

تحلیل ساختاری گرانیت میلونیتی خاور و جنوب خاور بروجرد

لیلی ایزدی کیان*، امیرحسین صدر^۱، شیما ربانی^۲

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان
۲- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱۱/۲۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۶/۲۵

چکیده

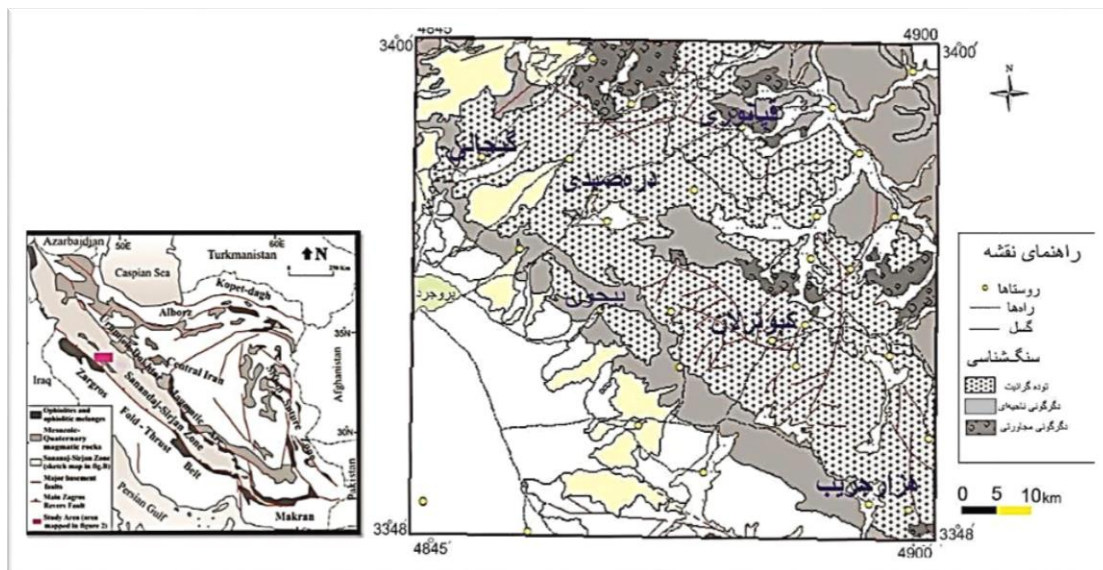
توده گرانیتوئیدی بروجرد از نظر جایگاه زمین‌شناسی بخشی از پهنه سندانج-سیرجان محسوب می‌شود. در بیشتر بخش‌های گستره مورد مطالعه شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر به صورت فابریک‌های میلونیتی دیده می‌شود که گرانیت بروجرد را به گرانیت میلونیتی تبدیل کرده است. فابریک‌های میلونیتی شامل برگوارگی میلونیتی و خطواره کششی است که در بخش‌هایی از توده که هوازگی خفیف است قابل دیدن و اندازه‌گیری است. شیب برگوارگی در بیشتر نقاط کم تا متوسط حدود ۱۰-۵۵ درجه است. برگوارگی‌ها در بخش شمالی توده بیشتر امتداد شمال خاور-جنوب باختر دارند و در بخش‌هایی جنوبی توده بروجرد امتداد برگوارگی بیشتر راستای شمال باختر-جنوب خاور را نشان می‌دهند. جهت شیب برگوارگی متغیر و در بخش‌های شمالی توده بیشتر به سمت جنوب خاور شیب دارد و در بخش‌های جنوبی توده به سمت شمال خاور شیب دارد. میل خطواره کششی کم و در حدود ۰-۲۵ درجه و به شمال باختر، شمال خاور و جنوب خاور میل دارد. با توجه به شیب‌دار بودن برگوارگی نوع حرکت در پهنه برشی و با استفاده از نشانگرهای سوی برش، حرکت شیب‌لغز نرمال و معکوس تعیین گردید. مجموعه شواهد موجود در گستره برای تعیین موقعیت تکتونیکی توده گرانیتوئیدی بروجرد نشان می‌دهد که جایگزینی این توده هم‌زمان با تکتونیک و در مرحله دوم دگرشکلی صورت گرفته است. بعد از تغییر شکل و تشکیل فابریک میلونیتی در توده بروجرد، مجدداً گستره تحت‌تاثیر دگرشکلی قرار گرفته و برگوارگی و خطواره میلونیتی چین خورده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت میلونیتی، بروجرد، پهنه برشی، برگواره میلونیتی، خطواره کششی.

مقدمه

نفوذی گرانیتوئیدی وجود دارد که درون فیلیت‌های همدان نفوذ کرده است. کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع وسعت داشته، مشابه اکثر توده‌های نفوذی موجود در پهنه سهندج-سیرجان دارای روند شمال-باختر-جنوب-خاور است (شکل ۱). داده‌های تعیین سن بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، سن این توده‌های نفوذی را ژوراسیک میانی نشان می‌دهد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵)، در حالی که تعیین سن-های انجام شده به روش Rb-Sr بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت، سن تشکیل کمپلکس بروجرد را در دو دوره بارمین-آپتین و ماستریشتین نشان می‌دهد (مسعودی، ۱۹۹۷).

گستره مورد مطالعه در خاور و جنوب خاور شهر بروجرد در بین طول جغرافیایی $48^{\circ}45' - 49^{\circ}$ خاوری و عرض جغرافیایی $33^{\circ}48' - 34^{\circ}$ شمالی قرار دارد. بروجرد از شهرستان‌های تابع استان لرستان است که در قسمت شمال خاور این استان واقع شده است. مهم‌ترین حادثه زمین‌شناسی در گستره بروجرد، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) که به صورت کشیده و طویل به موازات شیستوزیته غالب سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با روند شمال-باختری-جنوب خاوری نفوذ کرده است. در گستره بروجرد مجموعه وسیعی از توده‌های



شکل ۱: موقعیت گستره مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران (محجل و همکاران، ۲۰۰۳) و نقشه سنگ‌شناسی خاور و جنوب خاور بروجرد (برگرفته از نقشه یکصد هزار بروجرد (منوچهری، ۱۳۷۰) با اندکی تغییر)

نمایان می‌گردد. درون این توده بسیار بزرگ توده-های نفوذی کوچکی دیده می‌شوند که عمدتاً دارای ترکیب کوارتز دیوریتی بوده و گاهی توده‌های بسیار لوکوکرات نیز در آن رخنمون دارند. هم‌چنین توده-های نفوذی کوچک مدور با ترکیب مونزوگرانیتی دیده می‌شود. مجموعه‌ای از ریزساختارهای

از نظر سنگ‌شناسی طیفی از سنگ‌های آذرین اسیدی از جمله کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت را می‌توان در این توده یافت. بخش زیادی از توده گرانیتوئیدی بروجرد ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده نفوذی کشیده و بزرگ با راستای شمال-باختر-جنوب خاور

میلونیتی در سنگ‌های گستره به وفور یافت می‌شود و حالت حدواسط بین این دو نیز در بخش‌های مختلف توده نفوذی بروجرد قابل دیدن است. در بازدیدهای صحرایی میلونیت‌ها با داشتن دانه‌بندی ریز، گسترش برگوارگی منظم و خطواره کششی مشخص می‌شوند.

