე K_2O -თან შედარებით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: გვხვდება ლავური ნაკადების, განფენებისა და დაიკების სახით. კონტინენტურ პირობებში ფორმირებული ტეფრიტი დაკავშირებულია რიფტულ კონტინენტთაშიგა ზონებთან (აფრიკა, ავსტრალია); ოკეანეებში ცნობილია: კანარის, მწვანე კონცხისა და სხვ. კუნძულებზე (ატლანტის ოკეანე), ჰავაის, ტაიტის და სხვ. კუნძულებზე (წყნარი ოკეანე); ფართოდაა გავრცელებული სომხეთში - ტრაქიბაზალტებთან ასოციაციაში, საქართველოში გვხვდება გურიაში (ნასაკირალის ქედი).

წარმოშობა: ტეფრიტს და ბაზანიტს განიხილავენ მაღალტუტიანი ფუძე-მაგმების კრისტალიზაციისა და ვულკანიზმის განვითარების ბოლო სტადიის პროდუქტებად.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ფართოდ გამოიყენება სამშენებლო მასალად; შეიძლება გამოიყენებულ იქნეს ალუმინის მიღების წყაროდ (ბერეშიტი).

ტუტე ბაზალტი (ტრაქიბაზალტი, ტრაქიდოლერიტი)

ფერი: მუქი ფერის ქანია, გარეგნული იერით ძალიან ემსგავსება ბაზალტს.

სტრუქტურა: პორფირული - ჰიალოპილიტური, ტრაქიტული (ტუტე მინდვრის შპატების დიდი რაოდენობით არსებობის შემთხვევაში),

პილოტაქსიტური, იშვიათად ინტერსერტალური ან ვიტროფირული მინებრივი ძირითადი მასით.

ტექსტურა: მასიური, მინდალოქვიური,

მინერალოგიური შედგენილობა: ტუტე ბაზალტი არის ესექსიტისა და, ნანილობრივ, შონკინიტის ეფუზიური ანალოგი. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: მონოკლინური პიროქსენი (მაღალტიტანიანი ავგიტი - დამახასიათებელი სილის საათის ჩაქრობის ეფექტით), პლაგიოკლაზი (ანდეზინი, ლაბრადორი); ტუტე მინდვრის შპატი (სანიდინი, ანორთოკლაზი, ძალიან იშვიათად ალბიტი); ზოგჯერ უხვად შეიცავს მაგნეტიტსა და ტიტანომაგნეტიტს, ზოგჯერ ოლივინს, ტუტე ან ბაზალტურ რქატყუარას, ბიოტიტს; მეორეხარისხოვანი მინერალების სახით იშვიათად მონანილეობს ლეიციტი და ნეფელინი. მეორეული მინერალებია: ქლორიტი, ეპიდოტი, კარბონატი, იდინგსიტი და სხვ.; ძირითადი მასა აგებულია: ტუტე კლინოპიროქსენით, ფუძეპლაგიოკლაზით, ოლივინით, მაგნეტიტით, ბიოტიტით, ტუტე ამფიბოლით და კალიუმის მინდვრის შპატით.

სახესხვაობა:

ნ ე ფ ე ლ ი ნ ი ა ნ ი ტ რ ა ქ ი ბ ა ზ ა ლ ტ ი, ტეფრიტებისაგან განსხვავებით, ხასიათდება უფრო მუავე პლაგიოკლაზის არსებობით (ანდეზინი, იშვიათად ლაბრადორი).

ქიმიური შედგენილობა: ტრაქიბაზალტი მიეკუთვნება კალიუმის რიგის ქანებს და ხშირად ასოცირდება შოშონიტთან.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის დაიკებსა და ლავურ ნაკადებს; არ სარგებლობს ფართო გავრცელებით; კონტინენტზე მონანილეობს ტრაპული ფორმაციის აგებულებაში, გვხვდება რიფტულ ზონებში და ოკეანურ კუნძულებზე; გავრცელების რეგიონებია: აფრიკა, ავსტრალია და სხვ.

პრაქტიკული გამოყენება: პრაქტიკულად უმნიშვნელო ქანია.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რა მსგავსი და განსხვავებული ნიშნებით ხასიათდებიან ტუტე და კირტუტე სერიის ფუძექანები? დაასახელეთ ტუტე ფუძექანების აბისალური ინტრუზიული, ჰიპაბისალური ინტრუზიული და ექსტრუზიული წარმომადგენლები; მიუთითეთ მათ მინერალოგიურ შედგენილობათა და სტრუქტურულ-ტექსტურულ თავისებურებებზე, გავრცელებასა და განლაგების გეოლოგიურ პირობებზე; 2. რაში გამოიხატება ოფურჩხეთის (საქართველო) ტეშენიტის შედგენილობათა თავისებურება? 3. არის თუ არა პრაქტიკულად საინტერესო ტუტე ფუძექანები?

16.3 ტუტე სიენიტ-ტრაქიტი

16.3.1 ზოგადი ცნობები

ამ ჯგუფის ქანები, ნორმული სიენიტისაგან განსხვავებით, ხასიათდებიან ალბიტის, ტუტე ფელდშპატების (ორთოკლაზი, ანორთოკლაზი) და ტუტეების შემცველი მელანოკრატული მინერალების (ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი, არფედსონიტი) ფართო გავრცელებით.

აღნიშნული მინერალების მონაწილეობით ქანში იზრდება ტუტეების ჯამი ($K_2O + Na_2O = 7-15\%$), რომელიც ძირითადად ნატრიუმის ზრდის ხარჯზე ხდება. ტუტე სიენიტ-ტრაქიტის გავრცელების არეალი არ არის დიდი; მათი წილი ამოფრქვეული ქანების საერთო მოცულობაში 1% შეადგენს. ისინი ყოველთვის მონაწილეობენ ნორმალურ და ნეფელინიან სიენიტებთან ასოციაციაში.

16.3.2 აბსალური ინტრუზიული ქანები

ტუტე სიენიტ-ტრაქიტის ჯგუფის ქანებს მიეკუთვნებიან: ტუტე სიენიტი და მათი სახესხვაობები - ნორდმარკიტი, პულასკიტი, უმპტეკიტი.

ტუტე სიენიტი

ფერი: მომწვანო-რუხი, მოვარდისფრო-მორუხო, თითქმის წითელი.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ ფლობს პორფირისებრ და ტრაქიტულ სტრუქტურებს.

ტექსტურა: მასიური, ზოლებრივი, იშვიათად ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ლეიკოკრატული ქანმაშენი მინერალებია: ალბიტი და ტუტე კალიუმ-ნატრიუმის ფელდშპატები (ორთოკლაზი და ანორთოკლაზი), რომელთა შემცველობა ქანის მთლიანი მოცულობის 80-85% შეადგენს. ფერადი მინერალები წარმოდგენილია: ტუტე პიროქსენებით (ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი, იშვიათად ეგირინ-დიოფსიდი), ტუტე ამფიბოლებით (რიბეკიტი, არფედსონიტი, გასტინგსიტი) და ბიოტიტით (ლეპიდომელანი); ფერადი მინერალები ქანის მთლიანი მოცულობის 15% შეადგენს; ამასთან, პლაგიოკლაზი და ფერადი მინერალები მკვეთრად იდიომორფულია კალიუმის მინდვრის შპატთან შედარებით. მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ოლივინი, გრანატი, ნეფელინი, სოდალიტი, კვარცი, ტურმალინი, ფლორორიტი და სხვ.; მეორეული მინერალებია: ქლორიტი, აქტინოლიტი, კაოლინიტი; აქცესორებიდან მონაწილეობენ: ტიტანიტი, ცირკონი, აპატიტი, მაგნეტიტი, სფენი, ილმენიტი.

სახესხვაობები:

ნორდმაკიტი - კვარციანი ტუტე სიენიტი (კვარცის რაოდენობა 7-10%), არის გარდამავალი ქანი ტუტე სიენიტსა და ტუტე გრანიტს შორის.

პულასკიტი - ნეფელინიანი (ნეფელინის შემცველობა <5%) ტუტე სიენიტი.

უმპტექტიტი - ტუტე ამფიბოლიან- (არფერდსონიტი) ეგირინიანი ტუტე სიენიტი.

ქიმიური შედგენილობა. ტუტე სიენიტებში SiO₂ ცვალებადობს 56%-დან 62 მას %-მდე. ტუტე სიენიტში ტუტე მინდვრის შპატებისა და ნატრიუმით მდიდარი ფერადი მინერალების სიმდიდრე განაპირობებს ტუტეების ჯამის მაღალ შემცველობას, რომელიც ხშირად აჭარბებს 10%; საერთოდ, ტუტე სიენიტი მიეკუთვნება კალიუმ-ნატრიუმიან და ნატრიუმიანი სერიის ქანების ჯგუფს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ტუტე სიენიტი ზოგჯერ გვხვდება მცირე ზომის დამოუკიდებელი ინტრუზიული სხეულების - ლაკოლითების, შტოკებისა და შრეებრივი ინტრუზივების სახით; ყოველთვის ფორმირდება ნაოჭა მხარეების განვითარების დამამთავრებელ ეტაპზე, გვხვდება ტექტონიკურად სტაბილურ ზონებში სხვა ტუტე ქანებთან (ნეფელინიანი სიენიტი, ტუტე გრანიტი, ტუტე გაბრო) კავშირში; ხშირად მონანილებს ტუტეებით მდიდარი ქანებით აგებულ, უფრო მსხვილი პლუტონების აგებულებაში. ტუტე სიენიტი გავრცელებულია: ურალზე (ილმენის მთები), აშშ (არკანზასის შტატი), კანადაში, უკრაინაში, ყაზახეთში, კოლის ნახევარკუნძულზე, სახალინზე, ნორვეგიაში (ოსლოს რაიონი) და სხვ.

ნარმოშობა: ტუტე სიენიტის დიდი ნაწილი წარმოადგენს ქერქული მასალის ნაწილობრივი ლღობის პროდუქტს, რომელთაც განიცადეს მეტასომატური გარდაქმნა ქერქქვეშა ზონიდან Na, K და სხვა ლითოფირული ელემენტების მოტანით.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ტუტე სიენიტთან მჭიდრო კავშირშია ნიობიუმის, ტანტალისა და ცირკონის მინერალიზაცია; გამოიყენება სამშენებლო მასალად.

16.3.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები წარმოდგენილია: ტუტე მიკროსიენიტითა და სიენიტ-პორფირით, ტუტე სიენიტ-აპლიტითა და სიენიტ-პეგმატიტით; მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობით ინტრუზიული აბისალური ანალოგების მსგავსი ქანებია, რომელთაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან.

ტუტე მიკროსიენიტი წვრილკრისტალური და თანაბარმარცვლოვანი ქანია.

ტუტე სიენიტ-პორფირი პორფირული აგებულების არათანაბარმარცვლოვანი ქანია. პორფირულ გამონაყოფებში მონანილეობს კალიუმის მინდვრის შპატი და მყავე პლაგიოკლაზი; ფერადი მინერალებიდან ეგირინ-ავგიტი და ტუტე ამფიბოლი; იშვიათად ფელდშპატიოდეები (ნეფელინი ან სოდალიტი); კვარცი არ მონანილეობს. კვარცის არსებობის შემთხვევაში ქანი იძენს მიკროგრანიტულ სტრუქტურას; ტრაქიტული ძირითადი მასა მდიდარია უნესრიგოდ ან ფლუიდურად განლაგებული ტუტე მინდვრის შპატის მიკროლითებით; ძირითადი მასის აგებულებაში უმნიშვნელოა ფერადი მინერალების მიკროლითების სახით მონანილეობა.

ტუტე სიენიტ-აპლიტი და პეგმატიტი. პირველი მათგანი კალიუმის მინდვრის შპატისა და პლაგიოკლაზისაგან შემდგარი ღია შეფერილობის წვრილმარცვლოვანი ქანია. ტუტე სიენიტ-პეგმატიტი არის უხეშმარცვლოვანი სტრუქტურის, რომელიც სივრცობრივ და გენეტიკურ კავშირშია ტუტე და ნეფელინიან სიენიტებთან; არის პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი - იშვიათი მინაელემენტებისა და სხვა იშვიათი მინერალების შემცველობის თვალსაზრისით.

16.3.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ექსტრუზიული ქანებია: კაინოტიპური ტუტე ტრაქიტი, პალეოტიპური ტრაქიტ-პორფირი და კერატოფირი.

ტუტე ტრაქიტი

ფერი: თეთრი, ღია ნაცრისფერი, მოყვითალო-რუხი, ზოგჯერ ვარდისფერ-რუხი.

სტრუქტურა: ტრაქიტული, აფირული, პორფირული.

ტექსტურა: მასიური, ფლუიდური ან ზოლოვანი.

ხორკლიანი ზედაპირის მქონე ქანია.

მინერალოგიური შედგენილობა: ლეიკოკრატული ქანმაშენი მინერალების პორფირული ჩანართები წარმოდგენილია: კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატით (ძირითადად სანიდინი - 40-50%) და პლაგიოკლაზით (ალბიტი - 5-25%). უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობენ: ტუტე ამფიბოლი (რიბეკიტი, არფერდსონიტი - 10%), ტუტე პიროქსენები (ეგირინი, ეგირი - ავგიტი-20%) და რკინით მდიდარი ქარსი - ლეპიდომელანი; ზოგჯერ მინარევეების სახით - ფელდშპატიოდეები (სოდალითი და ნეფელინი); აქცესორებიდან - აპატიტი, მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი. მინებრივი ძირითადი მასა აგებულია ფლუიდურად განწყობილი მინდვრის შპატის ლეისტებისაგან, მცირე რაოდენობით ტუტე ამფიბოლებისა და ტუტე პიროქსენების მიკროლითებისა და მათი გარდაქმნის პროდუქტებისაგან.

სახესხვაობა:

ტუტე ტრაქიტ-პორფირი ტუტე ტრაქიტის პალეოტიპური ანალოგია. მათ შორის არსებითი განსხვავება ქანმაშენი მინერალების გარდაქმნის ხარისხში აისახება. ტრაქიტ-პორფირში, როგორც პალეოტიპურ ქანში, სანიდინის ნაცვლად პორფირულ გამონაყოფში ორთოკლაზი მონანილეობს. ამასთან, გამდიდრებულია პირველადი მინერალების შეცვლის პროდუქტებით: კაოლინიზებული ორთოკლაზით და მიკროკლინით (სანიდინის შეცვლის ხარჯზე); სოსიურიტით (პლაგიოკლაზის გარდაქმნის ხარჯზე); ქლორიტებით, ეპიდოტით, აქტინოლითით, კარბონატით და სხვ. (ფერადი მინერალების მთლიანი ან ნაწილობრივი შეცვლის ხარჯზე); ვულკანური მინა თითქმის მთლიანად ჩანაცვლებულია ქლორიტით.

ქიმიური შედგენილობა: ტუტე ტრაქიტი ტუტე სიენიტის ექსტრუზიული ქიმიური ანალოგია.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: აგებს სხვადასხვა ფორმის მცირე სიმძლავრის სხეულებს: შტოკებს, თალებს, დაიკებსა და ლაკოლითებს. იშვიათი ქანია და ყოველთვის ფორმირდება ნაოჭა სისტემის ფორმირების დამამთავრებელ ეტაპზე ან ტექტონიკურ-მაგმური აქტივიზაციის სტადიაზე; გავრცელებულია კოლის ნახევარკუნძულზე, ციმბირში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ტუტე ტრაქიტთან დაკავშირებულია ტანტალ-ნიობიუმის მინერალიზაცია; გამოყენებადია სამშენებლო საქმეში.

კერატოფირი

ფერი: რუხი, მწვანე, მოცისფრო, მოყავისფრო.

სტრუქტურა: ფელზიტური, ფელზიტ-პორფირული, აფანიტური, სფეროლითური - ტრაქიტული ან მიკროლითური მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურით.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირულ გამონაყოფებში მთავარი მინერალია ალბიტი (იშვიათად ოლიგოკლაზი); ზოგჯერ კვარცი; ფერადი მინერალებიდან უმნიშვნელო რაოდენობით მონანილეობს ბიოტიტი, რქატყუარა და დიოფსიდი; ქანში მათი დადგენა, შეცვლის დიდი ხარისხის გამო, გაძნელებულია; კერატოფირი, როგორც პალეოტიპური ქანი, მდიდარია მეორეული მინერალებით: სერიციტით, ქლორიტით, კარბონატით, ეპიდოტით და სხვ. აქცესორებიდან გვხვდება: მაგნეტიტი, აპატიტი. ძირითადი მასა აგებულია ალბიტის მიკროლითებით; იშვიათად მონანილეობს კვარცი.

ქიმიური შედგენილობა: კერატოფირი წარმოადგენს ნატრიუმის სერიის ქანს (ნატრიუმის მკვეთრი მეტობით კალიუმთან შედარებით). როგორც ვარაუდობენ, Na_2O ზრდა ხდება ტრაქიტის ეპიგენეტიკური

ალბიტიზაციის ხარჯზე. კერატოფირს ზოგი ავტორი ნორმული სიენიტის ანალოგად განიხილავს, ზოგიც - ტუტე ტრაქიტის პალეოტიპურ ანალოგად მიიჩნევს.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: კერატოფირი ასოცირდება ფუძე-ალბიტიზებულ ეფუზივებთან - სპილიტურ სერიასთან, სადაც ქმნის სპილიტ-კერატოფირულ-დიაბაზურ ფორმაციას; გავრცელებულია: ნორვეგიაში, გერმანიაში, ბელორუსიაში, ჩეხეთში, საფრანგეთში, ჩრდილო იტალიაში, კავკასიაში და სხვ.

ნარმოშობა: როგორც ვარაუდობენ, კერატოფირი შეიძლება წარმოიშვას ტრაქიტების ალბიტიზაციის ხარჯზე, რის გამოც მას ზოგჯერ ალბიტოფირებსაც უწოდებენ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: სპილიტ-კერატოფირულ ფორმაციასთან დაკავშირებულია პირიტ-სპილენძ-კოლჩედანური საბადოები; შეიძლება გამოყენებულ იქნეს სანახელავო და მოსაპირკეთებელ ქვად.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. ახსენით, რით განსხვავდება ტუტე სიენიტ-ტრაქიტი მომატებული ტუტიანობის ჯგუფის სიენიტ-ტრაქიტებისაგან?
2. ჩამოთვალეთ და დაახასიათეთ ტუტე სიენიტ-ტრაქიტის ჯგუფის ქანები და მიუთითეთ მათ მინერალოგიურ და სტრუქტურულ-ტექსტურულ თავისებურებებზე;
3. როგორია ტუტე სიენიტ-ტრაქიტების გავრცელება და განლაგების გეოლოგიური პირობები?
4. დაასახელეთ ტუტე სიენიტ-ტრაქიტებთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული.

16. 4 ფელდშპატოიდებიანი სიენიტ-ფონოლითები

16.4.1 ზოგადი ცნობები

ფელდშპატოიდებიანი სიენიტ-ფონოლითები მიეკუთვნება საშუალო შედგენილობის ქანების ჯგუფს, რომელიც გამოირჩევა მაღალტუტიანობით ($K_2O+Na_2O=13-17\%$ - ნატრიუმის მკვეთრი სიჭარბით კალიუმთან შედარებით); მაღალთიხამინიანობით ($Al_2O_3=20-22\%$) და საშუალო შედგენილობის ქანებთან შედარებით კაჟმინის დაბალი შემცველობით ($SiO_2=53-60\%$); კაჟმინით გაუჯერებლობის მიზეზით ქანში ჩნდება ფელდშპატოიდები (ნეფელინი, ანალციმი, ლეიციტი და სხვ), ხოლო ტუტეების ჭარბი რაოდენობა აისახება ფერადი მინერალების შედგენილობაში. ქანების ეს ჯგუფი არ სარგებლობს ფართო გავრცელებით, ისინი მაგმური ქანების საერთო მოცულობის მხოლოდ 1%-შეადგენს და გეოლოგიურად და პე-

ტროგრაფიულად მჭიდრო კავშირში არიან ტუტე სიენიტ-ტრაქიტთან, ტუტე გაბროიდებთან და ტუტე გრანიტებთან; გააჩნიათ ინტრუზიული (აბისალური, ჰიპაბისალური) და ექსტრუზიული ანალოგები.

16.4.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

აბისალური ინტრუზიული ფაციესის ქანები ხასიათდებიან შემადგენელი ქანმაშენი მინერალების რაოდენობრივი თანაფარდობის ცვალებადი დამოკიდებულებით, სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებებით და ქანთა მრავალრიცხოვანი სახესხვაობებით.

ნეფელინიანი სიენიტი

სახელი ეწოდა ნეფელინის შემცველობის გამო.

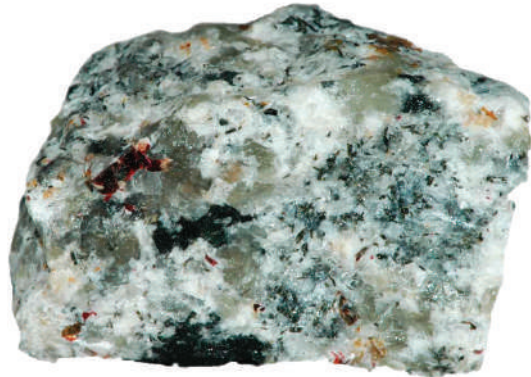
ფერი: ნაცრისფერი, ღია ნაცრისფერი, ხშირად მომწვანო, მონითალო ან მოვარდისფრო იერით (სურ. 112).

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ აგპაიტური (ნეფელინისა და მინდვრის შპატების მკვეთრი იდიომორფიზმის შემთხვევაში ფერად მინერალებთან შედარებით), საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური, გნაისისებრი, ზოლოვანი, ზოგჯერ ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: ტუტე მინდვრის შპატი (მიკროკლინი, ორთოკლაზი) და ალბიტი (ორივე ერთად ქანის საერთო მოცულობის 50-70% შეადგენს), ნეფელინი (20-30%), ტუტე პიროქსენები (ეგირინი ან ეგირინ-ავგიტი), ტუტე ამფიბოლი (რიბეკიტი), იშვიათად ლეპიდომელანი (ტუტე ფემური მინერალები შეადგენენ ქანის საერთო მოცულობის 10-25%); არასოდეს არ გვხვდება კვარცი. მეორეული მინერალებია: სოდალიტი, კანკრინიტი, ცეოლიტები, ზოგჯერ კალციტი; მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ტიტან-ავგიტი, ჰედენბერგიტი, არფედსონიტი, ბარკევიტი; აქცესორებია: აპატიტი, ცირკონი, სფენი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, ფლუორიტი, პილოქლორი, ტურმალინი და სხვ.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ნეფელინიანი სიენიტი აგებს მცირე ზომის დამოუკიდებელ სხეულებს: ლაკოლიტებს, ლოპოლიტებს, და-



სურ. 112. ნეფელინიანი სიენიტი

<https://www.flickr.com/photos/shutterstone/5520028500>

იკებს, შტოკებს; განვითარებულია სტაბილურ (ბაქნურ) რეგიონებში. ხშირად გვხვდება ტუტე სიენიტთან, ტუტე გრანიტთან, ტუტე გაბროიდებთან და ტუტე ულტრაფუძე ქანებთან ასოციაციაში. ნეფელინიანი სიენიტი რაოდენობრივი თვალსაზრისით არ მიეკუთვნება ფართოდ გავრცელებული ქანების ჯგუფს. ცნობილია კოლის ნახევარკუნძულზე (ხიბინისა და ლოვოზეროს მასივები), უკრაინაში (მარიუპოლის მასივი), სამხრეთ აფრიკაში, ბრაზილიაში, კანადაში, ურალზე (ილმენის მთები), გრენლანდიაში, პორტუგალიაში და სხვ.

წარმოშობა: ნეფელინიანი სიენიტი წარმოადგენს ტუტე მამხური მდნარის კრისტალიზაციის პროდუქტს, რომელთა ჩასახვას კონტინენტურ მიწის ქერქში ან ზედა მანტიაში ვარაუდობენ.

პრაქტიკული გამოყენება: ნეფელინიანი სიენიტი ფართოდ გამოიყენება ქიმიურ, მინისა და კერამიკულ მრეწველობაში; შეიცავს ცირკონს, ნიობიუმს, ურანს, თორიუმს, ლითიუმს. ნეფელინიან სიენიტთან არის დაკავშირებული აპატიტის უდიდესი საბადოები (ფოსფორის ნედლეული).

მიასკიტი

სახელი დაერქვა ქ. მიასეს მიხედვით (ურალი).

ფერი: ღია ნაცრისფერი, მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ ვარდისფერი.

სტრუქტურა: პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ალოტრიომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ პორფირისებრი.

ტექსტურა: გნაისისებრი, მასიური, ზოლებრივი, ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: ქანმაშენი მინერალებია: კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი (მიკროკლინი ან ორთოკლაზი - 30-60%), მჟავე პლაგიოკლაზი (ალბიტ-ოლიგოკლაზი - 0-20%), ნეფელინი (20-30%); ფერადი მინერალებიდან მთავარია ლეპიდომელანი (5-15%); მელანოკრატულ მიასკიტში ჩნდება ტუტე რქატყუარა; იშვიათად ტუტე პიროქსენი; მეორეული მინერალებია: კანკრინიტი, სოდალიტი, კარბონატები. აქცესორებიდან მონაწილეობენ: აპატიტი, ილმენიტი, ცირკონი, ორთიტი, სფენი, ტიტანომაგნეტიტი, ქლორიტები.

წოლის ფორმები და გავრცელება: დამახასიათებელია შტოკისებრი ფორმის სხეულები; გავრცელებულია ურალზე, კანადაში და სხვ.

წარმოშობა: მიასკიტების წარმოშობას უკავშირებენ კაჟმინით გაუფერებელი მანტიური მაგმის კრისტალიზაციის პროცესს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: შეიძლება გამოიყენონ კერამიკულ, მინის და ალუმინის მრეწველობაში; ცემენტისა და სასუქების დასამზადებლად.

