

مطالعه شیمی کانی‌ها و فابریک‌های ماگمایی - تکتونیکی دایک‌های پگماتوئیدی، جنوب خاور همدان

لیلی ایزدی کیان^{۱*} و اشرف ترکیان^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: * L.izadi@basu.ac.ir

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۱۱

دریافت: ۱۴۰۳/۹/۱۴

چکیده

در جنوب خاور همدان دایک‌های پگماتوئیدی فراوانی به درون شیست‌ها نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی شامل آل بیت، فلدسپار آلکان، تورمالین، کوارتز و مسکویت است. مطالعه بر روی نحوه نفوذ دایک‌ها به درون شیست‌ها، تشخیص انواع مختلف دایک‌ها بر اساس خصوصیات میکروسکوپی و بررسی تعامل آن‌ها با سنگ میزبان، از اهداف کلیدی این تحقیق بوده و نتایج آن می‌تواند به درک عمیق‌تری از عوامل مؤثر در شکل‌گیری دایک‌های پگماتوئیدی و تأثیرات آن‌ها بر روی زمین‌شناسی منطقه منجر شود. براساس آنالیز نقطه‌ای تورمالین‌ها از نوع شورلیت، فلدسپارها از نوع ارتوکلاز، پلاژیوکلازها از نوع آل بیت و مسکویت‌ها عضو انتهایی مسکویت-سلادونیت هستند. با توجه به مقدار Fe# در برابر اکسید منیزیم، نمونه‌ها در قلمرو A و فاصله رگه‌های پگماتوئیدی از منبع تغذیه کننده سیال آن‌ها حدود ۱ کیلومتر می‌باشد. دایک‌ها شیب کم تا قائم و ضخامت متغیر دارند و امتداد غالب آن‌ها NW-SE است. فابریک‌هایی ماگمایی مانند جهت‌یابی کانی‌ها و انکلاوها، بافت نواری در داخل دایک و فابریک‌هایی مانند خطواره‌های حرارتی در سطح خارجی دایک در تعامل با سنگ میزبان در آن‌ها شکل گرفته است. با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی دایک‌های منطقه از نظر دگرشکلی در سه نوع مختلف دایک‌های اتساعی (کششی)، دایک‌های فعال و دایک‌های میلونیتی طبقه‌بندی می‌شوند. دایک‌های اتساعی در شکستگی‌های موجود در سنگ میزبان (درزه، گسل، برگواگی شیست) شکل گرفته‌اند و بافت شانه‌ای در این نوع از دایک‌ها شکل گرفته است. حضور این بافت نرخ بازشدگی کم تا متوسط شکستگی‌ها را نشان می‌دهد. دایک‌های نوع دوم فعال هستند و فشار ماگما باعث ایجاد بافت نواری در دایک‌ها به موازات دیواره شده است. نوع سوم دایک‌های میلونیتی هستند و شواهد دگرشکلی حالت جامد دارند. این دایک‌ها بعد از سرد شدن مجدداً تحت تأثیر پهنه‌های برشی تغییر شکل یافته‌اند و شواهد ریز ساختاری دمای بالای دگرشکلی آن‌ها را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: دایک، پگماتیت، فابریک، نسبت ابعادی، همدان

۱- پیشگفتار

اندازه کافی بالا باشد تا بر فشار سنگ میزبان اطراف غلبه کند. ماگمای داخل دایک با از دست دادن حرارت، شروع به سرد شدن و تبلور می‌کند و در نهایت به سنگ آذرین درشت بلور یا ریز بلور تبدیل می‌شود. جهت دایک‌ها اغلب توسط میدان تنش منطقه‌ای کنترل می‌شود (گودموندسون، ۲۰۰۰؛ مولر و همکاران، ۲۰۰۱؛ تیبالدی، ۲۰۰۳؛ مک‌گوری و پولن، ۱۹۸۹؛ کلمنت و همکاران، ۲۰۰۷؛ دالنی و پولارد، ۱۹۸۱). به عنوان مثال، در مناطقی که نیروهای کششی غالب هستند، دایک‌ها اغلب عمود بر حداقل تنش اصلی (σ_3) تشکیل می‌شوند و تنش‌های حداکثر و متوسط اصلی (σ_1 و σ_2) بر صفحه دایک منطبق هستند (بابیکر و گودموندسون، ۲۰۰۴). دایک‌های همزمان

دایک‌ها معمولاً در امتداد نقاط ضعف پوسته مانند گسل‌ها، درزه‌ها یا شکستگی‌ها نفوذ می‌کنند. این شکستگی‌ها می‌توانند به دلیل نیروهای زمین‌ساختی (مانند تنش کششی یا فشاری)، سرد شدن و انقباض سنگ یا سایر مکانیسم‌های ناشی از تنش ایجاد شوند. ماگما که از ذوب بخشی در گوشته یا پوسته پایینی ایجاد می‌شود، به دلیل شناور بودن به سمت بالا حرکت می‌کند و از طریق مجراها و شکستگی‌ها به سمت سطح می‌رسد (داس و مالیک، ۲۰۲۰). زمانی که ماگما با شکستگی یا ناحیه ضعف مواجه می‌شود، به داخل فضای موجود می‌ریزد و سنگ‌های اطراف یا همان سنگ میزبان را جابجا می‌کند. فشار ماگما باید به

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری در پهنه سنج-سیرجان و در زیر پهنه دگرشکلی‌های پیچیده قرار دارد که چند مرحله تکامل دگرگونی (منفردی و همکاران، ۲۰۲۰) و دگرشکلی (بربریان و علوی، ۱۹۹۷؛ ایمانپورنمین و سرکاری‌نژاد، ۲۰۲۱) را متحمل شده است. پهنه سنج-سیرجان به عنوان یک حاشیه قاره‌ای فعال با ماگماتیسم قابل توجه در دوران مزوزوئیک در نظر گرفته شده است (به عنوان مثال، مهدی‌پور قاضی و مؤذن، ۲۰۱۵؛ قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶؛ حسن‌زاده و ورنیکه، ۲۰۱۶؛ تکین، ۱۹۷۲). این قوس ماگمایی به دلیل فروانش پوخته اقیانوسی نئوتتیس زیر میکرو-قاره مرکزی ایران در جنوب ابرقاره اوراسیا شکل گرفته است (سپاهی و همکاران، ۲۰۱۹). در این واحد تکتونو-ماگمایی، چندین مجموعه پلوتونیک وجود دارد. توده‌های گرانیت و گابرو به سن ژوراسیک میانه تا پسین را که به نام توده مرکب الوند شناخته می‌شوند، با قدمت ۱۷۲ تا ۱۵۳ بر پایه U-Pb در کانی‌های زیرکن و مونازیت تعیین سن گردیده و با دگرگونی مجاورتی همراه مشخص می‌شوند (محمودی و همکاران، ۲۰۱۱؛ عزیزی و همکاران، ۲۰۲۴؛ سپاهی و همکاران، ۲۰۱۸؛ شهبازی و همکاران، ۲۰۱۰). سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه، شامل انواع میکاشیست‌های آندالوزیت‌دار هستند که با توده‌هایی با اندازه‌های متفاوت از استوک تا دایک‌هایی از جنس گرانیت‌های پگماتیته همراه می‌شوند (ولی‌زاده و ترکیان، ۱۹۹۹). این دایک‌ها در فاصله دورتری از توده الوند قرار دارند و روند عمومی شمال باختر- جنوب خاور را نشان می‌دهند (شکل ۱). کانی‌های اصلی دایک‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، مسکویت و گارنت هستند (شکل ۲A). سنگ میزبان دایک‌ها، شیست‌ها هستند و به علت تبادل حرارتی، در نزدیکی دایک‌ها تورمالین شیست تشکیل شده است و حتی در دیواره دایک‌ها در برخی قسمت‌ها بلورهای درشت تورمالین رشد کرده‌اند. در اثر نفوذ عنصر بور از ماگمای پگماتیته داخل دایک‌ها به شیست‌های سنگ میزبان، بلورهای تورمالین به سرعت رشد کرده و بافت پوئیکلیتی دارند (سلامی، ۱۳۹۵) و بلورهای کوارتز در داخل تورمالین‌ها به دام افتاده است (شکل ۲B). در برخی از دایک‌ها بلورهای بزرگ کوارتز، مسکویت و فلدسپار بصورت