بحث و نتایج

در بررسی گرانیتهای میلونیتی بروجرد تحلیل ساختاری و ریزساختارهای موجود در گرانیتهای میلونیت در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرد.

تحلیل ساختاری: ساختارهای گستره به دو دسته ساختارهای اولیه و ثانویه در گرانیتهای بروجرد تقسیم‌بندی می‌شوند. ساختارهای اولیه یا ماگمایی که در حین انجماد ماگما یا در مراحل پایانی تبلور به وجود آمده‌اند (ورنان، ۲۰۰۰) و از شواهد این نوع ساخت در گستره مورد مطالعه وجود فلدسپارهای جهت یافته در گرانیتهای است. ساختارهای ثانویه ساختارهایی هستند که پس از انجماد سنگ در اثر اعمال نیروهای زمین‌ساختی ایجاد می‌گردند (صدر و همکاران، ۱۳۸۲). این ساختارها در دو گروه ساختارهای شکل‌پذیر شامل برگواره میلونیتی (Mylonitic Foliation) و خطواره کششی (Stretching Lineation) و ساختارهای شکننده که از جمله آن می‌توان به گسل‌ها، دایک‌ها، رگه‌ها و درزه‌ها اشاره کرد، قرار گرفته‌اند. برگوارگی

میلونیتی فاصله‌دار (Spaced Foliation) بوده و از تناوب نوارها و عدسی‌هایی که از جنس یا دانه‌بندی یکسان نیستند به وجود می‌آید (پاشیرو و ترو، ۲۰۱۰). خطواره کششی معمولاً برای خطوارگی-های دانه‌ای و تجمعی در اثر کشیده شدن بلورهای تشکیل دهنده در سنگ‌های میلونیتی به کار می‌رود. خطواره‌ها از اهمیت فراوانی برخوردار هستند زیرا که ارتباط نزدیک آن‌ها با جهت حرکت پهنه-های برشی به همراه برگوارگی اطلاعات قابل توجهی در مورد تاریخچه دگرشکلی فراهم می‌کند (فوزن، ۲۰۱۰). خطواره کششی ناشی از کشیدگی کانی‌هایی مانند کواتز و فلدسپات، که مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتهای میلونیتی می‌باشند. این کانی‌ها به‌طور کامل حالت کشیدگی پیدا کرده و سبب به وجود آمدن خطواره میلونیتی در گرانیتهای گردیده‌اند.

فابریک میلونیتی: میلونیت شواهدی قوی برای دگرریختی در شرایط شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد و به‌طور معمول حاوی عناصر فابریکی است که تقارن مونوکلینیک دارند (هابس و همکاران، ۱۹۷۶). بافت اصلی سنگ‌های گستره لپیدوگرانوبلاستیک می‌باشد که بیانگر ماهیت دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ‌ها می‌باشد (ورنان، ۲۰۰۴). این بافت بعداً در اثر تغییر شکل به فابریک میلونیتی تغییر یافته است (شکل ۲).



شکل ۲: نمونه دستی از سنگ میلونیتی گرانیت بروجرد

۱). با توجه به برداشت‌ها و اندازه‌گیری‌های صحرایی امتداد اصلی برگواره‌های میلونیتی در دو راستای اصلی NW-SE و NE-SW است (ربانی، ۱۳۹۴) (شکل ۴). برگواره‌های میلونیتی که امتداد NW-SE دارند بیشتر به سمت NE شیب دارند و برگواره‌های میلونیتی که امتداد NE-SW دارند شیب آن‌ها به سمت SE است. در بخش‌های شمال توده برگوارگی میلونیتی بیشتر به سمت جنوب-خاور شیب دارد و در بخش‌های جنوبی توده بروجرد برگوارگی میلونیتی بیشتر به سمت شمال خاور شیب نشان می‌دهند (شکل ۳).

در بیشتر بخش‌های گستره خاور بروجرد شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر به صورت فابریک‌های میلونیتی مشاهده می‌شود که گرانیت بروجرد را به گرانیت میلونیتی تبدیل کرده‌اند. فابریک‌های میلونیتی شامل تشکیل برگوارگی میلونیتی و خطواره کششی در گرانیت‌های بروجرد است (شکل ۳). برگواره میلونیتی فابریک صفحه‌ای است که در سنگ‌های میلونیتی دیده می‌شود. برگواره میلونیتی از ساختارهای اصلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی گستره می‌باشد. بیش از ۱۰۰ برگواره میلونیتی در نقاط مختلف گستره اندازه‌گیری شده است (جدول