ფოიადიტი

სახელი დაერქვა მთა მონტე ფოიას მიხედვით (პორტუგალია); არის ორთოკლაზიან-ნეფელინიანი სიენიტი.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ტრაქიტული ან პოიკილიტური.

ტექსტურა: ტაქსიტური, ტრაქიტოიდული ან მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კალიუმთან-ნატრიუმის მინდვრის შპატი (40-60%) და ნეფელინი (20-25%); ცოტა ალბიტი (5%-მდე) და სოდალიტი; ტუტე რქატყუარა (0-18%) და ტუტე პიროქსენი (ეგირინ-ავგიტი - 5-10%), ზოგჯერ ლეპიდომელანი.

აქცესორი მინერალებია: აპატიტი, ტიტანიტი, ორთიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ფლუორიტი და სხვ.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის შტოკისებრ და დაიკისებრ სხეულებს, ზოგჯერ მილისებრ და კონუსური ფორმის მსხვილ ინტრუზივებს; სივრცობრივად დაკავშირებულია ტუტე ულტრაფუძე და ფუძეგაბროიდულ მასივებთან; ფართოდ გავრცელებულია კოლის ნახევარკუნძულზე, გრენლანდიაში, კანადაში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ლეიკოკრატული ფოიაიტები გამოიყენება მინის, კერამიკულ, ცემენტისა და ქიმიურ მრეწველობაში; მასთან დაკავშირებულია რადიოაქტიური (Th), იშვიათი და გაფანტული ელემენტები (Zr, Nb, Hf და სხვ.).

მარიუპოლიტი

სახელი დაერქვა ქ. მარიუპოლის მიხედვით (უკრაინა).

ფერი: თითქმის თეთრი, ღია რუხი, მუქი მწვანე.

სტრუქტურა: ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, ხშირად პორფირისებრი, მსხვილი, საშუალო- და წვრილმარცვლოვანი.

ტექსტურა: გნაისისებრი, ზოლოვანი, იშვიათად მასიური.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია: ალბიტით (50-70%), ნეფელინით (5-30%). კალიუმის მინდვრის შპატი საერთოდ არ მონაწილეობს ან უმნიშვნელო რაოდენობით (0-15%). ფერადი მინერალებიდან მთავარია ეგირინ-ავგიტი (15-30), იშვიათია ლეპიდომელანი ან ტუტე ამფიბოლი. აქცესორებიდან მონაწილეობს: ცირკონი, ორთიტი, აპატიტი; მეორეხარისხოვანი მინერალებია: ბიოტიტი, ლეპიდომელანი.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის დაიკისა და ძარღვის ფორმის სხეულებს; ცნობილია უკრაინაში (მარიუპოლი), შვეციაში, მონღოლეთში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: მარიუპოლიტთან დაკავშირებულია იშვიათმინაულემენტებისა და ცირკონის მადანგამოვლინება. ადრე მარიუპოლიტისაგან ანარმოებდნენ ალუმინს.

ხიბინიტი

სახელი დაერქვა ხიბინის ტუტე მასივის პატივსაცემად.

ფერი: მწვანე, მონაცრისფრო-მომწვანო.

სტრუქტურა: პეგმატოიდური-გიგანტური, მსხვილ-დაუხეშმარცვლოვანი.

ტექსტურა: მასიური და ტრაქიტოიდული (შესაბამისად, გამოიყოფა: მასიური და ტრაქიტოიდული ნიბინიტები).

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია: ტუტე კალიუმის მინდვრის შპატის მსხვილი ლეისტები (44%) და ნეფელინით (33%). ფერადი მინერალებიდან მონაწილეობს: ევდიალითი, ეგირინი ან არფედსონიტი (20%) და ლეპიდომელანი; აქცესორებიდან - აპატიტი, სფენი, ფლუორიტი, ტიტანომაგნეტიტი და სხვ.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ნიბინიტი აგებს ნეფელინიანი სიენიტების შიგა ნაწილებს; ზოგჯერ გვხვდება მსხვილი მასივების სახით ტუტე ქანების გავრცელების რეგიონში; გავრცელებულია კოლის ნახევარკუნძულზე (ნიბინის მასივი) და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ითვლება ძვირფას მოსაპირკეთებელ ქვად.

ლუიავრიტი

სახელი დაერქვა ლუიავრურტის ადგილის მიხედვით (კოლის ნახევარკუნძული).

ფერი: მონაცრისფრო-მომწვანო, მუქი მწვანე - შავამდე.

სტრუქტურა ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვანი, პორფირისებრი, ტრაქიტული (ტრაქიტული სტრუქტურა აისახება კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატების სუბპარალელურ განლაგებაში), სრულკრისტალური - ნვრილ- და საშუალომარცვლოვანი.

ტექსტურა: ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ლეიკოკრატული ქანმაშენი მინერალებია: კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატი (35-50%), ნეფელინი (20-35%) და ნატრიუმის ფელდშპატი (ალბიტი - 5-10%); ფერადი მინერალებიდან მონაწილეობს: ტუტე პიროქსენი (ეგირინი-10-40%) და ამფიბოლი (არფედსონიტი - 0-30%), ევდიალიტი; მეორეული მინერალებიდან - სოდალიტი, კანკრინიტი, ცეოლითები (ნეფელინის ხარჯზე/).

წოლის ფორმები და გავრცელება: ახასიათებს ლოპოლიტისებრი ინტერუზიული სხეულები; არ ითვლება ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანად. ძირითადად დაკავშირებულია ბაქნურ-სტაბილურ რეგიონებთან; გავრცელების რეგიონებია: ჩრდილო ამერიკისა და აფრიკის ბაქნები, კოლის ნახევარკუნძული (ლოვოზეროს მასივი), ტრანსვაალის მასივი, გრენლანდია და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ლუიავრიტებთან დაკავშირებულია იშვიათი და გაფანტული ელემენტების კონცენტრაცია.

16.4.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

ამ ჯგუფის ქანებს შორის გამოყოფენ: ა ს ხ ი ს ტ უ რ და დ ი ა - ს ხ ი ს ტ უ რ სახესხვაობებს. პირველ მათგანს მიეკუთვნებიან: ნეფელინიანი მიკროსიენიტები, ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირები; მეორეს - ტინგუაიტები, ნეფელინიანი სიენიტ-აპლიტები და ნეფელინიანი სიენიტ-პეგმატიტები. თითოეული მათგანი აბისალური ინტრუზიული ანალოგების მსგავსი მინერალოგიური შედგენილობით ხასიათდება და მათგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდება.

ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირი არის მომწვანო-რუხი ფერის, სრულკრისტალური, პორფირული სტრუქტურის ქანი - მასიური, ზოგჯერ ატაქსიტური ტექსტურით; შედგება კალიუმის მინდვრის შპატიცა (ორთოქლაზი, ზოგჯერ სანიდინი) და ნეფელინის პორფირული ჩანართებისაგან; მცირე რაოდენობით მონაწილეობენ: ტუტე ამფიბოლი და ტუტე პიროქსენი. ძირითადი მასა შედგება ტუტე ამფიბოლისაგან, ტუტე პიროქსენისაგან (ეგირინ-ავგიტი) და ტუტე მინდვრის შპატიცაგან.

ტინგუაიტი

სახელი დაერქვა სიერა დე ტინგუას ადგილის მიხედვით (ბრაზილია); სხვაგვარად მას ნეფელინიან მიკროსიენიტსაც უწოდებენ.

ფერი: მომწვანო, მომწვანო-რუხი, ბალახისებრ მწვანე, იშვიათად შავი.

სტრუქტურა: პორფირული ან პორფირისებრი, აფანიტური, ტრაქიტული.

ტექსტურა: მასიური, ზოგჯერ ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია: ნეფელინით (32%) და ტუტე მინდვრის შპატიც (სანიდინი - 46%), მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს ტუტე პიროქსენი (ეგირინი ან ეგირინ-ავგიტი - 21%), მცირე რაოდენობით აპატიტი (1%). იშვიათად - ტუტე ამფიბოლი (აფვერდსონიტი) და ბიოტიტი. ძირითადი მასა შედგება უნესრიგოდ განლაგებული სანიდინის, ეგირინ-ავგიტის და ნეფელინის მიკროლითებისაგან.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ძირითადად ქმნის დაიკურ სხეულებს; ბუნებაში არ სარგებლობს ფართოდ გავრცელებით; ცნობილია კოლის ნახევარკუნძულზე (ხიბინის მასივი), ბრაზილიაში (სიერა დე ტინგუას პროვინცია), ნორვეგიაში, მონტანას შტატში და სხვ.

გამოყენება: ტინგუაიტი არის ძვირფასი სანახელავო და მოსაპირკეთებელი ქვა.

ნეფელინიანი სიენიტ-აპლიტი და ნეფელინიანი სიენიტ-პეგმატიტი თავიანთი აბისალური ინტრუზიული ნეფელინიანი სიენიტებისაგან მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან. მათგან პირველი წვრილკრისტალური ქანია; მეორე - უხეშმარცვლოვანი, პორფირული აგებულების; შედგება ნეფელინისაგან; ხშირად სოდალიტისაგან და კალიუ-

მის მინდვრის შპატისაგან; ცოტაა ეგირინი და ბიოტიტი; ხასიათდება იშვიათი მიწაელემენტების, ტანტალისა და ნიობიუმის მომატებული შემცველობით.

16.4.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ნეფელინიანი სიენიტების კაინოტიპური ვულკანური ანალოგებია: ფონოლითი და მათი სახესხვაობები: ლეიციტიანი ფონოლითი და ლეიციტოფირი.

ფონოლითი (მრეკავი ქვა)

სახელი დაერქვა ბერძნული სიტყვიდან phone - ხმა და lithos - ქვა (ჩაქუჩის დარტყმისას ქანის თხელი ფირფიტა ზარის ხმას გამოსცემს).

ფერი: ღია ნაცრისფერი, მუქი ნაცრისფერი, მომწვანო. შეცვლილი სახესხვაობები იძენს მოყვითალო-რუხ ფერებს.

სტრუქტურა: სრულკრისტალური, პორფირული, იშვიათად აფირული - ძირითადი მასის ტრაქიტული სტრუქტურით.

ტექსტურა: მკვრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირულ გამონაყოფებში მთავარი ქანმაშენი მინერალები წარმოდგენილია: კალიუმის მინდვრის შპატით (სანიდინი, ორთოკლაზი ან ანორთოკლაზი - 40-65%) და ნეფელინით (20-40%); ზოგჯერ მონანილეობს პლაგიოკლაზი) ოლიგოკლაზ-ანდეზინი - 5-10%), სოდალიტი ან ნოზეანი. ფერადი მინერალებიდან მცირე რაოდენობით მონანილეობენ: ტიტან-ავგიტი, ეგირინ-ავგიტი, ზოგჯერ ტუტე ამფიბოლი (ბარკევიკიტი ან რიბეკიტი). აქცესორი მინერალებია: აპატიტი, ცირკონი, ტიტანიტი და სხვ.

ნეფელინისა და ტუტე მინდვრის შპატის რაოდენობრივი დამოკიდებულების მიხედვით განასხვავებენ ორი ტიპის სტრუქტურას: ნეფელინიტოიდური ფონოლითები პორფირული სტრუქტურით - წარმოდგენილი ნეფელინის იდიომორფული კრისტალებით, რომელიც რაოდენობრივად გაცილებით სჭარბობს სანიდინის კრისტალებს და მეორე ტიპის - ტრაქიტული ფონოლითები - მდიდარი ფლუიდურად განლაგებული ტუტე მინდვრის შპატის (სანიდინი) მიკროლითებით, რომელიც რაოდენობრივად მნიშვნელოვნად აღემატება ყველა დანარჩენი მინერალების მიკროლითებს.

სახესხვაობები:

ლ ე ი ც ი ტ ი ა ნ ი ფ ო ნ ო ლ ი თ ე ბ ი. ამ ტიპის ქანებში ნეფელინის ნაცვლად მონანილეობს ლეიციტი როგორც პორფირულ გამონაყოფებში, ისე სრულკრისტალურ ძირითად მასაში, ეგირინ-ავგიტთან, ტუტე ამფიბოლთან (არფერდსონიტი) და ბიოტიტთან ერთად. მინერალთა აღნიშნულ ასოციაციას ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი და ვულკანური მინაც ემატება.

ლეიციტოფირი. ამ ქანებში, ლეიციტიან ფონოლიტებისაგან განსხვავებით, მნიშვნელოვნად გაზრდილია ლეიციტის შემცველობა, რომელიც კალიუმის მინდვრის შპატთან (სანიდინი), ბიოტიტთან, ტუტე ფელდშპატთან და ეგირინ-ავგიტთან ერთად წარმოდგენილია როგორც პორფირულ გამონაყოფებში, ისე ძირითად მასაში; ლეიციტი მნიშვნელოვნად სჭარბობს კალიუმის მინდვრის შპატს როგორც პორფირულ ჩანართებში, ისე მიკროლითურ მინებრივ ძირითად მასაში.

ქიმიური შედგენილობა: ფონოლითი არსებითად ნატრიუმის სერიის ქანია, რომელშიაც ნატრიუმსა და კალიუმს შორის დამოკიდებულება ყოველთვის 2-ზე მეტია.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ფონოლითი ქმნის მცირე ზომის სხეულებს, თალებს, ლავურ ნაკადებს, შტოკებს, ლაკოლიტებს, დაიკებს, ძარღვებს; მიეკუთვნება იშვიათი ქანების ჯგუფს; ყოველთვის მონანილეობს ტუტე ქანებთან ასოციაციაში. გავრცელების რეგიონებია: ციმბირი (რუსეთი), ყაზახეთი, აზორის, კანარის, წმინდა ელენეს კუნძულები; კონტინენტური რიფტული ზონები (აფრიკის რიფტი), სიბირი, ლოვოზერის მასივი, იტალია, სომხეთი, აღმოსავლეთ აფრიკა, ბრაზილია, საქართველო (ხონის მუნიციპალიტეტი) და სხვ.

წარმოშობა: ფონოლიტებს განიხილავენ ტუტეებით მდიდარი (განსაკუთრებით ნატრიუმით) ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციის პროდუქტებად.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ფონოლითი გამოიყენება სამშენებლო საქმეში; ალუმინის, მინის, კერამიკულ და ცემენტის მრეწველობაში. იშვიათი მინების შემცველი ზოგიერთი ეგირინიან-ნეფელინიანი ფონოლიტების გამოყენება შეიძლება ცირკონიუმის, ნიობიუმისა და იშვიათი მინაელემენტების მიღების წყაროდ.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ ნეფელინიანი სიენიტების მთავარი ქანმამუნი მინერალები და ახსენით, რით არის გამოწვეული მათი არსებობა ქანში;
2. ახსენით ფელდშპატოიდებიან ქანებში ნატრიუმის სიჭარბის მიზეზები კალიუმთან შედარებით;
3. დაახასიათეთ ნეფელინიანი სიენიტების ქანები და მიუთითეთ რა პრინციპის საფუძველზე ხდება მათი კლასიფიკაცია;
4. როგორია ნეფელინიანი სიენიტების გავრცელება და განლაგების გეოლოგიური პირობები?
5. დაასახელეთ ნეფელინიან სიენიტებთან დაკავშირებული სასარგებლო წიაღისეული.

16.5 ტუტე გრანიტ-რიოლითი

16.5.1 ზოგადი ცნობები

ქანების ამ ჯგუფისათვის, მათ კირტუტიან სახესხვაობებთან შედარებით, დამახასიათებელია ტუტეებით გაჯერებულობა (ძირითადად ნატრიუმის ხარჯზე), რაც გამოწვეულია მასში მყავე პლაგიოკლაზის (ალბიტის), ალბიტური მინარევეებით მდიდარი მიკროკლინ-პერტიტით წარმოდგენილი კალიუმ-ნატრიუმის მინერალის შპატის, ნატრიუმითა და რკინით მდიდარი ფერადი ქანმაშენი მინერალების: ტუტე პიროქსენების (ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი), ტუტე ამფიბოლების (რიბეკიტი, არფედსონიტი) და რკინიანი ქარსის (ლეპიდომელანი) მონანილეობით; ამ ჯგუფის ქანები არ არის ფართოდ გავრცელებული; გააჩნიათ ინტრუზიული, ჰიპაბისალური და ვულკანური ეკვივალენტები.

16.5.2 აბისალური ინტრუზიული ქანები

ტუტე გრანიტი

ფერი: რუხი, მონითალო, მოვარდისფრო ან მომწვანო.

სტრუქტურა : პანიდიომორფულ-მარცვლოვანი, ალოტრიომორფულ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ პეგმატოიდური და პოიკილიტური.

ტექსტურა: ერთგვაროვანი, გნაისისებრი, იშვიათად ლაქებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი ლეიკოკრატული მინერალებია: ტუტე ფელდშპატი (ალბიტი, მიკროკლინი, მიკროპერტიტი - 60-65%), კვარცი (25-30%). ტუტე ფერადი მინერალები წარმოდგენილია: ტუტე ამფიბოლებით (არფედსონიტი, რიბეკიტი, იშვიათად გასტინგსიტი), ტუტე პიროქსენებით (ეგირინი, ეგირინ-ავგიტი - 5-10%) და რკინით მდიდარი ბიოტიტით (ლეპიდომელანი). აქცესორებიდან მონანილეობს: ცირკონი, აპატიტი, ფლუორიტი და მაგნეტიტი.

სახესხვაობები:

ფერადი მინერალების შემცველობის მიხედვით, ტუტე გრანიტები იყოფა: ბ ი ო ტ ი ტ ი ა ნ, რ ი ბ ე კ ი ტ ი ა ნ, ე გ ი რ ი ნ ი ა ნ და არ ფ ე დ ს ო ნ ი ტ ი ა ნ სახესხვაობებად.

ფელდშპატების მიხედვით - ნ ა ტ რ ი უ მ ი ა ნ (ანორთოკლაზი+ალბიტი+ნატრიუმისანი მუქი მინერალები) და კ ა ლ ი უ მ ი ა ნ (მხოლოდ კალიუმის მიდვრის შპატი +ბიოტიტი) სახესხვაობებად.

ქიმიური შედგენილობა: ტუტე გრანიტებში კაჟმინის (SiO_2) რაოდენობა 68-74 მას. % საზღვრებში იცვლება, ხოლო $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ შემცველობა

- 9-10 მას%-ის საზღვრებში; მიეკუთვნებიან აგპაიტურ ქანებს (აგპაიტობის კოეფიციენტი $(Na + K)(Al)$ აღემატება 1, რაც ქანში რიბეკიტისა და არფედსონიტის არსებობით არის გამოწვეული.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის მცირე ზომის ინტრუზიულ სხეულებს, შტოკებს, დაიკებს, ძირითადად ითვლება ფანეროზოული დროის წარმონაქმნებად; თითქმის ყოველთვის მონაწილეობს მომატებული ტუტეანობის ვულკანურ ქანებთან ასოციაციაში; გავრცელების რეგიონებია: კოლის ნახევარკუნძული, ოსლო, ნორვეგია, გრენლანდია, ესპანეთი, პორტუგალია, ჩრდილო ამერიკა, ბაიკალის-პირეთი და სხვ.

წარმოშობა: როგორც ვარაუდობენ, დიდი მოცულობის ტუტე გრანიტული მაგმატიზმი ვლინდება მოძრავი სარტყლების მოსაზღვრე კონსოლიდირებული მხარეების ტერიტორიის ტექტონიკურ-მაგმური აქტივიზაციის განვითარების გვიან ეტაპზე; ტუტე გრანიტი წარმოადგენს გარდამავალ ქანს გრანიტსა და ტუტე სიენიტს შორის. ტუტე გრანიტის ფორმირებას განიხილავენ: როგორც ბაზალტური და ტუტე ბაზალტური მაგმების დიფერენციაციის, ან ნეფელინ-სიენიტური მაგმის დიფერენციაციის, ან როგორც მანტიური მეტასომატოზის პროცესის პროდუქტს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ტუტე გრანიტებთან არის დაკავშირებული Nb, Ta, Zr, ასევე F, Li და ლანთანოიდების მინერალიზაცია.

რაპაკივი

სახელი დაერქვა დამპალი ქვის მიხედვით (ფინ. rapakivi - დამპალი ქვა).

ფერი: ვარდისფერი და ნაცრისფერი.

სტრუქტურა: პორფირისებრი, ოვოიდური; სრულკრისტალური; მსხვილ-მარცვლოვანი; არის ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტის სახესხვაობა.

ტექსტურა: მასიური, ტრაქიტოიდული, შლირული.

მინერალოგიური შედგენილობა: მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კვარცი, ვარდისფერი კალიუმის მინდვრის შპატის მომრგვალებული ოვოიდები (ოვოიდის ზომები ხშირად იცვლება 5-დან 10 სმ-მდე) მჟავე პლაგიოკლაზის (ალბიტო-ოლიგოკლაზი) მომწვანო არშიებით, რაც ქანს დამპალი ქვის იერს ანიჭებს (სურ. 113). ფერადი მინერალები მონაწილეობენ: ბიოტიტით (რკინით მდიდარი) და ყავისფერი რქატყუარით; უმნიშვნელო რაოდენობით მონაწილეობს რომბული (ჰიპერსტენი) და მონოკლინური პიროქსენებიც. აქცესორებიდან - ცირკონი, აპატიტი, მაგნეტიტი, ტიტანომაგნეტიტი, ტიტანიტი, ფლუორიტი, მონაციტი, ორთიტი და სხვ.



სურ. 113. რაპაკივი: ა) ორთოკლაზი, ბ) ოლიგოკლაზის არშია
<http://www.bolshoyvopros.ru/questions/627310-chto-takoe-rapakivi-i-gde-ego-najti.html>

ქიმიური შედგენილობა: რაპაკივი ხასიათდება $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ჯამის, კაჟმიწის (SiO_2) შედარებით მაღალი (8. 0-9. 5 მას. %, 68-74 მას. % - შესაბამისად) და Al_2O_3 დაბალი შემცველობებით.

წოლის ფორმები და გავრცელება: რაპაკივი აგებს დიდი ზომის ინტრუზიულ მასივებს, რომელიც მოიცავს ათასეულ და ათეულათასეულ კვადრატულ კილომეტრს; აქვს უშუალო სივრცობრივი კავშირი ანორთოზიტებთან; ფართოდაა გავრცელებული: შვეციაში, კანადაში, მონღოლეთში, ციმბირისა და ჩრდილო ამერიკის ბაქნებზე, კარელიაში, ფინეთში, ვიბორგში (ლენინგრადის ოლქი), უკრაინაში და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: რაპაკივი მადნეული სასარგებლო ნამარხების შემცველობის მხრივ არ არის საინტერესო ქანი; გამოიყენება მხოლოდ სამშენებლო და მოსაპირკეთებელ ქვად.

16.5.3 ჰიპაბისალური ინტრუზიული ქანები

ტუტე მიკროგრანიტი და გრანიტ-პორფირი ნივთიერი შედგენილობით ინტრუზიული ტუტე გრანიტის სრულიად ანალოგიურია. მათგან მხოლოდ სტრუქტურით და მარცვალთა ზომებით განსხვავდებიან. პირველი მათგანი ძლიერ წვრილკრისტალური, თანაბარმარცვლოვანი ქანია, მეორე - პორფირული და არათანაბარმარცვლოვანი.

16.5.4 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანები

ამ ჯგუფის ქანებს მიეკუთვნებიან: პანტელერიტი (ტუტე რიოლითი), კომენდიტი.

პანტელერიტი

სახელი დაერქვა კუნძულ პანტელერიას მიხედვით (ხმელთაშუა ზღვა, სიცილიის სანაპირო).

ფერი: მუქი მწვანე, იშვიათად შავი ფერის ქანია - ღია მტრედისფერი ან მოყვითალო იერით.

სტრუქტურა: პორფირული ან აფირული, მიკროგრანიტული, გრანოფირული ან მიკროპოიკლიტურ-მიკროლითური, ფელზიტური, იშვიათად - ნახევრად კრისტალური მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურით.

ტექსტურა: ტრაქიტოიდული.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირულ გამონაყოფებს ქმნიან: კალიუმის მინდვრის შპატი (ანორთოკლაზი), ავგიტი, ეგირინ-დიოფსიდი და კვარცი. დიოფსიდი არფერდსონიტი ან რიბეკიტი პორფირული გამონაყოფების სახით იშვიათია. მომწვანო მინებრივი ძირითადი მასა შედგება თითქმის იმავე მინერალებისაგან, რომელთაც ზოგჯერ ეგირინის ნემსისებრი კრისტალებიც ემატება.

ქიმიური შედგენილობა: პანტელერიტში კაჟმინის (SiO_2) რაოდენობა იცვლება 68-74 მას. %, ხოლო ტუტეების ჯამი ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 9-10 მას. % აღემატება; არის ტუტე გრანიტის ვულკანური ანალოგი.

ნოლის ფორმები და გავრცელება: პანტელერიტი აგებს ლავურ ნაკადებს, ქმნის პიროკლასტურ დანაგროვებს და, იშვიათად, სუბვულკანურ დაიკურ სხეულებს; გავრცელებულია ხმელთაშუა ზღვაში (კუნძული პანტელერია), დასავლეთ აფრიკაში, ოკეანურ კუნძულებზე (პასხი, აზორი) და სხვ.

წარმოშობა: პანტელერიტი წარმოიშობა მოძრავი სარტყლების ტექტონიკურ-მაგმური განვითარების დამამთავრებელ ეტაპზე; დაკავშირებულია ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესთან ან მეტასომატურად გარდაქმნილი მანტიური და ქერქული სუბსტრატის ნაწილობრივი ლლობის პროცესთან.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: პანტელერიტი ხასიათდება ცირკონის, ნიობიუმის იშვიათი ელემენტების მომატებული შემცველობით, მაგრამ არა სამრეწველო მნიშვნელობით.

კომენდიტი

სახელი დაერქვა სან-პეტროს კუნძულის ერთ-ერთი ადგილის - კომენდეს მიხედვით.

ფერი: მონაცრისფრო ან მოყვითალო-მონაცრისფრო, მორუხო-ღია მტრედისფერი.

