

کاربرد محور نوری کوارتز در تعیین شرایط دگرشکلی میلونیت گرانودیوریت‌های خشک، شمال غرب زاهدان، ایران

مهدی رضائی کهخائی*، علی کنعانیان، محسن الیاسی، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: Mehdi.Rezaei@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۷/۷/۲۷؛ پذیرش: ۸۸/۹/۱۸)

چکیده

اندازه گیری محور نوری کوارتزها و مطالعات پتروگرافی میلونیت گرانودیوریت‌های خشک نشان داد که بیشتر کوارتزها با مکانیسم مهاجرت مرز دانه تجدید تبلور یافته‌اند. این تجدید تبلور در دمای بیش از $300 \pm 630^\circ\text{C}$ صورت می‌گیرد. اکثر کوارتزها با لغزش موازی محور نوری دگرشکل شده‌اند و محور نوری این دانه‌ها به صورت دو نقطه در نزدیک محور X استریوگرام تمرکز یافته است. لغزش موازی محور نوری در دمای بیش از $550-600^\circ\text{C}$ و شرایط آبدار اتفاق می‌افتد. کوارتزها در پی واتنش با بیضی استرین کلوجه‌ای غیر هم محور چپ لغز دگرشکل شده‌اند و این امر سبب شده که محور نوری آن‌ها به صورت کمرندهایی در اطراف محور Z استریوگرام قرار گیرد. زاویه باز شدگی کمرندهای محور نوری که در صفحه XZ استریوگرام اندازه گیری شده بین 79 الی 114 درجه متغیر است و استفاده از ترمومتر زاویه باز شدگی نشان می‌دهد که میلونیت گرانودیوریت‌های خشک در دمای $500 \pm 730-585^\circ\text{C}$ دگرشکل شده‌اند. هم رشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار با بافت گرانوفیری که به صورت سودومورف جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند، پر شدن شکستگی بلورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعه‌های دانه ریز بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز، تشکیل بافت گرانوفیری دگرشکل نشده در اطراف بلورهای تغییر شکل یافته ارتوکلاز، تجدید تبلور ورقه‌های بیوتیت و تشکیل بافت میرمیکیتی در اطراف پورفیروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار شواهدی از دگرشکلی این سنگ‌ها در حضور مقدار کمی سیال است. شواهد فوق حکایت از دگرشکلی غیر هم محور میلونیت گرانودیوریت‌های خشک با بیضی استرین کلوجه‌ای در دمای $500 \pm 730-585^\circ\text{C}$ و در حضور مقدار کمی سیال دارد.

واژه‌های کلیدی: کوارتز، دگرشکلی، محور نوری، تجدید تبلور، میلونیت، گرانودیوریت.

مقدمه

تفاوت انرژی سطحی موجود در بین دانه‌های مجاور را به حداقل برساند (Trimby et al. 1998).

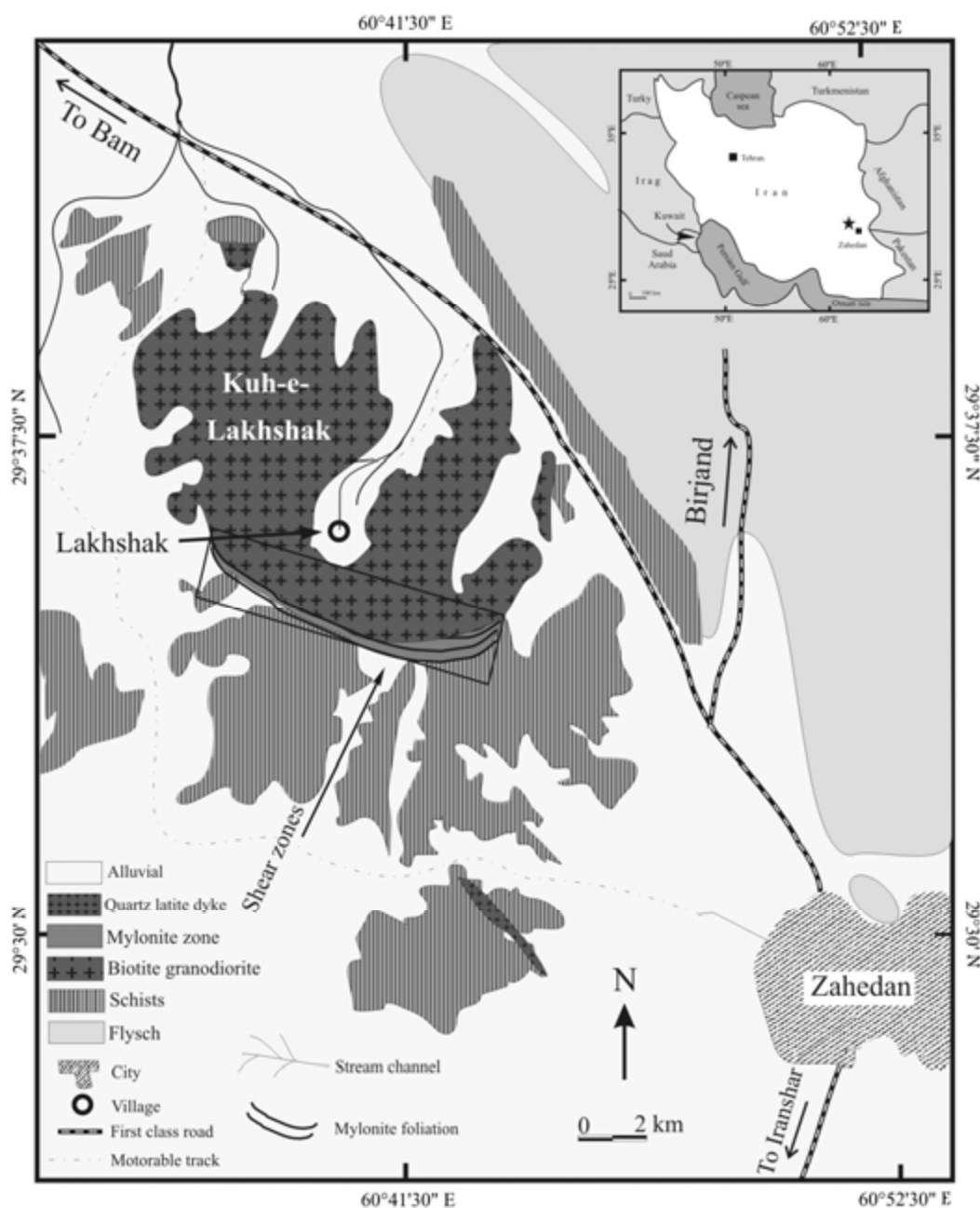
آزمایشات تجربی بلومن فلد و همکاران (Blumenfeld et al. 1986) نشان داد که دانه‌های کوارتز در راستای محورهای $\langle 11\bar{2}0 \rangle = \langle a \rangle$ به آسانی دچار لغزش می‌شوند. لغزش در امتداد صفحه موازی محورهای $\langle a \rangle$ (لغزش قاعده‌ای یا basal $\langle a \rangle$) سبب تمرکز محور نوری کوارتز با زاویه زیاد نسبت به محور X استریوگرام می‌شود (Passchier & Trouw 2005). سیستم‌های لغزش موازی محور نوری ($C = \{11\bar{2}0\}$) باعث نزدیک شدن این محور به محور X استریوگرام می‌شوند (Passchier & Trouw 2005; Blumenfeld et al. 1986). اندازه گیری محور نوری کوارتزهای دگرشکل شده در رخساره آمفیبولیت بالایی و تحت شرایط آبدار و کوارتزهایی که در حالت جامد دمای بالا و نزدیک به سولیدوس گرانیته دگرشکل شده‌اند، نشان داده است که محور نوری این کانی‌ها به محور X استریوگرام نزدیک است (Bhattacharya 2004).