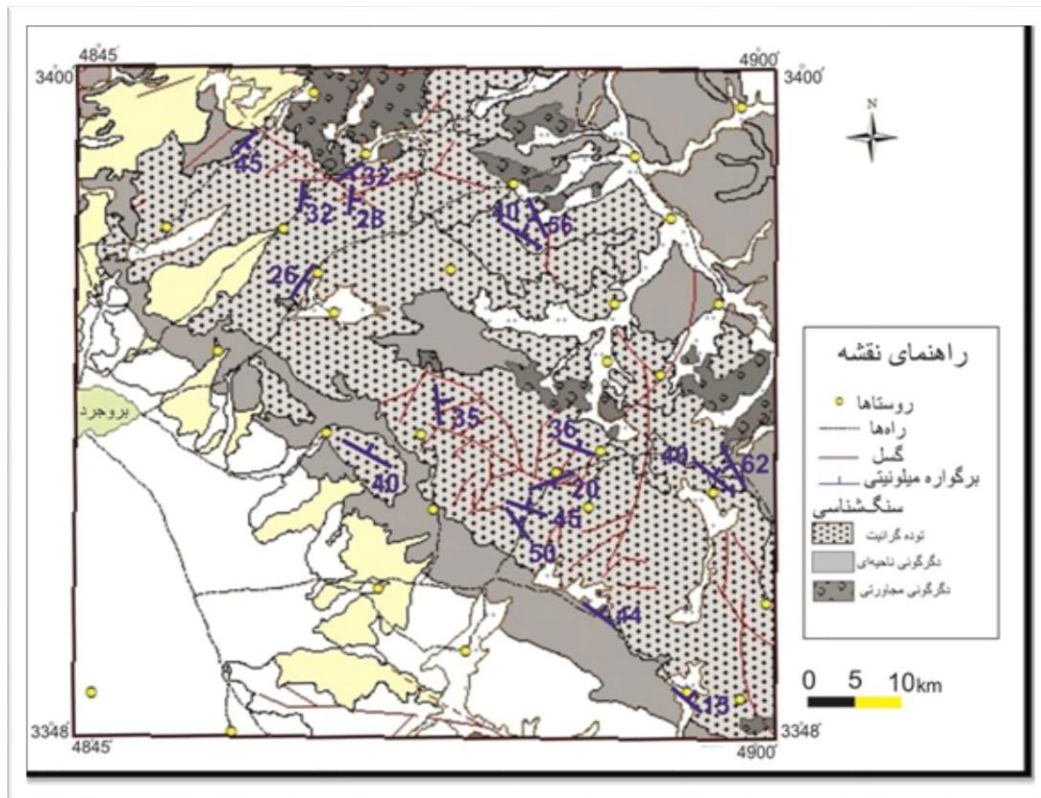
جدول ۱: داده‌های مربوط به شیب و امتداد برداشت شده از برگواره میلونیتی در سنگ‌های گرانیتوئیدی

Dip	DipDirection	Number
63	156	30
59	158	31
20	033	32
36	008	33
36	022	34
32	016	35
28	006	36
28	018	37
18	160	38
20	170	39
20	172	40
16	170	41
21	162	42
15	120	43
18	126	44
10	136	45
20	150	46
20	160	47
50	040	48
48	036	49
45	030	50
45	040	51
40	030	52
40	040	53
40	052	54
52	050	55
45	030	56
45	020	57
50	030	58

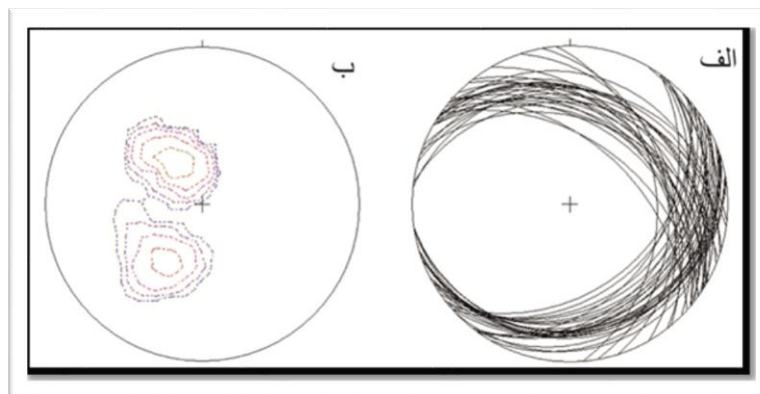
Dip	DipDirection	Number
28	152	1
28	152	2
32	148	3
22	158	4
20	160	5
30	150	6
22	158	7
20	160	8
20	160	9
18	162	10
32	148	11
38	142	12
42	138	13
35	145	14
38	142	15
38	142	16
25	142	17
25	138	18
30	128	19
33	126	20
25	152	21
22	160	22
40	125	23
28	128	24
45	140	25
45	140	26
51	148	27
65	154	28
60	157	29

Dip	DipDirection	Number
22	042	88
35	040	89
22	022	90
35	040	91
30	040	92
60	220	93
60	220	94
62	222	95
62	226	96
67	025	97
55	045	98
43	032	99
45	030	100
55	028	101
55	028	102
60	040	103
60	042	104
65	028	105
40	030	106
30	040	107
30	034	108
30	030	109
30	030	110
30	035	111
56	042	112
35	038	113
38	045	114
44	050	115
50	030	116

Dip	DipDirection	Number
50	030	59
50	030	60
60	070	61
55	050	62
55	056	63
60	080	64
40	060	65
60	036	66
60	038	67
60	040	68
60	038	69
65	243	70
65	247	71
70	245	72
70	245	73
67	247	74
40	030	75
40	018	76
40	010	77
40	050	78
40	018	79
39	030	80
39	020	81
46	034	82
48	022	83
48	022	84
48	022	85
48	024	86



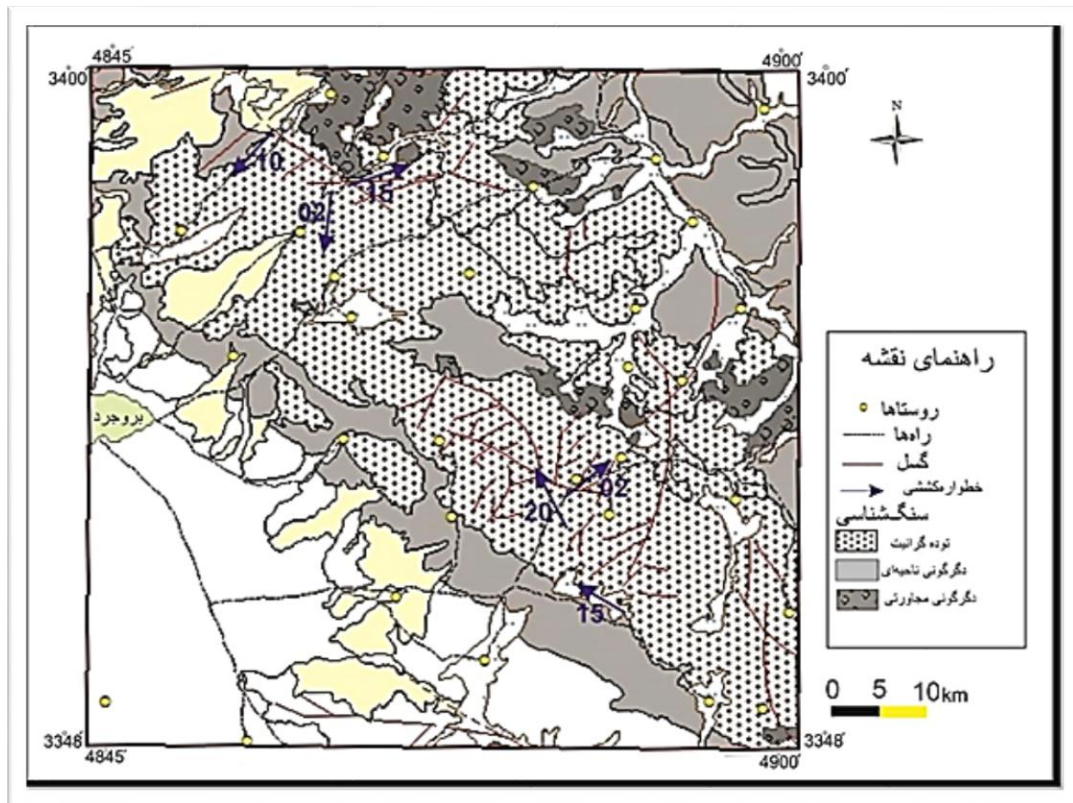
شکل ۳: نقشه موقعیت کلی برگوارگی‌های میلونیتی از بخش‌های مختلف گستره به همراه نمایش شیب و امتداد برگوارگی‌ها