با تکتونیک ساختارهای زمین‌شناسی هستند که در طی تغییر شکل تکتونیکی فعال شکل می‌گیرند. آن‌ها اطلاعات مهمی در مورد وضعیت تنش پوخته در زمان تشکیل خود ارائه می‌دهند. میدان تنش محلی می‌تواند در طول زمان تغییر کند، بنابراین جهت‌گیری و شکل دایک ممکن است منعکس کننده تاریخ‌های پیچیده تکتونیکی شامل مراحل متعدد تنش باشد (بابیکر و گودموندسون، ۲۰۰۴). دایک‌های پگماتیته و آپلیتی مجموعه پلوتونیک الوند، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده‌اند (سپاهی و همکاران، ۱۳۹۳). دایک‌های پگماتیته و آپلیتی جنوب خاور همدان از دیر باز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و مطالعات زیادی در زمینه کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر جهت شناخت منشأ پگماتیته‌ها صورت گرفته است (به عنوان مثال سپاهی و همکاران، ۲۰۱۸؛ ۱۳۹۳؛ ۲۰۲۰). هدف از این مطالعه، بررسی و توصیف ویژگی‌های زمین‌شناسی دایک‌های پگماتوئیدی در جنوب خاور همدان می‌باشد. این تحقیق به تحلیل ترکیب کانی‌شناسی، بافت و دگرشکلی این دایک‌ها پرداخته و تلاش دارد تا فرآیندهای تشکیل و تحولات ژئودینامیکی مرتبط با این ساختارها را شناسایی نماید.

۲- روش مطالعه

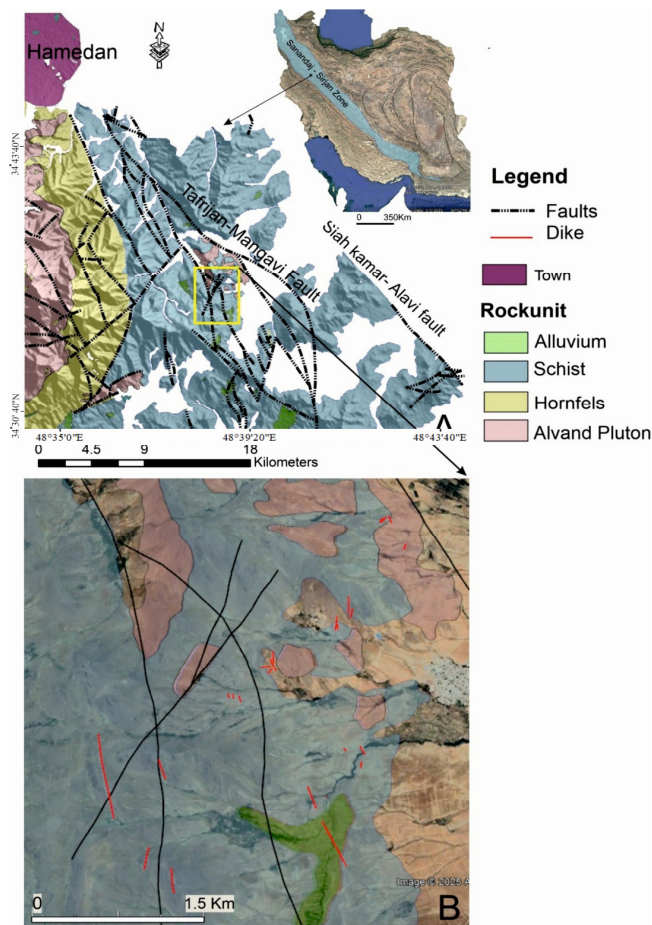
در این پژوهش ابتدا بازدید و بررسی‌های صحرایی جهت توصیف واحدهای سنگی، تحلیل ساختاری، اندازه‌گیری دقیق پارامترهایی چون برگوارگی و خطوارگی و نمونه‌برداری جهت‌دار انجام شد. سپس مقاطع نازک به موازات خطوارگی و عمود بر برگوارگی در آزمایشگاه تهیه مقطع دانشگاه بوعلی‌سینا، تهیه و سپس پتروگرافی و ریزساختارهای آن مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانز (۲۰۱۰) گرفته شده است. تعیین ترکیب شیمیایی و آنالیز نقطه‌ای نمونه کانی‌ها به صورت عنصری توسط آشکارساز اشعه ایکس^۱ در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفته است بعلاوه عکس‌برداری از کانی‌ها توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی^۲ (SEM) مدل Leo 1450VP ساخت شرکت Leo آلمان در آزمایشگاه مذکور انجام شده است.

² Scanning Electron Microscope

¹ EDS-Energy Dispersive Spectroscopy

در کنترل ساختارهای دگرشکلی در منطقه داشته‌اند. گسل‌های اصلی منطقه راستای شمال باختر- جنوب خاور و شمال خاور- جنوب باختر دارند و بخش اعظم آن‌ها را گسل‌های نرمال و معکوس با مؤلفه امتداد لغز تشکیل می‌دهند (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۸۸).

عمود بر دیواره دایک رشد کرده‌اند (شکل C۲). در منطقه مورد مطالعه تعداد زیادی گسل وجود دارد که طول آن‌ها از حدود چند صد متر تا بیش از ۲۰ کیلومتر متغیر است و پایانه شمال باختری برخی گسل‌ها وارد حریم شهر شده‌اند (سلیمی و علیپور، ۱۴۰۲). این گسل‌ها نقش مهمی

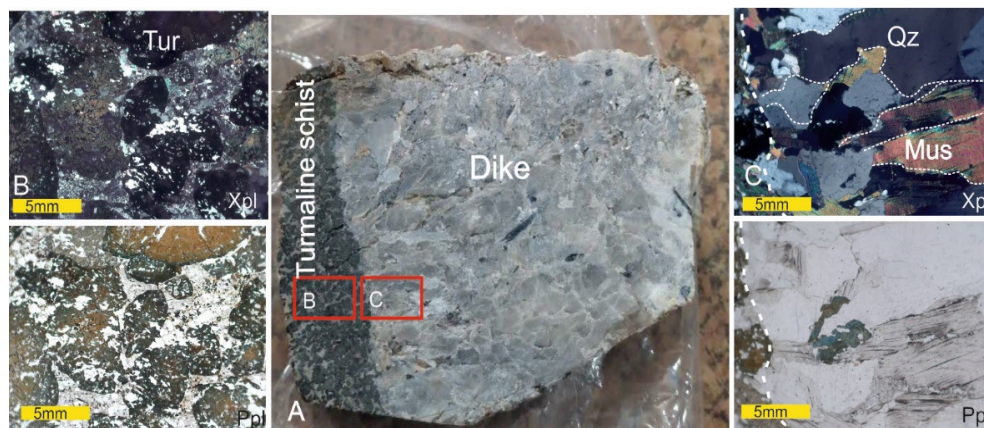


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه (A) و موقعیت دایک‌ها (خطوط قرمز رنگ) (B)، اقتباس از نقشه همدان با مقیاس 1:100000 (اقلیمی، ۱۳۷۹)

Fig. 1. The simplified geological map of the area (A) and the location of the dikes (Red lines) (B), adapted from the Hamadan map at a scale of 1:100,000 (Eghlimi, 2000)