در سنگ‌های حاشیه و میزبان توده‌های گرانیتی که همزمان با حرکات تکتونیکی جایگزین می‌شوند، میکروساختارها و فابریک‌هایی تشکیل می‌شود که با توجه به آن‌ها می‌توان شرایط دما و نحوه دگرشکلی این سنگ‌ها را تعیین نمود. مطالعات سیستماتیک انجام شده بر روی کوارتزها، نشان می‌دهد که آن‌ها با سه مکانیسم متفاوت تجدید تبلور می‌یابند (Hirth & Tullis 1992; Stipp et al. 2002). الف) متورم شدن (Bluging) (recrystallization or BLG) که در دمای $400-280^\circ\text{C}$ اتفاق می‌افتد. ب) تجدید تبلور با چرخش خرد دانه‌ها (Subgrain rotation) (recrystallization or SGR) در دمای $500-400^\circ\text{C}$ (ج) مهاجرت مرز دانه‌ها که در دمای بیش از 500°C رخ می‌دهد. اغلب کوارتزها در طبیعت با مکانیسم‌های مهاجرت مرز دانه و چرخش خرد دانه‌ها تجدید تبلور یافته‌اند. تجدید تبلور با چرخش خرد دانه‌ها سعی در کاهش تنش انحرافی دارد. در حالی که تبلور با مهاجرت مرزدانه می‌خواهد

روش مطالعه

سنگ‌های گرانودیوریتی حاشیه غرب و جنوب توده لخشک در امتداد زون‌های برشی موازی کنتاکت توده دگرشکل شده‌اند (شکل ۱). به منظور تعیین شرایط دگرشکلی تعداد ۵۴ نمونه از بخش‌های مختلف زون‌های برشی حاشیه‌ای و گرانودیوریت‌های سالم همجوار آن‌ها برداشت و امتداد فولیاسیون و لینه آسیون قبل از نمونه برداری تعیین گردید (شکل ۲). مقاطع نازک این نمونه‌ها پس از انتقال به کارگاه

توده گرانودیوریتی لخشک بین عرض‌های $29^{\circ} 30' 30''$ تا $29^{\circ} 34' 48''$ شمالی و طول‌های $60^{\circ} 30' 30''$ تا $60^{\circ} 41' 16''$ شرقی واقع شده است (Behruzi 1993). سنگ‌های حاشیه غرب و جنوب آن در امتداد زون‌های برشی موازی کنتاکت توده دگرشکل شده‌اند و فابریک‌های S-C و C در آن‌ها تشکیل شده است. در این مقاله ما سعی داریم با اندازه‌گیری محور نوری کوارتزها، تعیین سیستم لغزشی این دانه‌ها و مطالعه ریز ساخت‌ها، شرایط دگرشکلی میلیونیت گرانودیوریت‌های حاشیه توده لخشک را تعیین کنیم.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتیویدی لخشک و نواحی اطراف آن. جهت جا به جایی چپ لغز زون‌های برشی روی شکل مشخص شده است. این نقشه با توجه به جزئیات عکس‌های ماهواره‌ای لندست و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زاهدان (Behruzi 1993) تهیه شده است. علامت ستاره در روی نقشه ایران، موقعیت محل مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

تجزیه به کلریت هستند. این پدیده حاکی از بالا بودن دما و پایداری بیوتیت در طی دگرشکلی می‌باشد (Mainprice et al. 1986; Blumenfeld et al. 1986; Stipp et al. 2002).

دانه‌های کوارتز با مکانیسم مهاجرت مرز دانه (Grain boundary migration) تجدید تبلور یافته‌اند (شکل ۳) و به صورت دانه‌های کشیده موازی سطوح فولیاسیون مرتب شده‌اند. مرزهایی از کوارتزها که موازی سطح فولیاسیون قرار دارد مستقیم و صاف است. در حالی که مرزهایی از آن‌ها که عمود بر سطح فولیاسیون واقع شده تجدید تبلور یافته و با رشد کردن به داخل دانه‌های مجاور به شکل کنگره‌ای در آمده است. مهاجرت مرز دانه‌های کوارتز بر اثر لغزش همزمان این دانه‌های به موازات محور نوری و محور a صورت می‌گیرد و نشانه‌ای از دگرشکلی این سنگ‌ها در دمای بیش از $300 \pm 60^\circ\text{C}$ است (Mainprice et al. 1986; Blumenfeld et al. 1986; Stipp et al. 2002).

اغلب دانه‌های کوارتز خاموشی موجی دارند. تعدادی از این بلورها خاموشی صفحه شطرنجی نشان می‌دهند (شکل ۴). خاموشی صفحه شطرنجی نتیجه‌ای از لغزش‌های همزمان دانه‌های کوارتز به موازات محور نوری و محور a (Prism $\langle a \rangle$) است (Morgan & Law 2004). این خاموشی در دمای حداقل $700-600^\circ\text{C}$ اتفاق می‌افتد (Kruhl 1996). پترسون (Paterson et al. 1998) عقیده دارد خاموشی صفحه شطرنجی نشانه‌ای از دگرشکلی سنگ‌ها در حالت جامد است.

در بسیاری از سنگ‌های میلونیتی حاشیه توده گرانودیوریتی لخشک، بافت میرمکیتی به صورت ناهمگن در اطراف پورفایروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار توسعه یافته است. این بافت در حاشیه‌هایی از بلورهای پتاسیم فلدسپار که تحت تنش بیشینه بوده‌اند، دیده می‌شود و به نظر می‌رسد که تنش نقش مهمی در جانیشینی میرمکیت به جای پتاسیم فلدسپار دارد. تشکیل میرمکیت در این سنگ‌ها احتمالاً در دمای بیش از 550°C اتفاق افتاده است (Bodorkos et al. 2000; Simpson & Wintsch 1989؛ شکل ۵).

کوارتز و پتاسیم فلدسپار به صورت بی‌شکل در درز و شکاف‌های فلدسپارها متبلور شده‌اند. این امر نشان می‌دهد که در زمان دگرشکلی گرانودیوریت‌ها مقدار اندکی سیال در بین بلورها وجود داشته (شکل ۶) و مبین دگرشکلی این سنگ‌ها در دمای بالا است (کنعانیان و همکاران Tikoff & de Saint Blanquat 1997; Vernon et al. 2004; ۱۳۸۶ Bouchez et al. 1992).

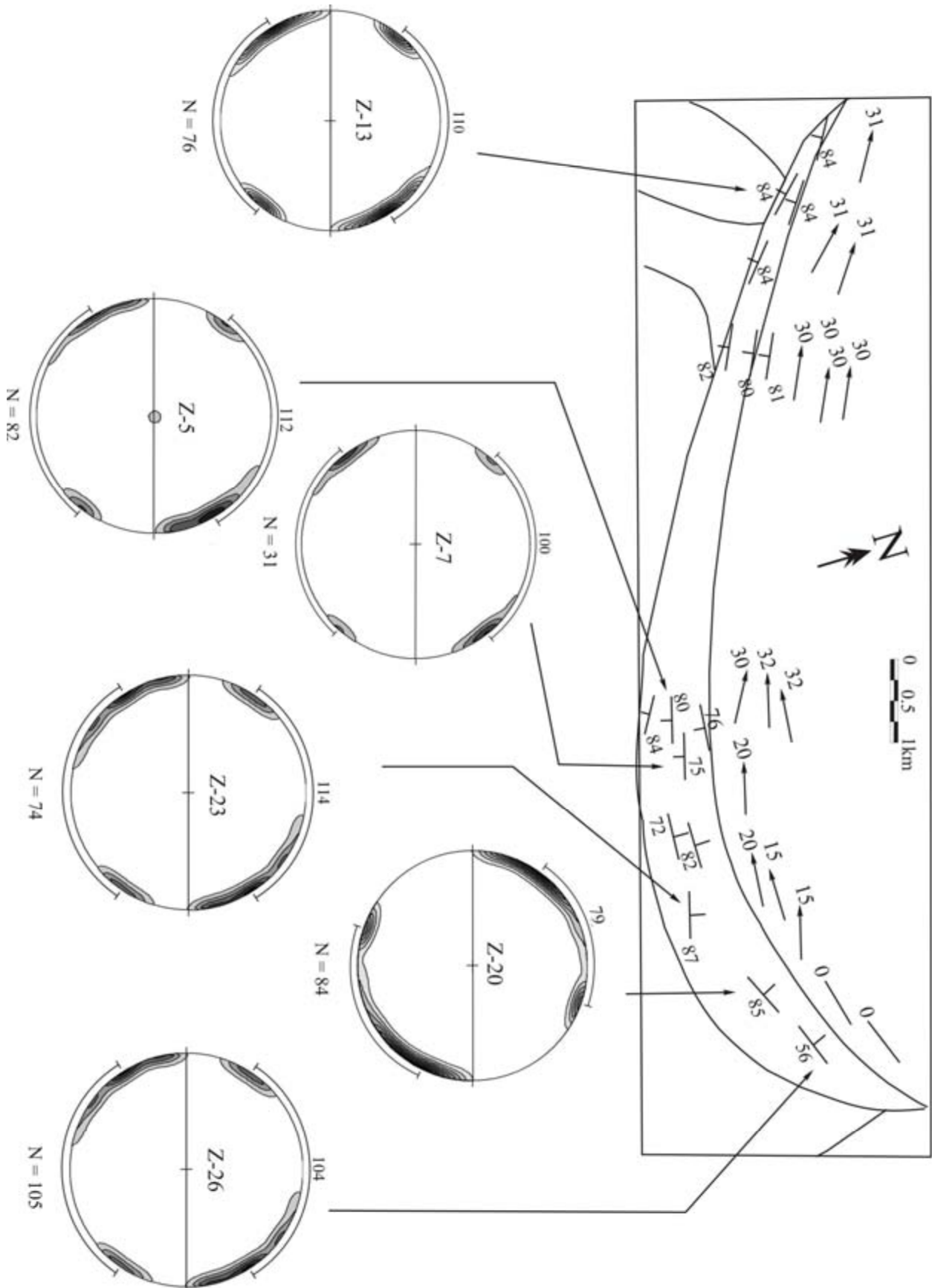
دانه‌های فلدسپار به صورت بیضوی تغییر شکل داده‌اند و موازی سطوح فولیاسیون به دنبال هم قرار گرفته‌اند. تعدادی از دانه‌های پلاژیوکلاز در طی دگرشکلی حالت جامد دمای بالا، تجدید تبلور یافته