სტრუქტურა: პორფირული, ვიტროფირული, ზოგჯერ სფეროლითური - მინებრივი ძირითადი მასის მიკროგრანიტული, გრანოფირული, მიკროპოიკილიტური სტრუქტურით.

ტექსტურა: მასიური; ტრაქიტოიდული, ზოგჯერ ზოლებრივი.

მინერალოგიური შედგენილობა: პორფირული ჩანართები წარმოდგენილია ტუტე მინდვრის შპატიტ (სანიდინ-მიკროპერტიტი, იშვიათად ალბიტი), კვარცით, ეგირინით, რიბეკიტით, არფედსონიტით, იშვიათად ბიოტიტით.

კომენდიტსა და პანტელერიტს შორის განსხვავება მდგომარეობს: კომენდიტში ანორთოკლაზის ნაცვლად სანიდინის მონანილეობაში; ფერადი მინერალებიდან დიოფსიდის არარსებობაში.

წოლის ფორმები და გავრცელება: ქმნის ნაკადებსა და თალისებრ სხეულებს; გავრცელებულია წმინდა პეტრეს კუნძულებზე, მონღოლეთში, აშშ და სხვ.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: ახასიათებს პანტელერიტის სრულიად ანალოგიური მინერალიზაცია.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. ახსენით, ტუტე ქანებში ტუტინანობის განმაპირობებელი ლეიკოკრატული მინერალებია თუ მელანოკრატული მინერალები? თუ ორივე ერთად? 2. და-ახასიათეთ ტუტე გრანიტები ზოგადად და ახსენით განსხვავება მათსა და კირტუტე სახესხვაობებს შორის; 3. დაასახელეთ ოვოიდური (სათვალისებრი) სტრუქტურის გრანიტი და ახსენით მათი წარმოშობის მიზეზი; 4. არის ტუტე გრანიტები პრაქტიკულად მნიშვნელოვანი ქანები?

17 მაგმური ქანების წარმოშობა

17.1 ულტრაფუძე ქანების წარმოშობა

17.1.1. კირტუტიანი სერიის ქანების წარმოშობა

კირტუტიანი სერიის ულტრაფუძე ქანების წარმოშობის საკითხი სადავოა. მასთან დაკავშირებით გამოთქმული მოსაზრებების მიხედვით, ულტრაფუძე ქანები განიხილება, როგორც:

- ა. მაგმის კრისტალიზაციური და მაგმური დიფერენციაციის პროდუქტი;
- ბ. დამოუკიდებელი პერიდოტიტული მაგმის პროდუქტი;
- გ. ამაგმური (პროტრუზიული) პროცესების პროდუქტი.
- ნ. ბოუენის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის თეორიის მიხედვით, პირველადი მაგმა არის ბაზალტური შედგენილობის, ხოლო ბუნებაში არსებული ქანების ფართო სპექტრი (მათ შორის ულტრაფუძე ქანები) არის მათი კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტები. ულტრაფუძე ქანების ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის გზით წარმოშობის მომხრეები არგუმენტად ამ ჯგუფის ქანების (პერიდოტიტები, პიროქსენიტები და სხვ.) გაბრო-პიროქსენიტ-დუნიტურ, გაბრო-სიენიტურ და სხვა მაგმური ქანების შედგენილობაში არსებობასა და გაბროულ მასივებთან მჭიდრო კავშირს ასახელებენ. გამოთქმული მოსაზრების დასტურად იშველიებენ ასევე მსხვილ დაფენებულ, გაბროიდულ-ინტრუზიული სხეულების ქვედა ჰორიზონტებში ულტრაფუძე ქანების არსებობას, რომელთა წარმოშობას ფუძეზალტური მაგმის კრისტალიზაციის პროცესში, მძიმე ფერადი მინერალების (პიროქსენები, ოლივინი და სხვ.) გრავიტაციული დალექვის გზით ვარაუდობენ.

ფართო დისკუსიის საგანია ალპინოტიპური ულტრაფუძე ქანების (ალპინოტიპური დაერქვა იმის გამო, რომ ეს ქანები დეტალურად პირველად ალპურ ნაოჭა სარტყელში იქნა შესწავლილი) წარმოშობის საკითხი. მკვლევართა ნაწილი თვლის, რომ ალპინოტიპური ჰიპერბაზიტები დამო-

უკიდებელი პერიდოტიტული მაგმის პროდუქტს წარმოადგენს, რომელთა კერას ზედა მანტიაში ვარაუდობენ.

არგუმენტი: ნაოჭა მხარეებში ულტრაფუძე ქანები ხშირ შემთხვევაში ქმნიან უზარმაზარ, ხაზობრივად გაჭიმულ სარტყლებს, დამოუკიდებელ ლინზისებრ და შრეძარღვულ ფორმის სხეულებს და არ მონაწილეობენ გაბროიდულ მასივებთან ასოციაციაში. სწორედ ულტრაფუძე ქანების გეოლოგიურად დამოუკიდებლობამ მისცა მკვლევრებს მათი საკუთარი მკვებავი მამგური კერის არსებობის შესახებ ჰიპოთეზის გამოთქმის შესაძლებლობა.

მკვლევართა დიდი ნაწილი არ აღიარებს დამოუკიდებელი პერიდოტიტული მაგმების არსებობას და საერთოდ უარყოფს ულტრაფუძე ქანების მამგურ წარმოშობას. უკანასკნელ პერიოდში ფართო აღიარება პოვა ჰიპოთეზამ, რომლის მიხედვით, ოფიოლიტური სარტყლების ალპინოტიპური ულტრაფუძე სხეულები შემცველ წყებაში ინტრუდირებულია არა როგორც მაგმის, არამედ პროტრუზიის სახით, ე. ი. ადგილი აქვს უკვე გამყარებული მანტიური კრისტალური მასების სახით შემოჭრას სიღრმულ რღვევებსა და ქერქის ზედა ტექტონიკურად შესუსტებულ ზონებში. ბოუენი ამ მოვლენას საღ ოლივინიან ულტრაფუძე ქანებში ოლივინის მსხვრევის ნიშნების არსებობით ხსნის.

უკანასკნელ პერიოდში მეტი აღიარება პოვა ულტრაფუძე ქანების ოფიოლიტური ბუნების ჰიპოთეზამ, რომელიც ლითოსფერული ფილების თეორიას ეფუძნება. ამ თეორიის მიხედვით, ულტრაფუძე ქანები ოფიოლიტური ასოციაციის შემადგენელი ნაწილია და ძველი ოკეანური ქერქის ფრაგმენტებს წარმოადგენენ.

ხშირ შემთხვევაში, ოკეანური ქერქის კონტინენტური ქერქის ქვეშ დაძირვისას (სუბდუქცია), კონვერგენტული საზღვრების ლოკალურ უბნებში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს ობდუქციის მოვლენას. შედეგად, კონტინენტური ქერქის ობდუქცირებულ უბნებში ფორმირდება ე. წ. ოფიოლიტური განფენი, რომელიც ტექტონიკური ძალების ზემოქმედებით ცალკეულ ბლოკებად იმსხვრევა ისე, რომ თითოეული მათგანი არ ავლენს არავითარ სივრცობრივ ურთიერთკავშირს. ასეთი ტიპის კარგად შემონახული ოფიოლიტური ნაკადების ფრაგმენტები ძირითადად ახალგაზრდა ნაოჭა მხარეებისათვის (ალპები) არის დამახასიათებელი.

17.1.2 ტუტე სერიის ქანების წარმოშობა

კარბონატიტები

კარბონატიტების შესწავლის ინტერესი გამონვეულია მასთან დაკავშირებული სხვადასხვა სახის სასარგებლო ნამარხი საბადოების არსებობით (აპატიტი, ურანი, თორიუმი, ნიობიუმი, იშვიათი მიწა ელემენტები, ბერილიუმი, ტანტალი და სხვ.).

როული და დღემდე საკამათოა ტუტე ულტრაფუძე ქანებთან და ტუტე სიენიტებთან დაკავშირებული კარბონატიტების წარმოშობის საკითხი, რასაც ადასტურებს მის მიმართ გამოთქმული მრავალი და, მასთან, ურთიერთგამომრიცხავი მოსაზრება.

მკვლევართა ერთი ნაწილი ადრე კარბონატიტებს დანალექი კარბონატული ქანების - კირქვების ქსენოლითებად განიხილავდა, როგორც ინტრუზივის მიერ შემოტაცებულს და გადაკრისტალეზულს.

მკვლევართა მეორე ჯგუფის მიხედვით, კარბონატიტები არის დანალექი ქანები, რომელთაც სილრმეში შეიძინეს მაღალი პლასტიკურობა და დედამინის ზედაპირზე მარილის გუმბათების მსგავსად მოგვევლინენ.

უკანასკნელ პერიოდში გამოითქვა კარბონატიტების წარმოშობის მაგური და მეტასომატური ჰიპოთეზები:

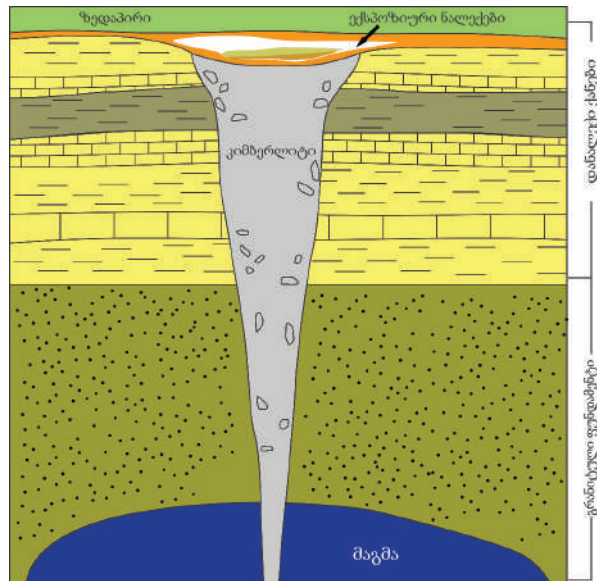
მაგური ჰიპოთეზის თანახმად, კარბონატიტები წარმოიშობა კარბონატიტული მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით; ვარაუდობენ, რომ კარბონატიტული მდნარი ტუტე მაგმის ღრმა დიფერენციაციის პროცესში მიიღება; მათივე მონაცემებით, მაგურ კარბონატიტებს მიეკუთვნება ადრეული, უფრო მაღალტემპერატურული კალციუმიანი სახესხვაობები.

მეტასომატური ჰიპოთეზის მიხედვით, კარბონატიტები ფორმირდება იოლითების, მელტიგიტების და ასევე ადრეული კარბონატიტების მეტასომატური ჩანაცვლების ხარჯზე, მათზე ნახშირმყავა გაზთხევადი ხსნარების ზემოქმედებით. ჩვეულებრივ, ჰიდროთერმულ-მეტასომატური წარმოშობის კარბონატიტებად განიხილავენ შედარებით გვიანდელ - ანკერიტული ტიპის სახესხვაობებს.

კიმბერლიტური მილის წარმოშობა

კიმბერლიტური მილი წარმოადგენს დიატრემის ტიპის გიგანტური ზომის სვეტისებრი ფორმის სხეულს, რომელიც დედამინის ზედაპირზე ნაკვეთილი კონუსის ფორმით მთავრდება. სილრმეში კონუსური ფორმა თანდათან ვიწროვდება და სხეული გიგანტური ზომის (რამდენიმე ათეული მეტრიდან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე) სტაფილოს ფორმას იძენს (სურ. 114).

კიმბერლიტური მილების წარმოშობის სა-



სურ. 114. კიმბერლიტის ძარღვი

http://www.kgs.ku.edu/Publications/pic16/pic16_2.html

კითხის გადაწყვეტას ართულებს გარემოება, რომ ისინი მხოლოდ დედამინის ქერქის ყველაზე ძველი და ყველაზე სტაბილური უბნების (პლატფორმების) კრისტალურ ფუნდამენტში განვითარებულ მსხვილ რღვევით სტრუქტურებთან არის კავშირში.

კიბერლიტური მილების მომცემი ტუტე მაგმა, რომელთა ფორმირების წყაროდ ზედა მანტიის პერიდოტიტულ შრეს განიხილავენ, ხასიათდება აკუმინის დაბალი, კალიუმისა და მაგნიუმის მომატებული შემცველობებით და აქროლადი კომპონენტების (CO_2 და H_2O) მაღალი შემცველობებით. მკვლევართა ერთი ნაწილის მიერ შემოთავაზებული მოდელის მიხედვით, მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში, დაახლოებით 150-200 კმ სიღრმეზე, ადგილი აქვს ოლივინით მდიდარი ქანების - პერიდოტიტების ნაწილობრივი ლღობის პროცესს. მიღებული გავარვარებული კიბერლიტური მაგმა, მისი თანმხლები აქროლადი კომპონენტების (CO_2 და H_2O) წყალობით, იწყებს გადაადგილებას დედამინის ზედა ჰორიზონტებისაკენ, დაბალი წნევისა და დაბალი ტემპერატურის მქონე არეალის მიმართულებით, დაახლოებით 400 მ/წმ. სიჩქარით.

მაგმის გადაადგილებას თან ახლავს კრისტალიზაციური დიფერენციაციისა და აქროლადი კომპონენტების გაფართოების პროცესი. ეს უკანასკნელი ავითარებს მაღალ წნევას, რაც იწვევს შემცველი ქანების მსხვრევას და მათი ცალკეული ნატეხების მაგმაში ბრეჭიების სახით ჩათრევას. დედამინის ზედაპირთან ახლოს მაგმის შემცველი გაზების წნევა იმდენად დიდია, რომ კიბერლიტური მაგმა იძენს აფეთქებით ხასიათს, რის გამოც მნიშვნელოვნად იზრდება შემცველი წყების ცალკეულ ნატეხებად მსხვრევის პროცესი, რაც საბოლოოდ კიბერლიტებისათვის დამახასიათებელი ტექსტურის ფორმირებით მთავრდება.

კიბერლიტური მაგმის წარმოშობის საკითხთან დაკავშირებით არსებობს განსხვავებული მოდელი, რომლის მიხედვით კიბერლიტური მაგმა წარმოადგენს ქლორიდების დიდი რაოდენობით შემცველ მაღალნატრიუმთან კარბონატულ მდნარს; წამოყენებულია ასევე კიბერლიტური მაგმის შეჭრის და აფეთქების მილების ფორმირების მოდელი. ამ მოდელის მიხედვით აფეთქება მიმდინარეობს მაგმის კრისტალიზაციის დამამთავრებელ ეტაპზე ოლივინის სერპენტინიზაციის დროს გამოყოფილი წყალბადის ხარჯზე.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რომელი ჰიპოთეზები იცით კირტუტე ულტრაფუძე ქანების წარმოშობის შესახებ? 2. რას ნიშნავს „ალპინოტიპური ულტრაფუძე“ ქანი და როგორ წარმოიშობიან ისინი? 3. დაახასიათეთ კარბონატიტების წარმოშობის შესახებ არსებული ჰიპოთეზები; 4. აღწერეთ და სქემატურად გამოხაზეთ კიბერლიტის ძარღვი; დაახასიათეთ კიბერლიტური მაგმის ფორმირების მოდელი.

17.2 ფუძექანების წარმოშობა

17.2.1 კირტუტე სერიის ფუძექანების წარმოშობა

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კრისტალიზაციური დიფერენციაციის თეორიის მიხედვით ქანების მრავალფეროვნება (მათ შორის ფუძექანები) საწყისი - არადიფერენცირებული ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური და მაგმური დიფერენციაციის პროდუქტებად განიხილება. დამოუკიდებელი პირველადი ბაზალტური მაგმის არსებობას ბაზალტების ფართო გავრცელება და დედამიწის გეოლოგიური განვითარების მთელი ისტორიის მანძილზე მათი მრავალჯერადი გამოვლინებაც ადასტურებს.

მაგმების წარმოშობის საკითხის გარკვევა, როგორც წინა თავშიც ითქვა, ძნელია, თუმცა დადგენილია მაგმის შედგენილობის განმსაზღვრელი ფაქტორები: ლობობადი სუბსტრატის შედგენილობა და ლობობის პროცესის მსვლელობის სიღრმე. მკვლევართა უმრავლესობა ბაზალტური მაგმების ჩასახვის ადგილად ზედა მანტიას განიხილავს. ექსპერიმენტული კვლევის მონაცემებმა, ბაზალტებში დადგენილმა სიღრმეული ქსენოლითების შედგენილობამ და გეოფიზიკური შესწავლის შედეგებმა დაადასტურეს ზედა მანტიის არაერთგვაროვანი აგებულება. გარდა პერიდოტიტებისა, მათ აგებულებაში ამფიბოლიტების, პიროქსენიტების, ლერცოლიტების, ჰარცბურგიტების, ეკლოგიტების და სხვა ულტრაფუძე ქანების მონაწილეობაც დადასტურდა.

სადღეისოდ არსებული ჰიპოთეზების მიხედვით, ძირითადად ორი ტიპის ბაზალტებს გამოყოფენ: ტოლეიტურს (პიჟონიტის ბაზალტები) და ტუტე ოლივინიანს - (ჰიპერსტენიანი). უკანასკნელ პერიოდში მათ შორის გარდამავალ-კირტუტეანი (თიხამინიანი) სერიის ბაზალტებსაც გამოყოფენ. ბაზალტებს შორის განსხვავებას მათი მომცემი პირველადი მაგმის ფორმირების სიღრმეებით ხსნიან. მაგალითად, იოდერისა და ტილის მიხედვით, ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტების მომცემი მაგმები, ტოლეიტური ბაზალტების მომცემ მაგმურ კერებთან შედარებით, უფრო დიდ სიღრმეებზე ფორმირდებიან.

ზოგიერთი ავტორი (ვ. პეტროვი) ტოლეიტური-ბაზალტური მაგმების ჩასახვის სიღრმედ 150 კმ ვარაუდობს, 40-50 კმ წნევის პირობებში, ხოლო ტუტე ოლივინიანი ბაზალტებისას - დაახლოებით 200 კმ სიღრმეს 50 კმ წნევის პირობებში. ეს მონაცემები ჰიპოთეტურია.

ტოლეიტური ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციას მიყვავართ ანდეზიტების, დაციტებისა და რიოლითების თანმიმდევრულ ფორმირებად, ხოლო ტუტე-ოლივინიან ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციას - ტრაქიტების, ფონოლითების და, ზოგჯერ, ტუტე ლიპარიტების ფორმირებადმდეც კი. პირველადი ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაცია განსხვავებულ გეოდინამიკურ პირობებში ასახვას პოულობს ბაზალტების

ქიმიურ და გეოქიმიურ შედგენილობათა განსხვავებაში. გეოდინამიკური ვითარების პირობების მიხედვით გამოყოფენ ბაზალტების შემდეგ ტიპებს: 1. შუაოკეანური ქედის, 2. კუნძულთა რკალის აქტიური განაპირა მხარეების და 3. შიდაფილურს.

ფუძექანების პირველადი ბაზალტური მამგის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით წარმოშობას ადასტურებს ზოლოვანი აგებულების გაბროული ინტრუზივები, რომელშიც ზოლებრიობა მელანოკრატული და ლეიკოკრატული მინერალების განსხვავებული შემცველობის მქონე შრეების მორიგეობით არის გამოწვეული. მათგან მელანოკრატული შრეები იჭერენ ინტრუზიული სხეულის ქვედა, ხოლო ლეიკოკრატული - ზედა დონეებს. მსგავსი კანონზომიერება ისახება გაბროიდების ეფუზიურ ანალოგებში - ბაზალტურ ნაკადებსა და განფენებშიც. მათშიც კარგად დაიკვირვება პირველადი ბაზალტური მამგის დიფერენციაციის ნიშნები, რაც აისახება ნაკადის ქვედა ნაწილში მძიმე - რკინა-მაგნეზიური მინერალების (ოლივინი, პიროქსენი), ხოლო ზედა ნაწილში მსუბუქი - ლეიკოკრატული მინერალების (პლაგიოკლაზი) სიმდიდრეში. ამ მოვლენას ზოგი მკვლევარი პირველადი მდნარის ლიკვაციური დაყოფის თეორიის პოზიციებიდან ხსნის.



სურ. 115. კოლუმბიის პლატო. დიდი ენციკლოპედია Inc. <https://www.britannica.com/science/plateau-landform>

პლატობაზალტების წარმოშობის საკითხი. კონტინენტურ პლატო-ფორმულ პირობებში ადგილი აქვს ტოლეიტური ბაზალტების მასიურ ამოფრქვევებს (პლატობაზალტები), რომლებიც დოლერიტებთან ერთად ძალიან დიდ ფართობზე ვრცელდებიან და მჭიდრო გენეტიკურ კავშირს ავლენენ გაბროული შედგენილობის ინტრუზიულ ანალოგებთან. ბაზალტების, დოლერიტებისა და ინტრუზიული ქანების ბუნებრივ ასოციაციას ტრაპულ ფორმაციას უწოდებენ. ცნობილი ტრაპული ფორმაციებია: ციმბირის, ინდოეთის, სამხრეთ აფრიკის, ამერიკის და სხვ.

პლატობაზალტების ფორმირება დაკავშირებულია მრავალრიცხოვან მსხვილ გაჭიმულ რღვევით სტრუქტურასთან ან ვულკანურ ცენტრებთან; პროცესი მიმდინარეობს აფეთქების გარეშე ტოლეიტური და

ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების ამოფრქვევით; არ გამორიცხავენ მაღალთიხამინიანი ბაზალტების ამოფრქვევებსაც. პლატობაზალტების ისეთი ცნობილი რეგიონები, როგორცაა კოლუმბიისა და დეკანის პლატოები, ძირითადად აგებულია ტოლეიტური ბაზალტებით. ტუტე ოლივინიანი ბაზალტები წარმოადგენს ტოლეიტური ბაზალტებისაკენ გარდამავალს და კოლუმბიის პლატოს ქვედა დონეებს იჭერს (სურ. 115).

ზოგიერთი პლატოს აგებულებაში მონაწილეობენ ურთიერთმონაცვლეობით წარმოდგენილი ტოლეიტური და ტუტე ბაზალტები (დასავლეთ შოტლანდია, სამხრეთ ვიეტნამი).

არ არსებობს ერთი აზრი პლატოების ამგები ბაზალტების მომცემი პირველადი მაგმის ბუნების შესახებ. მკვლევართა ერთი ჯგუფი პლატოების ამგებ ორივე ჯგუფის ბაზალტებს ერთი საერთო - არადიფერენცირებული სანყისი მანტიური ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტებად განიხილავს. მკვლევართა მეორე ჯგუფი მათ წარმოშობას მანტიური ბაზალტური მაგმების მიერ კაჟმინით მდიდარი სიალური ქერქის ფენების კონტამინაციის პროცესს უკავშირებს. ამ მოვლენას ბაზალტებში ოლივინის სიღარიბითა და კვარცის არსებობით ხსნიან.

ანორთოზიტების წარმოშობა. დღემდე დამაჯერებელ ახსნას ვერ პოულობს ისეთი მსხვილი ანორთოზიტული პლუტონების წარმოშობის საკითხი, რომელშიც გაბროიდები საერთოდ არ მონაწილეობს ან მონაწილეობს უმნიშვნელო რაოდენობით.

ზოგი მკვლევარი ამ ტიპის ანორთოზიტულ პლუტონებს დამოუკიდებელი პირველადი ანორთოზიტული მდნარის პროდუქტად განიხილავს; მათივე მონაცემებით, ანორთოზიტული მდნარი გრანიტული მაგმის მიერ კარბონატიტული და მაღალთიხამინიანი ქანების სიღრმული ასიმილაციის ხარჯზე მიიღება.

მონომინერალური შედგენილობის პლაგიოკლაზიანი ქანების ეფუზიური ანალოგების არარსებობის გამო, გამოთქმულია მოსაზრება, რომლის მიხედვით, ყველა ანორთოზიტული ქანი წარმოიქმნება ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესში პლაგიოკლაზის დაგროვების ხარჯზე, რომლებიც შემდგომ ფაფისებური მასების სახით იჭრებიან ლითოსფეროს ზედა ჰორიზონტებში. ზოგი მკვლევარი ანორთოზიტების ეფუზიური ანალოგების არარსებობას ამ ქანების მაგმური წარმოშობის წინააღმდეგ მტკიცებულებად იყენებს და მათ მეტასომატურ ან მეტამორფულ წარმონაქმნებად განიხილავს.

ანორთოზიტების პირველადი ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტებად მიკუთვნებულობის მომხრეები არგუმენტად ანორთოზიტებისათვის დამახასიათებელ ტიპურ მაგმურ სტრუქტურასა და მათ გაბროში, ნორიტებსა და ტროქტოლიტებში თანდათან გადასვლას იშველიებენ.

სპილიტების წარმოშობა. საკითხი პრობლემატურია, რაც ქანის ამგებ მჟავე პლაგიოკლაზის (ალბიტ-ოლიგოკლაზი) წარმოშობის პირობების დადგენაში მდგომარეობს. ამ საკითხთან დაკავშირებით არსებობს განსხვავებული პეტროგენეტიკური მოდელები:

პირველი მოდელის მიხედვით, ალბიტი სპილიტებში პირველადი მიწერალია და წარმოშობილია მაგმურ აუზშივე ნატრიუმის ნაერთებით მდიდარი მაგმის კრისტალიზაციის პროცესში - ამოფრქვევამდე; ამ ჰი-

პოთეზის არსებობას ეჭვქვეშ აყენებს ქანში ალბიტისა და პიროქსენის ერთად გამოკრისტალება.

მეორე მოდელის მიხედვით, ალბიტი ჩნდება რეგიონული მეტამორფიზმის (მეტასომატოზი), სხვაგვარად, სპილიტიზაციის პროცესში, რომელიც, როგორც ვარაუდობენ, ბაზალტური შედგენილობის ქანებზე პოსტმაგმური ნატრიუმით მდიდარი ხსნარების მოქმედებით უნდა იყოს გამოწვეული. არგუმენტად იშველიებენ სპილიტურ ლავებში არსებულ ვეზიკულებში მეორეული მინერალების მდიდარ ასოციაციას (ქლორიტები, კალციტი, აქტინოლიტი, იშვიათად ქალცედონი, კვარცი).