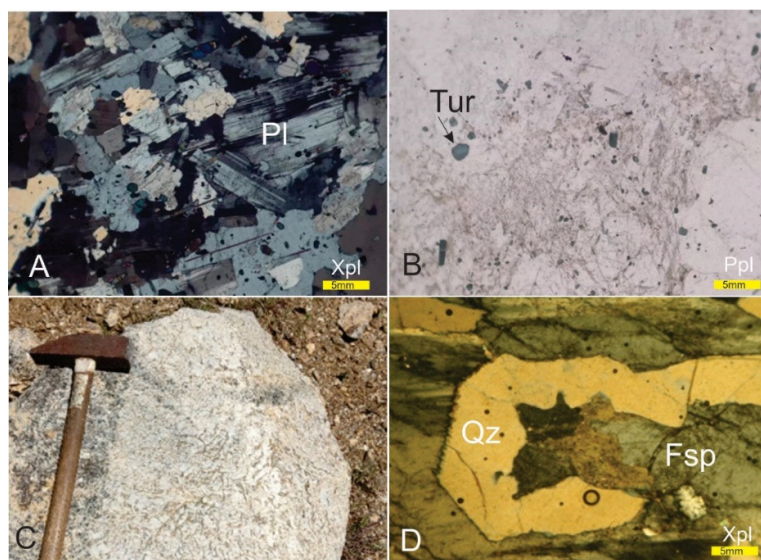
اکسیداسیون بالا، شرایط دما و فشار پایین و حضور سیال‌های هیدروترمال باشد. کانی‌های سازنده غالباً دارای بافت پگماتیته هستند ولی بافت گرافیکی، که محصول هم‌رشدی کانی‌های کوارتز و فلدسپار آلکالن می‌باشد، هم در نمونه دستی و هم در مقاطع میکروسکوپی به خوبی مشهود است (شکل ۳ C و D). در راستای تعیین ترکیب کانی‌های سازنده دایک‌ها تعدادی از نمونه‌ها مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفتند (شکل ۴) و نتایج این داده‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری و شیمی کانی دایک‌های پگماتوئیدی مطالعات صحرایی و مقاطع میکروسکوپی دایک‌های پگماتوئید جنوب خاور همدان ترکیب سنگ‌شناسی نسبتاً یکنواختی را در تمام آن‌ها نشان می‌دهد. دایک‌ها اغلب شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، تورمالین، کوارتز و مسکویت هستند و اصولاً کانی بیوتیت در این دایک‌ها وجود ندارد (شکل A۲ و B) (اقلیمی، ۱۳۷۹). عدم وجود بیوتیت ممکن است مرتبط با ترکیب شیمیایی ماگما (غنی از پتاسیم و آلومینیوم و فقیر از آهن و منیزیم)، شرایط



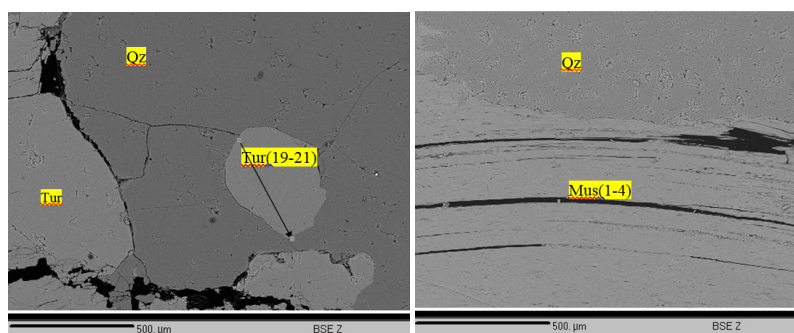
شکل ۲. ترکیب سنگ‌شناسی اصلی دایک‌ها و میزبان آن، (A) مرز دایک و تورمالین شیست، (B) بافت پوئیکیلیتی تورمالین‌ها، (C) ترکیب کانی‌شناسی دایک و بلورهای طولی مسکویت و کوارتز عمود بر دیواره دایک.

Fig. 2. The main lithological composition of the dikes and their host rock. A: The boundary between the dike and tourmaline schist; B: The poikilitic texture of the tourmalines; C: The mineralogical composition of the dike and the elongated crystals of muscovite and quartz perpendicular to the dike wall.



شکل ۳. ترکیب سنگ‌شناسی پلاژیوکلاز، کوارتز و تورمالین (A و B)، بافت گرافیکی در دایک‌ها (C)، تصویر میکروسکوپی هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار (بافت گرافیک) (D): علائم اختصاری کانی‌ها: Pl (پلاژیوکلاز); Qz (کوارتز); Tur (تورمالین)، Fsp (فلدسپار)

Fig. 3. The lithological composition of plagioclase, quartz, and tourmaline (A and B), graphic texture in the dikes (C), and a microscopic image of the overgrowth of quartz and feldspar (graphic texture) (D). Pl : (plagioclase); Qz (quartz); Tur (Tourmaline); Fld (feldspar).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) برخی کانی‌های موجود در دایک‌ها

Fig. 5. BSE electron microscope images of some of the minerals present in the dykes

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای تورمالین‌های دایک‌های مورد مطالعه. عناصر اصلی بر حسب درصدوزنی می‌باشد. شورلیت = Schorl؛ تورمالین = Tu
 Table 1. Results of point analysis of tourmalines in the studied dikes. Major elements are expressed as weight percentages. Schorlite = Schorl; Tourmaline = Tu.

	Tu	Tu	Tu	Tu	Tu	Tu	Tu	Tu	Tu
Point. No	20.1	21.1	16.1	17.1	18.1	5.1	6.1	7.1	8.1
SiO ₂	39.31	37.19	37.39	36.78	36.72	36.22	36.00	36.47	35.48
TiO ₂	0.01	0.35	0.30	0.20	0.21	0.14	0.17	0.11	0.14
Al ₂ O ₃	34.00	33.75	34.96	34.99	34.61	34.37	33.67	34.70	34.16
FeO	14.76	14.23	14.17	14.07	13.91	14.55	15.26	14.84	15.06
MgO	0.85	2.62	0.88	1.04	0.93	0.38	0.48	0.53	0.46
CaO	0.11	0.15	0.13	0.15	0.10	0.09	0.17	0.06	0.17
MnO	0.22	0.08	0.14	0.14	0.15	0.23	0.27	0.25	0.26
Na ₂ O	1.81	1.67	1.77	1.94	1.83	1.68	1.94	1.74	1.92
K ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.06
Total	105.85	104.62	104.30	103.78	102.80	101.83	102.09	103.01	101.75
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total*	105.85	104.62	104.30	103.78	102.80	101.83	102.09	103.01	101.75
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)									
T: Si	6.24	5.98	6.02	5.96	6.00	5.99	5.98	5.97	5.91
Al	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.09
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Z: Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y: Al	0.36	0.38	0.63	0.64	0.66	0.69	0.56	0.67	0.61
Ti	0.00	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.63	0.21	0.25	0.23	0.09	0.12	0.13	0.11
Mn	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04
Fe ²⁺	1.96	1.91	1.91	1.91	1.90	2.01	2.12	2.03	2.10
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣY	2.55	2.98	2.81	2.84	2.83	2.85	2.86	2.88	2.88
X: Ca	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03
Na	0.56	0.52	0.55	0.61	0.58	0.54	0.62	0.55	0.62
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl
MgO	0.85	2.62	0.88	1.04	0.93	0.38	0.48	0.53	0.46
Fe#	0.95	0.84	0.94	0.93	0.94	0.97	0.97	0.97	0.97

تبادل‌های عمده در موقعیت‌های Z' ، Y' و X و OH رخ می‌دهد. انواع کانی‌های تورمالین را می‌توان براساس میزان اشغال شدن موقعیت X، به سه گروه اصلی تورمالین‌های قلیایی، تورمالین‌های کلسیمی و تورمالین‌هایی که موقعیت X آن‌ها خالی یا اشغال نشده است، گروه‌بندی نمود (دارل و همکاران، ۲۰۱۱؛ یاوز و همکاران، ۲۰۰۲؛ هاتورن و هنری، ۱۹۹۹). تورمالین انتشار درون بلوری ناچیزی نشان می‌دهد می‌تواند شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط خود را ثبت کند و این اطلاعات را در دوره‌های زمانی زمین‌شناسی

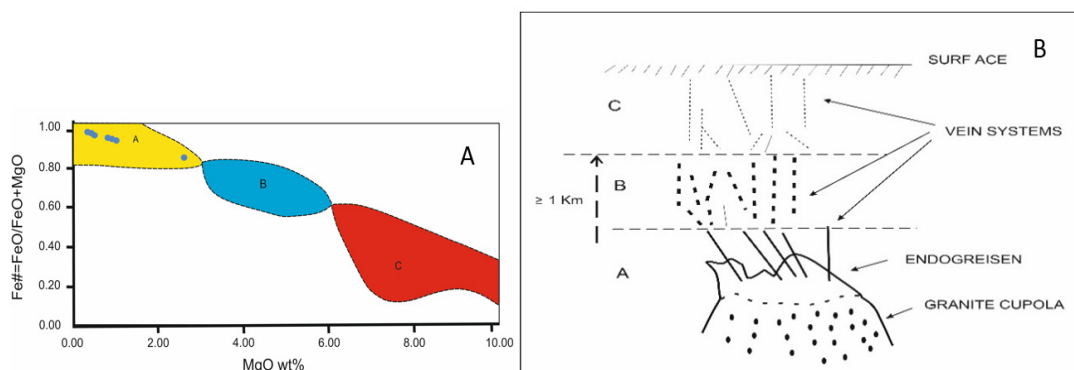
شیمی تورمالین: فرمول عمومی تورمالین به صورت $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است و جایگاه‌های آن توسط عناصر زیر می‌توانند پر شوند (دارل و همکاران، ۲۰۱۱؛ یاوز و همکاران، ۲۰۰۲؛ هاتورن و هنری، ۱۹۹۹):

X = Ca, Na, K or vacant;
 Y = Li, Fe²⁺, Mg, Mn, Al, Cr³⁺, Fe³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺;
 Z = Mg, Al, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺;
 T = Si, Al,
 B = B, (vacant) ;
 V = OH, O;
 W = OH, F, O.