تهیه مقطع دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران تا حد ممکن عمود بر فولیاسیون و موازی لینه آسیون تهیه شد. سپس ۶ عدد از بهترین نمونه‌ها که کاملاً عمود بر فولیاسیون و موازی لینه آسیون تهیه شده و سطح بیشتری از مقطع را پوشش می‌دهند، جهت اندازه‌گیری محور نوری دانه‌های کوارتز انتخاب شده است. این نمونه همچنین باید به نحوی انتخاب شود که بتواند تمام رخنمون مورد مطالعه را پوشش دهند (شکل ۲). محور نوری کانی‌های کوارتز این مقاطع به کمک میکروسکوپ مجهز به پلاتین یونیورسال استیج اندازه‌گیری (جدول ۱) و تصاویر استریوگرام آن‌ها به کمک نرم افزار استریونت بر روی نیمکره پائینی تصویر شد. سپس به کمک توزیع پراکندگی محور نوری دانه‌های کوارتز با توجه به محورهای استریوگرام و نحوه تجدید تبلور آن‌ها، سیستم‌های لغزشی فعال کوارتز و شرایط دمایی حاکم در طی دگرشکلی این سنگ‌ها تعیین شد.

ریز ساخت‌ها و پتروگرافی

سنگ‌های گرانودیوریتی حاشیه غرب و جنوب توده گرانودیوریتی لخشک در امتداد زون‌های برشی شکل پذیر به موازات کنتاکت توده دگرشکل شده‌اند. ضخامت این زون‌ها در سمت غربی توده حدود ۵۰ متر است و به سمت جنوب به بیش از ۵۰۰ متر می‌رسد. این سنگ‌ها دارای یک فولیاسیون و لینه آسیون حالت جامد خوب توسعه یافته هستند. سنگ‌های حاشیه غربی فولیاسیون $305^\circ\text{SW}/84^\circ$ و لینه آسیون $31^\circ\text{NW}/305^\circ$ دارند. همان طور که در شکل ۲ دیده می‌شود با پیشروی به سمت جنوب توده، امتداد فولیاسیون این زون‌ها به موازات کنتاکت تغییر جهت می‌دهد و دارای موقعیت $259^\circ\text{NW}/75^\circ$ و لینه آسیون $259^\circ/0^\circ$ می‌شوند. دگرشکلی این سنگ‌ها در محل همبری با سنگ‌های میزبان، شدید بوده و به سمت داخل توده تدریجاً کاهش می‌یابد.

شواهد دگرشکلی حالت جامد دمای بالا بیشتر در کانی‌های بیوتیت و کوارتز قابل مشاهده است. ورقه‌های بیوتیت با لغزش در امتداد سطوح رخ به همراه ریون‌های کوارتز باعث ایجاد فولیاسیون بارزی در این سنگ‌ها شده‌اند. تعدادی از ورقه‌های بیوتیت با زاویه کوچکی نسبت به سطوح فولیاسیون قرار گرفته‌اند و باندهای برشی در میلونیت گرانودیوریت‌ها تشکیل داده‌اند. از این باندهای برشی می‌توان برای تعیین نحوه حرکت زون‌های برشی استفاده کرد (Dunlap et al. 1997) و نشان می‌دهند که زون‌های برشی حاشیه توده گرانودیوریتی لخشک دارای حرکت چپ لغز بوده‌اند. همچنین تشکیل باندهای برشی موید دگرشکلی این سنگ‌ها بر اثر تنش برشی غیر هم محور است (Passchier & Trouw 2005). ورقه‌های بیوتیت در میلونیت گرانودیوریت‌های لخشک ساخت کینک باند نشان می‌دهند و فاقد



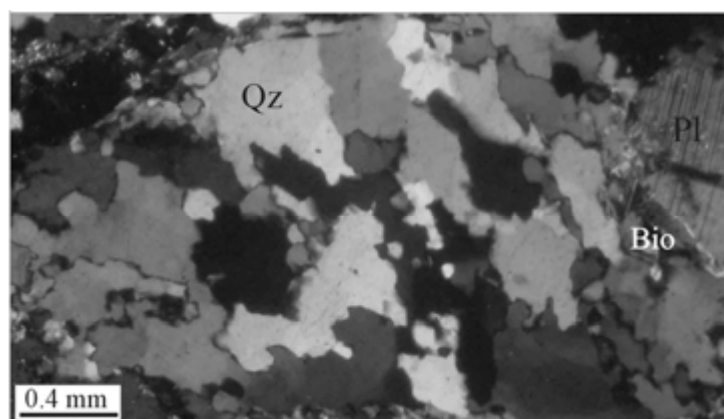
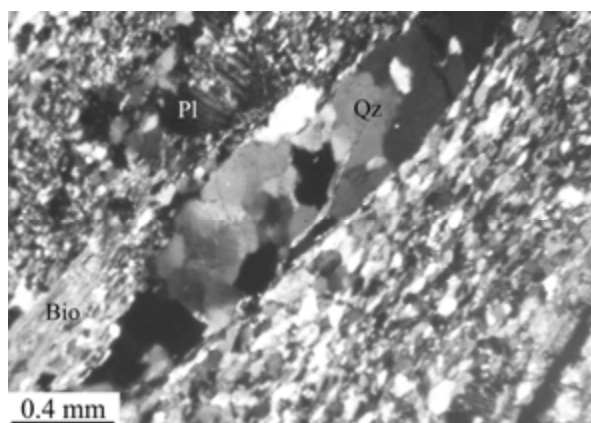
شکل ۲: نقشه لینه آسیون و فولیاسیون زونهای برشی حاشیه توده گرانودیوریتی لخشک (شکل ۱). محل و تصاویر استریوگرام نمونه‌های انتخاب شده برای اندازه‌گیری محور نوری کوارتز در روی شکل مشخص شده است.

جدول ۱: مختصات محورهای نوری کوارتز در ۶ نمونه مورد مطالعه که به کمک میکروسکوپ مجهز به پلاتین یونیورسال استیج اندازه‌گیری شده.