მესამე მოდელის მიხედვით, ალბიტი არის მეორეული მინერალი, წარმოშობილი წყალქვეშა ამოფრქვევის ბაზალტებში შემავალი კალციუმიანი მინდვრის შპატების (ფუძეპლაგიოკლაზები) ალბიტიზაციის გზით. პროცესი ვითარდება კალციუმსა და ზღვის წყალში არსებულ ნატრიუმს შორის იზომორფული ჩანაცვლების ხარჯზე.

ჰიპოთეზების სიმრავლის მიუხედავად, სპილიტების წარმოშობის საკითხი მაინც დავის საგნად რჩება.

17.2.2 ტუტე სერიის ქანების წარმოშობა

ტუტე გაბროიდები არ მიეკუთვნებიან ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანებს. ისინი ვლინდებიან ოკეანურ ღრმულებში, ნაოჭა მხარეებსა და პლატფორმებზე.

ოკეანური ღრმულების ტუტე ბაზალტები ფორმირდებიან ვულკანიზმის განვითარების დამამთავრებელ ეტაპზე (ჰავაი) და ასოცირდებიან პიკრიტებთან და ოლივინიან ბაზალტებთან. კონტინენტურ პირობებში ტუტე გაბროიდული ქანები ვლინდებიან ძველი ჰერცინული ნაოჭა ნაგებობების აქტივიზაციის ზონებში (პლატფორმები) და დაკავშირებული არიან ხაზობრივად გაჭიმულ რღვევით სტრუქტურებთან. ტუტე ქანების მინერალური შედგენილობითა და ქანთა მრავალფეროვნებით (იოლითები, ოლივინიანი ბაზალტები, ტემენიტები, ტრაქიტები, ბაზანიტები, ტინგუაიტები კამპტონიტები, მონჩიკიტები, ესექსიტები, სიენიტები, ნეფელინიანი და ნეფელინშემცველი სიენიტები და სხვ) გამოირჩევიან ტრაპული (განსაკუთრებით ინდოეთის ტრაპი) ფორმაციები.

ტუტე გაბროიდები იშვიათად ქმნიან დამოუკიდებელ მცირე ზომის შტოკისებრ და დაიკისებრ ფორმის სხეულებს; ისინი ძირითადად რთული მასივების აგებულებაში მონაწილეობენ.

მჭიდრო გენეტიკური კავშირი აქვთ ტუტე გაბროიდებს ნეფელინიან სიენიტებთან. ტუტე გაბროიდების გავრცელების რეგიონები ნეფელინიან და ტუტე სიენიტებთან ასოციაციაში ცნობილია კოლის ნახევარკუნძულზე, ტიან-შანზე და სხვ. ბევრ ადგილას დადგენილია ტუტე ბაზალტოიდების პარაგენეტიკური კავშირები ულტრაფუძე ტუტე შედგენილობის ინტრუზიულ ქანებთან (ციმბირის პლატფორმა, მდ. მეიმენის აუზი).

ტუტე გაბროიდების მინერალურ შედგენილობათა და, შესაბამისად, ქანთა მრავალფეროვნება ძალიან ართულებს მათი წარმოშობის საკითხის ერთნიშნად გადაწყვეტას. ამ საკითხთან დაკავშირებით არსებობს რამდენიმე ჰიპოთეზა, რომელთაგან ფართო აღიარება მოიპოვა ასიმილაციურმა და დიფერენციაციულმა ჰიპოთეზებმა. ასიმილაციური ჰიპოთეზის თანახმად (დელი, ბელიანკინი, კუზნეცოვი და სხვ.), ნეფელინიანი სიენიტები და ტუტე გაბროიდები ფორმირდებიან მჟავე ან ფუძემამების მიერ კარბონატული ქანების ასიმილაციის გზით. პროცესს თან ახლავს მაგმის დესილიკაცია და ფელდშპატების ნაცვლად ფელდშპატიოდების გამოკრისტალება. მოცემულ შემთხვევაში ტუტე ფუძექანები განიხილებიან როგორც მჟავე და ფუძემამების კარბონატულ ქანებთან ჰიბრიდიზაციის პროდუქტები.

კრისტალიზაციური დიფერენციაციის ჰიპოთეზის მიხედვით, ტუტე გაბროიდები და ნეფელინიანი ქანები წარმოადგენენ ფუძე ან ტუტე ულტრაფუძე მაგმების მაგმური და კრისტალიზაციური დიფერენციაციის საბოლოო პროდუქტებს. პროცესის მიმდინარეობის პირობები ხელს უწყობს მაგმიდან ტუტეების გამოყოფასა და მაგმის წარმომქმნელ კერაში აქროლადი კომპონენტების დაგროვებას. როგორც ვარაუდობენ, წარმოქმნილი სხვადასხვა შედგენილობის მაგმური მდნარის ცალკეული პორციები სიღრმული რღვევების მეშვეობით ექცევა ლითოსფეროს ზედა ჰორიზონტებში და დასაბამს აძლევს ისეთი რთული რგოლური შრეებრივი ინტრუზივების ფორმირებას, როგორიცაა ხიბინისა და ლოვოზერის ტუტე მასივები.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რით ხსნიან პიჟონიტის და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების მომცემ მაგმებს შორის განსხვავებას? 2. დაახასიათეთ კირტუტე სერიის ფუძექანების მომცემი მაგმის ფორმირების ადგილი და პირობები; 3. დაასახელეთ ქანების კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით წარმოშობის დამადასტურებელი ბუნებაში არსებული ფაქტები; 4. როგორ ფორმირდებიან პლატობაზალტები? დაასახელეთ პლატობაზალტების კლასიკური მაგალითები; 5. რაში მდგომარეობს ანორთოზიტის წარმოშობის საკითხის დადგენის სირთულე? 6. რა ჰიპოთეზები იცით ტუტე ფუძექანების წარმოშობის შესახებ?

17.3 საშუალო შედგენილობის ქანების წარმოშობა

თანამედროვე მამმური ქანების პეტროლოგიაში საშუალო შედგენილობის ქანების წარმოშობის საკითხი არის რთული და ერთნიშნად გადაუწყვეტელი. ამ ჯგუფის ქანების წარმოშობის საკითხის განხილვისას მხედველობაშია მისაღები მათი ეფუზიური ანალოგების - ანდეზიტების ფართო გავრცელება და დიორიტების უდიდესი როლი ინტრუზიულ ქანთა ასოციაციაში.

17.3.1 ანდეზიტების წარმოშობა

ანდეზიტების წარმოშობის საკითხი განიხილება განსხვავებული პეტროგენეტიკური მოდელების ჩარჩოში:

მოდელი 1

მკვლევართა ჯგუფი ანდეზიტებს საწყისი - დედაბაზალტური მაგმის ნორმული კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესის პროდუქტებად განიხილავს. ამ ჰიპოთეზის დამადასტურებელ არგუმენტებად იშველიებენ: ერთი მხრივ, ბაზალტ-ანდეზიტბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითურ დიფერენცირებულ რიგში ანდეზიტების მჭიდრო სივრცობრივ და გენეტიკურ კავშირს დიფერენცირებული რიგის დანარჩენ წევრებთან და, მეორე მხრივ, ბაზალტური და ანდეზიტური ლავების მორიგეობას როგორც თანამედროვე ვულკანური მოქმედების რეგიონებში, ისე ძველ ნაოჭა სისტემებში. ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის გზით ანდეზიტების წარმოშობის ჰიპოთეზის განხილვისას იქმნება გარკვეული წინააღმდეგობა, რაც ანდეზიტების რაოდენობრივ მხარეში აისახება; კერძოდ, ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციით არ შეიძლება მივიღოთ ანდეზიტების ის რაოდენობა, რამდენიც სინამდვილეშია. უფრო მეტიც, მკვლევრებს შორის ეს მოდელი ვერ პოულობს აბსოლუტურ აღიარებას იმის გამოც, რომ ანდეზიტი ხშირად გვხვდება იქ, სადაც ბაზალტი არ არის.

მოდელი 2

ანდეზიტური მაგმა, მათი ჰიბრიდული ბუნებიდან გამომდინარე, შეიძლება მივიღოთ განსხვავებული შედგენილობის მაგმების (ბაზალტური, გრანიტული) ურთიერთშერევის გზით.

მოდელი 3

ანდეზიტის წარმოშობის ერთ-ერთ მიზეზად ბაზალტური მაგმის მიერ კონტინენტური მიწის ქერქის სალური მასალის (გრანიტი, გრანოდიორიტი) ასიმილაცია და კონტამინაცია (თანაფარდობა 40%:60%) განიხილება; ეს მოდელი ვერ პოულობს მტკიცებულებას ელემენტ-მინარეგების განაწილების თვალსაზრისით, რადგან ზოგიერთი მიკროელემენტის შემცველობა ანდეზიტში უფრო დაბალია ბაზალტებთან შედარებით.

მოდელი 4

ანდეზიტური მაგმების ფორმირება შესაძლებელია სუბდუქციის ზონებში - ოკეანური და კონტინენტური ლითოსფერული ფილების ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე.

მოდელი 5

ამ მოდელის მიხედვით, ანდეზიტი ჩნდება დამოუკიდებელი ანდეზიტური სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით. ანდეზიტური მაგმები შეიძლება მივიღოთ ლითოსფეროს ბაზალტური შრის შერჩევითი ლლობის (ა. კუზნეცოვი) ან ზედა მანტიის ნივთიერების ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე - 95-115 კმ სიღრმეზე (რიგვუდი, გრინი/).

17.3.2 დიორიტის წარმოშობა

დიორიტები, მათი ფართოდ გავრცელების მიუხედავად, იშვიათად ქმნიან დამოუკიდებელ მსხვილ ინტრუზიულ მასივებს და მჭიდროდ ასოცირდებიან განსხვავებული პეტროგრაფიული შედგენილობის, უპირატესად, მჟავე ქანების ინტრუზიულ მასივებთან.

დიორიტების წარმოშობასთან დაკავშირებით ორ ჰიპოთეზას ავითარებენ:

პირველი ჰიპოთეზის მიხედვით, დიორიტები განიხილებიან საშუალო შედგენილობის, მცირე ზომის მაგმური კერების დიფერენციაციის პროდუქტებად. ამ გზით ფორმირებული დიორიტებისათვის დამახასიათებელია მცირე ზომის ლაკოლითები, შტოკისებრი და დაიკისებრი სხეულები.

მეორე ჰიპოთეზის მიხედვით, პირველადი გრანიტული მაგმა კალციუმით მდიდარი შემცველი ქანების (კირქვები) ასიმილაციითა და მასში ჩაღობით იცვლის პირვანდელ შედგენილობას. გრანიტული მაგმის კალციუმით გამდიდრების ფონზე ადგილი აქვს სისტემის დესილიკაციის პროცესს, რასაც თან ახლავს რქატყუარისა და უფრო ფუძე (ჩვეულებრივი ზონალური) პლაგიოკლაზის გამოყოფა და დიორიტული მაგმის ფორმირება. ამ გზით წარმოშობილი ინტრუზიულ-დიორიტული და კვარციან-დიორიტული სხეულების გენეტიკური ტიპი გრანიტული და გრანოდიორიტული მასივების კიდურა ფაციესია; დიორიტული სხეულების ფორმას მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს იმ მასივების ფორმა, რომელთანაც ისინი გენეტიკურად არიან კავშირში.

17.3.3 ბონინიტის წარმოშობა

როგორც უკვე აღინიშნა, ბონინიტი მეტად თავისებური ვულკანური ქანია, რომლისთვისაც დამახასიათებელია MgO და SiO₂ გაზრდილი შემცველობების (16-22%, 55-62%, შესაბამისად) შეხამება. კაჟმინის შემცველო-

ბით ბონინიტი საშუალო შედგენილობის ქანებს მიეკუთვნება, მაგნიუმის შემცველობით - ულტრაფუძე ქანებს.

სირთულესთან არის დაკავშირებული ასეთი გაორებული შედგენილობის ქანის მომცემი პირველადი ბონინიტური მაგმის გენერაციის შესაძლო მექანიზმის დადგენა.

მკვლევართა ერთი გჯუფი ბონინიტებს, მათი პეტროგრაფიული და პეტროქიმიური თავისებურებებიდან გამომდინარე, განიხილავს, როგორც ჰარცბურგიტის ნანილობრივი ლლობის პროდუქტს, რომელიც მიმდინარეობს არაუმეტეს 15-30 კმ სიღრმეზე წყლის უმნიშვნელო რაოდენობით არსებობის პირობებში. წყაროდ ვარაუდობენ გამოფიტულ, ლლობის პროცესის დაწყებამდე სერპენტინიზებულ და ლლობის პროცესში არამთლიანად დეჰიდრატირებულ მანტიურ პერიდოტიტებს. პირველადი ბონინიტური მაგმის ტემპერატურა 16-22% MgO და დაახლოებით 1-2 % H₂O შემცველობის პირობებში 1300-1150° შეადგენს.

განსხვავებული მოსაზრების მიხედვით, ბონინიტური მაგმის გენერაციის შესაძლო მექანიზმს წარმოადგენს მალალმაგნიზიური პიკრიტული და პიკრიტბაზალტური შედგენილობის მდნარის სუბვულკანურ პირობებში ფრაქციული დიფერენციაციის პროცესი.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რომელი ჰიპოთეზები იცით ანდეზიტებისა და დიორიტების წარმოშობის შესახებ? 2. რით არის გამოწვეული ანდეზიტების წარმოშობისათვის, კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გარდა, წარმოშობის სხვა გზების ძეზნის აუცილებლობა? 3. დაახასიათეთ პირველადი ბონინიტური მაგმის ჩასახვის შესაძლო მექანიზმები.

17.4 მჟავე ქანების წარმოშობა

17.4.1 გრანიტების წარმოშობა

გრანიტების წარმოშობის პრობლემის დასმის თარიღად 1797 წელი ითვლება, როდესაც პირველად ჰეტონმა გამოთქვა ჰიპოთეზა ზოგიერთი კრისტალური აგებულების ქანების, მათ შორის გრანიტების დანალექი ქანებიდან წარმოშობის შესახებ - მათზე მალალი წნევისა და მალალი ტემპერატურის ზემოქმედების შედეგად. გრანიტების წარმოშობის საკითხი სპეციფიკურია, რაც გამოწვეულია იმით, რომ ისინი მხოლოდ კონტინენტური დედამინის ქერქის აგებულებაში მონაწილეობენ და არ არის ცნობილი ოკეანური ტიპის ქერქში და მეტეორიტებში. სადღეისოდ გრა-

ნიტების წარმოშობის შესახებ არსებულ მრავალრიცხოვან ჰიპოთეზებს მაგმურ, პალინგენურ და მეტასომატურ ჯგუფში აერთიანებენ.

გრანიტების მაგმური წარმოშობა

გრანიტების მაგმური წარმოშობის შესახებ ერთ-ერთი პირველი ჰიპოთეზა ამერიკელ გეოლოგ ნ. ბოუენს ეკუთვნის. მის მიერ გრანიტების წარმოშობა განხილულია სანყისი ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პოზიციებიდან, რომლის თანახმად გრანიტი არის ბაზალტური მდნარის ბოლოკიდურა დიფერენციაციის პროდუქტი. ამ ჰიპოთეზის სასარგებლოდ მიუთითებს: ტაგილის მასივისა (ურალი) და ბუშველდის ლოპოლითის (ტრანსვაალი, სამხრეთ აფრიკა) კომპლექსები.

ტაგილის ზონური მასივის აგებულებაში მონაწილეობენ: დუნიტი-გაბრო-გაბრო-დიორიტი-სიენიტი-მონცონიტი-დიორიტი-გრანიტი. ბუშველდის ლოპოლითის ქრილში ქვედა ჰორიზონტებს იჭერს მაღალი კუთრი ნონის მქონე ქანები - ულტრაბაზიტები და გაბროიდები, ხოლო ქრილის ზედა ნაწილს - უფრო დაბალი კუთრი ნონის მქონე დიორიტი, გრანიტი-რიოლიტი-პორფირი და გრანიტი; მოტანილი მაგალითები გრანიტის ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით წარმოშობას ადასტურებენ, თუმცა შემდგომ ეს ჰიპოთეზა მწვავე კრიტიკის საგანი გახდა, რადგან ის ვერ ხსნის ბუნებაში გრანიტის გავრცელების რაოდენობრივ მხარეს. საქმე ისაა, რომ სანყისი ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით შეიძლება მიღებულ იქნეს გრანიტული მაგმის მხოლოდ 5%, მაშინ, როდესაც გრანიტებისა და გრანოდიორიტების რაოდენობა დიდად აღემატება აღნიშნულ მაჩვენებელს. ამის გამო მკვლევარების წინაშე დადგა გრანიტის წარმოშობის სხვა გზების ძიების აუცილებლობის საკითხი. ფ. ლევიგსონ-ლესიგის მირ შემოთავაზებულ იქნა იუვენური გრანიტული მაგმის არსებობის ჰიპოთეზა. მან გრანიტიდების მრავალსახეობა განიხილა, როგორც ლიკვაციური პროცესის შედეგი. პროცესის მსვლელობისას მნიშვნელოვანი როლი ასიმილაციის მოვლენას მიანიჭა.

გრანიტების პალინგენური წარმოშობა

მეცნიერთა დიდი ნაწილი მყავე შედგენილობის მეორეული მაგმის არსებობაზე მიუთითებს, რომელთა წარმოშობაში წამყვან ფაქტორებად ანატესისა და პალინგენეზის პროცესებს განიხილავენ. მკვლევართა ერთი ჯგუფი (კუზნეცოვი, იზოხი და სხვ) გრანიტული პალინგენეტიკური მაგმის წარმოშობას ბაზალტური მაგმის მიერ დედამიწის დანალექ-მეტამორფული გარსის ქანების ასიმილაციის პოზიციებიდან ხსნის. არის განსხვავებული მოსაზრებაც, რომლის მიხედვით, სუბსტრატის ღრმად დაძირული ქანების (გრანიტები, ფიქლები, გნაისები) სრულ ლლობას (პალინგენეზი) მიყვავართ გრანიტული მაგმის ფორმირებამდე,

უცხო ნივთიერების შემოტანის გარეშე. დაბალტემპერატურული კვარც-მინდვრისშპატიანი გრანიტული შედგენილობის მდნარის მიღება შესაძლებელია ასევე მეტამორფული ქანების ანატექტური (ნანილობრივი, შერჩევითი) გამოღობის გზითაც. პროცესი მიმდინარეობს დედამინის ღრმა ნაწილებიდან მომდინარე ნივთიერებების (HF , H_2O , P_2O_5 და სხვ.) ზემოქმედებით.

პალინგენური მაგმის შექმნის შესაძლებლობა დედამინის ქერქის დანალექ-მეტამორფული გარსის ანატექტიკური ღობის გზით ექსპერიმენტულად იქნა დადასტურებული (ბოუენი, ტატლი). განისაზღვრა ევტექტიოიდური გრანიტული მდნარის კრისტალიზაციის ტემპერატურული ინტერვალის (640-650°C).

გ. ვინკლერის აზრით, ნაოჭა ზონებში, შესაბამის თერმოდინამიკურ პირობებში, ანატესისი შეიძლება განიცადოს არკოზებმა, გრავუაკებმა, ტუფებმა და სხვა პეტროგრაფიული ჯგუფის ქანებმა. ექსპერიმენტული მონაცემებით დადასტურებულია, რომ გნაისებიდან, რომელთა შედგენილობა ახლოსაა გრანიტების შედგენილობასთან, შეიძლება გამოღობილ იქნეს 95%-მდე, ხოლო გრავუაკებიდან - 70%-მდე გრანიტული შედგენილობის მდნარი, რომელიც შეიძლება დარჩეს წარმოშობის ადგილზე ან გადაადგილდეს მინის ქერქის ზედა ჰორიზონტებში.

გრანიტების მეტასომატური წარმოშობა

მიმდინარე საუკუნის 30-იან წლებში პეტროგრაფიაში საფუძველი ჩაეყარა მიმართულებას, რომლის თანახმად, გრანიტული შედგენილობის ქანის წარმოშობა შეიძლება მოხდეს ნებისმიერი ქანის მეტამორფული (მეტასომატოზი, გრანიტიზაცია) გარდაქმნით მყარ მდგომარეობაში - მაგმური სტადიის გავლისა და ხსნარში გადასვლის გარეშე.

მეტასომატოზი არის მეტამორფიზებული ქანის მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობის ცვალებადობის პროცესი, გამონეული ქანიდან შემადგენელი კომპონენტების გატანით და ახალი კომპონენტების შემოტანით. მინერალების გახსნისა და ახლის შემოტანის პროცესი მიმდინარეობს ერთდროულად, ქანის მოცულობის მნიშვნელოვანი ცვლილების გარეშე - სიღრმიდან მომდინარე ხსნარების ზემოქმედებით პირველადი მინერალების თანდათანობით ჩანაცვლების გზით. გრანიტიზაციის ზონაში მაგმურ ხსნარებსა და გაზებს მოაქვს ტუტეები და კაჟმინა, სანყისი ქანიდან კი ინტენსიურად გადის რკინა და მაგნიუმი. დღესაც საკამათო საკითხად რჩება გრანიტიზაციის ზონიდან გატანილი კომპონენტების დალექვის ადგილი.

17.4.2 გრანიტოიდების გეოქიმიური კლასიფიკაცია

მაგმური წყაროს მომცემი მასალის თავისებურებებიდან გამომდინარე, გამოყოფენ: I, S, M და A ტიპის გრანიტებს; თითოეული მათგანი ხასიათდება განსაზღვრული ქიმიური, მინერალოგიური, პეტროგრაფიული, გე-

ოქიმიური შედგენილობით, იზოტოპური მახასიათებლებითა და მაგმური კერის ჩასახვის სიღრმით.

I ტიპის გრანიტი (igneous - ამოფრქვეული, მაგმური). 1974 წელს ავსტრალიის გეოლოგების - ბ. ჩაპელისა და ა. უატის მიერ სამხრეთ-აღმოსავლეთ ავსტრალიის ლახლანის ნაოჭა სარტყლის გრანიტოიდული ბათოლითის შესწავლის საფუძველზე გამოყოფილ იქნა I და S ტიპის გრანიტები. I ტიპის გრანიტი ფორმირდება დიდ სიღრმეებზე მაგმური (ან მეტამორფული) ქანების ლლობის ხარჯზე. ეს არის კირტუტე, ზომიერად თიხამინიანი ქანი გრანიტ-ტონალითიდან გრანოდიორიტამდე; ხასიათდება პლაგიოკლაზის მომატებული ფუძიანობით. მთავარი ქანმაშენი ფერადი მინერალია რქატყუარა; ხასიათდება Ca და Na მაღალი და K და Rb დაბალი შემცველობებით; დაბალია ასევე Sr იზოტოპების შეფარდებათა პირველადი მნიშვნელობებიც ($87\text{Sr}/86\text{Sr} < 0.708$).

I ტიპის გრანიტები სუბდუქციის ზონებისათვის დამახასიათებელი ქანებია.

S ტიპის გრანიტები (Sedimentary - დანალექი) ფორმირდებიან დანალექი ქანების პარციალური ლლობის ხარჯზე. საწყისი მდნარი ითვლება მეტამორფიზებული დანალექი კვარც-მინდვრისშპატიანი ქანების (კრისტალური ფიქლები, გნაისები) ანატექსისის (ნაწილობრივი ლლობა) პროდუქტად; ამ ტიპის გრანიტები I ტიპის გრანიტებთან შედარებით გაღარიბებულია Ca, Na და Sr-ით, რაც, როგორც ვარაუდობენ, დაკავშირებულია ამ ელემენტების გამოტანით მინდვრის შპატების თიხის მინერალებში გადასვლისას, გამოფიტვის ან ჰიდროთერმული შეცვლის პროცესში. S ტიპის გრანიტებში, I ტიპთან შედარებით, K_2O და Rb მაღალი შემცველობაა დაფიქსირებული.

S ტიპის გრანიტებში მონაწილეობს: ალუმინით მდიდარი ბიოტიტი, მუსკოვიტი, კორდიერიტი და სხვ.; ხასიათდება წყლის მაღალი შემცველობით. პრაქტიკულად არ შეიცავს მაგნეტიტს, რაც კრისტალიზაციის პროცესის ალდგენით ბუნებაზე მიუთითებს. ამ ტიპის გრანიტები ძირითადად ოროგენურ სარტყლებშია გავრცელებული და, ჩვეულებრივ, არ გააჩნიათ ვულკანური ანალოგები. მასთან ხშირად ულტრათიხამინიანი გრანოდიორიტებიც ასოცირდება.

M ტიპის გრანიტები (mantle - მანტიური). ამ ტიპის გრანიტი 1979წ. ა. უატის მიერ იქნა გამოყოფილი. ძირითადად წარმოდგენილია კვარციანი დიორიტით და ტონალითით; ზოგჯერ მოიხსენიება, როგორც ოკეანური ტიპის პლაგიოგრანიტი. M ტიპის გრანიტი, სხვა ტიპის გრანიტებისაგან განსხვავებით, გაღარიბებულია SiO_2 , K_2O , Rb და გამდიდრებულია CaO, MgO; დაბალია Sr იზოტოპების შეფარდებათა პირველადი მნიშვნელობებიც ($\text{Sr } 87\text{Sr}/86\text{Sr} < 0.705/$).

ამ ტიპის გრანიტი, S, I, და A ტიპის გრანიტებისაგან განსხვავებით, მდიდარია რკინამაგნეზიური მინერალებით. მიაჩნიათ, რომ მათი წარმომშობი მაგმა შეიძლება ფორმირებული იყოს კონტინენტის კიდურა ნაწილებში - სუბდუქციურებული ოკეანური ქერქის ნაწილობრივი ლლობის ხარჯზე; ზოგჯერ M ტიპის გრანიტს ტოლეიტ-ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტებადაც განიხილავენ; გავრცელებულია შუაო-

კეანური ქედის (COX) თანამედროვე ზონისა და ძველი ოფიოლიტური სარტყლის ფარგლებში; ქიმიური და იზოტოპიური შედგენილობით ძალიან მიაგავს თანამედროვე კუნძულთა რკალურ წარმონაქმნებს.