نوسان است. این پارامتر در خصوص تورمالین‌های با فاصله دورتر، کمتر از ۰/۶ خواهد بود که بر دگرنهادی بور با رسوبات سرشار از آلومینیوم به عنوان یک منشا خارجی دلالت دارد (هاتورن و هنری، ۱۹۹۹). توجه به اینکه مقدار Fe# برای بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۸۴ تا ۰/۹۷ و در قلمرو A این نمودار جای می‌گیرند (شکل ۵A)، فاصله دایک‌های پگماتوئیدی تورمالین‌دار، از منبع تغذیه‌کننده سیال آن‌ها حداقل ۱ کیلومتر می‌باشد (شکل ۵B) (بلکین و همکاران، ۲۰۰۷؛ ترامبول و چاوسیدان، ۱۹۹۹).

شیمی فلدسپارها: جهت تعیین ترکیب فلدسپارهای موجود در منطقه مورد مطالعه تعداد ۴ نمونه از پلاژیوکلازها و ۴ نمونه از فلدسپارهای الکالن انتخاب و تجزیه نقطه‌ای بر روی آن‌ها صورت گرفت و در جدول ۲ نتایج حاصل ارائه شده است. فرمول شیمیایی فلدسپارها بر اساس ۸ اکسیژن مورد محاسبه قرار گرفته است. در هر یک از محاسبات علاوه بر درصد اکسیدهای تشکیل دهنده کانی پلاژیوکلاز، درصد مشارکت کانی‌های آل بیت، آنورتیت و ارتوکلاز در ساختار فلدسپار نیز تعیین گردید (جدول ۲ و شکل ۵A). همانطور که در جدول ۲ و شکل ۵A قابل مشاهده است، ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آل بیت با دامنه تغییرات محتوی آنورتیت ۰/۸ تا ۵ درصد و فلدسپارهای آل‌کالن با محتوی ارتوکلاز ۹۳/۹۲ تا ۹۶/۷۴ درصد ارتوز است.

حفظ کند (احمدی بنکدار و همکاران، ۲۰۲۳). براساس تقسیم‌بندی فوق، ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه (جدول ۱) به سبب فراوانی Na+K در مقایسه با کلسیم و فضای خالی در موقعیت X آن‌ها از نوع تورمالین‌های قلیایی محسوب می‌گردند. ترکیب شیمیایی تورمالین در دایک‌ها به طور معمول محلول جامد شورلیت- دراویت- فوئیتیت است و در منطقه مورد مطالعه به عضو انتهایی شورلیت- دراویت به ترکیب شورلیت تعلق دارد و این مسئله نشان دهنده غنی بودن محیط از عنصر آهن است. به نظر می‌رسد وجود سیال‌های آبدار غنی از بور با منشاء ماگمایی (ماگمای مولد توده‌های گرانیتوئیدی) و سپس گرمایی مسبب احتمالی این نوسانات باشد (هاتورن و هنری، ۱۹۹۹). تورمالین‌هایی با ترکیب شورلیت در گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها معمول‌تر است، زیرا در طی تبلور تفریقی منیزیم از سیستم ماگمایی خارج می‌شود. با بررسی نسبت عدد آهن $\{Fe\# = FeO/(FeO + MgO)\}$ در برابر درصد وزنی MgO اظهار داشتند که تغییرات منظمی در مقدار Fe# نهشته‌های درون گرانیتی و سامانه‌های رگه‌ای که در فاصله دورتری از منبع گرانیتی جایگزین شده‌اند، وجود دارد (پیرانژینو و اسمیتز، ۱۹۹۲). به طوری که این پارامتر (عدد آهن) با فاصله گرفتن از منبع تغذیه‌کننده سیال، کوچک‌تر می‌شود. میزان Fe# برای تورمالین‌هایی که در درون و نزدیک به توده و آن‌هایی که در سامانه‌های رگه‌ای و در فاصله نزدیک تا حدواسط (مساوی یا بیشتر از ۱ کیلومتر) یافت می‌شوند به ترتیب ۰/۸-۱ و ۰/۸ تا ۰/۶ در



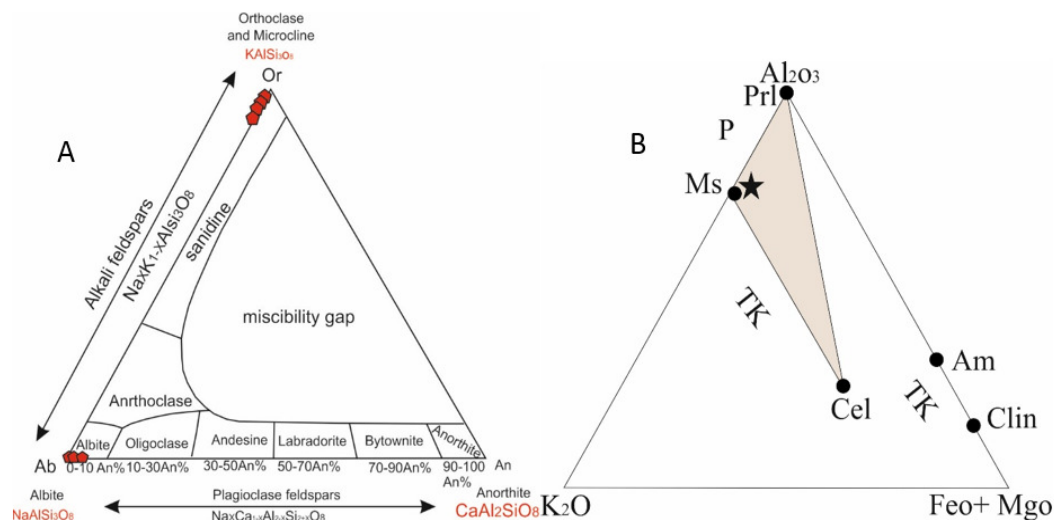
شکل ۵. نمودار نسبت Fe# در برابر MgO (wt%) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در مقایسه با منبع تغذیه‌کننده (A) و مدل منبع تغذیه‌کننده و عمق آن در شکل‌گیری رگه‌های تورمالین‌دار (B) (پیرانژینو و اسمیتز، ۱۹۹۲). عمدتاً نمونه‌های تورمالین‌های دایک‌ها در حوالی منبع ماگمایی توزیع شده‌اند.

Fig. 4. The diagram of the Fe# ratio against MgO (wt%) and the position of the studied samples in comparison with the source (A) and the model of the magmatic source supply and its depth in the formation of tourmaline-bearing veins (B) (Pirajino and Smithies, 1992). The tourmaline samples from the dikes are primarily distributed around the magmatic source.

جدول ۲. تجزیه نقطه‌ای فلدسپارها در دایک‌های مورد مطالعه. عناصر اصلی برحسب درصد وزنی می‌باشد. فلدسپار قلیایی = KF؛ پلاژیوکلاز = Pl.

Table 2. Point analysis of feldspars in the studied dikes. Major elements are expressed as weight percentages. Alkali feldspar = KF; Plagioclase = Pl.