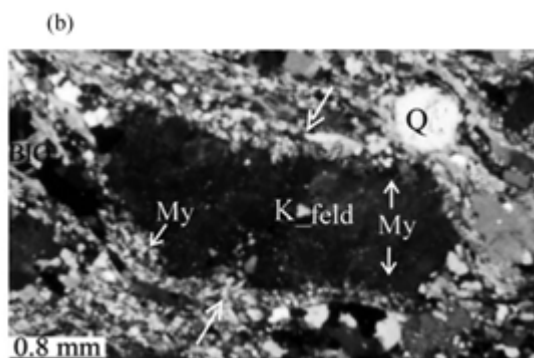
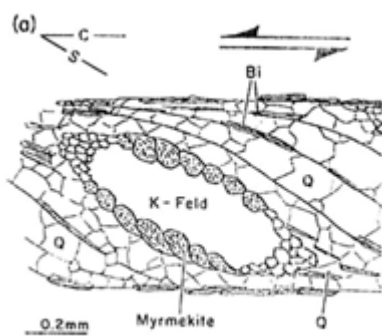
Sample number	Z-5		Z-7		Z-13		Z-20		Z-23		Z-24-A		Z-24-B		Z-26	
	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge	Strike	Plunge
1	90	1	3.0	0.0	16	0	5.5	0.5	2	0	52	3	89	2	6	5
2	90	0	31.5	0.5	17	0	6	2	3	1	51	1	77	0	9	2
3	81	1	47.0	0.5	20	1	6.5	0	15	0	45	0	74	1	9	1
4	75	1	48.0	0.0	22	0	10.5	1	17	2	42	1	69	2	14	3
5	62	3	50.0	3.0	27	1	11	0	19	0	41	2	68	2	16	2
6	55	2	52.5	0.5	27	0	14.5	0.5	20	1	38	1	66	1	17	2
7	51	2	54.5	0.5	30	1	16	0	21	1	36	1	64	1	17	0
8	49	1	58.0	0.0	30	1	17	1	21	1	34	0	62	2	18	3
9	42	1	61.0	0.5	32	2	18	0	23	0	29	2	61	3	19	1
10	40	4	64.5	0.0	34	0	19.5	0	32	1	29	1	53	3	20	3
11	38	4	67.5	0.5	40	1	25	2	36	2	25	2	49	3	20	2
12	36	1	108.0	0.0	43	0	36	0.5	42	1	24	1	49	2	22	3
13	34	3	118.5	0.0	45	2	39.5	1	44	0	19	0	43	2	22	1
14	29	2	121.0	2.5	46	0	48	2	45	1	18	1	41	1	23	3
15	26	0	130.5	1.0	50	0	48.5	0.5	51	1	18	0	39	1	23	0
16	25	0	137.0	0.0	57	1	50.5	1	52	0	18	0	35	1	24	2
17	24	3	146.0	1.0	60	3	59	1	61	1	16	1	35	0	25	1
18	17	3	153.0	0.5	62	0	62	0	65	1	34	0	32	1	25	2
19	262	1	156.0	1.5	66	1	65	0	71	0	23	0	29	1	28	1
20	253	1	195.5	1.5	68	1	65.5	2	74	0	12	0	28	1	29	0
21	253	4	210.0	2.0	79	0	68	2	106	0	7	0	27	1	30	1
22	247	2	225.0	0.5	103	1	71	0.5	109	1	250	0	25	1	30	4
23	246	2	225.0	0.5	113	2	114	0.5	111	1	233	1	25	1	33	5
24	243	2	233.5	0.0	121	1	117	0.5	122	0	231	2	23	1	36	1
25	238	1	234.0	0.5	124	1	121	1	125	2	224	1	17	1	37	1
26	234	1	280.0	0.5	127	1	121	0.5	127	1	216	1	12	1	38	2
27	234	2	281.5	1.0	134	2	122	0	127	1	214	1	5	1	39	1
28	222	1	286.0	0.5	140	0	135	1	138	2	210	1	73	0	42	2
29	222	0	291.0	0.5	141	1	138	3	142	1	209	3	59	0	44	2
30	214	2	306.0	0.0	142	1	138.5	0	143	1	207	0	38	0	45	1
31	208	3	312.0	0.5	151	2	139.5	2	145	1	200	0	20	0	46	0
32	207	2	313.5	2.5	152	0	140	3	146	0	197	1	261	2	50	1
33	202	2			152	1	144	1	147	1	191	0	250	2	51	2
34	198	3			154	1	144.5	1	152	1	184	1	243	1	55	5
35	185	2			154	0	146	1	158	0	217	1	230	1	58	1
36	183	1			157	1	147.5	1.5	169	2	177	0	226	2	58	3
37	169	1			167	1	152	0.5	170	2	168	1	224	3	62	1
38	163	0			188	0	153.5	0	170	1	166	2	223	1	63	1
39	161	0			193	3	156	0	185	1	163	0	216	1	80	1
40	154	3			199	1	160	0.5	199	1	163	1	211	1	81	4
41	153	1			205	0	160.5	0	203	1	160	2	210	1	85	1
42	151	3			205	1	161.5	2	207	1	159	1	208	1	103	2
43	149	1			209	1	162	0	208	2	154	0	208	1	106	0
44	141	1			211	1	172.5	0	210	2	153	0	205	2	107	1
45	136	1			212	2	173	0.5	216	1	146	2	203	1	108	4
46	128	4			212	2	179	1	217	0	142	1	197	1	109	0
47	114	2			213	1	179	0	220	2	135	1	190	1	111	1
48	96	2			215	3	181.5	2.5	220	1	112	1	189	5	111	3
49	180	5			217	1	184	1	223	3	160	0	184	2	113	1
50	360	1			217	0	188.5	0	230	1	159	0	168	1	114	0
51	342	7			219	1	191.5	0.5	238	0	155	0	167	1	123	2
52	341	0			219	2	198.5	1	242	1	145	0	165	3	124	2
53	340	1			221	1	204.5	0.5	248	2	144	0	161	2	124	3
54	337	4			225	1	205	0.5	254	1	106	0	152	1	128	1
55	337	0			235	1	206.5	0.5	262	2	354	1	147	3	128	1
56	336	6			235	2	212	2	265	2	350	2	147	3	131	3
57	335	2			237	1	220.5	1	283	4	347	1	144	1	137	2
58	335	90			238	2	228	1	299	1	335	1	134	1	139	1
59	335	4			239	0	229.5	0.5	302	0	334	1	129	1	139	0
60	333	0			242	4	230.5	0	303	2	334	0	120	0	139	2
61	325	2			302	1	237.5	1	316	2	333	1	120	1	140	2
62	325	2			303	3	239	0.5	318	1	330	1	120	1	154	1
63	323	5			303	1	246.5	1	322	1	327	1	113	1	154	1
64	322	1			309	1	249.5	1	325	1	324	1	112	0	164	1
65	322	3			315	1	284.5	1	326	0	322	0	111	1	167	1
66	321	2			318	0	286	2	330	1	318	0	108	2	169	1
67	321	3			318	1	297	1	330	4	318	1	95	1	187	1
68	318	1			319	2	297.5	1	336	1	317	2	164	0	188	2
69	316	3			321	3	297.5	2	338	3	316	1	149	0	190	3
70	315	3			321	0	301	0.5	339	2	311	1	141	0	194	2
71	314	1			323	0	305.5	0.5	344	1	307	1	129	0	204	1
72	310	0			325	0	307.5	1	344	1	298	1	127	0	211	3
73	310	3			327	1	313.5	0	346	1	287	1	126	0	212	3
74	308	2			330	1	323	0	349	2			111	0	212	0
75	306	2			335	3	324	0.5	349	1			353	1	212	2