მეცნიერთა აზრით, გრანიტის ეს ტიპი არასათანადოდაა შესწავლილი და მის შესახებ მონაცემები უფრო ჰიპოთეზურია, ვიდრე მტკიცებულებები.

A ტიპის გრანიტი პირველად აღწერილ იქნა მ. ლიოზელისა და დ. უენესომის მიერ. პირველი ასო **A** სამგვარად შეიძლება გაიშიფროს: როგორც გეოდინამიკური ვითარების აღმნიშვნელი (anorogenic - დედამიწის ქერქის სტაბილურ ბლოკებში ფართოდ გავრცელების გამო), ტუტე (alkaline) და უწყლო (anhydrous) მნიშვნელობებით.

A ტიპის გრანიტის წარმოშობასთან დაკავშირებით არსებობს აზრთა სხვადასხვაობა: ზოგი მკვლევარი მას მიიჩნევს როგორც მაფური და სიალური მაგმების შერევის ან უშუალოდ ტუტე ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტს. განსხვავებული აზრის მიხედვით, **A** გრანიტი ქერქევეშა გრანულიტების, გრანოდიორიტებისა და ტონალიტების შერჩევითი ლლობის ხარჯზე მიღებული მდნარის კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროდუქტად განიხილება. **A** ტიპის გრანიტის საერთო გეოქიმიურ თავისებურებას წარმოადგენს Zr, Nb, Hf, Ta, P3E (Eu-ის გარდა) მომატებული და Sr, Sc, Ba დაბალი შემცველობები. გრანიტების ყველა დანარჩენი ტიპისაგან განსხვავებით, ხასიათდება ტუტეების ჯამის ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) გაზრდილი და Al_2O_3 , CaO, MgO დაბალი შემცველობებით. ლეიკოკრატული მინერალებიდან მონანილეობს კალიუმის მინდვრის შპატი; ფერადი მინერალებიდან - მუსკოვიტი, რკინიანი ბიოტიტი, ტუტე ამფიბოლი და იშვიათად ნატრიუმის პიროქსენები. ზოგიერთი ავტორი ამ ტიპის გრანიტოიდების ჯგუფში რთავს ტუტე კაჟმიწით გაუჯერებელ ქანებს (ტუტე სიენიტები, ნეფელინიანი სიენიტები/

ემბი (1990) **A** ტიპის გრანიტებს ყოფს : A1 და A2 ტიპის სახესხვაობებად; პირველი მათგანი ხასიათდება Y/Nb და Y/Nb დაბალი შემცველობებით და ავტორის მიხედვით წარმოადგენს ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტებს; მე-2 ქვეტიპის გრანიტებში დაფიქსირებულია Y/Nb და Yb/Ta მომატებული შემცველობები. მათი ფორმირება მიმდინარეობს პოსტკოლიზიურ გეოდინამიკურ ვითარებაში და აქვთ წარმოშობის ნარევი - ქერქულ-მანტიური წყარო.

A ტიპის გრანიტები ხშირად რიფტულ ზონებს და კონტინენტური ფილების შიგა ნაწილებს უკავშირდებიან.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. რატომ ითვლება გრანიტების წარმოშობის საკითხი სპეციფიკურ საკითხად?
2. რომელი ჰიპოთეზები იცით გრანიტების წარმოშობის შესახებ? 3. რომელ მათგანს მიაწვდით უპირატესობას? 4. განმარტეთ M, I, A და S ტიპის გრანიტების გამოყოფის საფუძველი და დაახასიათეთ თითოეული მათგანი.

ნაწილი IV
ფილემის ტექტონიკა
და პეტროლოგია

18 მაგმური ქანების წარმოშობის გეოდინამიკური პირობები

18.1 ზოგადი ცნობები

ტერმინი *გეოდინამიკა* (ბერძ. *dýnamis* – ძალა) შემოტანილ იქნა 1911 წელს ინგლისელი მეცნიერის, ა. ლიავას მიერ. ის, როგორც დამოუკიდებელი მეცნიერება, მე-20 საუკუნის 60-იან წლებში ჩამოყალიბდა და მისი განვითარების მთავარ წინაპირობად ლითოსფერული ფილების ტექტონიკის თეორიის საფუძვლები გახდა.

გეოდინამიკა იკვლევს ლითოსფერული ფილების მოძრაობის მექანიზმს და, საერთოდ, იმ დინამიკურ პროცესებსა და ძალებს, რომლებიც განაპირობებენ დროსა და სივრცეში მასების სიღრმულ და ზედაპირულ მოძრაობებს.

ტერმინის გეოდინამიკური პირობები ქვეშ იგულისხმება სიღრმული და ზედაპირული გეოლოგიური პროცესების ერთობლიობა (მაგმური, სედიმენტაციური, ტექტონიკური და სხვ.), გამონვეული ლითოსფერული ფილების ლატერალური და ვერტიკალური მოძრაობით და მათი ურთიერთზემოქმედებით.

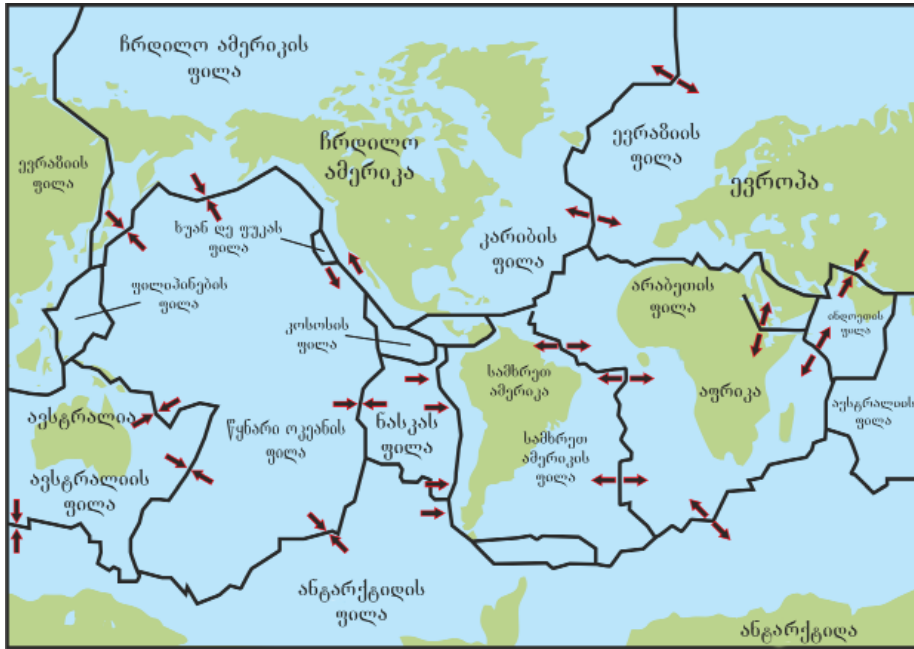
ხშირად ხმარობენ ტერმინს *ისტორიული გეოდინამიკა* ანუ *პალეოგეოდინამიკა*, რომლის მთავარი დანიშნულებაა წარსული გეოდინამიკის რეკონსტრუქციები: ლითოსფერული ფილების ადრინდელი მდგომარეობის აღდგენა, ადრინდელი კონფიგურაციის, საზღვრის ტიპის, ურთიერთზემოქმედების ხასიათის დადგენა და სხვ. დამკვიდრებული ტერმინია *პეტროტექტონიკა*. ამ მიმართულებით თანამედროვე ვულკანური მოქმედებების შესწავლა მათი წარმომშობი გეოდინამიკური პირობების აღდგენისა და მათი დედამიწის ზედაპირზე გავრცელებისა და განაწილების კანონზომიერების დადგენის საშუალებას იძლევა.

ლითოსფერული ფილების ტექტონიკა (ახალი გლობალური ტექტონიკა) არის მოძღვრება ლითოსფერული ფილების მოძრაობისა და მათი ურთიერთზემოქმედების შესახებ. ამ მოძღვრების სათავეებთან დგას გერმანელი მეტეოროლოგი და გეოფიზიკოსი ვეგენერი (1880-1930), რომელმაც პირველმა წამოაყენა ჰიპოთეზა კონტინენტების დრეიფის შესახებ - შრომაში „ოკეანეებისა და კონტინენტების წარმოშობა“ (1915); ჰიპოთე-

ზის საფუძველი გახდა სამხრეთ ამერიკისა და სამხრეთ აფრიკის ტერიტორიის ფლორის, ფაუნისა და გეოლოგიური აგებულების მსგავსება.

ლითოსფერული ფილა ფილების ტექტონიკის თეორიის თანახმად არის ლითოსფეროს მსხვილი სტაბილური უბანი, რომელიც მეზობელი ფილისაგან გამოყოფილია აქტიური ზონებით (სეისმური, ვულკანური, ტექტონიკური).

ლითოსფერულ ფილებს გააჩნიათ საზღვრები, რომლებიც წარმოადგენს ტექტონიკურად და სეისმურად აქტიურ ზონას და რომლის გასწვრივ ორი ლითოსფერული ფილა უერთდება ერთმანეთს. მათ ხშირად ფილების საზღვრებსაც უწოდებენ; სადღეისოდ ითვლიან 7 დიდი ზომის ფილას: ავსტრალიის, ანტარქტიდის, აფრიკის, ევრაზიის, წყნარი ოკეანის, ჩრდილო ამერიკის, სამხრეთ ამერიკის; საკმაოდ დიდია მცირე და საშუალო ზომის ფილების რიცხვი (სურ. 116).



სურ. 116. ფილების გავრცელების რეგიონები

<https://alsiraatfivesix.wordpress.com/2013/05/19/world-map-with-tectonic-plate-overlay/>

ფილების გამოყოფა და მათ შორის საზღვრის გატარება ხდება სეისმურად აქტიური ზონების მიხედვით. ფილას გააჩნია დივერგენტული, კონვერგენტული და ტრანსფორმული საზღვრები.

დივერგენტი (დაშორება-განევა) არის ორ ურთიერთსაწინააღმდეგო მხარეს მოძრავ ლითოსფერულ ფილებს შორის საზღვარი, რომელიც რელიეფში გამოიხატება რიფტების სახით. დივერგენტულ საზღვარს სხვაგვარად კონსტრუქციულ საზღვარსაც უწოდებენ; მისთვის

დამახასიათებელია გაჭიმვის დეფორმაციები, აქტიური ვულკანური მოქმედებები, მიწის ქერქის ფორმირება და სიმძლავრეების ზრდა.

კონვერგენტული (გადაადგილება-მიახლოება) არის ორ ურთიერთმემხვედრი მიმართულებით მოძრავ ლითოსფერულ ფილებს შორის საზღვარი. სხვაგვარად მას დესტრუქციულ საზღვარსაც უწოდებენ; დივერგენტულ საზღვრებთან შედარებით ხასიათდება ფართო მასშტაბის აქტიური ვულკანური პროცესებით, ქერქის მსხვრევიტა და მისი გაქრობითაც კი. ზოგჯერ ტერმინებს *კონვერგენტული* და *დივერგენტული* იყენებენ ლითოსფერული ფილების გადაადგილების მიმართულების გამოსახატავად და არა ფილებს შორის საზღვრებში მიმდინარე პროცესების შესაფასებლად.

ტრანსფორმული საზღვარი არის ერთი ლითოსფერული ფილის ჰორიზონტული გადაადგილება მეორესთან ფარდობაში მართობული რღვევის სიბრტყეების გასწვრივ. ტრანსფორმული რღვევების კლასიკური მაგალითებია სან-ანდრიასისა (წყნარი ოკეანისა და ჩრდილო ამერიკის ფილის საზღვარი) და ლევანტის რღვევები.

ლითოსფერული ფილების საზღვრებში გამოვლენილ ვულკანურ არეალებს ერთმანეთისაგან ასხვავებენ: ვულკანური ამოფრქვევის ტიპით, აქტიური ვულკანიზმის გამოვლინების მასშტაბებით (პროცესი მნიშვნელოვნად ჭარბობს კონვერგენტულ საზღვრებში), ამოფრქვეული მასის მინერალოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროგეოქიმიური შედგენილობითა და სხვ.

განასხვავებენ ორი სახის გეოდინამიკას: ზედაპირულს ანუ ეგზოგენურს და სირღმულს ანუ ენდოგენურს.

ეგზოგენური (ბერძ. *ἔξω* - გარე) ანუ გარე ფაქტორების გეოდინამიკა სწავლობს დედამიწის ზედაპირზე ან დედამიწის ქერქის ყველაზე ზედა ნაწილებში, დაბალი წნევისა და დაბალი ტემპერატურის პირობებში მიმდინარე პროცესების დინამიკას, რომლებიც წარმოიქმნებიან მიწის ქერქის ატმოსფეროსთან, ჰიდროსფეროსა და ბიოსფეროსთან ურთიერთზემოქმედების შედეგად. ეგზოგენური პროცესების ენერგეტიკული საფუძვლებია: მზის ენერგია, გრავიტაციული ძალები და ორგანიზმების ცხოველმოქმედება; ეგზოგენური პროცესები ითვლებიან დაკვირვებისათვის ხელმისაწვდომ პროცესებად და პირობითად დამანგრეველ (ქანების გამოფიტვა, დაშლილი მასალის გადატანა მდინარეების, ქარის, მოძრავი მყინვარების მიერ) და შემოქმედებით (მასალის დალექვა, ქანად გარდაქმნის პროცესი) ნაწილებად იყოფიან.

ენდოგენური (ბერძ. *ἔνδον* - შიგა, *γενές* - წარმოშობა) ანუ შიგა ფაქტორების გეოდინამიკა სწავლობს მიწის შიგნით, მაღალი ტემპერატურისა და მაღალი წნევის პირობებში მიმდინარე პროცესებს, რომელთა ენერგეტიკული საფუძვლებია: ბუნებრივი ქიმიური რეაქციებისა და რადიოაქტიური ელემენტების დაშლის შედეგად გამოთავისუფლებული ენერგია; ენდოგენური პროცესებისას ადგილი აქვს დედამიწის ცალკეული უბნებისა და ბლოკების ვერტიკალურ და ჰორიზონტულ გადაადგილებებს, ქერქის დეფორმაციასა და შინაგანი სტრუქტურების გარდაქმნას; ამ პროცესებს ტექტონიკურს უწოდებენ, ხოლო ამ პროცესების

გამოვლენის არეალს, რომელიც მინის ქერქთან ერთად ზედა მანტიის ნაწილსაც მოიცავს - ტექტონოსფეროს. დიდ სირთულეებთანა დაკავშირებული ენდოგენური გეოდინამიკის ობიექტების (ტექტონიკური პროცესები, მაგმატიზმი, მეტამორფიზმი, სეისმური აქტიურობა) კვლევა, მათზე უშუალოდ დაკვირვების მიუწვდომლობის გამო. მათ შესახებ მსჯელობა შესაძლებელი ხდება მხოლოდ დედამიწის ქერქის ზედაპირთან ახლო სტრუქტურებში მათი შემოჭრისა და ადამიანისათვის ყველაზე სანახაობრივი და საშიში ენდოგენური გეოდინამიკური რეჟიმის შემადგენელი კომპონენტების - მინისძვრისა და ვულკანიზმის გამოვლენების შემთხვევაში.

თანამედროვე და ძველი გეოდინამიკური რეჟიმების რეკონსტრუქციისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს მაგმატიზმს, როგორც გეოლოგიურ მოვლენას. ამ მხრივ განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ვულკანური ქანები, რომელთა შედგენილობით განსხვავებული პეტროქიმიური მაგმური სერიების ფორმირება გეოდინამიკური რეჟიმით არის განპირობებული. თითოეული მათგანისათვის გამოყოფილია კომპლექს-ინდიკატორები.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. განმარტეთ ცნებები: გეოდინამიკა, გეოდინამიკური ვითარება, პალეოგეოდინამიკური რეკონსტრუქცია, ლითოსფერული ფილების ტექტონიკა, ლითოსფერული ფილა; 2. დაასახელეთ ლითოსფერულ ფილებს შორის საზღვრის ტიპები და დაახასიათეთ თითოეული მათგანი; 3. განმარტეთ ცნებები: „ენდოგენური გეოდინამიკა“ და „ეგზოგენური გეოდინამიკა“ და მიუთითეთ თითოეული მათგანისათვის დამახასიათებელ პროცესებზე.

18.2 ლითოსფერული ფილების დივერგენტული (კონსტრუქციული) საზღვრების მაგმატიზმი

ლითოსფერული ფილების დივერგენტული საზღვრები ვითარდება როგორც კონტინენტზე, ისე ოკეანეში. დივერგენტული (კონსტრუქციული) საზღვრების გეოდინამიკური რეჟიმებია: სპრედიინგი, ოკეანური და კონტინენტური რიფტები, რკალსუკანა სპრედიინგი.

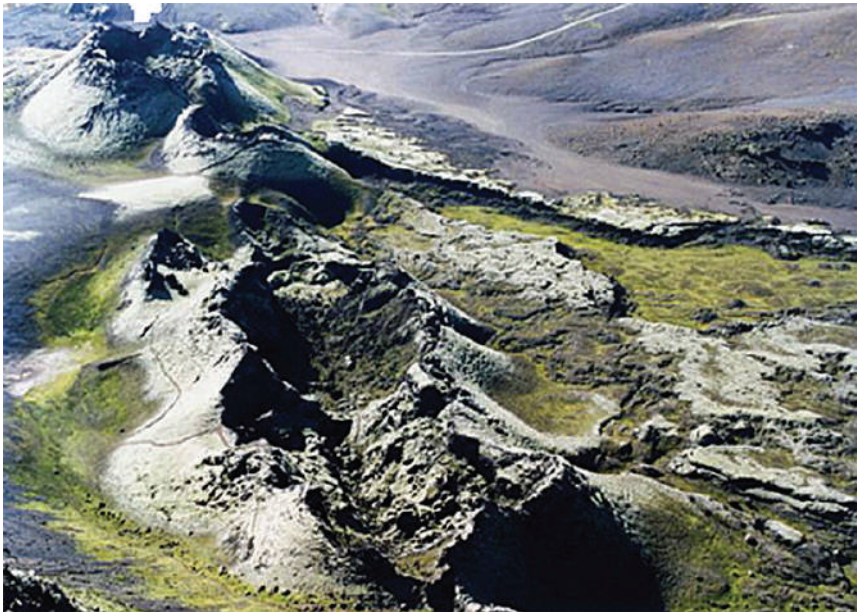
18.2.1 სპრედიინგული ზონის მაგმატიზმი

სპრედიინგი (ინგ. spread- გაფართოება, გაშლა) არის გაჭიმვის გეოდინამიკური პროცესი, რომელიც ფორმირდება ოკეანური ფილების დივე-

რგენტულ საზღვრებში; სპრედინგის ზონები ძირითადად შუაოკეანური ქედის ფარგლებში ლოკალიზდება, თუმცა მათი ფორმირება რკალსუკანა აუზებსა და განაპირა ზღვებშიც ხდება. სპრედინგის პროცესი გამოიხატება ოკეანური ლითოსფერული ფილების მრავალჯერად განევასა და მათ შორის თავისუფალი სივრცის ფორმირებაში. სხვაგვარად სპრედინგს განიხილავენ, როგორც ახალი ოკეანური ლითოსფეროს ფორმირების პროცესს.

სპრედინგის ზონებში, ფილებს შორის არსებულ თავისუფალ სივრცეში ადგილი აქვს შედარებით წყნარ, წყალქვეშა ნაპრაღური ტიპის ეფუზიურ-ვულკანურ ამოფრქვევებს - მრავალრიცხოვანი ამოფრქვევის ცენტრებით და აქტიური ჰიდროთერმული მოქმედებებით.

დრაგირებისა და ოკეანური ფსკერის ღრმა ბურღვის მონაცემებით სპრედინგის ზონების ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები შეესაბამებიან ტოლეიტური ტიპის ბაზალტებს, რომელთა ახალ-ახალი პორციების ამოფრქვევები იწვევს ოკეანური ქერქის ზრდას, გაფართოებასა და, საბოლოოდ, ახალგაზრდა ოკეანური ლითოსფეროს ფორმირებას.



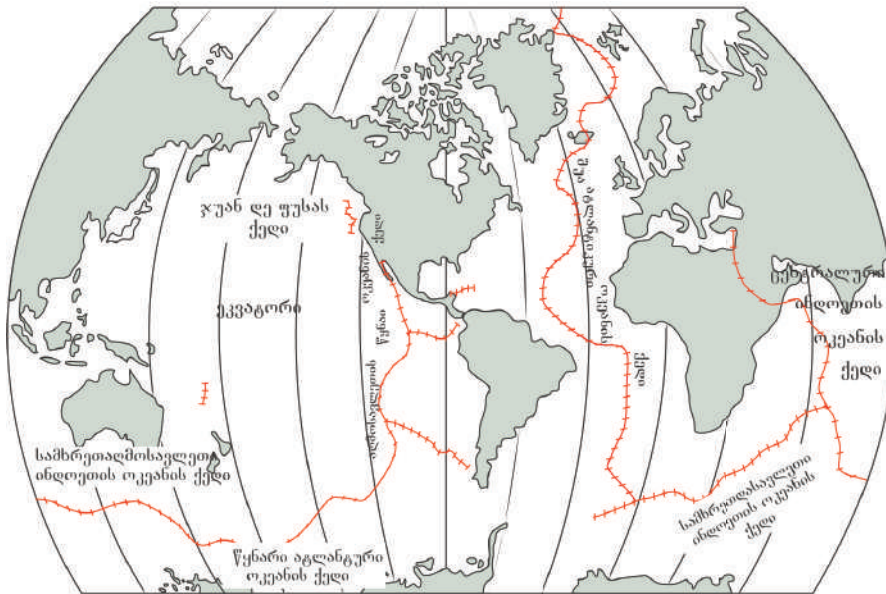
სურ. 117. სპრედინგის ზონის ვულკანიზმი (ვულკანი ლაკი, ისლანდია)

http://zilant.kpfu.ru/kek/geotektonika/10_4_pfp

სპრედინგის ზონის კლასიკური მაგალითია ისლანდიის კუნძულები, სადაც შუაოკეანური ქედის 350 კმ-იანი მონაკვეთის ნაწილი ზღვის დონეზე მაღლა ამოზიდული; სპრედინგის ლერძი გადის კუნძულების ცენტრალურ ნაწილში (სურ. 117); ვულკანური ამოფრქვევები ატარებს ნაპრაღურ ხასიათს და პლეისტოცენურ-ჰოლოცენური ასაკის ბაზალტების ამოფრქვევით და ჰიდროთერმული მოქმედებებით მიმდინარეობს.

18.2.2 ოკეანური რიფტული ზონის მაგმატიზმი

ოკეანეებში დივერგენტული საზღვრები შუაოკეანური ქედების გავრცელების მიმართულებას ემთხვევა (შუაოკეანური ქედის შემოკლებული აღნიშვნები: COX -/Средный Океанический Хребет) და MOR (Middle Ocean Rigge); შუაოკეანური ქედები ოკეანეების ცენტრალურ ნაწილში (ძირითადად) განლაგებული ქედების ერთიან სისტემას ქმნიან, რომელთა გავრცელების საერთო ჯამური სიგრძე 60-70 ათას კმ-ს შეადგენს. ქედებს შორის აღსანიშნავია: წყნარი ატლანტური ოკეანის, აღმოსავლეთ წყნარი ოკეანის, შუა ატლანტური ოკეანის, ჯუან დე ფუასას, სამხრეთ-აღმოსავლეთ, სამხრეთ-დასავლეთ და ცენტრალური ინდოეთისა და სხვ. ქედები (რიფტები) (სურ. 118).



სურ. 118. შუაოკეანური ქედები

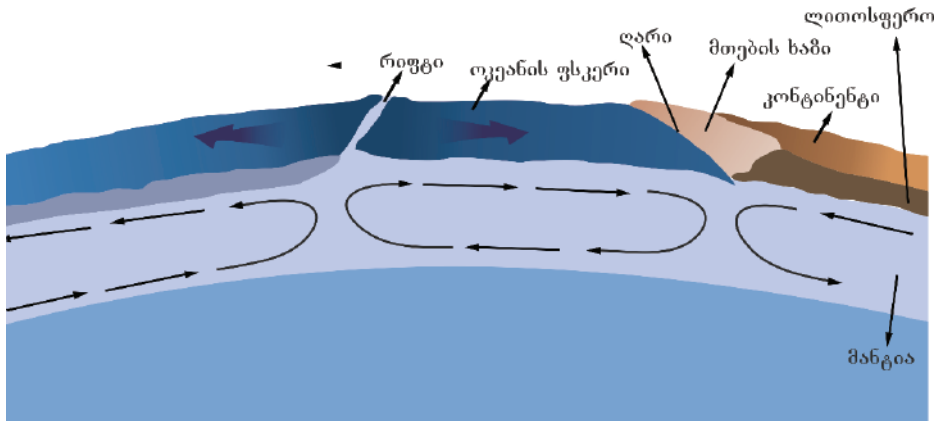
<http://plate-tectonic.narod.ru/oceanridgephotoalbum.html>

ჩამოთვლილი ქედებიდან შუაოკეანური ქედის კლასიკური მაგალითია შუა ატლანტური ქედი, რომელიც ოკეანეს დაახლოებით ორ სიმეტრიულ ნაწილად ჰყოფს. ამასთან, ერთმანეთისაგან გამოყოფს ჩრდილო ამერიკისა და ევრაზიის, აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის ფილებს. ქედი დანაწევრებულია მრავალრიცხოვანი გარდიგარდმო ტრანსფორმული რღვევებით (სან-პაულე, წმინდა ელენე და სხვ.).

შუაოკეანურ ქედებში დივერგენტული საზღვრების გასწვრივ ადგილი აქვს ოკეანური ლითოსფერული ფილების ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით გადაადგილებას - ოკეანური ფსკერის გახლეჩას და რიფტის ფორმირებას (სპრედინგი) (სურ. 119).