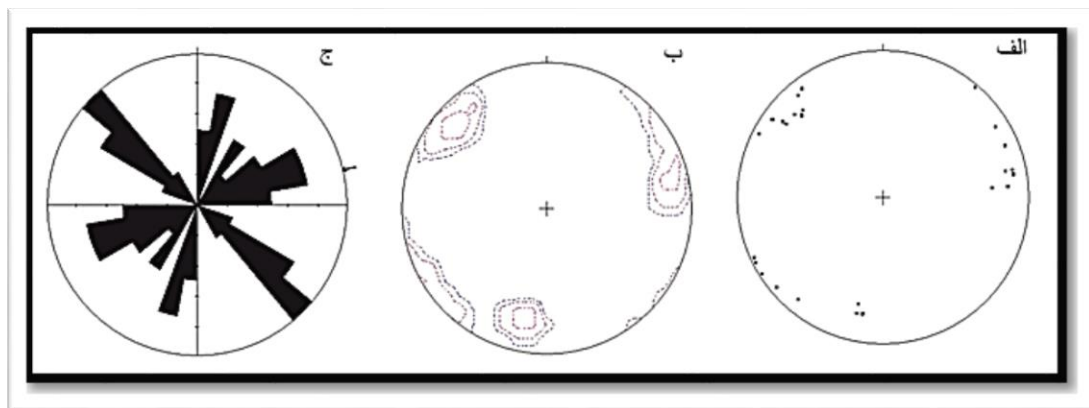
شکل ۴: الف) نمودار استریونت برگواره میلونیتی، ب) کنتوردیگرام برگواره قطب میلونیتی $n=81$

خطواره کششی موازی با راستای امتداد برگوارگی میلونیتی و با میل بسیار کم (نزدیک به افق) قرار می‌گیرد (ربانی، ۱۳۹۴) (شکل ۵). میل خطواره‌های کششی کمتر از ۲۰ درجه می‌باشد و در دو راستای غالب NW-SE و NE-SW امتداد دارند (شکل ۶).

توسعه برگواره میلونیتی و خطواره کششی شواهدی محکم هستند که می‌توان بر پایه آن پی به وجود یک پهنه برشی برد. بررسی‌های انجام شده در بخش‌های مختلف مشخص می‌کند که امتداد برگواره میلونیتی در گرانیتهای در بخش‌هایی با امتداد خطواره کششی مطابقت داشته به طوری که



شکل ۵: نقشه موقعیت کلی خطواره‌های کششی از بخش‌های مختلف گستره به همراه نمایش میل و روند آنها



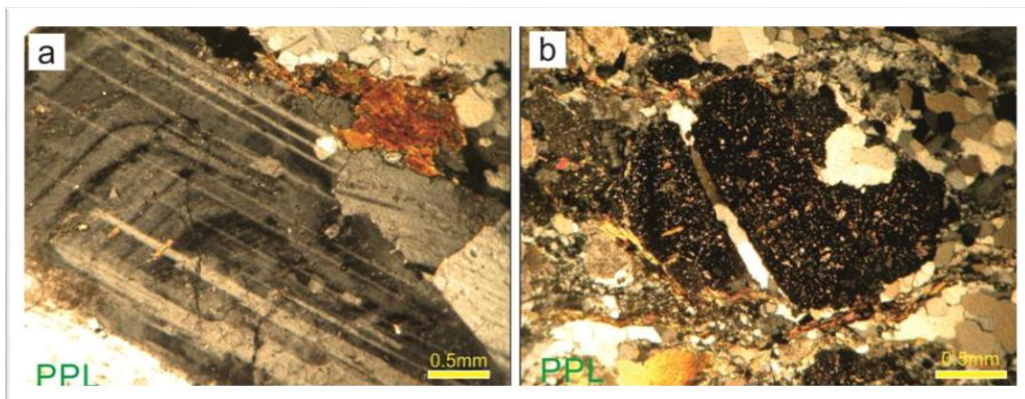
شکل ۶: الف) نمودار استریونوت خطواره کششی، ب) کنترودیاگرام قطب خطواره کششی، ج) رزیدیاگرام خطواره کششی
n=27

تاریخچه دگرریختی‌ها پی‌برد. ریزساختارهای تغییر شکل در کانی‌ها و سنگ‌ها، عوارضی در مقیاس میکروسکوپی هستند که اثرات تغییر شکل‌های پایدار را در خود ثبت کرده‌اند که شامل تغییر شکل و تغییر حجم است و پس از رفع تنش‌های تکتونیک در آنها باقی می‌ماند (بلنکینسوپ، ۲۰۰۰).

ریزساختارهای گرانیت میلونیتی: رخدادهای دگرگونی در سنگ با تغییر مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ که گویای حادثه دگرگونی است از همدیگر متمایز می‌گردد. مراحل مختلف دگرریختی در سنگ‌ها ساختارها و فابریک‌ها را ایجاد می‌کنند که با بررسی آنها می‌توان به

مشاهده می‌گردد. جریان ساب‌ماگمایی تنها در صورتی مشاهده می‌شود که شواهدی برای دگرریختی بلور و حضور هم‌زمان برای مذاب وجود داشته باشد. شکاف‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز نمونه‌های مورد مطالعه، به وسیله مجموعه‌های دانه‌ریزی از کوارتز و فلدسپات پر شده‌اند که می‌تواند دلیل بر وقوع دگرشکلی در حضور سیال باشد (بوچز و همکاران، ۱۹۹۲) (شکل ۷ b).