ادامه جدول ۱

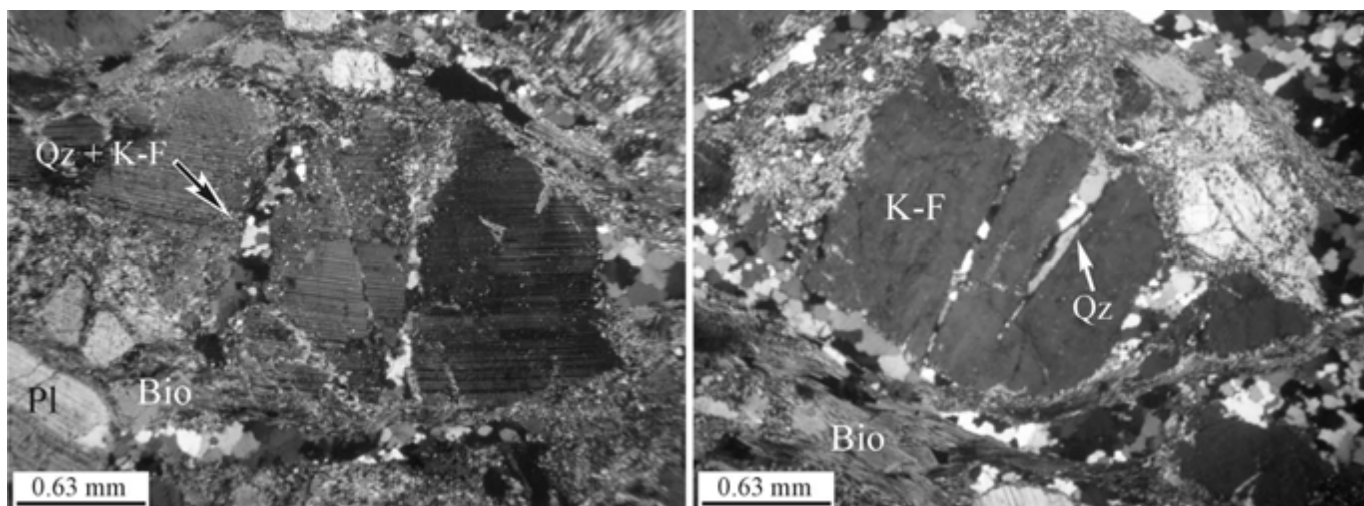
76	297	3	343	1	326	1	347	1	213	1
77	292	1	344	1	327	0.5	345	1	218	1
78	290	1			328.2	0.5	345	1	219	1
79	286	88			330	1	341	2	219	4
80	275	2			334	2	337	1	220	0
81					334.5	1	330	1	221	2
82					352	1	328	2	222	1
83					356.5	1	327	2	223	1
84					358.5	1	310	1	228	0
85					359.5	0.5	310	0	230	3
86							300	1	231	2
87							290	2	231	1
88							286	1	234	1
89							284	1	249	1
90									250	1
91									250	2
92									251	1
93									268	2
94									282	1
95									284	2
96									285	2
97									285	1
98									290	1
99									296	1
100									298	4
101									307	3
102									322	1
103									334	1
104									339	2
105									342	1
106									354	2



شکل ۳: تجدید تبلور دانه‌های کوارتز با مکانیسم مهاجرت مرز دانه (نور پلاریزه) (نمونه Z-۲۶). Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت و Pl: پلاژیوکلاز.
شکل ۴: لغزش‌های همزمان منشورهای کوارتز به موازات محور نوری و محور a باعث ایجاد خاموشی صفحه شطرنجی در این بلورهای می‌شود (نور پلاریزه) (نمونه Z-۲۳). Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت و Pl: پلاژیوکلاز.



شکل ۵: (a) مقطع میکروسکوپی از میلونیت حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک. پورفیروکلاست فلدسپار پتاسیم بین صفحات S و C قرار گرفته است و میرمیکیت در طول حاشیه‌های موازی S و C فلدسپار آلکالن رشد نموده است. (b) رشد نامتقارن میرمیکیت در طرفی از فلدسپار آلکالن که تحت بیشترین تنش قرار دارد (نور پلاریزه) (نمونه Z-۱۳). K-feld: فلدسپار پتاسیم، Q: کوارتز، My: میرمیکیت، Bi & Bio: بیوتیت.



شکل ۶: پر شدن شکستگی‌های موجود در پورفیروکلاست‌های فلدسپار توسط مجموعه‌ای از دانه‌های ریز تجدید تبلور یافته کوارتز و پتاسیم فلدسپار (نور پلاریزه) (نمونه Z-۷). Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت، K-F: پتاسیم فلدسپار و Pl: پلاژیوکلاز.

از جمله شواهد دیگری که نشانه دگرشکلی گرانودیوریت‌ها در حضور مقدار کمی سیال باقیمانده است، می‌توان به حضور مجموعه‌های دانه ریز کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای بیوتیت اشاره نمود. حضور مقدار کمی سیال در بین ورقه‌های بیوتیت موجب لغزش آسان ورقه‌ها در هنگام دگرشکلی شده (Vernon *et al.* 2004) و پس از انجماد، مجموعه‌ای از بلورهای دانه ریز را در بین ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد.

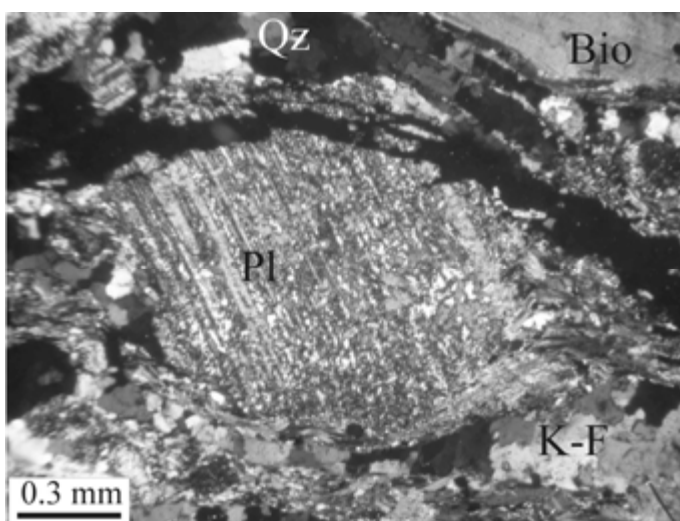
جهت یابی ترجیحی محور نوری (C-axis) کوارتزها

به منظور بررسی شرایط دمایی و نحوه دگرشکلی میلونیت گرانودیوریت‌های حاشیه توده لخشک، جهت محور نوری کوارتز در ۶ عدد مقطع نازک اندازه گیری شد. این ۶ نمونه را طوری انتخاب کرده‌ایم که سراسر زون‌های برشی را پوشش دهد (شکل ۲).

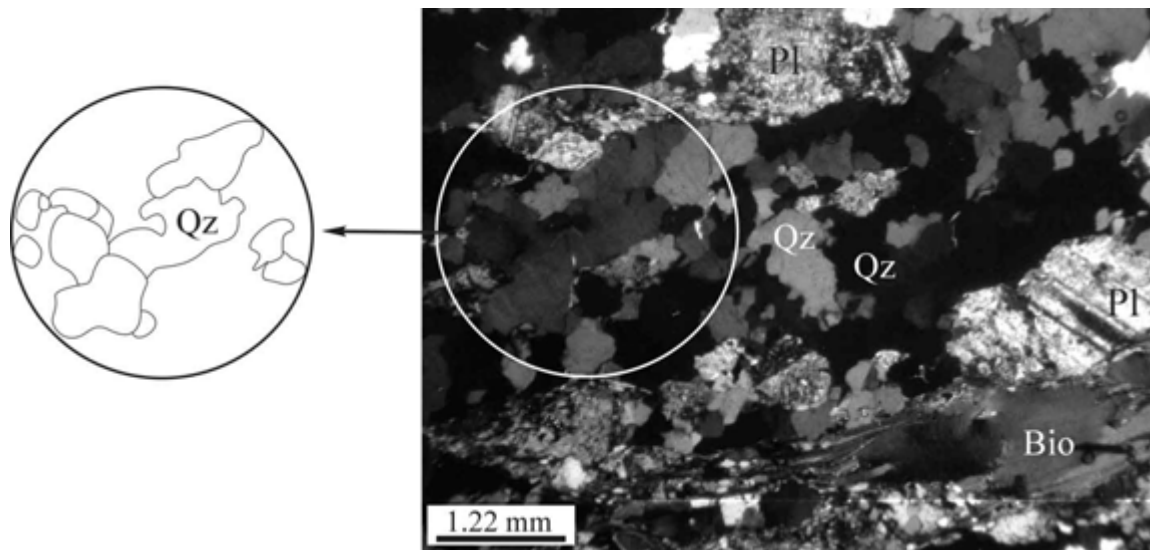
محور نوری اکثر دانه‌های کوارتز در صفحه محورهای XZ استریوگرام واقع شده و به صورت کمربندها در اطراف محور Z حلقه زده‌اند (شکل ۲). بیشترین تمرکز محور نوری کوارتزها به صورت دو نقطه در نزدیک محور X استریوگرام‌ها دیده می‌شود (شکل ۲). محور نوری اکثر دانه‌های کوارتز موازی هم قرار گرفته و سبب شده که مرز کوارتزهای مجاور هم به سختی تعیین شود (شکل ۸).