64.00	64.13	64.38	62.62	62.97	64.52	64.43	64.65	68.49	68.05	68.51	68.09	67.15	67.58	68.13
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
18.49	18.33	18.30	18.80	18.69	18.06	18.13	18.30	19.39	19.42	19.57	20.26	20.34	20.36	19.52
0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.02
0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.76	0.07	0.00	0.01	0.43	0.00	0.00	1.42	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	1.12	1.04	1.08	0.57
0.48	0.75	0.48	0.67	0.96	0.38	0.53	0.48	12.92	12.97	12.62	11.67	12.13	12.02	12.47
18.20	17.62	18.24	15.97	16.02	17.12	17.68	18.06	0.12	0.10	0.15	0.13	0.13	0.11	0.12
101.23	100.87	101.41	98.06	98.64	100.89	100.87	101.49	100.96	101.00	100.88	101.29	102.24	101.25	100.83
11.85	11.89	11.89	11.84	11.84	11.98	11.94	11.91	11.92	11.89	11.92	11.80	11.73	11.75	11.88
4.04	4.00	3.98	4.19	4.14	3.95	3.96	3.97	3.98	4.00	4.01	4.14	4.19	4.17	4.01
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.21	0.19	0.20	0.11
0.17	0.27	0.17	0.25	0.35	0.14	0.19	0.17	4.36	4.39	4.26	3.92	4.11	4.05	4.21
4.30	4.17	4.30	3.85	3.84	4.06	4.18	4.25	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20.37	20.33	20.35	20.12	20.18	20.13	20.27	20.31	20.29	20.32	20.22	20.10	20.25	20.21	20.24
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.13	5.00	4.49	4.70	2.45
3.85	6.08	3.85	5.99	8.35	3.26	4.36	3.88	99.31	99.37	99.09	94.31	94.84	94.73	96.94
96.15	93.92	96.15	94.01	91.65	96.74	95.64	96.12	0.61	0.50	0.77	0.69	0.67	0.57	0.61



شکل ۶. نمودارهای مثلثی فلدسپارها که در آن توزیع نمونه‌های مورد را در قلمرو ارتوکلاز و آلبیت نشان می‌دهد (A)، بیانگر ترکیب مسکویت می‌کاهد (علامت ستاره) در دایک‌های یگماتوئیدی است (B).

Fig. 6. Triangular diagrams of feldspars showing the distribution of the samples within the orthoclase and albite fields (A), muscovite, which represents the composition of the studied muscovite micas (indicated by the star symbol) in the pegmatitic dike (B).

(B۶) ترکیب میکای سفید موجود در منطقه، از نوع مسکویت و عضو نهایی سلاودنیت - مسکویت می‌باشد.

شیمی مسکویت: نتایج تجزیه نقطه‌ای ۳ نمونه میکا (مسکویت) در جدول ۳ آمده است. فرمول مسکویت براساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است. با توجه به شکل

جدول ۳. تجزیه نقطه‌ای میکاهای دایک‌های پگماتوئیدی. عناصر اصلی برحسب درصد وزنی می‌باشد. مسکویت = Mus.

Table 3. Point analysis of micas in the pegmatitic dikes. Major elements are expressed as weight percentages.

Muscovite = Mus.

	Mus.	Mus.	Mus.	Mus.	Mus.	Mus.	Mus.
Point No.	1.1	2.1	3.1	4.1	9.1	10.1	11.1
SiO ₂	47.20	46.62	47.60	47.52	47.51	46.86	46.98
TiO ₂	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	36.63	35.69	36.22	36.23	36.28	36.13	36.31
FeO	1.96	1.86	1.85	2.24	1.75	1.43	1.21
MnO	0.09	0.08	0.09	0.08	0.06	0.03	0.04
MgO	0.00	0.07	0.01	0.05	0.14	0.09	0.20
CaO	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	0.68	0.71	0.61	0.43	0.44	0.39	0.00
K ₂ O	11.23	11.17	11.33	11.38	11.36	11.37	11.25
Total	97.79	96.24	97.73	98.01	97.59	96.34	96.04
normalized oxygens	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Si	6.15	6.18	6.21	6.19	6.20	6.19	6.20
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.63	5.58	5.57	5.56	5.58	5.62	5.65
Fe	0.21	0.21	0.20	0.24	0.19	0.16	0.13
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.17	0.18	0.15	0.11	0.11	0.10	0.00
K	1.87	1.89	1.88	1.89	1.89	1.91	1.89
Sum	14.05	14.06	14.03	14.03	14.01	14.01	13.92
Fe/(Fe+Mg)	1.00	0.94	0.99	0.96	0.88	0.90	0.77
Al iv	1.85	1.82	1.79	1.81	1.80	1.81	1.80
Al vi	3.79	3.76	3.77	3.75	3.78	3.81	3.85
Al vi (Mg+Fe)	17.71	17.08	18.53	14.79	17.32	21.69	22.25
T1: Si	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
T2: Si	1.08	1.09	1.10	1.10	1.10	1.09	1.10
T2: Al	0.92	0.91	0.90	0.90	0.90	0.91	0.90
Sum T2	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2: Al	1.89	1.88	1.89	1.88	1.89	1.90	1.92
M2: Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
rest Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2: Fe	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.08	0.05
Sum M2	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00
M1: Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1: Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1: Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Sum M1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
A: K	0.93	0.94	0.94	0.95	0.95	0.96	0.95
A: Na	0.09	0.09	0.08	0.05	0.06	0.05	0.00
A: Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum A	1.02	1.04	1.02	1.00	1.00	1.01	0.95
Muscovite%	0.83	0.83	0.83	0.82	0.83	0.86	0.85
Paragonite%	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.04	0.00

ارائه دهد. دایک‌ها زمانی شکل می‌گیرند که ماگما تحت فشار بالا به داخل شکاف‌های سنگ‌های میزبان تزریق می‌شود. نسبت ابعادی بالا (نسبت طول به ضخامت زیاد) نشان‌دهنده‌ی آن است که ماگما تحت فشار بالا و در شرایطی با مقاومت سنگی بیشتر به صورت دایک طویل و نازک تزریق شده است، حال آنکه نسبت ابعادی پایین‌تر ممکن است نشان‌دهنده‌ی سنگ‌های میزبان نرم‌تر و با مقاومت کمتر باشد. این نسبت در دایک‌های منطقه مقادیر بین ۹ تا ۲۴۳ متغیر و مقدار متوسط آن ۸۷ است که نسبت ابعادی کم را نشان می‌دهد، این مسئله ممکن است به دلیل نزدیکی دایک‌ها به سطح و شرایط الاستیک ضعیف‌تر سنگ میزبان مربوط باشد (داتا و همکاران؛ ابدولین و همکاران، ۲۰۲۴).

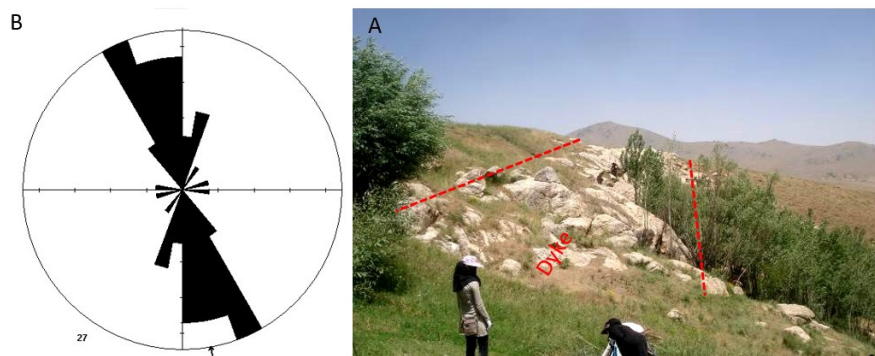
۵- ویژگی‌های ساختاری دایک‌ها و نسبت ابعادی

امتداد کلی دایک‌ها اغلب راستای شمال باختر- جنوب خاور، شمال- جنوب و برخی روند شمال خاور- جنوب باختر دارند. روند این دایک‌ها اغلب مستقیم است اما برخی از دایک‌ها امتدادشان تغییر می‌کند. شیب دایک‌ها متفاوت و از شیب کم تا تقریباً قائم متغیر است. ضخامت دایک‌ها و طول آن‌ها نیز نوسان دارد (جدول ۴) (شکل ۷). بیشترین ضخامت حدود ۱۳ متر و بلندترین دایک طول ۱۰۲۳ متر است. نسبت ابعادی دایک^۱ از نسبت طول دایک به ضخامت دایک (مقدار بازشدگی) به دست می‌آید و یکی از معیارهای مهم در تحلیل رفتار دایک‌ها است (کیوسموتو و همکاران، ۲۰۱۳). این نسبت می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد فشارهای درونی ماگما و خواص مکانیکی سنگ‌های میزبان