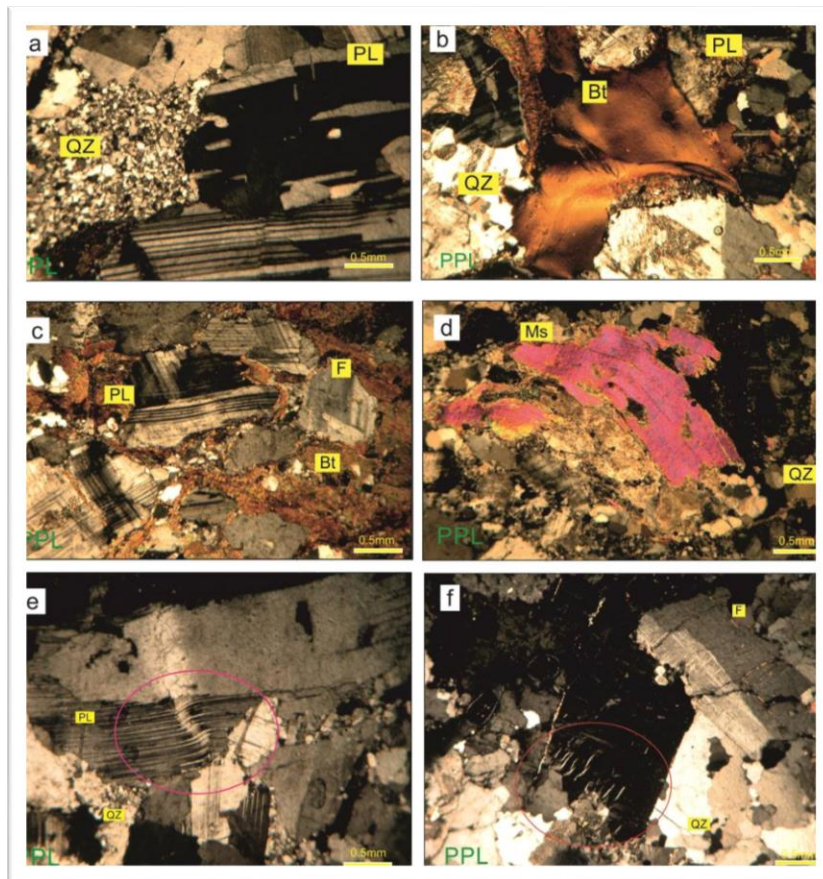
ساختارهای جریان ماگمایی، ساختارهایی هستند که در اثر جریان یافتن ماگما ایجاد می‌شوند (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸). از جمله این ساختارها در گستره وجود زونینگ در ماکل‌ها است این ساختار به‌عنوان تغییرشکلی است که حاصل جابجایی مواد مذاب و در مرحله بعد چرخش اجسام بلوری است (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸) (شکل ۷ a). جریان نیمه ماگمایی به‌صورت دگرریختی کریستال پلاستیک به همراه جریان مذاب و بلورها



شکل ۷: (a) تصویری از ماکل زونینگ در پلاژیوکلاز، (b) تصویر میکروسکوپی از پرشدگی شکستگی فلدسپار توسط کوارتز میله‌ای

دید می‌شود (پریر، ۱۹۹۳). کریمی و همکاران (۱۳۷۴) اظهار کرده‌اند که خمش پلاژیوکلازها در حرارت زیر 500°C و وقوع دگرشکلی در شرایط شیب‌سبز رخ می‌دهد. بیوتیت‌ها نیز در برخی سنگ‌های تغییر شکل یافته، خمیده و تاب‌دار می‌باشند خاموشی‌موجی را می‌توان در بلورهای کوارتز، فلدسپار و بیوتیت و حتی مسکوویت موجود در این گستره مشاهده نمود. در شرایط حرارتی پایین $300-400^{\circ}\text{C}$ خاموشی موجی لکه‌ای و با افزایش حرارت، خاموشی موجی جارویی در کوارتزها دیده می‌شود.

ساختارهای حالت جامد زمانی ایجاد می‌شوند که ماگما به‌طور کامل سرد شده است و هیچ مذابی حضور ندارد (ورنان و همکاران، ۱۹۹۳). از جمله شواهد حالت جامد، حضور تبلور مجدد (شکل ۸ a) و خاموشی موجی در کوارتزها و بیوتیت (شکل ۸ b)، خمیدگی در کانی‌های بیوتیت و مسکوویت (شکل ۸ d)، کینک‌شدگی و خمیدگی در ماکل‌های پلاژیوکلاز (شکل ۸ e و c) همچنین وجود بافت پرتیتی و پرتیت شعله‌ای در فلدسپات‌ها می‌باشد (شکل ۸ f) (ربانی، ۱۳۹۴). در درجه پایین $300-400^{\circ}\text{C}$ در فلدسپار و پلاژیوکلاز کینک‌شدگی



شکل ۸: (a) تصویر میکروسکوپی از تبلور مجدد کوارتز، (b) خاموشی موجی کانی بیوتیت، (c) خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز، (d) خمیدگی در کانی موسکوویت، (e) کینک شدگی در کانی پلاژیوکلاز، (f) بافت پرتیتی در حاشیه فلدسپارها