همان طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود محل‌های بیشترین تمرکز محور نوری کوارتزها نسبت به صفحه فولیاسیون نامتقارن هستند و نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در پی استرین غیر هم محور (Non coaxial deformation) چپ لغز دگرشکل شده‌اند (Passchier & Trouw 2005). وجود سایه فشارهای نامتقارن در اطراف پورفیروکلاست فلدسپارها نیز بیانگر استرین غیر هم محور و حرکت برشی چپ لغز در طی دگرشکلی این سنگ‌ها است (شکل ۹).

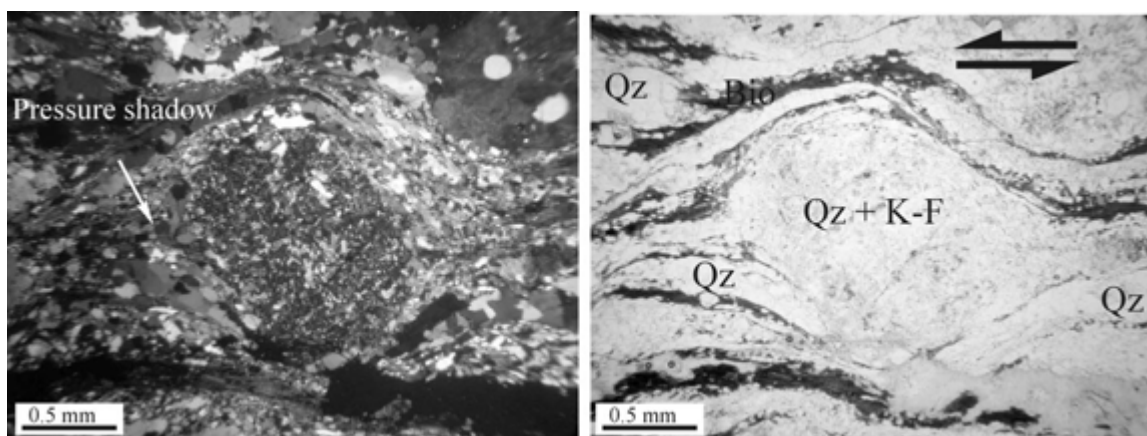
و مجموعه‌ای از کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری به صورت سودومورف جانشین آن‌ها شده‌اند (شکل ۷). بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز با دانه‌های تجدید تبلور یافته کوارتز و پتاسیم فلدسپار احاطه شده‌اند و ساخت‌های پورفیروکلاست گوشته‌دار (Mantled porphyroclast) بوجود آورده‌اند. این ساخت‌ها نشان می‌دهند که زون‌های برشی به صورت چپ لغز حرکت کرده‌اند. اکثر مرزهای جوش‌خورده و بخیه مانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز و کوارتز-کوارتز که در سنگ‌های دگرشکل شده معمول‌اند، بر اثر تنش و مهاجرت مرز دانه‌ها ایجاد شده‌اند. شواهد تجربی نشان می‌دهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود 500°C اتفاق می‌افتد (Tullis *et al.* 2000).



شکل ۷: هم رشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار با بافت گرانوفیری به صورت سودومورف جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (نور پلاریزه) (نمونه Z-۵). Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت، K-F: پتاسیم فلدسپار و Pl: پلاژیوکلاز.



شکل ۸: موازی قرار گرفتن محور نوری کوارتزها سبب شده مرز دانه‌های مجاور هم به سختی تعیین شود. (نور پلاریزه) (نمونه Z-۲۳). دانه‌هایی که در سمت چپ مرز آن‌ها ترسیم شده دارای محور نوری موازی هم هستند و همگی با هم روشن یا خاموش می‌شوند. Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت و Pl: پلاژیوکلاز.



شکل ۹: سایه فشارهای نامتقارن در اطراف فلدسپار نشان می‌دهند که گرانودیوریت‌ها بر اثر تنش غیر هم محور و در پی حرکت برشی چپ لغز دگرشکل شده‌اند (نور پلاریزه) (نمونه Z-۱۳). Qz: کوارتز، Bio: بیوتیت و K-F: پتاسیم فلدسپار.

بلور کوارتز استفاده شده (Griggs & Blacic 1965; Blacic 1975) و تحقیقات اوکودیرا (Okudaira *et al.* 1998) مشخص شد که تبدیل لغزش قاعده‌ای به لغزش موازی محور نوری به مقدار آب (f_{H_2O}) و نرخ تنش وابسته است. در حالی که تبدیل کوارتز α به β به این پارامترها وابسته نیست.

بعضی از محققین مهاجرت مرز دانه‌های کوارتز را عامل فعال شدن سیستم لغزش موازی محور نوری می‌دانند (Blumenfeld *et al.* 1986; Neuman 2000). دمای بالا باعث مهاجرت مرز دانه‌های کوارتز می‌شود. در پی این امر دانه‌هایی که دارای دانسیته جا به جایی زیاد هستند و به سمت جهت کوتاه شدگی می‌چرخند، توسط دانه‌هایی با دانسیته جا به جایی کم جانشین می‌شوند (Neuman 2000; Passchier & Trouw 2005). با تحلیل کوارتزهایی

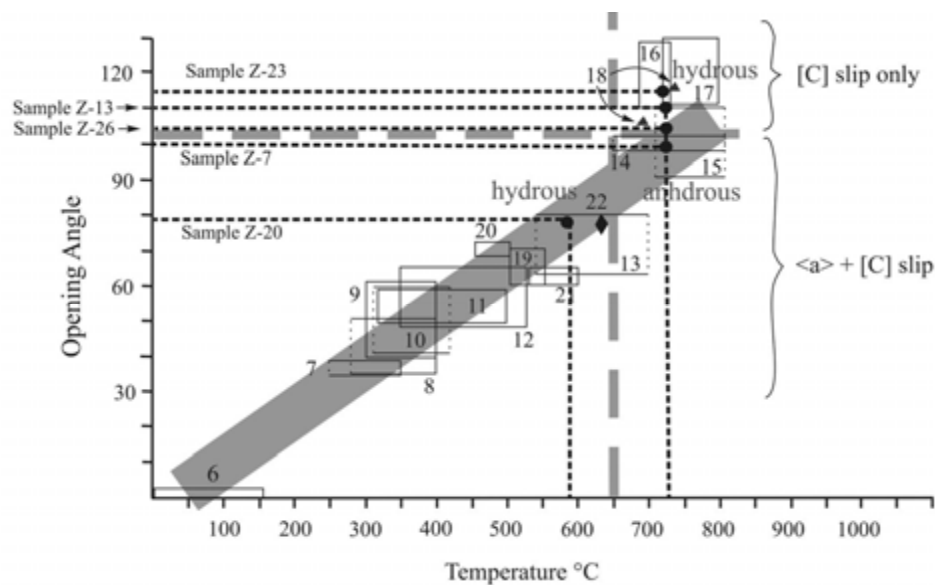
بیشترین تمرکز محور نوری دانه‌های کوارتز در اطراف محور X استریوگرام دیده می‌شود و شاهدی از دگرشکلی این دانه‌های با سیستم لغزشی درون بلوری به موازات محور نوری (Prism <C> slips system) است. این سیستم لغزشی در دمایی بین $700-800^{\circ}C$ و در حضور آب اتفاق می‌افتد (Blumenfeld *et al.* 1986; Kruhl 1998). اوکودیرا (Okudaira *et al.* 1998) بر اساس یک نمونه برداری پیوسته از سنگ‌های نوار دگرگونی ریوک ژاپن و استفاده از ترمومتر دو فلدسپار، دمای حداقل $550-600^{\circ}C$ را برای تبدیل لغزش قاعده‌ای به لغزش موازی محور نوری بدست آورد.

کروئل و ورنون (Kruhl & Vernon 2005) تغییر سیستم لغزش قاعده‌ای به لغزش موازی محور نوری را نتیجه‌ای از تغییر فازی کوارتز α به β می‌دانند. اما بر اساس مطالعات آزمایشگاهی که در آن از تک

که محور نوری آن‌ها زاویه زیادی با محور X بیضی استرین می‌سازد، بر تعداد کوارتزهای دارای محور نوری تقریباً موازی با محور X افزوده می‌شود و اندازه‌گیری محور نوری کوارتزها تمرکزهای بالایی را در اطراف محور X استریوگرام نشان می‌دهد.