ლითოსფერულ ფილებს შორის წარმოქმნილი სივრცე წარმოადგენს ასტენოსფეროდან ამომავალი მამგური მდნარის გადაადგილების გზებს და, იმავდროულად, ითვლება მაღალი სითბური და სეისმური აქტიურობის ზონად. შუაოკეანური ქედის მაგმატიზმი ვლინდება ნაპრალოური ტიპის ფუძებაზალტური შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევებით. დრაგირებისა და ოკეანური ფსკერის ღრმა ბურღვით მოპოვებული ბაზალტის ანალიზის მონაცემებით შუაოკეანური ქედის ყველაზე ძველ ბაზალტებს აქვს გვიანიურული ასაკი, ხოლო ყველაზე ახალგაზრდა ბაზალტების ფორმირება მიმდინარეობს დღესაც.

შუაოკეანურ ქერქში რამდენიმე შრეს გამოყოფენ (Парначев, 2011), რომელთაგან პირველი, სულ ზედა, აგებულია დანალექი ქანებით (ღრმა ზღვის კაჟიანი, კაჟიან-თიხიანი, კაჟიან-კარბონატული, კარბონატულ-ტუფიტიური და თიხიანი სახესხვაობები. დანალექ კომპლექსში იშვიათია ღრმა ზღვის ნითელი თიხები/.



სურ. 119. ოკეანური რიფტი

http://www.edu.sbor.net/mars/info/main/baza/mat/p_p/3/3.

ოკეანური ქერქის მეორე შრე აგებულია ნყალქვეშა ნაპრალოური ამოფრქვევის ვულკანური პროდუქტებით - სფერული და ბალიშა განწევრების ოკეანური ტიპის ტოლეიტური ბაზალტებით (MORB-Mid-ocean ridge basalt/;

გეოქიმიური თავისებურების მიხედვით შუაოკეანური ქედების ბაზალტები არაერთგვაროვანია, მათ შორის გამოყოფენ: N, T, E და P ტიპის სახესხვაობებს.

N-MORB (ან MORB) ტიპის ტოლეიტური ბაზალტები ხასიათდებიან MgO და CaO გაზრდილი (8-9 % და 10 % შესაბამისად) და ტუტეების ჯამისა ($Na_2O+K_2O < 3\%$), ($K_2O < 0, 5\%$) და $TiO_2 (< 2\%)$ დაბალი შემცველობებით; ამ ტიპის ბაზალტებისათვის (დეპლექტირებული ნორმალური) დამახასიათებელია Rb, Ba, NbLa დაბალი შემცველობები.

T ტიპის ბაზალტები N ტიპთან შედარებით გამდიდრებულია: K_2O , Rb, Ba, Nb, La-ით.

P ან E ტიპის ბაზალტები (პლუმური) წარმოადგენენ შუაოკეანურ ქედებში ფართოდ გავრცელებულ ქანებს და N ტიპის ბაზალტებთან შედარებით K_2O , TiO_2 (იშვიათად Fe), Rb, Ba, Nb, La გაზრდილი შემცველობებით ხასიათდებიან.

შუაოკეანურ ქედებში დამორჩილებული რაოდენობით იფრქვევა ოლივინიანი და პიკრიტბაზალტები ($MgO = 10\%$ და 12% შესაბამისად); ამ ტიპის ბაზალტები K_2O , Rb, Ba, Nb, La, Zr შემცველობით ახლოს დგას N-MORB ტიპის ტოლეიტურ ბაზალტებთან.

ბაზალტების ჩამოთვლილი ტიპებიდან აღმოსავლეთ-წყნარი ოკეანის ქედის ფარგლებში ბატონობს N ტიპის ბაზალტები, შუაოკეანური ქედის ერთ სეგმენტში ბატონობს N ტიპის, მეორეში - T ტიპის, მესამეში N-T ტიპის, მეოთხეში N-T და P-E ტიპის ბაზალტები.

ოკეანური ქერქის მეორე შრის ფუძეში უპირატესად გავრცელებულია დოლერიტები და გაბრო-დოლერიტები; მათი შედგენილობა ძირითადად N ტიპის ბაზალტების იდენტურია.

მესამე შრე აგებულია ოფიოლიტური ფორმაციის ქანების ფართო სპექტრით: პერიდოტიტებით, გაბროთი, ოლივინიანი გაბროთი, გაბრო-ნორიტი, რქატყუარიანი გაბროთი და სხვ.).

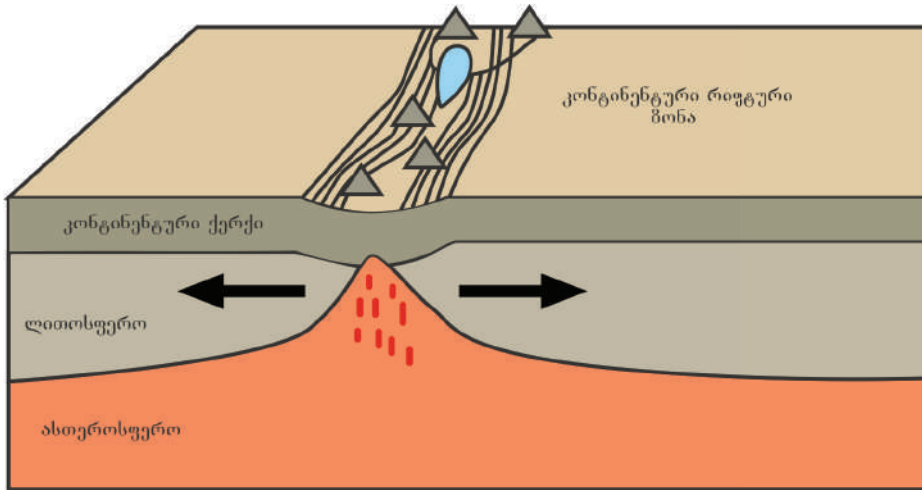
18.2.3 კონტინენტური რიფტული ზონის მაგმატიზმი

კონტინენტის ნაწილებად გახლეჩისას ფორმირდება ხაზობრივად გაჭიმული რღვევებით შემოფარგლული ღრმულები (რიფტები), რომელთა შემდგომ განვითარებაში ორ ვარიანტს უშვებენ, პირველი: რიფტის გაფართოება შეიძლება შეწყდეს და წარმოშობილი ღრმული მთლიანად შეივსოს დანალექი ქანებით და გარდაიქმნას ავლაკოგენად (aulak - ლარი, *généociz* - გენეზისი. ა ვ ლ ა კ ო გ ე ნ ი არის ხაზობრივად გაჭიმული, რღვევებით შემოსაზღვრული ღრმული, რომელიც ამთავრებს განვითარებას და მთლიანად ამოივსება მძლავრი დანალექი კომპლექსით და არ გარდაიქმნება ოკეანედ); მეორე შემთხვევაში კონტინენტები აგრძელებენ გაშლას, მათ შორის ჩნდება ოკეანური რიფტი და ფორმირებას იწყებს ოკეანური ქერქი (სურ. 120). კონტინენტური რიფტების სიგანე 40-50 კმ ცვალებადობს, სიგრძე ათეულ, ასეულ და ათასეულ კმ-ში იზომება.

კონტინენტური რიფტებისათვის დამახასიათებელია ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი, აქტიური სეისმური და ვულკანური მოვლენები. კონტინენტური რიფტის საუკეთესო მაგალითია ბაიკალის რიფტული სისტემა და აფრიკის უდიდესი რიფტი; ამ უკანასკნელთან დაკავშირებულია მსოფლიოში ცნობილი გიგანტი ვულკანები კილიმანჯარო და აქტიურობით განთქმული ნირაგონგო.

კონტინენტური რიფტული ზონის ვულკანური აქტივობა ვლინდება რიფტოგენეზისის განვითარების სხვადასხვა სტადიაზე - ლოკალურად

და ძირითადად ფუძეტოლოგიური და ტუტე ოლივინიანი ბაზალტების ბიომოდალური სერიების ფორმირებით მიმდინარეობს (Wilson, 1993).



სურ. 120. კონტინენტური რიფტი
<http://academic.emporia.edu/aberjame/student/woodbury2/rift2.html>

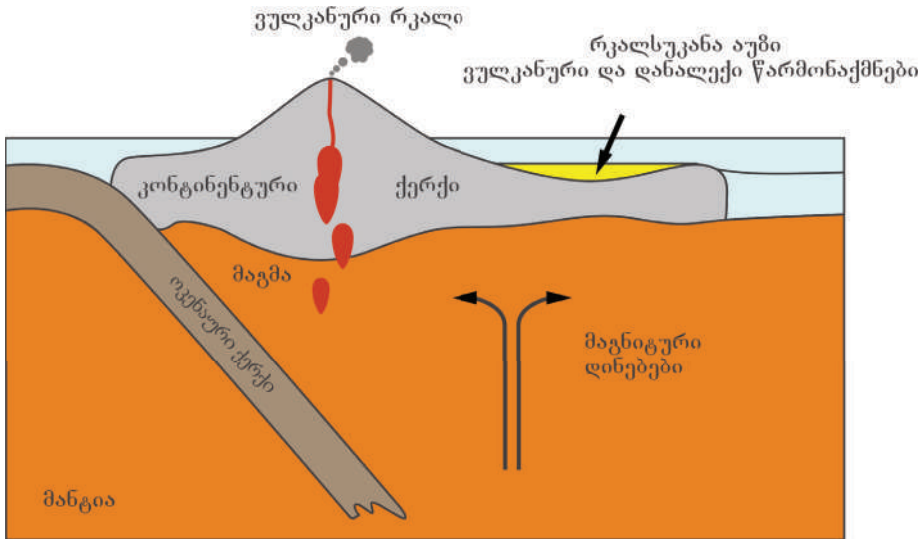
რიფტული ზონების ვულკანურ ქანებს შორის ჭარბობს მაღალტუტიანი ქანები: ტუტე ოლივინიანი ბაზალტი, ტრაქიბაზალტი, ტრაქიოლითი, ტრაქიტი, ფონოლითი, პანტელერიტი, კომენდიტი, ტრაქიდაციტი; მათთან ასოცირდება ინტრუზიული მონცონიტი, სიენიტი, ნეფელინიანი სიენიტი, ტუტე და სუბტუტე გრანიტები. იშვიათად აღინიშნება ბაზანიტი, ანალციმიანი და ნეფელინიანი ბაზალტი, ნეფელინიტი და მათი ინტრუზიული ანალოგები: ტეშენიტი, ურთიტი, ნეფელინიანი სიენიტი და კარბონატიტები.

რიფტულ ზონებში მკვეთრად დაიკვირვება ზონალობა; ადგილი აქვს ტუტე ოლივინიანი ბაზალტის კანონზომიერ ცვლას მყავე ვულკანიტიტებში - რიფტის ღერძული ზონიდან პერიფერიული ნაწილების მიმართულებით. კონტინენტური რიფტის გეოდინამიკური რეჟიმის ეფუზიური მაგმატიზმისათვის ტიპურია ბაზალტ-რიოლითური და ბაზალტ-ტრაქიტული კონტრასტული ვულკანური სერიები. კონტინენტური რიფტული ზონის ვულკანიტებს შორის უმნიშვნელოა საშუალო შედგენილობის ქანების როლი.

18.2.4 რკალსუკანა ზღვიური აუზების მაგმატიზმი

რკალსუკანა ზღვიური ანუ მცირეოკეანური აუზები ვითარდებიან ვულკანური რკალის ზურგის მხარეს გაჭიმვითი პროცესების შედეგად; ისინი

ერთმანეთისაგან ყოფენ, ერთი მხრივ, კუნძულთა რკალს კონტინენტისაგან და, მეორე მხრივ, რკალს მოსაზღვრე რკალისაგან (სურ. 121).



სურ.121 . რკალსუკანა აუზების სქემატური გამოსახვა
<http://geologylearn.blogspot.com/2015/07/arc-related-basins.html>

რკალსუკანა აუზების მაგალითებია: იაპონიის ზღვა, კურილიის ღრმული ოხოტის ზღვაში, მარიანის ღრმული ფილიპინების ზღვაში და სხვ. ბევრი რკალსუკანა ზღვიური აუზებისათვის დამახასიათებელია: სითბური ნაკადების მაღალი სიდიდეები, მომატებული სეისმური და ვულკანური აქტივობა, ღრმა (აბისალურ) და პერიფერიულ ნაწილებში ნალექდაგროვების განსხვავებული ხასიათი.

რკალსუკანა ზღვიური აუზების ღრმა (აბისალური) ნაწილის აგებულებაში მონაწილეობს მძლავრი დანალექი კომპლექსი (4-5 კმ), რომლის ფუძეში მდებარეობს ოკეანური ქერქი ბალიშა ლავებით; ქანებს შორის გვხვდება ღრმა ზღვის ალევროლითური ტიპის თიხები და ბიოგენური შლამი, რომელსაც აუზის კიდურა ნაწილებში ვულკანოკლასტური ტურბიდიტები და კარბონატულ-ტერიგენული ნალექები ანაცვლებს; ვულკანური რკალის სიახლოეში ეს ქანები ლავურ ნაკადებსა და ვულკანოკლასტური მასალის მინარევებსაც შეიცავს. კონტინენტთა მოსაზღვრე არეებში არკოზულ-ტერიგენული ნალექებიც ფიქსირდება. რკალსუკანა ზღვიურ აუზებში საწყისი მაგმური მოქმედებები ნაპრაალური ტიპის ბაზალტური ამოფრქვევებით მიმდინარეობს, რომელიც რკალის პერიფერიულ უბნებში დიფერენცირებული პეტროქიმიური სერიის ვულკანიტებით იცვლება. ამოფრქვევის პროდუქტები დიდად ემსგავსებიან ოკეანურ და კუნძულთა რკალის ვულკანიტებს.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. დაასახელეთ დივერგენტული საზღვრის გეოდინამიკური რეჟიმები; 2. სად ვითარდება სპრედინგის ზონა და განმარტეთ, რატომ უწოდებენ მას ოკეანური ლითოსფეროს ფორმირების პროცესს? 3. დაასახელეთ სპრედინგული ზონების კლასიკური მაგალითები; 4. დაახასიათეთ სპრედინგული ზონის მაგმატიზმი; 5. განმარტეთ, რას უწოდებენ შუაოკეანურ ქედებს და მოიტანეთ მათი კლასიკური მაგალითები; 6. დაახასიათეთ შუაოკეანური ქედების მორფომეტრული პარამეტრები და აღწერეთ ამ რეჟიმისათვის დამახასიათებელი მაგმური პროცესები; 7. განმარტეთ რკალსუკანა აუზების განვითარების ადგილები და წარმოშობის მექანიზმი; 8. დაასახელეთ რკალსუკანა აუზების კონკრეტული მაგალითები; 9. დაახასიათეთ რკალსუკანა აუზებში განვითარებული მაგმური პროცესები; 10. განმარტეთ, რა შემთხვევაში ვითარდება ავლაკოგენი და რა შემთხვევაში ოკეანური რიფტი. 11. რა საერთო და განმასხვავებელი ნიშნები აქვთ კონტინენტურ და ოკეანურ რიფტულ სისტემებს?

18.3 ლითოსფერული ფილების კონვერგენტული (დესტრუქციული) საზღვრების მაგმატიზმი

18.3.1 ზოგადი ცნობები

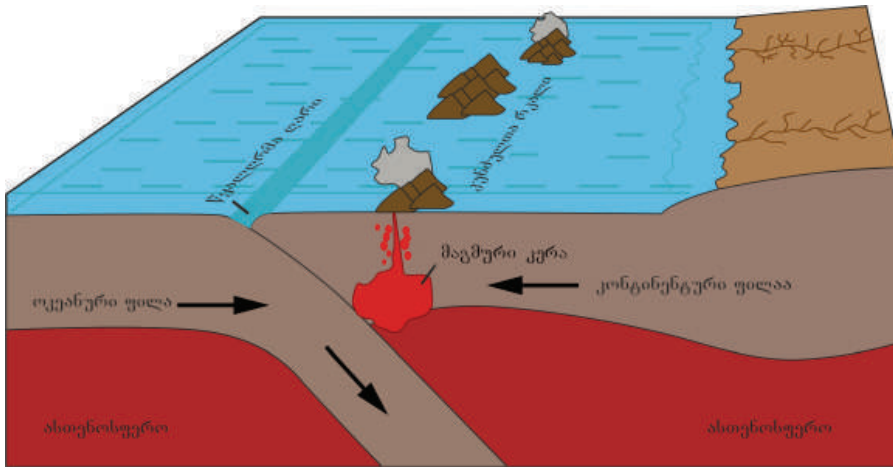
კონვერგენტული (კონვერგენცია - ერთმანეთის მიმართულებით გადაადგილება-დაახლოება) არის საზღვარი, რომლის გასწვრივ ადგილი აქვს ლითოსფერული ფილების ურთიერთშემხვედრ მოძრაობებს და შეჯახებას (კოლიზიას); ამ ტიპის საზღვარს სხვაგვარად დესტრუქციულსაც (ღვევა, მოსპობა) უწოდებენ.

ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ საზღვრებში მიმდინარე პროცესები რთულია და მიმდინარეობს მთიანი ნაოჭა სისტემების, კუნძულთა რკალების, რკალსუკანა აუზებისა და ანდური ტიპის კონტინენტთა განაპირა მხარეების ფორმით; გამოყოფენ ლითოსფერული ფილების კონვერგენტული ურთიერთზემოქმედების ორ მთავარ სახეს: სუბდუქციურს და კოლიზიურს.

18.3.2 სუბდუქციის ზონის მაგმატიზმი

სუბდუქცია არის ერთი ლითოსფერული ფილის მეორის ქვეშ ჩაძირვის პროცესი (სურ. 122); განასხვავებენ სუბდუქციის ორ მთავარ ტექტონიკურ ტიპს: ანდურს და ოკეანურს.

ანდური ტიპის სუბდუქცია ვითარდება იქ, სადაც ადგილი აქვს უფრო მძიმე და მკვრივი ოკეანური ლითოსფერული ფილის ჩაძირვას ნაკლებად მკვრივ და შედარებით მსუბუქ კონტინენტური ლითოსფერული ფილის ქვეშ.



სურ. 122. სუბდუქციის პროცესი

http://www.pegmatite.ru/My_Collection/mineralogy/6tr.htm

ოკეანური (მარიანული) ტიპის სუბდუქცია ფორმირდება იქ, სადაც უფრო ძველი, მძლავრი და მძიმე ოკეანური ლითოსფერო იძირება უფრო ახალგაზრდა ქერქის ქვეშ; ამ ტიპის სუბდუქციის მაგალითებია: ტონგა-კერმადეკი, სამხრეთ ანატილია და სხვ.

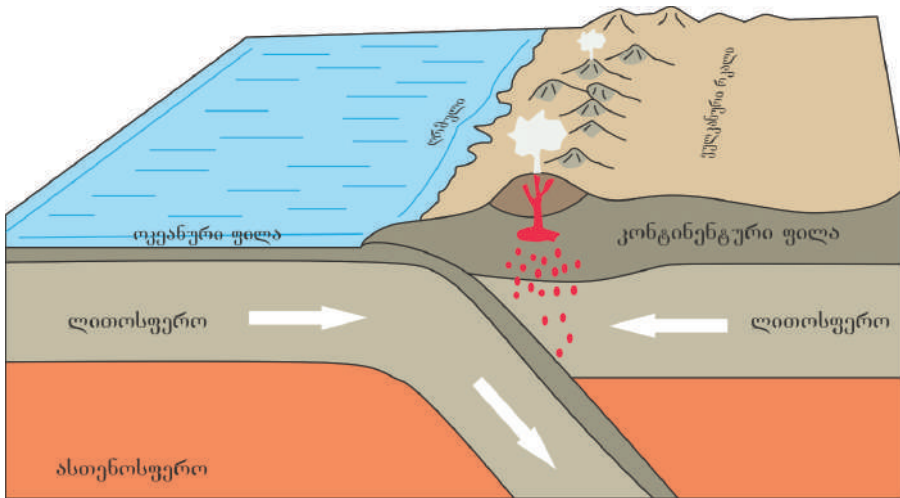
სუბდუქციის ზონა ხაზობრივად გაჭიმული ზონაა, რომელიც სივრცობრივად კონტინენტური და ოკეანური ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ საზღვრებს უკავშირდება; ამ საზღვრის გასწვრივ ადგილი აქვს მძლავრ ღრმაფოკუსიან მიწისძვრებს და მაგმატიზმს.

სუბდუქციის ზონის გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმისათვის დამახასიათებელია ზონალური განვითარება ღრმულიდან კონტინენტის მიმართულებით: ტოლეიტური (ბაზალტური), შემდეგ - კირტუტე-ღრმად დიფერენცირებული (ბაზალტ-ანდეზიბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური) და ბოლოს ტუტე (შოშონიტური) მაგმური სერიები. ვულკანურ პროდუქტებს შორის მნიშვნელოვნად ჭარბობს ანდეზიტები, რომელთა მომცემი მაგმების ფორმირების მინიმალურ სიღრმედ 150 კმ ისაზღვრება.

სუბდუქციის ზონებთან არის დაკავშირებული ორი ფართოდ გავრცელებული გეოდინამიკური რეჟიმი: კონტინენტთა განაპირა აქტიური მხარეები და კუნძულთა რკალი.

18.3.3 კონტინენტთა აქტიური განაპირა კიდეების მაგმატიზმი

კონტინენტთა აქტიური განაპირა მხარეების გეოდინამიკური რეჟიმი იქმნება ოკეანური ქერქის კონტინენტური ქერქის ქვეშ ჩაძირვის არეალში (სურ. 123). ამ ტიპის გეოდინამიკური რეჟიმის ეტალონად ითვლება წყნარი ოკეანის ტიპის აქტიური განაპირა მხარე, რომელიც გადაჭიმულია წყნარი ოკეანისა და სამხრეთ ამერიკის დასავლეთ სანაპიროს საზღვარზე; ამ მიმართულებას ემთხვევა რელიეფში მორფოლოგიურად და ტექტონიკურად მკაფიოდ შემოსაზღვრული ანდეზის მაღალმთიანი ნაოჭა სისტემა და ამის გამო აღნიშნულ გეოდინამიკურ რეჟიმს სხვაგვარად ანდური ტიპის აქტიურ განაპირა კიდეცაც უწოდებენ.



სურ. 123. კონტინენტთა აქტიური განაპირა მხარე
<http://dic.academic.ru/dic.nsf/ruwiki/85162>

აქტიური განაპირა მხარეებისათვის დამახასიათებელია მძლავრი ვულკანური აქტივობა და ძლიერი სეისმური მოვლენები; ამ გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმის პროდუქტებს წარმოადგენენ ღრმად დიფერენცირებული კირტუტიანი სერიის ვულკანური ქანები: ბაზალტი-ანდეზიტი-დაციტი-რიოლითი. ამოფრქვეულ პროდუქტებს შორის მნიშვნელოვნად გაზრდილია საშუალო და მჟავე შედგენილობის ქანების, განსაკუთრებით ანდეზიტების როლი.

ინტრუზიული ფაციესის ქანები აგებენ მსხვილ ბათოლითურ სხეულებს და წარმოდგენილია დიორიტი, გრანოდიორიტი და ტონალითით; დამორჩილებული რაოდენობით მონანლიეობს გაბრო-ნორიტი. აქტიური განაპირა მხარეების გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმის განვითარებაში მკვეთრად დაიკვირვება გეოქიმიური ზონალობა; ოკეანური

ღრმულიდან კონტინენტის მიმართულებით ვულკანური სარტყლის გავრცელების მართობულად ადგილი აქვს კალიუმის შემცველობის ზრდას, რაც დაბალკალიუმიანი ანდეზიტისა და რიოლიტის მაღალკალიუმიანი ვულკანიტების მონაცვლეობაში ვლინდება.

18.3.4 კუნძულთა რკალური მაგმატიზმი

კუნძულთა რკალი ვულკანური კუნძულების რკალის ფორმის მწკრივებია, განლაგებული კონტინენტსა და ოკეანეს შორის გარდამავალ არეალში - სუბდუქციის ზონის თავზე. ფუნდამენტის შედგენილობისა და აგებულების მიხედვით გამოყოფენ: ენსიმატური და ენსიალური ტიპის კუნძულთა რკალებს (პირველი მათგანი განვითარებულია ოკეანური ტიპის ქერქზე, მეორე - კონტინენტური ტიპის ქერქზე), ხოლო მონიფულობის ხარისხის მიხედვით - ახალგაზრდა, განვითარებად და მონიფულ კუნძულთა რკალებს (ბოგადიკოვი, ცვეტკოვი 1988).

ახალგაზრდა ანუ მოუმნიფებელი (ენსიმატური, პრიმიტიული) ტიპის კუნძულთა რკალი. ამ ტიპის რკალებს მიეკუთვნება: მარიანის, იდუ-ბონინის, ტონგა-კერმადეკის და სხვ. ენსიმატურ კუნძულთა რკალები. მათთვის დამახასიათებელია მინის ქერქის მცირე სიმძლავრეები და გრანიტ-მეტამორფული ფენის არარსებობა ან სუსტად განვითარება. ამ გეოდინამიკურ რეჟიმში ფორმირებული ქანებიდან ჭარბობს ოლივინიანი ბაზალტი და ანდეზიბაზალტი. ვულკანურ პროდუქტებს შორისაა მაღალმაგნიზიური მარიანიტი და ბონინიტი, რომლებიც ენსიმატური ტიპის კუნძულთა რკალის გეოდინამიკური რეჟიმის ინდიკატორ ქანებს წარმოადგენენ; რკალის განვითარების გვიან სტადიაზე ფორმირდებიან ანდეზიბაზალტი და ანდეზიტი; უფრო მუჟავე შედგენილობის ვულკანური ქანები ამ ტიპის გეოდინამიკური რეჟიმისათვის იშვიათია და დამახასიათებელი არ არის.

განვითარებადი ტიპის კუნძულთა რკალი. ამ ტიპის რკალებს მიეკუთვნებიან: ალიასკის, ფიჯის, კურილია-კამჩატკის, ალეუტის და სხვა კუნძულთა რკალები. ისინი ფორმირდებიან ენსიმატურ და ენსიალურ ფუძეზე და ხასიათდებიან შედარებით დიდი სისქის (30-20მ) სუბკონტინენტური და კონტინენტური ტიპის ქერქით და მძლავრი პულსაციური ხასიათის ვულკანური პროცესებით. განვითარებადი ტიპის კუნძულთა რკალის გეოდინამიკურ რეჟიმში ფორმირდებიან დიფერენცირებული ბაზალტ-ანდეზიბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური კირტუტიანი სერიები, რომელთაგან გავრცელების უპირატესობით ანდეზიტი სარგებლობს, იშვიათია დაციტი და რიოლიტი.