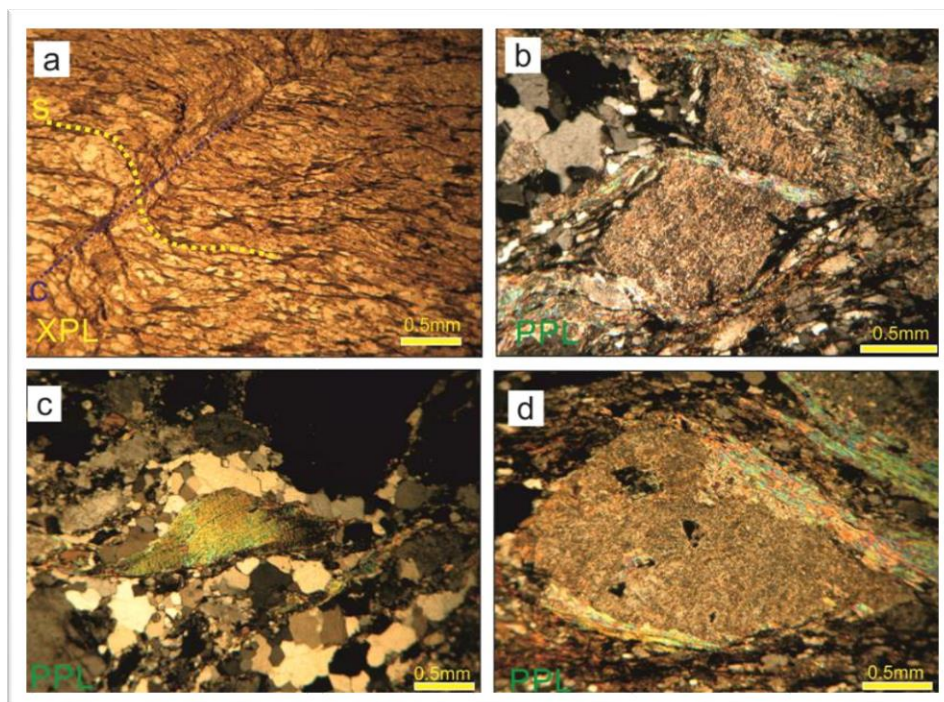
گستره آشکار می‌سازد؛ شامل باندهای برشی (shear bands)، پورفیروکلاست‌های پوششی (mantle porphyroblast)، میکاماهی (mica fish)، باندهای کوارتزی (quartz ribbon) و پوشش‌های ربعی (quarter structure) است (پاشیرو و ترو، ۲۰۱۰). در بخش‌هایی از گستره توده‌های گرانیتوئیدی باندهای برشی و فابریک S/C چین خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۹ a). در توده گرانیتوئیدی بروجرد فلدسپارها به صورت چشمی در بخش‌های مختلف گستره ساختار پورفیروکلاست را نشان می‌دهد. پورفیروکلاست‌ها کانی‌های منفرد بزرگ در زمینه دانه‌ریز متفاوت هستند و به اشکال مختلف دیده می‌شود (شکل ۹ b). مسکوویت (میکای سفید) در سنگ‌ها به فراوانی دیده می‌شود

در این پهنه به دلیل تنش‌های برشی شدید، تغییرات اساسی در ساختار و بافت کانی‌ها رخ داده است به طوری که تعیین ماهیت اولیه گرانیت مشکل و سنگ به یک زمینه ریزدانه متشکل از کوارتز و سریسیت تبدیل شده است. بقایایی از دانه‌های درشت کوارتز و فلدسپات به صورت پورفیروکلاست در این زمینه ریزدانه جای می‌گیرند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۲).

نشانگرهای سوی برش: حضور فابریک‌های ساختاری که به عنوان شاخص میکروسکوپی تعیین کننده برش مطرح می‌شوند، نشانگر تأثیر دگرریختی برشی در شرایط شکل‌پذیر است. مجموعه این فابریک‌های ساختاری که حاکم بودن شرایط تکتونیکی و حضور یک پهنه برشی شکل‌پذیر را در

این پوشش‌ها در اثر تجمع میکا در همسایگی پورفیروکلاست‌ها در ربع‌هایی که در جهت کوتاه-شدگی قرار دارند تشکیل می‌شود (هانمر و پاشیرو، ۱۹۹۱). این حالت به احتمال با حذف کوارتز در اثر انحلال و مهاجرت آن در اثر تجمع تنش در محل-های مجاور پورفیروکلاست به وجود می‌آیند (پاشیرو و ترو، ۲۰۱۰).

که دارای اندازه بزرگتری نسبت به بیوتیت‌ها است. مسکوویت‌ها هم‌چنین به صورت میکاماهی (mica fish) در گستره دیده می‌شود و به عنوان نشانگر سوی برش از آنها استفاده شده است (شکل ۹ c). هم‌چنین وجود پوشش‌های ربعی که در برش‌های میکروسکوپی از نمونه سنگ‌های موجود در گستره به دست آمده است از دیگر تعیین کننده‌های سوی برش به شمار می‌رود (شکل ۹ d) (ربانی، ۱۳۹۴).



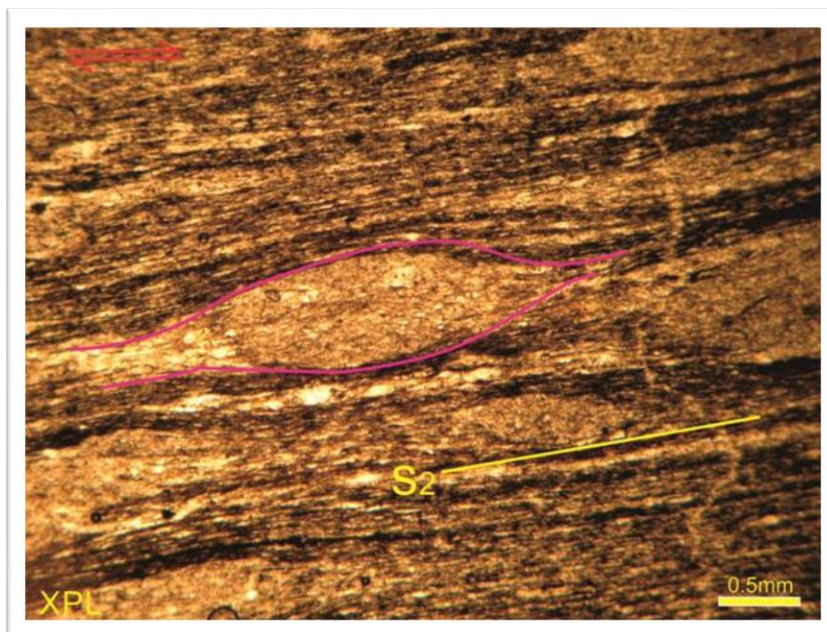
شکل ۹: (a) فابریک s/c که چین خورده است، (b) پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع ϕ با پوشش میکا و تشکیل سایه واتنش، (c) میکاماهی مسکوویت، (d) پوشش‌های ربعی در اطراف پورفیروکلاست فلدسپار در بخش‌های که تحت تاثیر نیروی فشار قرار دارند.