جدول ۴. ویژگی ظاهری دایک‌های بزرگ منطقه

Table 4. Physical characteristics of the large dikes in the area

Dike number	E- dike center	N- dike center	L(m)	W(m)	H(m)	strike	dip	Aspect ratio
1	48.674914°	34.608167°	974	4	86	343	90	243
2	48.680441°	34.599325°	284	1.4	27	359	90	202
3	48.683438°	34.597448°	287	1.49	34	347	90	192
4	48.688794°	34.586198°	69	3.36	-	339	90	20
5	48.690120°	34.587374°	117	3.87	-	338	90	30
6	48.702119°	34.593836°	267	4.67	-	339	90	57
7	48.700556°	34.601152°	1007	12	-	332	90	83
8	48.699662°	34.624907°	160	2.16	36	005	90	74
9	48.701606°	34.626078°	221	2	43	012	90	110
10	48.692023°	34.620793°	135	11	7	354	90	12
11	48.691937°	34.620024°	170	13	28	333	90	13
12	48.691128°	34.619843°	99	1.73	16	260	60	57
13	48.691639°	34.619379°	101	2.38	23	212	70	42



شکل ۷. A) نمای از دایک پگماتوئیدی (دید به سمت شمال باختر)، B) نمودار رز امتداد دایک‌های منطقه، n=27
Fig. 7. A) View of a pegmatitic dike (looking northwest), B) Rose diagram of the dike orientations in the area, n=27.

¹ Aspect ratio

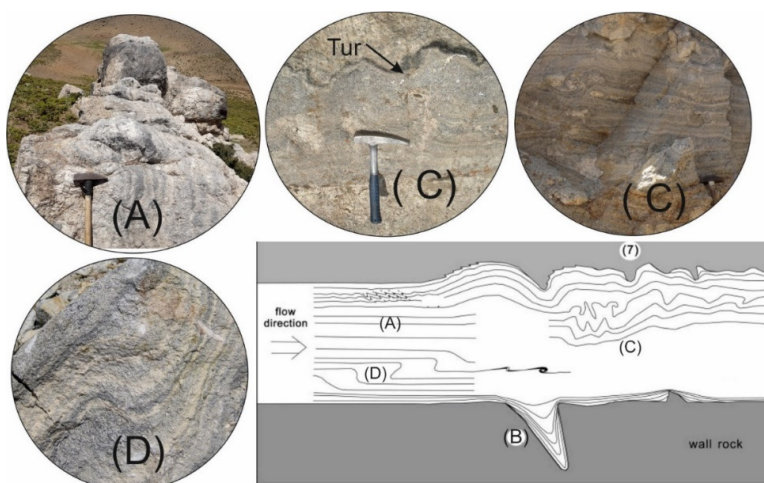
۶- فابریک دایک‌ها

دو نوع فابریک داخلی و خارجی در ارتباط با دایک‌ها شکل می‌گیرد که به عنوان ساختارهای جریان ماگما معرفی شده‌اند. فابریک داخلی ماگما که اطلاعاتی در مورد دینامیک جایگیری دایک‌ها، مانند جهت جریان ماگما، ویسکوزیته آن و سرعت خنک شدن می‌دهد و شامل بافت نواری، انواع چین‌ها (چین‌های تزریقی، غلافی، چین‌های مشابه و ناهماهنگ)، چرخش فنوکریست‌ها، جهت‌یابی انکلاوها، برگوارگی یا خطواره ماگمایی و کلیواژ کنگره‌ای است. این نوع ساختارها معمولاً نشان‌دهنده جریان لایه‌ای و در برخی موارد حتی جریان آشفته ماگما هستند. فابریک ماگمایی با جریان ماگما و متبلور شدن در داخل دایک شکل می‌گیرد و یک جهت‌یابی ترجیحی از بلورها، کانی‌ها

یا وزیکول‌ها (حباب‌های گاز) ایجاد می‌کند که موازی دیواره دایک‌ها قرار می‌گیرند. همچنین ساختارهایی در سطح خارجی دایک مانند خطواره‌های حرارتی و ساختارهای فرسایشی، به خاطر تعامل با سنگ دیواره تشکیل می‌شود که به آن فابریک خارجی می‌گویند (تیان و شان، ۲۰۱۴).

۶-۱- فابریک داخلی دایک‌ها

فابریک‌های داخلی دایک‌ها به دو گروه فابریک‌های ماگمایی و فابریک‌های تکتونیکی تقسیم می‌شود. فابریک‌های ماگمایی در هنگام تبلور ماگما و جریان آن به داخل دایک تشکیل می‌شود (شکل ۸) (تیان و شان، ۲۰۱۴).



شکل ۸. انواع فابریک‌های بافت نواری (تیان و شان، ۲۰۱۴) مشاهده شده در دایک‌های منطقه: جریان لایه‌ای (A)، چین‌های ناهماهنگ (C)، چین‌های بین لایه‌ای (D).

Fig. 8. Types of Magmatic banding (Tian and Shan, 2014) observed in the dikes of the area: Laminar flow (A), and disharmonic fold (C), interlayered fold (D).

و چین‌های برشی یا بین لایه‌ای^۴ (شکل ۸D) نشان می‌دهند که حاکی از آشفته‌گی‌های محلی جریان ماگما است. تناوب در تبلور و عدم تبلور تورمالین باعث ایجاد ساخت نواری می‌شود، با تبلور تورمالین، تمرکز عناصر دو ظرفیتی و بور در ماگما کاهش می‌یابد و تا زمانی که در اثر کاهش دما تمرکز این عناصر بالا نرود تبلور تورمالین متوقف می‌شود (راکلند و همکاران، ۱۹۸۷؛ وبر و همکاران، ۱۹۹۷).

فابریک ماگمایی: از فابریک‌های ماگمایی مهم در دایک‌های منطقه می‌توان به بافت نواری و بافت شانه‌ای اشاره کرد. بافت نواری^۱ در آپلیت‌ها بصورت توالی از لایه‌های تیره و روشن دیده می‌شود. نوارهای روشن اغلب غنی از مسکوویت و پلاژیوکلاز بوده، در حالی که نوارهای تیره غنی از تورمالین‌های ریز و بی‌شکل و حاوی فلدسپار پتاسیم هستند. این نوارها موازی دیواره دایک هستند (شکل ۸A) و جریان لایه‌ای^۲ ماگما را نشان می‌دهند و گاهی ساختارهایی مثل چین‌های ناهماهنگ^۳ (شکل ۸C)

³ Disharmonic fold

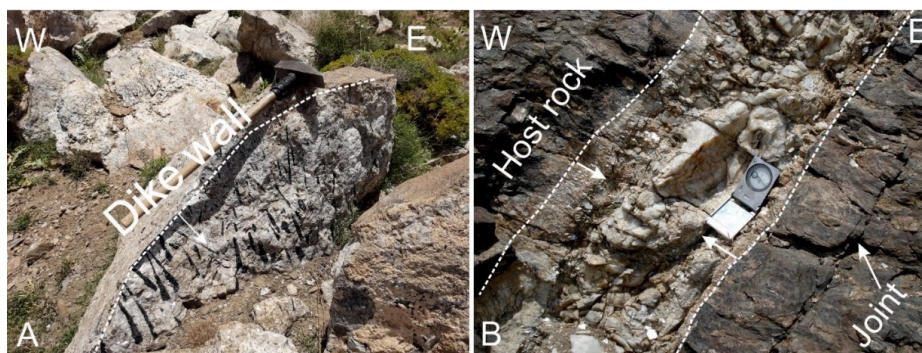
⁴ Interlayered fold

¹ Magmatic banding

² Laminar flow

متوسط باشد اندازه بلورها به سمت مرکز دایک یا رگه بیشتر شده و کانی‌های هم‌بعد به سمت مرکز شکل می‌گیرند. در صورتی که باز شدن دیواره‌ها بسیار سریع باشد، سیال ماگمایی یا هیدروترمال نمی‌تواند به سرعت با دیواره‌ها تعادل حرارتی برقرار کند و تبلور به صورت سریع و نامنظم اتفاق می‌افتد. در این شرایط احتمال تشکیل بافت شانه‌ای کاهش می‌یابد و بافت‌های دیگری مانند افینیتیک یا پورفیری ممکن است غالب شوند (پاشیرو و ترو، ۲۰۰۵). در دایک‌های منطقه رشد کانی‌هایی مثل کوارتز، تورمالین و میکا به صورت عمود بر دیواره دایک نشان می‌دهد (شکل A۹) ابتدا فضا برای تزریق باز شده و سپس ماگما نفوذ کرده است و سرعت سرد شدن ماگما کند بوده است به طوریکه در حاشیه دایک بلورهای دراز و طویل شده کوارتز، مسکویت و فلدسپار بصورت متقارن قرار گرفته‌اند و به سمت مرکز دایک رشد کرده‌اند و در مراحل پایانی سیال غنی از کوارتز متبلور شده است (شکل B۹).