მონიფული (ენსიალური) კუნძულთა რკალი. ამ ტიპის რკალებს მიეკუთვნებიან: იაპონიის, ნაწილობრივ ფილიპინების, ზონდის, ალეუტის, ინდონეზიის, ლიპარის და სხვ. კუნძულთა რკალების სისტემა, დამახასიათებელი მძლავრი ენსიალური კონტინენტური ქერქით და რკალსუკანა სპრედინგით. ამ ტიპის გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმის

პროდუქტები წარმოდგენილია კირტუტე სერიის ქანების თითქმის ყველა პეტროგრაფიული ტიპით: ბაზალტი-ანდეზიბაზალტი-ანდეზიტი-დაციტი-რიოლითი. მნიშვნელოვნად იზრდება დიორიტ-გრანოდიორიტ-გრანიტული შედგენილობის პლუტონური ასოციაციების, მომატებული ტუტიანობის სიენიტების, მონცონიტების, ლაპროფირებისა და შოშონიტების როლი. კუნძულთა რკალის ბაზალტებისათვის ნიშანდობლივია თიხამინით (Al_2O_3) გამდიდრება და TiO_2 ნაკლებობა.

კუნძულთა რკალის გასწვრივ პროფილში, ვულკანურ ქანებში მთავარი პეტროგენური, იშვიათი და გაფანტული ელემენტების შემცველობის მიხედვით, გამოყოფენ სამი სერიის ქანებს: ტოლეიტურს, კირტუტეს და შოშონიტურს. მათ შორის გადასვლა არის თანდათანობითი და თითოეული მათგანი შეესაბამება კუნძულთა რკალის ევოლუციის გარკვეულ ეტაპს; მაგალითად, ტოლეიტები ამოიფრქვევიან კუნძულთა რკალის ევოლუციის საწყის ეტაპზე, კირტუტიანი სერიის ქანები აგებენ აქტიური ვულკანების მოსაზღვრე ფრონტალური რკალის ნაწილს, შოშონიტები კი დაკავშირებულია აქტიური ვულკანების ზონებთან.

18.3.5 კოლიზიური მაგმატიზმი

კოლიზია არის კონვერგენტულ საზღვრებში ლითოსფერული ფილების შეჯახების პროცესი. იმ მიზეზით, რომ კონტინენტურ ლითოსფეროს სიმსუბუქის გამო არ შეუძლია ჩაიძიროს დიდ სიღრმეზე მანტიაში, ამიტომ გრძელდება მათი შემდგომი შეჯახებისა და მექანიკური ურთიერთზემოქმედების პროცესი, რაც საბოლოოდ კონტინენტთა შორის ნაოჭა მთიანი სისტემების ფორმირებითა (ალპები, კარპატები, კავკასია, პამირი, ჰიმალაი) და სუბდუქციის ზონების დახურვით მთავრდება.

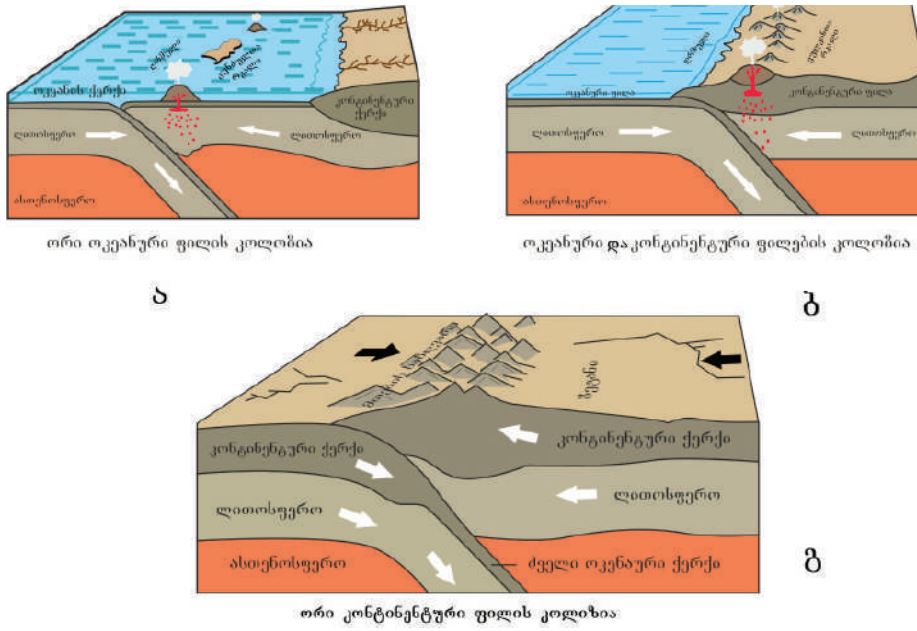
ზოგიერთ შემთხვევაში კოლიზიურ გეოდინამიკურ რეჟიმს განიხილავენ, როგორც სუბდუქციის განსაკუთრებულ სახეს - ალპინოტიპური სუბდუქცია (A-სუბდუქცია).

განიხილება კოლიზიის სამი ვარიანტი (სურ. 124) ანუ, როცა:

- ა) ოკეანური ლითოსფერული ფილა ეჯახება ოკეანურს;
- ბ) კონტინენტური ლითოსფერული ფილა ეჯახება ოკეანურს;
- გ) კონტინენტური ლითოსფერული ფილა ეჯახება კონტინენტურს.

კონტინენტური ლითოსფერული ფილების კოლიზიის კლასიკური მაგალითებია: აფრიკა-არაბეთისა და ევრაზიის ლითოსფერული ფილების შეჯახება, რასაც მოჰყვა ძველი ოკეანური აუზის დახურვა და ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა სარტყლის ფორმირება; ინდოსტანისა და ევრაზიის კონტინენტური ლითოსფერული ფილების შეჯახების საზღვარზე მოხდა დიდი სიმძლავრის ქერქის (70კმ) მქონე ჰიმალაის მთიანი სისტემის ფორმირება. კოლიზიური პროცესები დღესაც გრძელდება, რასაც ადასტურებს კოლიზიის ზონებში მძლავრი ვულკანიზმი და დამანგრეველი მიწისძვრები. კოლიზიური გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმისათვის

დამახასიათებელია დიფერენცირებული – ბაზალტ-ანდეზიბაზალტ-ადე-ზიტ-დაციტ-რიოდაციტ-რიოლითური ვულკანური სერიების ფორმირება ანდეზიტის, დაციტისა და რიოდაციტის უპირატესი გავრცელებით. ამ გეოდინამიკურ რეჟიმში მიმდინარეობს გრანიტების ფორმირებაც, რომელთა შორის გამოყოფენ: ჰიმალაურ და ალპურ სახესხვაობებს. პირველს მიეკუთვნება არადიფერენცირებული ლეიკოკრატული გრანიტები, ხოლო მეორეს - დიფერენცირებული სერიის (გაბრონორიტ-გრანიტი) გრანიტები. კოლიზიური გეოდინამიკური რეჟიმის ვულკანიტები კირტუტე და სუბტუტე სერიის ქანებს მიეკუთვნებიან, იშვიათია ტუტე სერიის სახესხვაობები.



სურ. 124. კონვერგენტული საზღვრები: ა) ოკეანის ოკეანესთან, ბ) ოკეანის კონტინენტთან, გ) კონტინენტის კონტინენტთან
<https://pubs. usgs. gov/gip/dynamic/understanding. html>

18.4. შიდაფილური მაგმატიზმი

ლიტოსფერული ფილების თეორიის პოზიციებიდან გამომდინარე, მაგმური და ტექტონიკური პროცესები ძირითადად ფილების კონვერგენტულ საზღვრებში მიმდინარეობს. ამავე თეორიის მიხედვით არის გამოწვეული სეზიცი, რომლის მიხედვით ვულკანური და ტექტონიკური პროცესები ვლინდება ფილებს შიგნით და არავითარი კავშირი ფილების კონვერგე-

ნტულ საზღვრებთან არ გააჩნია; ამ ტიპის ე. წ. შიდაფილური ვულკანიზმის გამოვლენის არეალებს სხვაგვარად ცხელ ლაქა-ვულკანიზმსაც უწოდებენ. განასხვავებენ ოკეანური და კონტინენტური ტიპის შიდაფილურ ვულკანიზმს.

კონტინენტურ შიდაფილურ ვულკანიზმს მიეკუთვნება: სამხრეთ აფრიკის რიფტული სისტემა, კონტინენტური ტრაპული ფორმაციები, იელოუსტონის ნაციონალური პარკი (აშშ) და სხვ.; ოკეანური ტიპის შიდაფილური ვულკანიზმებია: ჰავაი-საიმპერატოროს (წყნარი ოკეანე), კანარის (ატლანტური ოკეანე), მავრიკიის (ინდოეთის ოკეანე) კუნძულების ვულკანები და სხვ. მათგან პლანეტის ყველაზე გიგანტური ზომის შიდაფილური ვულკანიზმის კლასიკურ მაგალითად ითვლება ჰავაის კუნძულთა რკალის ვულკანები, რომელთა სტრუქტურისა და მაგმატიზმის თავისებურების ასახსნელად პირველად იქნა გამოყენებული „ცხელი ლაქების“ თეორია.

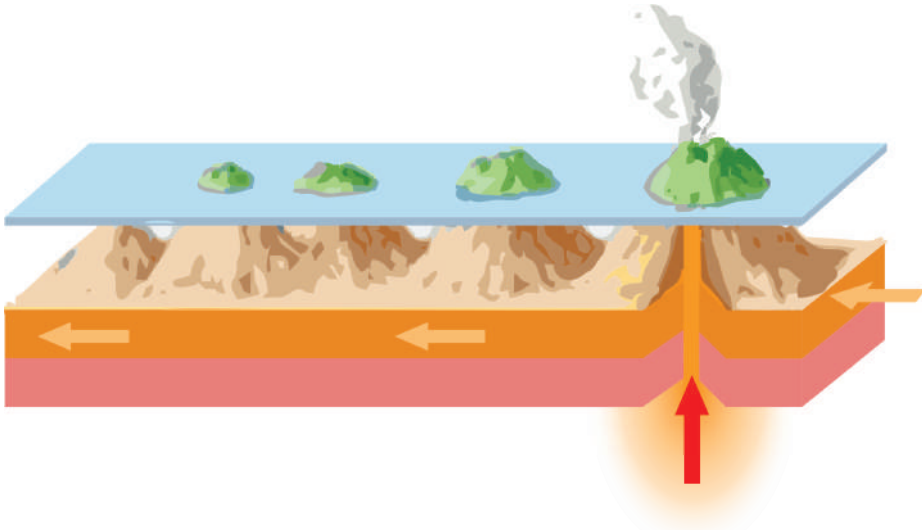
გამოითქვა მოსაზრება ჰავაის კუნძულების ქვეშ შედარებით უძრავი „ცხელი ლაქების“, ე. ი. ისეთი ადგილების არსებობის შესახებ, საიდანაც მოძრაობას იწყებს ცხელი მანტიური ნაკადები, ე. წ. პლიუმები, რომლებიც იწვევს მის თავზე მოძრავ ოკეანური ლითოსფეროს გაღობას და ქერქის ზედაპირზე დიდი რაოდენობით მანტიური ნივთიერების ამოტანას; ვულკანურ მწკრივში შემავალი თითოეული ჩამქრალი ვულკანი ცხელი ნერტილების თავზე ფორმირებულად არის მიჩნეული. ამჟამად ჰავაის კუნძულების „დიდ კუნძულზე“ აქტიური ვულკანური არეალის (მაუნა-ლოა, კილაუეა, ლოიხი) მკვებავ წყაროდ „ცხელ ლაქებს“ განიხილავენ.

რა არის ცხელი ლაქა (hotspot)

1963 წელს კანადელმა მეცნიერმა, გეოფიზიკოსმა ჯ. ვილსონმა გამოთქვა ჰიპოთეზა, რომლის მიხედვით, ოკეანურ ქედებს, ისეთებს, როგორცაა ჰავაის ქედი, ქვეშ ეფინება მანტიის ცხელი უბნები - „ცხელი ლაქები“. მოგვიანებით ვ. მორგანის (1971) მიერ შემოთავაზებულ იქნა მოსაზრება, რომ ეს „ცხელი ლაქები“ განლაგებულია სიღრმიდან ამომავალი ცხელი მანტიური ნაკადების - მანტიური პლიუმების თავზე და მანვე დედამიწაზე არსებული, დაახლოებით 20 აქტიური ვულკანური მოქმედების არეალი ასეთ პლიუმებს დაუკავშირა. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ტერმინ „ცხელი ლაქის“ ქვეშ ესმით შიდაფილური მაგმური აქტიურობის გამოვლენა, გამოწვეული ზედა მანტიაში მიმდინარე პროცესებით. „ცხელ ლაქებს“ შორის გამოყოფენ: ე. წ. საკუთრივ „ცხელ ლაქას“, რომელიც ხასიათდება ლოკალური, შედარებით მცირე მასშტაბის შიდაფილური გამოვლინებებით და დიდი ზომის სუპერპლიუმებს, რომლებიც წარმოადგენენ რამდენიმე ლოკალური „ცხელი ლაქის“ გაერთიანებას (აფრიკის სუპერპლიუმი და სხვ.).

როგორც ვარაუდობენ, „ცხელი ლაქის“ წყარო რჩება ყოველთვის უძრავი მის თავზე მოძრავ ლითოსფერულ ფილასთან მიმართებაში. ოკეანური ფილის გადაადგილება უძრავი „ცხელი ლაქების“ თავზე მთავრდება

წყალქვეშა ვულკანური მწკრივებისა და ვულკანური კუნძულების ფორმირებით (სურ. 125).



სურ. 125. ცხელი წერტილები

<https://www.pmfias.com/hotspot-volcanism-hawaiian-reunion-hotspot-volcanism>

საკამათოა „ცხელი ლაქების“ მკვებავი წყაროს საკითხი; როგორც ვარაუდობენ, ის შესაძლებელია ძალიან ღრმად მდებარეობდეს - გარე ბირთვისა და მანტიის საზღვარზე, დედამიწის ზედაპირიდან დაახლოებით 2900 კმ სიღრმეზე.

რა არის პლიუმი

ხშირად „პლიუმებსა“ და „ცხელ ლაქებს“ სინონიმებად განიხილავენ. „მანტიური პლიუმების“ ქვეშ ასევე იგულისხმება შიდაფილური ტექტონიკური და მაგმური პროცესების გამოვლინება, რომელიც, „ცხელი ლაქებისაგან“ განსხვავებით, განპირობებულია ქვედა მანტიაში მიმდინარე პროცესებით. თანამედროვე წარმოდგენით, პლიუმები არის მანტიიდან მოდენილი ცხელი, შედარებით ვიწრო მყარფაზიანი ნაკადები, რომლის წყარო შეიძლება ქვედა მანტიის ნებისმიერ სიღრმეზე მდებარეობდეს - ბირთვი-მანტიის საზღვრამდეც კი - შრე D (გრაჩოვი 2000); პლიუმები შეიძლება შეგვხვდეს როგორც ფილებს შიგნით, ისე ფილებს შორის დივერგენტულ საზღვრებში.

ფილებს შორის დივერგენტულ საზღვრებში პლიუმების არსებობას აღნიშნავენ შუაოკეანური ქედის (COX) ზონაში, ხოლო შიდაფილურ ოკეანური ტიპის პლიუმების კლასიკურ მაგალითად ჰავაი-იმპერატორის კუნძულების პლიუმებს განიხილავენ.

სადღეისოდ პლიუმების არსებობის იდეას მკვლევართა დიდი ნაწილი არ იზიარებს და მის არსებობას კამათის საგნად ხდის. განსაკუთრებით

აზრთა სხვაობა საზღვარგარეთის სამეცნიერო საზოგადოებაში, რასაც ადასტურებს 2003-2005 წლებში ამერიკის გეოლოგიური საზოგადოებისა და ამერიკის გეოფიზიკური კავშირის მიერ ისლანდიაში, კალიფორნიასა და შოტლანდიაში ჩატარებული პლიუმების კვლევისადმი მიძღვნილი 3 ერთობლივი კონფერენცია.

ამჟამად შემოთავაზებულია ნიშნებისა და თვისებების ერთობლიობა, რომლის საფუძველზე შესაძლებელია პლიუმებისა და სუპერპლიუმების არსებობის ვარაუდი (პუჩკოვი 2009/:

1. ვულკანური მწკრივების არსებობა ასაკის თანდათანობითი გაახალგაზრდავებით;

2. ვერტიკალური სვეტების არსებობა, გამოვლინებული სეისმოტომოგრაფიის მიხედვით და გავრცელებული დიდ სიღრმეებზე ბირთვი-მანტიის საზღვრამდეც კი;

3. პლიუმებისა და სუპერპლიუმების კავშირი ქვედა მანტიის გლობალურ შეკუმშულ არეებთან, რომელთა ზომები ათას კმ-მდეა და რომლებიც ამოიზიდებიან ზევით, თანდათანობით იმსხვრევიან ცალკეულ პლიუმებად მანტიაში და უმთავრესად კონცენტრირდებიან წყნარი ოკეანისა და აფრიკის სუპერპლიუმების თავზე;

4. პლიუმების კავშირი მინის ზედაპირის გუმბათისებრამაღლებებთან;

5. პლიუმური მაგმატიზმის პეტროლოგიური და პეტროქიმიური თვისებებები მდგომარეობს:

ა. მსხვილ იონურადიუსიანი ლითოსფერული ელემენტების, მსუბუქი იშვიათმინა ელემენტების (P33) გაზრდილ შემცველობებში,

ბ. 87Sr 86Sr , $143\text{Nd}/144\text{Nd}$, 206Pd (204Pd და, განსაკუთრებით, $3\text{He}/4\text{He}$ იზოტოპების შეფარდებათა მომატებულ დამოკიდებულებაში.

ოკეანური „ცხელი ლაქების“ მაგმატიზმი ჩვეულებრივ ტუტე ქანების ამოფრქვევით იწყება, რომელიც ტოლეიტური ხასიათის ამოფრქვევებით მონაცვლეობს. პროცესი შეიძლება გაგრძელდეს ჰავაის ტიპის სცენარით - ტუტე მაგმების პერიოდული ამოფრქვევებით და განვითარების დამატავრებელ ეტაპზე მაღალტუტიანი კაჟმინით გაუჯერებელი მდნარების წარმოქმნით (ნეფელინიტები, ბაზანიტები/.

კონტინენტური შიდაფილური გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმური ქანები წარმოდგენილია ტუტეებით (Na_2O , K_2O), ტიტანითა და რკინით მდიდარი ინტრუზიული და ეფუზიური ქანების დიდი მრავალფეროვნებით: მომატებული ტუტიანობის ბაზალტი, პიკრიტი, ტუტე გაბროიდები, ბაზალტოიდები, ტუტე და ნეფელინიანი სიენიტი, ტუტე გრანიტი, ტრაქიტი, კომენდიტი, ფონოლითი, კარბონატიტები. ამ გეოდინამიკური რეჟიმის ქანები ხასიათდებიან მსუბუქი იშვიათმინაელემენტების მაღალი შემცველობებით მძიმე იშვიათმინაელემენტებთან შედარებით, რითაც მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან შუაოკეანური ქედის ბაზალტებისაგან.

კითხვები თვითშემოწმებისთვის

1. ჩამოთვალეთ კონვერგენტული საზღვრების გეოდინამიკური რეჟიმები;
2. განმარტეთ ტერმინი *სუბდუქცია* და დაასახელეთ სუბდუქციის მთავარი ტექტონიკური ტიპები;
3. დაახასიათეთ სუბდუქციის გეოდინამიკურ რეჟიმთან დაკავშირებული მაგმატიზმი;
4. დაასახელეთ კონტინენტთა აქტიური კიდეების წარმოქმნის მექანიზმი და ამ გეოდინამიკური რეჟიმის ეტალონები;
5. დაახასიათეთ კონტინენტთა აქტიური კიდეების გეოდინამიკური რეჟიმის მაგმატიზმი;
6. განმარტეთ ტერმინი *ვულკანური კუნძულთა რკალი*;
7. რა არის ვულკანური კუნძულთა რკალის ენსიმატურად და ენსიალურად დაყოფის საფუძველი?
8. როგორ კლასიფიცირდება ვულკანური კუნძულთა რკალი მონიფულობის ხარისხის მიხედვით?
9. დაახასიათეთ ენსიალური და ენსიმატური კუნძულთა რკალებისათვის დამახასიათებელი მაგმური მოვლენები;
10. დაასახელეთ ენსიმატური ვულკანური რკალის ინდიკატორული ვულკანური ქანი;
11. განმარტეთ, რა არის კოლიზია? დაასახელეთ კოლიზიის კლასიკური მაგალითები და სახეები;
12. დაახასიათეთ კოლიზიის ზონის მაგმატიზმი;
13. განმარტეთ შიდაფილური მაგმატიზმი;
14. დაასახელეთ ოკეანური და კონტინენტური ფილებსშიდა ვულკანიზმის კლასიკური მაგალითები;
15. რას ნიშნავს „ცხელი ლაქა“; როგორ ხსნიან წყალქვეშა ვულკანური მწკრივებისა და ვულკანური კუნძულების ფორმირებას?
16. რა არის პლიუმი?
17. დაახასიათეთ მოსაზრებები პლიუმის არსებობის შესახებ.

ლიტერატურა

- ადამია, შ., ალფაიძე, ვ., ჭაბუკიანი, ა. (1998). გეოტექტონიკა. თსუ გამომცემლობა. 283 გვ.
- ბელიანკინი, დ. (1951). კრისტალთა ოპტიკა. თბილისი. ტექნიკა და შრომა. 146 გვ.
- ზარიძე, გ. (1952). კრისტალური ნივთიერების ოპტიკური კვლევის საფუძვლები. გამომც. ტექნიკა და შრომა. თბილისი. 107გვ.
- ზარიძე, გ. (1972). მაგმური და მეტამორფული ქანების პეტროლოგია. გამომცემლობა „განათლება“. თბილისი. 347გვ.
- თვალჭრელიძე, ა. (1950). მაგმური ქანების პეტროგრაფია. თსუ გამომცემლობა. 486 გვ.
- თვალჭრელიძე, ა. (1954). კრისტალთა ოპტიკის შესავალი. თსუ გამომცემლობა. 307 გვ.
- თუთბერიძე, ბ. (2010). მინერალოგია. თსუ გამომცემლობა. 630 გვ.
- ივანიცკი, თ. (1967). მეტალთა საბადოების გეოლოგია. თსუ გამომცემლობა. თბილისი. 402გვ.
- სხირტლაძე, ნ. (1984). პეტროგრაფია მინერალოგიის საფუძვლებით. თსუ გამომცემლობა. 328 გვ.
- Андреева, Е. Д., Богатиков, О. А., и др. (1985) Магматические горные породы. т. 3, Основные породы. Москва, Наука, 486 с.
- Андреева, Е. Д., Богатиков, О. А., и др. (1983). Магматические горные породы. т. 1, Классификация Номенклатура Петрография. часть 1-2, М. Из-во Наука.
- Белов, С. В., (2008). Петрография магматических и метаморфических пород литология. Учебное Пособие. Москва. МГОУ. 79с.
- Белоусова, О. Н., Михина, В. В. (1972). Общий курс петрографии. Из-во НЕДРА. Москва. 342с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А (1988). Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 249 с.
- Богатиков О.А. (ред.). Магматические горные породы (1983) Том 1: Классификация, номенклатура, петрография. Часть 1 М.: Наука, 368 с
- Богатиков О.А. (ред.). Магматические горные породы (1983).. Том 1: Классификация, номенклатура, петрография. Часть 2 М.: Наука, 768с.
- Богатиков О.А. (ред.) Магматические горные породы (1984)). Том 2: Щелочные породы М.: Наука, 416 с
- Вулканические аппараты и их строение <https://injashita.com/vulkanicheskie-apparati-i-ix-stroenie.html>
- Даминова, Е. А. (1967). Петрография магматических горных пород. М. 276 с.
- Дир У.А. Хауи, Р.А.Зусман, Дж. Породообразующие минералы.: Том 1(1965, 372с), Том 2 (1965,407с)б Тлм 3 (1966, 318), Том 4 (1966, 483с), Том 5 (1966, 408с) Изд-во МИР, Москва. (Перевод с английского)

- Заварицкий, А. Н.** (1961). Изверженные горные породы. М. Издательский Дом ТГУ. 479с.
- Заридзе, Г. М.** (1988). Петрография. Москва. Недра. 480с.
- Изучение** минералов в шлифе при одном никеле <http://helpiks.org/3-99109.html>
- Изучение** минералов в скрещенных николях <http://mrmarker.ru/p/page.php?id=13331>
- Конвергентные** границы <http://wiki.ru/sites/geologiya/id-news-17595.htm>
- Короновский, Н.,** Демина Л. Эволюция неоген-четвертичных магматических расплавов Кавказа в условиях континентальной коллизии. Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А И Джанелидзе, Тбилиси, 2000. 270–281с.
- Краснощекова, Л. А.** (2010). Основы практической петрографии магматических и метаморфических пород. Учебное пособие. Изд-во Томского политехнического Университета. 92с.
- Кубо Р.** Термодинамика: Современный курс с задачами и решениями, Учебное пособие. — Пер. с англ. М.: Мир, 1970. 304 с.
- Кузнецов, Ю. А.** (1964). Главные типы магматических формаций. М. : Недра. 435 с.
- Куренков С. А.** Диденко А. Н., Симонов, В. А. (2002/Геодинамика палеоспредианга. М. ГЕОС. 294 С
- Лекция** Главные минералы горных пород <http://kk.convdocs.org/docs/index-68870.html?page=8>
- Лекции**-Петрография <http://lib.rushkolnik.ru/text/24164/index-1.html>
- Липин, А. Б.,** Липин, В. А. (2015). Фазовые диаграммы. Учебное пособие. Санкт-Петербург. 107с.
- Лордкипанидзе, М. Б.** (1986). Мезозойско-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Докторская диссертация, ГИН АН ГССР, Тбилиси. 350с.
- Магалашвили, Г. А.** (2007). Продуктивные формации неметаллических полезных ископаемых Грузии. Москва. Российская государственная библиотека, 401с.
- Магма** и магнообразование <https://bibliofond.ru/view.aspx?id=437488>
- Магматические** горные породы: систематика, номенклатура, структуры и текстур <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>
- Магматические** горные породы: систематика, номенклатура... НГУ <http://mineral.nsu.ru/educat/article/16/index.html>
- Маракушев, А. А.,** (автор), Бобров, А. В., Перцев, Н. Н., Феногенов, А. Н. (другие авторы) (2000). Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы. М. 307 с.
- Мечковский, Л. А.,** Блохин, А. В. (2010). Химическая Термодинамика. Курс лекции. Минск БГУ. 141с.
- Парначев, В. П.** (2011). Основы Геодинамического анализа. Томск. Изд-во НТЛ. 305с.
- Петрография** и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород 2001: Учебник / [М. А. Афанасьева, Н. Ю. Бардина,