تشکیل برگواره نسل اول و آثار دگرشکلی دوم به صورت تشکیل برگواره نسل دوم و پهنه برشی شکل‌پذیر در گستره دیده می‌شود. برای بررسی رابطه توده نفوذی و سنگ‌های میزبان چند نمونه جهت یافته از سنگ‌های میزبان در نزدیکی توده نفوذی برداشت گردید. مطالعات میکروسکوپی این نمونه‌ها نشان داد که کانی‌هایی همچون کوردیریت،

طبق مطالعات قبلی گستره مورد مطالعه سه فاز دگرشکلی را تحمل نموده است (احمدی خلجی، ۱۳۷۸). در اولین مرحله دگرشکلی گستره نیروهای تنش‌های افقی همراه با فازهای حرارتی سبب دگرگون شدن سنگ‌ها گردیده و چین‌های نسل اول را در گستره تشکیل می‌دهند (احمدی خلجی، ۱۳۷۸). آثار این دگرگونی به صورت لایه‌بندی و

میلونیتی پهنه برشی که در نسل دوم تشکیل شده است، در دگرشکلی نسل سوم (D_3) دچار چین-خوردگی شده‌اند. مهم‌ترین دگرشکلی در گستره دگرشکلی دوم است و دگرشکلی سوم سبب چین-خوردن برگواره میلونیتی می‌شود.

پورفیروبلست‌های هم‌زمان با دگرشکلی نسل دوم هستند که در سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شوند و برگوارگی S_2 را تحت تأثیر قرار داده‌اند. کردیریت‌ها رشد هم‌زمانی با تکتونیک مرحله دوم (SYN tectonic D_2) را در هاله‌های دگرگونی مجاورتی این گستره تأیید می‌کند (شکل ۱۰). در برگوارگی



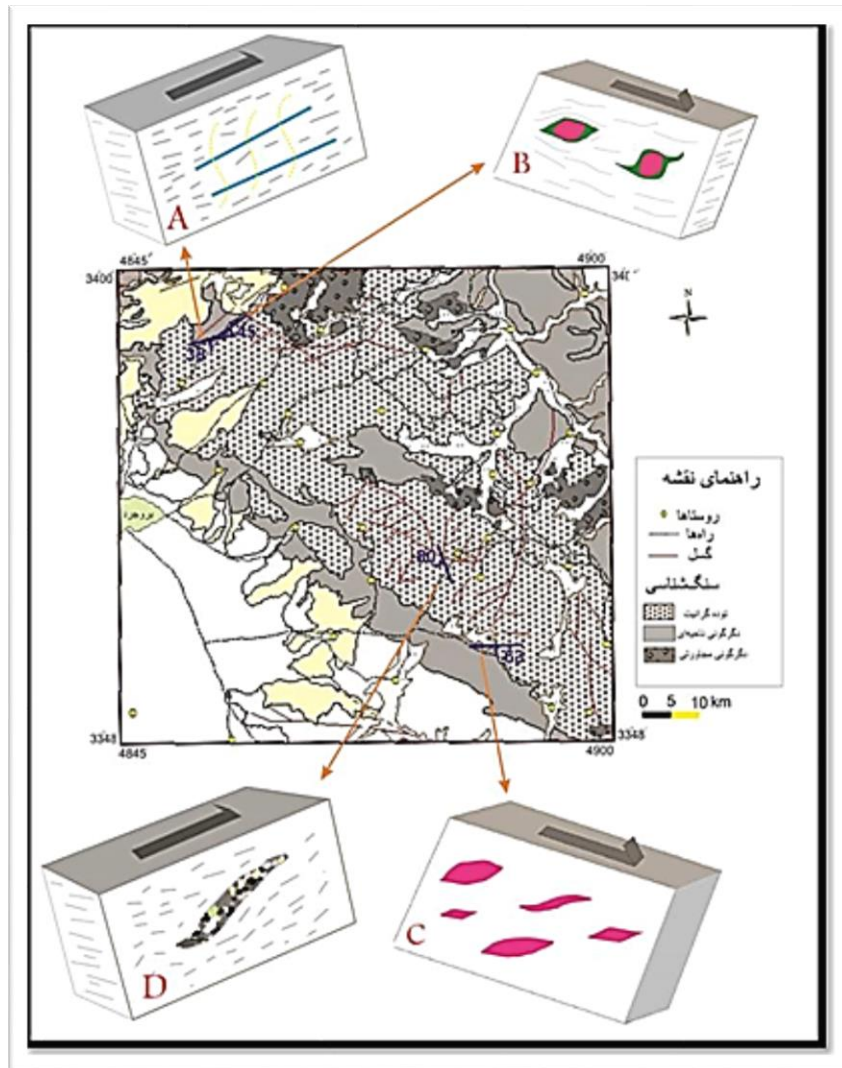
شکل ۱۰: کردیریت‌های هم‌زمان با تکتونیک در اسلیت‌های سنگ میزبان گرانیت بروجرد

معکوس را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). با توجه به برداشت‌های صحرایی و نوع حرکت پهنه برشی در گرانیت میلونیتی بروجرد می‌توان مدل چین خوردن پهنه برشی را مطرح کرد که در یال‌های مختلف نوع حرکت متفاوت دیده می‌شود (شکل ۱۲). همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود هنگامی که یک پهنه برشی با شیب کم مجدد تحت تأثیر چین-خوردگی قرار می‌گیرد نوع حرکت پهنه برشی در یال‌های مختلف به علت شیب‌دار شدن برگوارگی میلونیتی متفاوت می‌شود و ممکن است در بخش-هایی حرکت ظاهری معکوس (یال سمت چپ طاق فرم) و در بخش‌هایی حرکت ظاهری نرمال را نشان

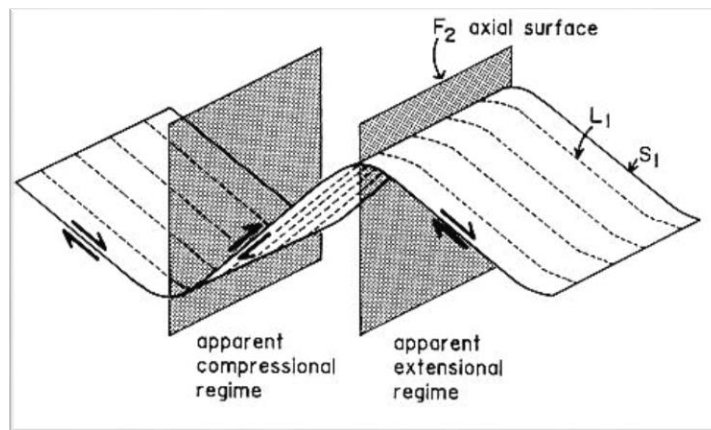
بررسی‌ها و مطالعات میکروسکوپی از نمونه‌های جهت یافته از بخش‌های مختلف گرانیت میلونیتی گستره بروجرد نشان دهنده یک پهنه برشی با شیب کم است. با توجه به شیب‌دار بودن برگوارگی نوع حرکت در پهنه برشی در بخش‌های مختلف گستره به صورت حرکت شیب‌لغز نرمال یا معکوس تعیین شده است. با توجه به شواهد صحرایی و اطلاعات حاصل از مقاطع میکروسکوپی به نظر می‌رسد که پهنه برشی با شیب کم، مجدد تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته و چین خورده است و به خاطر این نوع چین خوردگی، پهنه برشی در برخی مناطق حرکت ظاهری نرمال و در مناطق دیگر حرکت ظاهری

می‌توان به پهنه برشی نوغان در جنوب باختر گلیپایگان اشاره کرد (محجل و هوشمند معنوی، ۱۳۹۵).