بافت نواری برگوارگی ماگمایی را ایجاد می‌کند که معمولاً موازی یا نیمه‌موازی با دیواره دایک است. گاهی در اثر جریان ماگما از سنگ‌های میزبان قطعاتی جدا می‌شود و در داخل ماگما می‌افتد که به این قطعات زینولیت می‌گویند. در دایک‌های منطقه زینولیت‌های از شیبست‌های میزبان جدا شده و در اثر نیروی جریان ماگما به موازات دیواره دایک‌ها جهت‌یابی یافته‌اند. بافت شانه‌ای^۵ یک نوع بافت بلورین است که معمولاً به صورت رشد بلورهای کشیده و موازی در نزدیکی دیواره‌های دایک یا رگه دیده می‌شود (شکل ۹). این بافت نتیجه فرآیندهای تبلور در شرایط خاص است و معمولاً نشان‌دهنده رشد بلورها از دیواره‌های دایک یا رگه به سمت مرکز آن است. یکی از عوامل مهم شکل‌گیری این بافت نرخ باز شدن دیواره‌های دایک و سرعت سرد شدن ماگما است. اگر نرخ باز شدن دیواره‌ها کم باشد سیال ماگمایی یا هیدروترمال فرصت کافی برای انتقال حرارت و کاهش تدریجی دما دارد. این شرایط به رشد منظم و جهت‌دار بلورها کمک می‌کند و بافت شانه‌ای ایجاد می‌شود. اگر نرخ باز شدن دیواره‌ها



شکل ۹. رشد بلورهای تورمالین بصورت عمود بر دیواره دایک (A)، رشد بلورهای کوارتز و مسکویت بصورت بلورهای طویل شده عمود بر دیواره دایک (B)، همانطور که در تصویر مشخص است اندازه بلورها از سمت دیواره دایک به سمت مرکز آن بزرگ‌تر می‌شود و دایک موازی درزه‌های موجود در سنگ میزبان شکل گرفته است. جهت پیکان جهت رشد و تبلور بلورها را نشان می‌دهد.

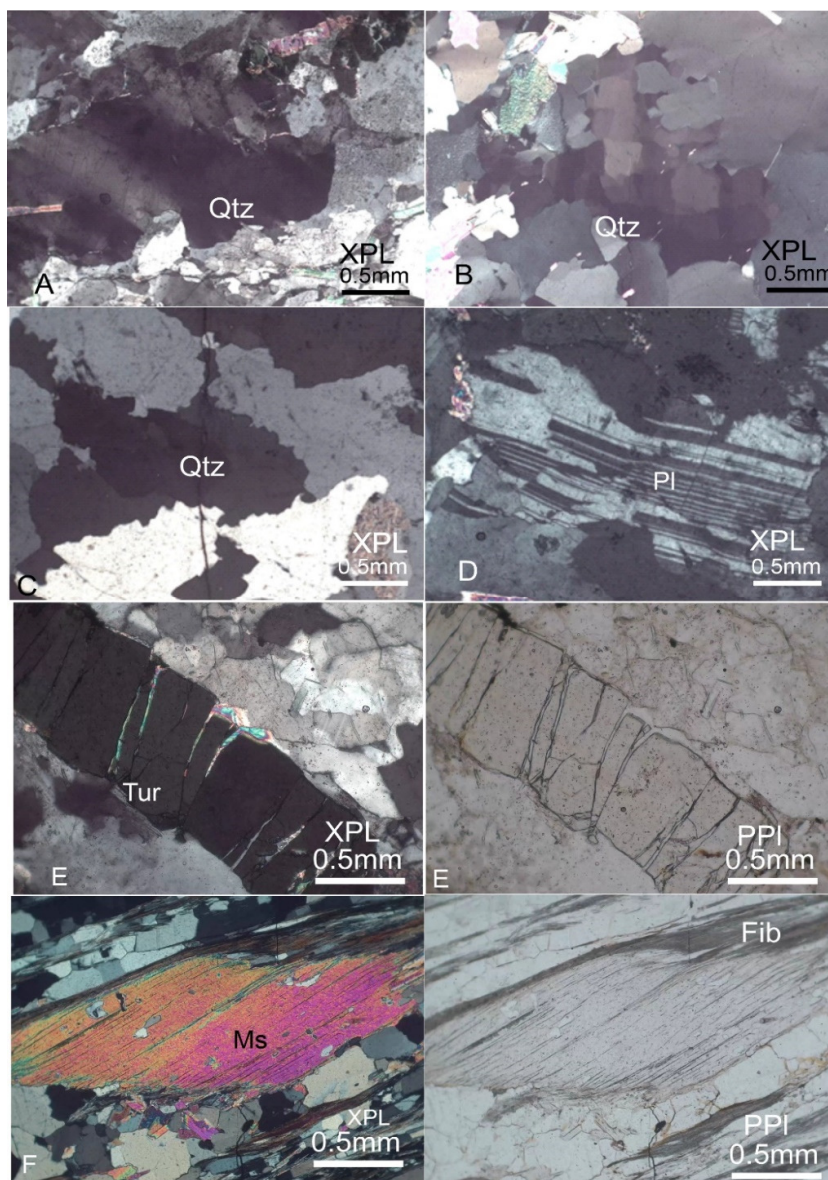
Fig. 9. Growth of tourmaline crystals normal to the dike wall (A), growth of quartz and muscovite crystals as elongated crystals normal to the dike wall (B). As shown in the images, the size of the crystals increases from the dike wall toward its center, and the dike is formed parallel to the existing fractures in the host rock. The arrows indicate the direction of crystal growth and crystallization.

فابریک‌های تکتونیکی

به سنگ‌های میزبان مقاوم‌تر می‌شوند. این موضوع منجر به ایجاد اختلاف رئولوژیکی در طی دگرشکلی می‌شود (به عنوان مثال، دروگت و همکاران، باتلر و تورولا، ۲۰۱۸ و آل‌سوپ و همکاران) و دایک‌های آذرین فلسیک ساختارهای متنوعی مانند چین‌های ناهمگن، بودیناژ و میلونیتی شدن را نشان می‌دهند (پاشی و همکاران، ۲۰۲۲).

بعد از سرد شدن ماگما یا هنگام تزریق ماگما به درون شکستگی‌های برشی، فابریک‌های تکتونیکی یا فابریک‌های حالت جامد در دایک ایجاد می‌شود (شکل ۱۰) (پاشی و همکاران، ۲۰۲۲). سنگ‌های آذرین ورقه‌ای مانند دایک، سیل و رگه‌های پگماتیتی به سرعت خنک می‌شوند و قبل از آنکه استرین قابل توجهی در آن‌ها متمرکز شود، نسبت

⁵ Comb texture



شکل ۱۰. فابریک‌های تکتونیکی در داخل دایک‌ها، خاموشی موجی (A) و خاموشی شطرنجی (B)، تبلور مجدد دینامیکی از نوع GBM (C)، ماکل دگرریختی پلاژیوکلاز (D)، ریزشکستگی‌های کششی تورمالین (E) و ساختار میکا ماهی مسکویت (F).