محور نوری کوارتزها به صورت کمربندهایی در اطراف محور Z استریوگرام حلقه زده‌اند که شاهدهی از دگرشکلی با بیضی استرین کلوچه‌ای این سنگ‌ها است (Passchier & Trouw 2005). زاویه بازشدگی کمربندهای محور نوری کوارتز در استرین با بیضی کلوچه‌ای، در صفحه عمود بر فولیاسیون و موازی لینه آسیون (هنگامی که محور Z در وسط این کمربند باشد) اندازه‌گیری می‌شود (Morgan & Law 2002). مطالعات آزمایشگاهی شبیه سازی شده و سنگ‌هایی دگرشکل شده طبیعی نشان داد که در طی دگرشکلی پلاستیکی و تجدید تبلور دینامیکی، زاویه باز شدگی کمربندهای در بر گیرنده محور نوری کوارتز با افزایش دما، تضعیف هیدرولیکی (Hydrolytic weakening) و کاهش نرخ استرین افزایش می‌یابد (Tullis et al. 1973; Hobbs)

کروئل (Kruhl 1998) زاویه باز شدگی محور نوری کوارتزهایی را که تحت شرایط رخساره شیبست سبز و گرانولیت دگرگون شده بودند، اندازه‌گیری کرد. او مشاهده کرد که با افزایش دما، زاویه باز شدگی به صورت خطی افزایش می‌یابد (شکل ۱۰). این ترمومتر برای کوارتزهایی که به طریق طبیعی دگرشکل شده‌اند، دماها را با عدم قطعیت $\pm 50^\circ\text{C}$ تعیین می‌کند. این عدم قطعیت به خاطر تاثیر پارامترهای نرخ استرین و فشار بخار آب است. مرگان و لو (Morgan & Law 2002) با اضافه کردن داده‌های خود و داده‌های گزارش شده از اوکودیرا و همکاران (Okudaira et al. 1995) تغییرات کوچکی را در ترمومتر زاویه باز شدگی کروئل (Kruhl 1998) اعمال کردند. مزیت این ترمومتر تاثیر ناچیز نرخ استرین و مقدار آب موجود بر زاویه باز شدگی است. با توجه به مزیت فوق ما از این ترمومتر برای تعیین دمای حاکم بر دگرشکلی میلونیت گرانودیوریت‌های منطقه لخشک استفاده کرده‌ایم. نمونه Z-۲۰ دارای زاویه باز شدگی ۷۹ درجه است. هنگامی که این



شکل ۱۰: دیاگرام زاویه باز شدگی کمربندهای در برگیرنده محور نوری کوارتزها در مقابل دما. خط خاکستری ضخیم بهترین خط ترسیم شده بین زاویه باز شدگی کمربند محور نوری و دمای دگرشکلی است. $\pm 50^\circ\text{C}$ خطای این ترمومتر ناشی از تاثیر نرخ تنش و فشار بخار آب با ضخامت این خط نشان داده شده است. خطوط خاکستری نازک شرایط دگرشکلی آب‌دار را از شرایط بی‌آب جدا می‌کنند. نمونه Z-20 دارای زاویه باز شدگی ۷۹ درجه است و خط خاکستری ضخیم را در دمای 585°C قطع می‌کند. برای تعیین دمای دگرشکلی سایر نمونه‌ها از مناطق اشتراک دماهای بدست آمده توسط 16: کروئل و هانت من (Kruhl 1991 & Huntemann)؛ 17: بوتنر و کروئل (Buttner & Kruhl 1997)؛ 18: کروئل (Kruhl 1998) استفاده شده است. این نمونه‌های خط خاکستری ضخیم را در دمای 730°C قطع می‌کنند. دماهای بدست آمده از مقاله‌ها یا محاسبه شده بوسیله کروئل (Kruhl 1998) با مربع مشخص شده است. مربع‌های دارای حاشیه‌های منقطع نشان می‌دهد که دماهای دگرشکلی فقط loosely constrained. 6: داده‌های وینک و کولودنی (Wenk & Kolodny 1968)؛ 7: بوچز (Bouchez 1977)؛ 8: کروئل (Kruhl 1993)؛ 9: منک تلو (Mancktelow 1987)؛ 10: روسل (Roussel 1976)؛ 11: کریستی و ریلی (Christie & Raleigh 1959)؛ 12: کروئل (Kruhl 1986)؛ 13: وینک (Wenk 1943)؛ 14: لیستر و دورنسی پن (Lister 1982)؛ 15: سندر (Sander 1930)؛ 16: کروئل و هانت من (Kruhl & Huntemann 1991)؛ 17: بوتنر و کروئل (Buttner & Kruhl 1997)؛ 18: کروئل (Kruhl 1998) که توسط مثلث مشخص شده‌اند؛ 19: لو و همکاران (Law et al. 1992)؛ نای من و همکاران (Nyman et al. 1995)؛ 20 و 21: اوکودیرا و همکاران (Okudaira et al. 1998)؛ 22: لوزی نشان دهنده داده‌های ترکیب شده از اوجز و همکاران (Hodges et al. 1992) و لو و همکاران (Law et al. 1992) است.

نمونه را روی ترمومتر تصویر می‌کنیم، دمای 50 ± 585 °C نشان می‌دهد. نمونه‌های Z-۵، Z-۷، Z-۱۳، Z-۲۳، Z-۲۶ دارای زوایای باز شدگی بیش از ۱۰۰ می‌باشند و دمای 50 ± 730 °C را نشان می‌دهند. این دما به نقطه ذوب گرانیته نزدیک است و شواهد پتروگرافی از قبیل پر شدن ترک‌های داخل پورفیروکلاست‌های فلدسپار با مجموعه‌ای از کانی‌های ریز دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

شواهد ریز ساختاری که در بالا بیان شد از قبیل الف) تجدید تبلور دانه‌های کوارتز با مهاجرت مرز آن‌ها به داخل دانه‌های مجاور، ب) خاموشی صفحه شطرنجی کوارتز، ج) رشد میرمکیت در اطراف پورفیروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار، د) پر شدن ترک‌های داخل پورفیروکلاست‌ها با مجموعه‌ای از کانی‌های ریز دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز، ر) دمای $50 \pm 730-585$ °C که با استفاده از ترمومتر زاویه باز شدگی تعیین شد، نشان می‌دهد که دگرشکلی میلونیت گرانودیوریت‌های حاشیه توده لخشک در دمای بالاتر 550 °C اتفاق افتاده است.

وجود کانی‌های آب‌دار آمفیبول و بیوتیت (Philpotts 1990) و رشد بافت میرمکیتی در اطراف هسته‌های پتاسیم فلدسپار میلونیت گرانودیوریت‌های لخشک بیانگر دگرشکلی این سنگ‌ها در حضور فاز سیال غنی از آب است. این سیال به احتمال زیاد مذاب باقی مانده بوده است چون باعث رسوب دانه‌های بی‌شکل کوارتز و پتاسیم فلدسپار در شکستگی‌های پورفیروکلاست‌های فلدسپار شده است. علاوه بر آن، کانی‌های ماگمایی اولیه نظیر بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز فاقد تجزیه‌اند که حاکی از پایداری آن‌ها در حضور این سیال بین دانه‌های دارد. این شواهد با فعال بودن سیستم لغزشی موازی محور نوری دانه‌های کوارتز که در دمای بالا و در حضور آب اتفاق می‌افتد سازگار است.

حضور فاز سیال غنی از آب در این سنگ‌ها باعث می‌شود که پیوند Si-O با Si-OH-HO-Si جایگزین شد. این امر سبب کاهش رفتار خزشی دانه‌های کوارتز در برابر تنش فشاری شده و این دانه‌ها کمتر به صورت ریبون‌های کشیده و طویل مشاهده می‌شوند (Post & Tullis, 1998).

نتیجه گیری

توده گرانودیوریتی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان واقع شده و بخشی از نوار ماگمایی زاهدان-سراوان محسوب می‌شود. سنگ‌های حاشیه این توده در امتداد زون‌های برشی به موازات کنتاکت توده دگرشکل شده‌اند. مطالعه ریز ساخت‌ها و اندازه گیری محور نوری

دانه‌های کوارتز میلونیت گرانودیوریت‌ها نشان داد که:
 ۱- گرانودیوریت‌ها در پی دگرشکلی حالت جامد دمای بالا و در حضور مقدار اندکی سیال میلونیتی شده‌اند. شواهد این امر عبارتند از:

الف) ترک‌های موجود در پورفیروکلاست‌های فلدسپار اولیه با کانی‌های ماگمایی نظیر کوارتز و پتاسیم فلدسپار پر شده‌اند.