دهد (یال سمت راست طاق فرم). از دیگر پهنه‌های برشی که در پهنه سنندج-سیرجان شکل گرفته و در مراحل دگرشکلی بعدی چین خوردگی یافته‌اند



شکل ۱۱: شکل شماتیک از فابریک‌های سوی برش و نمایش موقعیت آن‌ها در بخش‌های مختلف گستره بر روی نقشه زمین‌شناسی، (A) فابریک s/c، (B) پورفیروکلاست‌های پوششی، (C) میکاماهی‌های مسکوویت، (D) باندهای کوارتزی



شکل ۱۲: نحوه چین خوردن پهنه برشی و تغییر نوع برش در یال‌های چین (گاسکامب و ترو، ۱۹۹۹)

نتیجه‌گیری

مجدد تحت‌تأثیر دگرشکلی قرار گرفته و چین-خورده است و به خاطر این چین خوردگی نوع حرکت پهنه برشی در برخی مناطق حرکت نرمال و در مناطق دیگر حرکت معکوس را نشان می‌دهد. مجموعه شواهد موجود در گستره برای تعیین موقعیت تکتونیک توده‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که جایگزینی این توده‌ها هم‌زمان با تکتونیک صورت گرفته است. تأثیر تکتونیک و هم-زمانی نفوذ با حضور تکتونیک در گستره با تغییر شکل‌های موجود در گرانیتوئیدها تأیید می‌گردد.

برگوارگی میلونیتی اصلی دارای امتداد NW-SE و جهت شیب برگواره NE است. خطواره کششی امتداد NW-SE و در امتداد برگواره میلونیتی است. بعد از تشکیل گرانیت میلونیتی تحت‌تأثیر دگرشکلی سوم چین‌خورده است. گرانیت میلونیتی هم‌زمان با دگرشکلی دوم رخ داده است چون در هاله دگرگونی مجاورتی پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با تکتونیک مشاهده می‌شود. با توجه به شواهد صحرائی و اطلاعات حاصل از مقاطع میکروسکوپی به نظر می‌رسد که پهنه برشی با شیب کم به طور

منابع

-احمدی‌خلجی، ا.، اسماعیلی، د. و ولی‌زاده، م.، ۱۳۸۵. خاستگاه و ویژگی‌های زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بروجرد (باختر ایران)، مجله علوم-زمین، تابستان ۸۵، سال پانزدهم، شماره ۶۰، ص ۱۰ تا ۱۵.

-حاج‌ملاعلی، ع. و نیکدل، ع.، ۱۳۶۲. یافته‌های نوین پیرامون اسلیت‌های سیاه‌رنگ و سنگ‌های ژوراسیک گستره همدان- ملایر- بروجرد، سازمان زمین‌شناسی کشور (گزارش داخلی).

-احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۷۸. بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی گستره بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.

-احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۷۸. بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی گستره بروجرد، سمینار کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران. -احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتری، دانشگاه تهران.

بخش میلونیتی گرانیت شیخ‌چوپان و سیاه‌درعلیا (باختر سقز)، انجمن زمین‌شناسی ایران، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

-محجل، م. و هوشمند معنوی، س.، ۱۳۹۵. دگرریختی و چین خوردگی فابریک‌های میلونیتی پهنه برشی شکل‌پذیر نوغان جنوب باختر گلپایگان، پهنه سندانج-سیرجان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، ص ۹۱-۹۸.

-منوچهری، م.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی بروجرود مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی.

-ربانی، ش.، ۱۳۹۴. تحلیل ساختاری گرانیت میلونیتی خاور و جنوب خاور بروجرود، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بوعلی سینا.

-رسولی، ج.، اسماعیلی، د. و احمدنژاد، و.، ۱۳۹۲. تأثیر دگرسانی بیوتیت بر روی ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرود، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۳-۱۵.

-صدر، ا.ح.، سپاهی، ع.ا. و خانلری، غ.ر.، ۱۳۸۲. مطالعه ساخت‌های موجود در گرانیت‌های الوند، فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، ص ۴۹-۵۰.

-کریمی، ش.، امینی، ص. و محجل، م.، ۱۳۷۴. بررسی رفتار کانی‌های پلاژیوکلاز طی دگرشکلی در

-Blenkinsop, T.G., 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 125 p.

-Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. and Cunery, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites, *Geology*, v. 20, p. 35-38.

Fossen, H., 2010. structural Geology, Cambridge University Press.

-Goscombe, B. and Trouw, R., 1997. The geometry of folded tectonic shear sense indicators *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 123-127.

-Hobbes, B.E., Means, W.D. and Williams, P.F., 1976. The relationship between Geology, Wiley, New York.

-Hanmer, S. and Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review, *Geology survey can Pap*, v. 90, p. 1-71.

-Masoudy, F., 1997. Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak-Iran, ph.D. thesis, university of leeds, England (no published).

-Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-sirjan Zone, Western

Iran, *J. Asian Earth Science*, v. 21, p. 397-412.

-Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2010. *Microtectonics*, Translation of Mohajjel, M., 1388, university of Tarbiyat Modarres, 742 p.

-Paterson, S.R., Fowler, T., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. and Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons, *Lithos*, v. 44, p. 53-82.

-Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspar from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada, *Journal of Structural Geology*.

-Vernon, R.H., Collins, W.J. and Paterson, S.R., 1993. Pre-foliation metamorphism in low-pressure/high-temperature terrains. *Tectonophysics*, v. 219, p. 241-256.

-Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow, *Electronic Geosciences*, v. 5, p. 1-23.

-Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure, Cambridge university press, United Kingdom, 594 p.