- О. А. Богатилов [и др.]; Под ред В. С. Попова и О. А. Богатикова. - М. : Логос, – 762с
- Половинкина**, Ю. И. (1966). Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Часть вторая. Том I. Изверженные породы. Из-во „ Недр М. 424 с.
- Половинкина**, Ю. И. (1966). Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Часть первая. Словарь терминов. Из-во „ Недр „ М. 240с.
- Происхождение** ультраосновных пород нормальной щелочности
<http://mybiblioteka.su/9-10143.html>
- Пучков** В.Н. (2009) «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же всё-таки прав? // Геотектоника №1., С.3-22.
- Рыка**, В., Малишевская, А. (1989) Петрографический словарь Москва. “Недра” 589 с.
- Сазонов**, А. М., Звягина, Е. А., Полева, Т. В. (2012). Курс лекции Дисциплина СЗ. Б. 16. Петрография. Красноярск. 409с.
- Свиридов**, Л., И. (2010). Определитель рудных, породообразующих минералов и горных пород Красноярск 2010Красноярск,. – 140 с.
- Сизых**, А. И., Буланов, В. А. (2005). Оптический определитель важнейших минералов. Учебное пособие. Иркутск. 283с.
- Смольник**, В. Ф. (2003). Петрография магматических и метаморфических пород. Мурманск. 281с.
- Хаин**, В. Е., Ломизе, М. Г. (1995). Геотектоника с основами геодинамики. Учебное пособие. М. Изд-во МГУ. (глава, 5. 3). 480 с.
- Химическая** Термодинамика (2003). Составители: Забелина, И. А., Позняк, А. А., Ясюкевич. Л. В. Минск. 43с
- Хуан**, У. Т. Петрология 1965. Из-во „Мир“ Москва. 575с.
- Чернышов**, А. И., Володина, И. В. (2014). Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород. Учебно-методическое пособие Томск. 36с.
- Штефан**, Л. В. (2002). Основы кристаллооптики. Учебное пособие. М. 98с.
- Штефан**, Л. В. (2003). Петрография магматических пород. Курс лекций для студентов специальности I 51. 01. 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых, Минск. БГУ. 124с.
- Юдин**, В. В. (2004). Геодинамическая классификация вулканизма Земли на основе актуалистической геодинамики. В кн.: Труды междунар. конф., Ч. 1. “Эффузивно-осадочный литогенез и рудогенез”. Крымское отд. УкрГГРИ, Симферополь. 118-124с.
- Adamia**. Sh. (1975). Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion. Geological Society of America. Bulletin v. 86. 719-720pp.
- Adamia**, Sh., Lordkipanidze, M., Zakariadze, G.. (1977). Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. Tectonophysics. 40. 183–199 pp.
- Adamia**, Sh., Zakariadze, G., Chkhotua T., Sadradze, N. Tsereteli, N. Chabukiani, A., Gventsadze, A. (2011). Geology of the Caucasus: a review. Turkish Journal of Earth Sciences.

- Geology of the CircumBlack Sea Region – Part A. Caucasus. vol. 20.. 489-544 pp.
- Anthony, R.**, Philpotts, and Jay J. Ague. (2009). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Second Edition. Cambridge university press. 667 pp.
- Berry, LG.**, Mason, B. (1987) Mineralogy. 592pp.
- Boyd, F. R.** (1961). Welded tuffs and flows of the rhyolite plateau of Yellowstone National park, Wyoming. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 72. 387-426 pp.
- Bowen, N. L.** (1915b). Crystallization-differentiation in silicate liquids. American Journal of Science. 39. 175-191pp.
- Bowen N. L.** (1928). The evolution of the igneous rocks Princeton NJ: Princeton University Press; 334 pp..
- Branney, M. J.**, Barry, T. L., and Godchaux, M. (2004). Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites. Bulletin of Volcanology, v. 66. 485–491 pp. doi: 10. 1007/s00445-003-0332-8.
- Colin, D.** Gribble., Allan J. Hall. (1992). Optical Mineralogy Principles and practice. Department of geology and Applied Geology. University of Glasgow. 303 pp.
- Cox, K. G.**, Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks. George. Allen and Unwin. London. United Kingdom. 445 pp.
- Deer, W. A.**, Howie, R. A., Zussman, J. (1962). Rock- forming minerals Vols 1-5 London Longman
- Dike** (Geology) Wikipedia [https://en.wikipedia.org/wiki/Dike_\(geology\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Dike_(geology))
- Eutaxitic** Texture <http://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/eutaxitic.php>
- Ewart, A.** (1982). The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: Thorp, R. S. (ed), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley and Sons, New York. 25-95.
- Gilluly, Y.** (1948). Origin of granite. Geol., Soc Amer., Men 28.
- Graig, J. R.**, and Vaughan, D. J. (1981) Ore microscopy and ore petrography. New York. John Wiley
- Harvey, Blatt.**, Robert, J. Tracy., Brent, E. Owens. (2006). Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic. Third Edition. New York. 530 pp.
- Hatch, F. H.**, Wells. A K (1937). The Petrology of the Igneous Rocks. George Allen and Unwin. Ltd London.
- Hatch, F. H.**, Wells, A. K., and Wells, M. K. (1972). Petrology of the Igneous Rocks. London. 551 pp.
- “Hostiles”**: Mantle thermal plumes.
<https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/hotspots.html#anchor19596916>
- Irvine, T. N.**, Baragare, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. v. 8. 523-548pp.
- John, P.** Rafferty. (2012). Geological Sciences. Britaninica Educational Publihg in association with ROSEN. 206 pp.
- Le bas, M.**, Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks Based On the Total Alkali-Silica Diagram; 6 pp.

- Le Maitre, R. W.** (1976). Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. Contributions to mineralogy and petrology. v. 56. Issue 2, 181-189. pp.
- Love A.E.H.** (1911) Some problem of Geodynamics. London. Cambridge University Press.
- Mandeville, CW., Carey S., Sigurdsson, H.** (1996). Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology. Volume 57, Issue 7, pp 512–529
- Mibei, G.** (2014). Introduction to Types and Classification of Rocks. Presented at Short Course IX on Exploration for Geothermal Resources, Organized by UNU-GTP, GDC and KenGen, at Lake Bogoria and Lake Naivasha, Kenya, Nov. 2-24. 12pp.
- Miyashiro, A.** (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. Nature. 230. 42-45 pp.
- Morgan, W.** (1971) Convection plumes in the lower mantle. Nature. 230, 42-45 pp.
- Pearce, J., Bender, J., De Long, S., Kidd, W., Low, P., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, (1990).** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 44. 189–229 pp.
- Wegener, A.** (1912). Die Herausbildung der Grossformen der Erdrinde (Kontinente und Ozeane), auf geophysikalischer Grundlage. Petermanns Geographische Mitteilungen, 63. 185–195, 253–256, 305–309pp.
- Whrite, M., Mc Phie J; A.** (1977). Submarine welded ignimbrite-crystal-rich sandstone facies association in the Cambrian Tundall Group, western Tasmania, Austria. Journal of volcanology and geothermal reseatch, 76, 277-295pp
- Wikiprdia** Peperino. <https://en.wikipedia.org/wiki/Peperino>
- Wilson, M.** (1993). Ceochemical signature of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics. Journal of the Geological Society. 150. 977-990pp.
- Wolff, J. A., and Wright, J. V.** (1981). Rheomorphism of welded tuffs: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 10, doi: 10. 1016)0377-0273(81)90052-4. 13–34 pp.
- Wood, B. I., and Fraser, D. G.** (1976). Elementary Thermodynamics for Geologist. Oxsford : Oxsford Yniversity Press, 303 pp.
- Wyllie, P. J.** (1988). Magma Genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth. Reviews of Geophysics, 26, 370-404pp.
- Zindler, A., and Hart, S.** (1986) Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Science, 14, 493-571pp.

ა

აბსაროკიტი 250
ადამელიტი 229
ავგიტი 135
ავლაკოგენი 311
ალბიტი 125
ალიასკიტი 227
ანდეზიბაზალტი 218
ანდეზიტი 219
ანდეზიტური პორფირიტი 221
ანომალური ინტერფერენცია 51
ანორთიტი 127
ანორთოზიტი 199
ანტიპერტიტი 107,121
 აპატიტი 153
აპლიტი 159
აპოფიზა 91
არაჩვეულებრივი სინათლის
 სხივი 23
არფედსონიტი 144
ასხისტური ქანები 159
აქტინოლითი 141
 ახალგაზრდა ანუ მოუმწიფებელი
კუნძულთა რკალი 317

ბ

ბაზალტი 204
ბაზალტური რქატყუარა 143
ბანაკიტი 251
ბარკევიკიტი 144
ბეკეს ხაზი 45
ბიოტიტი 147
ბონინიტი 222
ბოსტონიტი 247

გ

გაბრო 196
გაბრო-დიორიტი 215
გაბრო-ნორიტი 196

გაბრო-პეგმატიტი 202
გაბრო-პერიდოტიტი 196
გაბრო-პორფირიტი 202
გაბრო-სიენიტი 245
განვითარებადი კუნძულთა რკალი
317
გრანიტ-აპლიტი 230
გრანიტების გეოქიმიური
კლასიფიკაცია 300
 ~ A ტიპის გრანიტი 302
 ~ I ტიპის გრანიტი 301
 ~ M ტიპის გრანიტი 301
 ~ S ტიპის გრანიტი 301
გრანიტების წარმოშობა 298
 ~ მაგმური წარმოშობა 299
 ~ მეტასომატური წარმოშობა
300
 ~ პალიგენეტური წარმოშობა
299
გრანიტი 224
გრანიტ-პეგმატიტი 231
გრანიტ-პორფირი 233
გრანოდორიტი 228
გრანოსიენიტი 245

დ

დაციტი 240
დაციტპორფირი 241
დელენიტი 236
დიაბაზი 202
დიაბაზ-პეგმატიტი 204
დიასხისტური ქანები 159
დივერგენტული საზღვარი 305
დიორიტ-აპლიტი და დიორიტ-
პეგმატიტი 217
დიორიტი 213
დიორიტ-პორფირიტი 216
დიოფსიდი 136
დოლერიტი 208

2

ეგზოგენური გეოდინამიკა 306
 ეგირინი (აკმიტი) 137
 ევტექტიკა 79
 ევტექტიკის წერტილი 80
 ენდოგენური გეოდინამიკა 306
 ენსტატიტი 132
 ესექსიტი 262
 ეტმოლითი 89
 ექსტრუზიული (ვულკანური) ქანების წოლის ფორმები 92
 ~ ლაგური ნაკადი 92
 ~ ლაგური განფენი 93
 ექსტრუზიული დიაბაზი 203

3

ვერლიტი 187
 ვოგეზიტი 248
 ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ტიპის მიხედვით 168
 ~ ეტნას ტიპი 170
 ~ ვულკანოს ტიპი 169
 ~ კატმაის ტიპი 171
 ~ პელეს ტიპი 168
 ~ პლინიუსის ტიპი 169
 ~ სტრომბოლის ტიპი 170
 ~ ჰავაის ტიპი 168
 ვულკანების კლასიფიკაცია ფორმების მიხედვით 166
 ~ გუმბათისებური ვულკანები 167
 ~ სტრატოვულკანები 167
 ~ ფარისებური ვულკანები 166
 ~ ნიდის კონუსი 167
 ვულკანების კლასიფიკაცია ამომყვანი არხის ფორმის მიხედვით 172
 ~ ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევები 173
 ~ ხაზობრივი ანუ ნაპრალოვანი ტიპის ამოფრქვევები 173
 ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ხასიათის მიხედვით 173

~ ეფუზიური დედამიწის ზედა ამოფრქვევები 173
 ~ ეფუზიური წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევები 173
 ~ ექსპლოზიური ვულკანური ამოფრქვევები 174
 ვულკანების კლასიფიკაცია ამოფრქვევის ადგილის მიხედვით 172
 ~ დედამიწის გარეთ ვულკანური ამოფრქვევები 172
 ~ მიწის ზედა ვულკანური ამოფრქვევები 172
 ~ მყინვარქვეშა ვულკანური ამოფრქვევები 172
 ~ წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევები 172
 ვულკანების კლასიფიკაცია აქტიურობის ხარისხის მიხედვით 174
 ~ მიძინებული ვულკანები 174
 ~ მოქმედი ვულკანები 174
 ~ ჩამქრალი ვულკანები 174
 ვულკანი 165
 ვულკანიზმი 166
 ვულკანის აგებულება 165
 ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტები 178
 ~ ვულკანური ყუმბარა 178
 ~ ვულკანური ბრექჩია 179
 ~ ვულკანური ტუფი 179
 ~ ვულკანური ფერფლი 179
 ~ ვულკანური ქვიშა 179
 ~ ლაპილი 179
 ~ მოფეტა 179
 ~ სოლფატარა 179
 ~ პეპერინი 179
 ~ ფუმაროლა 179
 ვულკანური აპარატის ელემენტები 174
 ~ ბარანკოსი 176
 ~ გუმბათი 174
 ~ დიატრემა 175
 ~ ვულკანური კონუსი 175

- ~ კალდერა 177
- ~ კრატერი 176
- ~ მაარი 177
- ~ ნეკი 175
- ~ ყელი 177

თ

- თავისუფლების ხარისხი 77
- თერმოდინამიკა 76
- თერმოდინამიკური სისტემა 76
 - ~ ცვალებადი და მუდმივი შედგენილობის სისტემები 76
 - ~ ჰეტეროგენული სისტემა 76
 - ~ ჰომოგენური სისტემა 76
- თერმოდინამიკული სისტემის მდგომარეობა 77
 - ~ არანონასნორული სისტემა 77
 - ~ ნონასნორული სისტემა 77
- თერმოდინამიკური სისტემის კლასიფიკაცია 76
 - ~ ადიაბატური სისტემა 76
 - ~ დახურული სისტემა 76
 - ~ იზოლირებული სისტემა 76
 - ~ ღია სისტემა 76

ი

- იაკუპირანგიტი 255
- იგნიმბრიტი /სინ.ტუფოლავა/ 237
- იზოგირა 64
- იზოქრომა 64
- იიოლითი 254
- იმერსიული მეთოდი 45
- ინდიკატრისის ოპტიკური ნიშანი
- ინვარიანტული სისტემა 78
- ინტრუზიული ქანების წოლის თანხმობითი (კონკორდანტული) ფორმები 86
 - ~ ლაკოლითი 87
 - ~ ლოპოლითი 87
 - ~ სილი 86
 - ~ ფაკოლითი 88
 - ~ ჰარპოლითი 88
- ინტრუზიული ქანების წოლის უთანხმო (დისორდანტული)

- ფორმები 89
 - ~ აპოფიზა 91
 - ~ ბათოლითი 89
 - ~ დაიკა 90
 - ~ ეტმოლითი 89
 - ~ შტოკი 90
 - ~ ძარღვი 91
 - ~ ხონოლითი 92

- ისიტი 202
- ისლანდიტი 220
- ისტორიული გეოდინამიკა (პალეოგეოდინამიკა) 304

კ

- კამპტონიტი 266
- კარბონატიტი 257
- კერატოფირი 273
- კერსანტიტი 217
- კვარცი 119
- კვარციანი დიორიტი 215
- კვარცის სოლი 52
- კვარცის ფირფიტა 52
- კიმბერლიტი 259
- კომატიტი 193
- კომენდიტი 285
- კომპენსაციის მეთოდი 52
- კომპონენტი 77
- კონგადაბაზი 204
- კონვერგენტული საზღვარი 306
- კონუსური ფიგურები 63
- კოსვიტი 190
- კრინანიტი 267
- კუგდიტი 259

ლ

- ლაბრადორი 126
- ლაბრადორიტი 200
- ლავა 72
- ლაზოს ლინზა 35
- ლამპროფირი 159
- ლეიკოკრატული დიორიტი 214
- ლეიციტი 129
- ლეიციტიტი 258
- ლეიციტოფირი 281
- ლერცოლიტი 188

ლითოსფერული ფილა 305
 ლიკვიდუსის ხაზი 80
 ლუიავრიტი 278

მ

მაგმა 72
 მაგმატიზმი 72
 მაგმური ქანი 72
 მაგნეტიტი 152
 მალქიტი 217
 მარეკანიტი 236
 მარიუპოლიტი 277
 მეიმეჩიტი 192
 მელანოკრატული დიორიტი 214
 მელილითიტი 259
 მელტივიტი 255
 მთვარის ბაზალტი 206
 მიასკიტი 276
 მიკროგაბრო 202
 მიკროდიორიტი 216
 მიკროკლინი 123
 მიკროსიენიტი 247
 მინეტა 248
 მისურიტი 256
 მონოვარიანტული სისტემა 78
 მონჩიკიტი 267
 მონცოდორიტი 246
 მონცონიტი 245
 მონიფული კუნძულთა რკალი 317
 მუსკოვიტი 145

ნ

ნევადიტი 235
 ნეფელინი 128
 ნეფელინიანი სიენიტი 275
 ნეფელინიანი სიენიტ-პორფირი 279
 ნეფელინიანი ტრაქიბაზალტი 269
 ნეფელინიტი 257
 ნორდმარკიტი 271
 ნორიტი 198
 ნუშისებრ-ქვიური ბაზალტი 205

ო

ობსიდიანი 235

ოკაიტი 259
 ოლივინი 130
 ოლივინიანი ბაზალტი 205
 ოლივინიტი /დუნიტი/ 184
 ოპტიკური ინდიკატრისა 28
 ოპტიკური ლერძი 28
 ორთოკლაზი 121

პ

პალაგონიტური ბაზალტი 206
 პანტელერიტი 285
 პეგმატიტები 159,231
 ~ მარტივი პეგმატიტი 231
 ~ რთული პეგმატიტი 231
 ~ სუფთა ხაზის პეგმატიტი 231
 ჯვარედინა ხაზის პეგმატიტი 231
 პემზა 236
 პერიდოტიტი 186
 პერლიტი 235
 პეტროტექტონიკა 304
 პეხშტეინი 236
 პიკრიტბაზალტი 205
 პიკრიტი 191
 პიკრიტპორფირიტი 191
 პიჟონიტი 139
 პიროქსენიტი 190
 პლაგიოაპლიტი 230
 პლაგიოგრანიტი (ტრონდიემიტი) 227
 პლეოქროიზმი 48
 პლეოქროული გარსები 48
 პლიუმი 321
 პულასკიტი 271

რ

რაპაკვივი 283
 რელაქსაცია 77
 რელაქსაციის დრო 77
 რეომორფიზმი 238
 რიოდაციტი 241
 რიოლითი (ლიპარიტი) 233
 რიოლით-პორფირი (კვარცპორფირი) 237

რქატყუარიანი გაბრო 196
 რქატყუარიანი პერიდოტიტი
 (ამფიბოლიტი) 189

ს

საკლასიფიკაციო დიაგრამა- AFM
 163
 საკლასიფიკაციო დიაგრამა- Na_2O
 $+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 163
 საკლასიფიკაციო დიაგრამა- SiO_2-
 K_2O 162
 სანიდინი 122
 სერპენტინი 151
 სვლათა სხვაობა 50
 სიენიტ-აპლიტები 247
 სიენიტი 243
 სიენიტ-პეგმატიტები 247
 სიენიტ-პორფირი 247
 სინათლის სხივის არეკვლა 25
 ~ დიფუზიური არეკვლა 25
 ~ სარკისებრი არეკვლა 25
 ~ სრული შინაგანი არეკვლა 25
 სოლიდუსის ხაზი 80
 სპესარტიტი 217
 სპილიტი 210
 სპრედინგი 307
 სტრუქტურა აბისალური
 ინტრუზიული ქანების 100
 ~ აგპაიტური 100
 ~ ალოტრომორფულ-მარ-
 ცვლოვანი 100
 ~ გაბრო-ოფიტური 101
 ~ გაბროული 100
 ~ გრანიტული 101
 ~ გრანულიტური 101
 ~ დიორიტული 101
 ~ ვენცური 102
 ~ კელიფიტური 102
 ~ მონცონიტური 102
 ~ ოფიტური 102
 ~ პანიდიომორფულ-
 მარცვლოვანი 103
 ~ პოიკილოოფიტური 104
 ~ პოიკოლიტური 103
 ~ რაპაკივის 104

~ რეაქციული 104
 ~ სიდერონიტული 104
 ~ შიპიდიომორფულ-მარ-
 ცვლოვანი 105
 სტრუქტურა ექსტრუზიული
 ქანების 108
 ~ აფანიტური 108
 ~ აფირული 108
 ~ გლომეროპორფირული 108
 ~ დიაბაზური 108
 ~ დოლერიტული 108
 ~ ვარიოლითური 108
 ~ ვიტროფირული (მინებრივი)
 109
 ~ ინტერსერტალური 108
 ~ ნეფელინიტური 109
 ~ პერლიტური 109
 ~ პილოტაქსიტური 109
 ~ პორფირული 110
 ~ სპილიტური 110
 ~ სპინიფექსის 110
 ~ სფეროლიტური 110
 ~ ტრაქიტული 111
 ~ ფელზიტური 111
 ~ შილოპილიტური 111
 სტრუქტურა შიპაბისალური
 ინტრუზიული ქანების 105
 ~ ალბიტის ჭადრაკული
 სტრუქტურა 107
 ~ აპლიტური 105
 ~ გრაფიკული 105
 ~ კუმულაციური 106
 ~ ლამპროფირული 106
 ~ მიკროგრანიტული 106
 ~ მიკროპეგმატიტური 105
 ~ პეგმატიტური 105
 ~ პერტიტული 106
 ~ პორფირისებრი 107
 სუბდუქცია 314
 სუბდუქციის ზონა 315
 სფენი 155
 სხივის ორმაგი გარდატეხა 26
 სხივის ორმაგი გარდატეხის ძალა
 26

ტ

- ტალკი 150
- ტაქილიტი და პალაგონიტი 205
- ტერალითი 264
- ტეფრიტი 268
- ტექსტურა 112
 - ~ არაერთგვაროვანი 113
 - ~ ატაქსიტური 113
 - ~ ბალიშა 114
 - ~ გნაისისებრი 113
 - ~ დირექციული 113
 - ~ ევტაქსიტური 113
 - ~ ერთგვაროვანი 112
 - ~ ზოლებრივი 114
 - ~ ლაქოვანი 114
 - ~ მთაროლითური 115
 - ~ ნუშისებრი 114
 - ~ ტაქსიტური 113
 - ~ ტრაქიტოიდული 114
 - ~ ფლუიდური 114
 - ~ ფოროვანი (ვეზიკულარული) 115
- ტექტონოსფერო 307
- ტემენიტი 265
- ტინგუაიტი 279
- ტიტან-ავგიტი 138
- ტოლეიტური ბაზალტი 206
- ტონალითი 226
- ტრანსფორმული საზღვარი 306
- ტრაქიპორფირი 249
- ტრაქიტი 248
- ტროქტოლიტი 201
- ტუტე გრანიტი 282
- ტუტე პიკრიტი 260
- ტუტე სიენიტ-აპლიტი და პეგმატიტი 272
- ტუტე სიენიტი 270
- ტუტე სიენიტ-პორფირი 272
- ტუტე ტრაქიტი 272
- ტუტე ტრაქიტ-პორფირი 273
- ტუტე-ბაზალტი (ტრაქიბაზალტი) 268

უ

- უმპტექტიტი 271

- ურთიტი 253

ფ

- ფაზა 77
- ფელზიტი 236
- ფერთა არშიის წესი 51
- ფოიაიტი 276
- ფონოლითი 280
- ფორელეშტეინი 201

ქ

- ქლორიტი 149
- ქრომიტი 152

შ

- შაგრენის ზედაპირის ეფექტი 46
- შონკინიტი 263
- შოშონიტი 250

ჩ

- ჩარნოკიტი 229
- ჩაქრობის კუთხე 55
- ჩაქრობის სახეები 55
 - ~ ზონალურ-ვექტორიალური
- ჩაქრობა 56
 - ~ ირიბი ჩაქრობა 56
 - ~ პირდაპირი ჩაქრობა 55
 - ~ სიმეტრიული ჩაქრობა 56
- ჩვეულებრივი რქატყუარა 141
- ჩვეულებრივი სინათლის სხივი 23

ც

- ცირკონი 154
- „ცხელი ლაქა“ (hot spot) 320

ხ

- ხიბინიტი 277
- ხსნარი 77

ჰ

- ჰარცბურგიტი 188
- ჰედენბერგიტი 136
- ჰიპერსტენი 134

გამოცემაზე მუშაობდნენ:

მარინე ვარამაშვილი
ნათია დვალი
ნინო ებრაღიძე
ლელა ნიკლაური

Released with the participation of:

Marine Varamashvili
Natia Dvali
Nino Ebralidze
Lela Tsiklauri

0179 თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი 14

14 Ilia Tchavtchavadze Avenue, Tbilisi 0179

Tel 995 (32) 225 14 32

www.press.tsu.edu.ge