ب) بافت میرمکیتی در اطراف پورفیروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار تشکیل شده است. این موضوع نشان می‌دهد که میلونیت گرانودیوریت‌ها در دمایی بیش از 550 °C و در حضور سیال دگرشکل شده‌اند.

ج) هم‌رشدی کانی‌های کوارتز و پتاسیم فلدسپار با بافت گرانوفیری که به صورت سودومورف جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند.

د) زاویه باز شدگی کمربندهای محور نوری کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از 80 ° و بیش از 100 ° است. این زاویه مربوط به کوارتزهایی هستند که در حضور آب دگرشکل می‌شوند [۱۰]. زوایای باز شدگی بین $80-100$ ° مربوط به کوارتزهای است در غیاب آب دگرشکل می‌شوند و عدم قرار گیری نمونه‌های ما در این محدوده، دگرشکلی این سنگ‌ها را در حضور آب تأیید می‌کند.

۲- الگوهای محور نوری کوارتزها نسبت به صفحه فولیاسیون به صورت نامتقارن هستند و یک جهت چپ لغز را نشان می‌دهند. این موضوع بیانگر این است که:

الف) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در طی عملکرد یک تنش برشی غیر هم محور (برش ساده) دگرشکل شده‌اند.

ب) دگرشکلی این سنگ‌ها همزمان با حرکات تکتونیکی منطقه صورت گرفته است. وجود سایه فشارهای نامتقارن در اطراف پورفیروکلاست‌ها هم این موضوع را تأیید می‌کند.

۳- محور نوری اغلب کوارتزها در اطراف محور X استریوگرام‌ها تمرکز یافته است و این موضوع نشان می‌دهد که دانه‌های کوارتز طی تجدید تبلور با مکانیسم مهاجرت مرز دانه و لغزش به موازات محور نوری دگرشکلی شده‌اند.

۴- محور نوری دانه‌های کوارتز به صورت کمربندهایی در اطراف محور Z استریوگرام جلقه زده‌اند که نشان دهنده دگرشکلی این میلونیت گرانودیوریت‌های لخشک با در پی استرین با بیضی کلوچه‌ای است. استفاده از ترمومتر زاویه باز شدگی برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در محدوده دمایی بین $50 \pm 730-585$ °C دگرشکل شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتیویدی لخشک و دایک‌های آن (شمال غرب زاهدان)" به شماره

پرونده "۶۱۰۵۰۲۶/۵۶/۰۱" است که با حمایت مالی معاونت ارزنده آن معاونت قدردانی می‌گردد. پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری

منابع:

- Behruzi A. 1993: Geological map of Zahedan 1:250000 survey sheet. Geological survey of Iran.
- Bhattacharya S. 2004: High-temperature crustal scale shear zone at the western margin of the Eastern Ghats granulite belt, India: implications for rapid exhumation. *Journal of Asian Earth Sciences*. **24**: 281–290.
- Blacic J.D. 1975: Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*. **27**: 271–294.
- Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L. 1986: C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*. **127**: 97–115.
- Bodorkos S., Cawood P.A., Oliver N.H.S., 2000: Timing and duration of syn-magmatic deformation in the Mabel Downs Tonalite, northern Australia. *Journal of Structural Geology*. **22**: 1181–1198.
- Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M. 1992: Submagmatic microfractures in granites. *Geology*. **20**: 35–38.
- Bouchez J-L. 1977: Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*. **39**: 25–50.
- Buttner S., Kruhl J.H. 1997: The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian massif. *Geologische Rundschau*. **86**: 21–38.
- Christie J.M., Raleigh C.B. 1959: The origin of deformation lamellae in quartz. *American Journal Science*. **257**: 385–407.
- Dunlap W.J., Hirth G., Teyssier C. 1997: Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*. **16**: 983–1000.
- Griggs D.T., Blacic J.D. 1965: Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals. *Science*. **147**: 292–295.
- Hirth G., Tullis, J. 1992: Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*. **14**: 145–159.
- Hobbs B.E. 1985: The geological significance of microfabric analysis. In: Wenk, H.-R. (Ed.), Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Academic Press, London. pp. 463–484.
- Hodges K.V., Parrish R.R., Housch T.B., Lux D.R., Burchfiel B.C., Royden L.H., Chen Z. 1992: Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science*. **258**: 1466–1470.
- Kruhl J.H. 1986: Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine 'Root Zone' (Western Alps). *Geologische Rundschau*. **75**: 601–623.
- Kruhl J.H. 1993: The P–T–d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps): alpine continental collision. *Journal of Metamorphic Geology*. **11**: 31–47.
- Kruhl J.H. 1996: Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*. **14**: 581–589.
- Kruhl J.H. 1998: Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*. **16**: 142–146.
- Kruhl J.H., Huntemann T. 1991: The structural state of the lower continental crust in Calabria (S. Italy). *Geologische Rundschau*. **80**: 289–302.
- Kruhl J.H., Vernon R.S. 2005: Syndeformational emplacement of a tonalitic sheet complex in a late-Variscan thrust regime: fabrics and mechanism of intrusion, Monte'e Senes, northeastern Sardinia. *The Canadian Mineralogist*. **43**: 387–407.
- Law R.D., Morgan S.S., Casey M., Nyman M., Sylvester A.G. 1992: The Papoose Flat Pluton of eastern California: a reassessment of its emplacement history in the light of new microstructural and crystallographic fabric observations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. **83**: 361–375.
- Lister G.S. 1982: Dornsiepen U.F., Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*. **4**: 81–92.
- Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia J.M. 1986: Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*. **14**: 819–822.
- Mancktelow N.S. 1987: Quartz textures from the Simplon Fault zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics*. **135**: 133–153.
- Morgan S.S., Law R.D. 2004: Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley–Joshua Flat–Beer Creek pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*. **384**: 209–231
- Neumann B. 2000: Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology*. **22**: 1695–1711.

- Nyman M.W., Law R.D., Morgan S.S. 1995: Conditions of contact metamorphism, Papoose Flat Pluton, eastern California, USA: implications for cooling and strain histories. *Journal of Metamorphic Geology*. **13**: 627–643.
- Okudaira T., Takeshita T., Hara I., Ando J. 1995: A new estimate of the conditions for transition from basal to prism slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*. **250**: 31–46.
- Okudaira T., Takeshita T., Toriumi M. 1998: Discussion: prismatic basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*. **16**: 141–142.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005: Micro tectonics. Springer Verlag Berlin Heidelberg in Germany. 306 page.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1998: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. **11**: 349–363.
- Philpotts A.R. 1990: Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey. p. 498.
- Post A., Tullis J. 1998: The rate of water penetration in experimentally deformed quartzite: implications for hydrolytic weakening. *Tectonophysics*. **295**: 117–137.
- Roussel D.H. 1976: Preferred crystallographic orientation of quartz from deformed quartzite breccia of the Onaping Formation, Sudbury Basin. *Contribution Journal Earth Science*. **13**: 1347–1350.
- Sander B. 1930: Gefugekunde der Gesteine. Springer, Wien. pp. 352.
- Simpson C., Wintsch R.P. 1989: Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*. **7**: 261–275.
- Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002: The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*. **24**: 1861–1884.
- Tikoff B., de Saint Blanquat M. 1997: Development of magmatic to solidstate fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, California, In: Bouchez J.L., Stephens W.E. Hutton D.E. (Eds.), Granite: from melt segregation to emplacement fabrics. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands. pp. 231–252.
- Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J. 1998: Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology*. **20**: 917–935.
- Tullis J., Christie J.M., Griggs D.T. 1973: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bulletin Geology Society*. **84**: 297–314.
- Tullis J., Stunitz H., Teyssier C., Heilbronner R. 2000: Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks. In: Jessell, M.W., Urai, J.L. (Eds.), Stress, strain and structure. A volume in honour of W.D. Means. *Journal of the Virtual Explorer*. 2 (print and CD).
- Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A. 2004: Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*. **26**: 1867–1884.
- Wenk E. 1943: Ergebnisse und Probleme von Gefugeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). *Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. **23**: 265–295 .
- Wenk H.R., Kolodny Y. 1968: Preferred orientation of quartz in a chert breccia. *Proc. Natl. Acad. Sci.* **59**: 1061–1066.