Fig. 10. Tectonic fabrics within the dikes, including undolus extinction (A) and chessboard extinction (B), dynamic recrystallization of the GBM type (C), deformation twinning of plagioclase (D), transverse micro-fractures in tourmaline (E), and micafish structure of muscovite (F).

خاموشی موجی نشان‌دهنده تغییر شکل درون بلوری از نوع شکل‌پذیر است که علاوه بر کانی کوارتز در فلدسپار و مسکویت به وفور دیده می‌شود. خاموشی شطرنجی فابریک خاصی با زیردانه‌های^۱ مربعی شکل است که در درجه حرارت بالای ۷۰۰ درجه در کوارتز شکل می‌گیرد (پاشیرو و ترو، ۲۰۰۵). تبلور مجدد از نوع مهاجرت مرز دانه^۲ (GBM) نمایانگر حرارت بالا و نرخ استرین کم است. این

در بررسی میکروسکوپی و حتی در نمونه دستی بافت و ساخت‌های جالب و متنوعی تکتونیکی را در دایک‌های منطقه می‌توان مشاهده کرد که در شرایط دگرشکلی حالت جامد ایجاد شده‌اند. خاموشی موجی (شکل ۱۰A)، خاموشی شطرنجی (شکل ۱۰B)، باز تبلور دینامیکی از نوع مهاجرت مرز دانه (شکل ۱۰C) در مقاطع میکروسکوپی دایک‌های منطقه در بلورهای کوارتز به وفور دیده می‌شود.

² Grain boundary migration

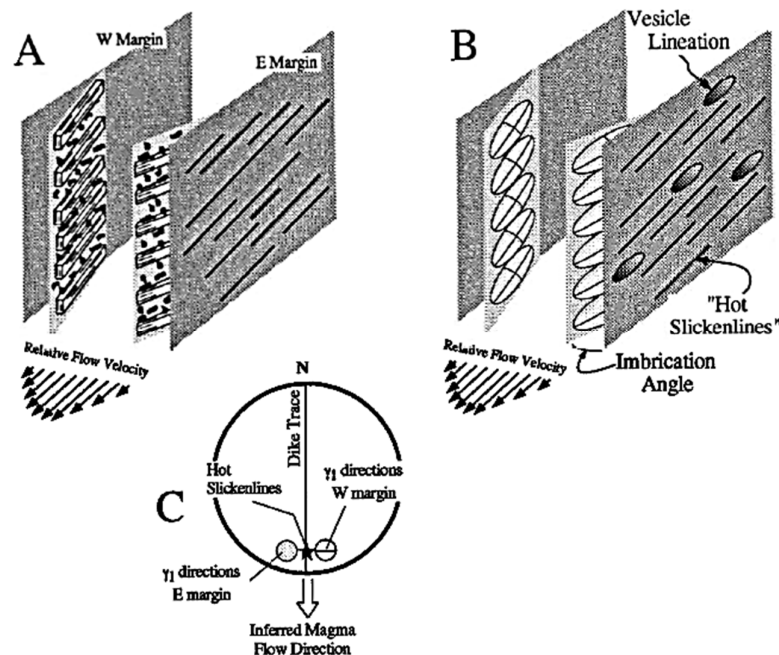
¹ Subgrain

فیبرولیت، سیلیمانیت و هورنبلند در مرز دیواره دایک‌ها نشان‌دهنده دمای بالای دایک‌ها نسبت به سنگ میزبان است (کریک، ۱۹۸۷؛ بهرام‌نژاد و همکاران، ۲۰۲۲).

۶-۲- فابریک خارجی دایک‌ها

خطواره‌های داغ^۳ که بر سطوح خارجی دیواره دایک شکل می‌گیرند، رفتار مکانیکی دایک گرم و سنگ میزبان سرد را نشان می‌دهند. این خطواره‌ها از نشانگرهای جهت حرکت ماگما در داخل شکاف هستند (تیان و شان، ۲۰۱۳) (شکل ۱۱). این خطواره‌های داغ شامل مجموعه‌ای از برآمدگی‌ها و شیارهای موازی با سطح مسطح به عرض ۱ تا ۵ سانتی‌متر و با دامنه چند سانتی‌متر یا کمتر هستند (شکل ۱۱A). این برجستگی‌ها و شیارها مستقیم یا کمی خمیده به طول چند ده سانتی‌متر تا چند متر یا بیشتر هستند (شکل ۱۱B). این خطواره‌ها در یکی از دایک‌های بزرگ منطقه در نزدیکی روستای تکمه داش شیب حدود ۳۵ درجه دارد (شکل ۱۱C) و در دایک دیگری (در شمال دایک اشاره شده) تقریباً افقی است (شکل ۱۱D).

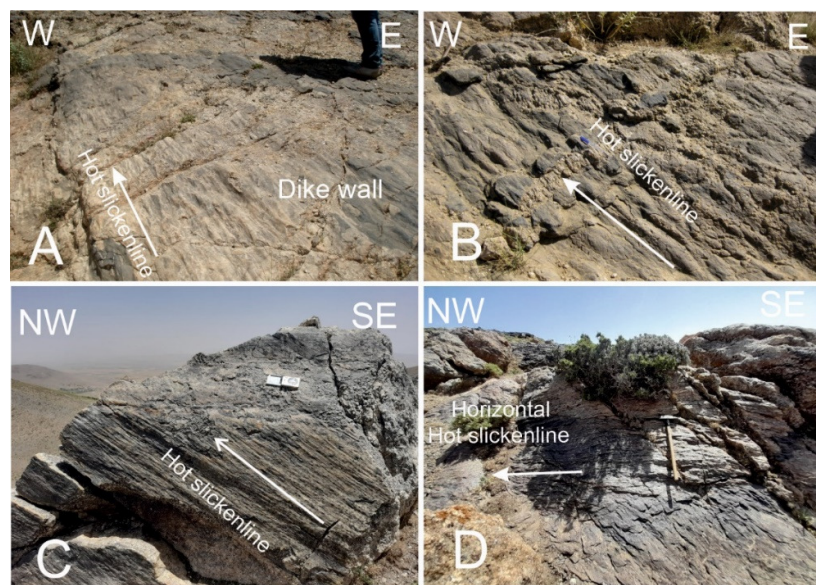
پدیده در مرزهای بلورها و در حرارت بالا رخ می‌دهد، بدین صورت که بلورهایی که در کنار یکدیگر قرار می‌گیرند همگی دارای چگالی جابه‌جایی بالایی هستند در نتیجه بلورها شروع به تغییر مرز خواهند و در نتیجه بلورهایی با مرزهای مضرسی و بدون خاموشی موجی پدید می‌آید (پاشیرو و ترو، ۲۰۰۵). شواهد تغییر شکل پلازیوکلاز بصورت ماکل دگرشکلی، خمش، شکستگی و جابجایی ماکل پلی‌سنتیتک مشاهده می‌شود (شکل ۱۰D). دوقلویی دگرریختی در قسمت‌های با کرنش بالا مثل حاشیه‌ها یا در جاهایی که بلورها با یکدیگر تماس دارند تشکیل می‌شود (پاشیرو و ترو، ۲۰۰۵). بلورهای تورمالین اغلب تغییر شکل شکن و ساختار ریز گسل و بودیناژ را نشان می‌دهند (شکل ۱۰E) اما برخی بلورهای تورمالین در پهنه‌های برشی و دایک‌های میلونیتی شده تغییر شکل شکل‌پذیر نشان می‌دهند. مسکویت‌ها در مقاطع میکروسکوپی جهت یافتگی، خاموشی موجی و خمیدگی رخ نشان می‌دهند. در برخی دایک‌ها مسکویت‌ها حرکات برشی نشان می‌دهند و از اطراف به فیبرولیت تبدیل می‌شوند و به شکل میکاماهی نشانگر سوی برش را ایجاد کرده‌اند (شکل ۱۰F). رشد



شکل ۱۱. تشکیل خطواره‌های داغ روی دیواره‌های خارجی دایک (وارگا و همکاران، ۱۹۹۸)

Fig. 11. Formation of hot slickenlines on the outer walls of the dike (Varga et al., 1998)

³ Hot slickenline



شکل ۱۲. نمونه‌هایی از فابریک خطواره‌های داغ که بر دیواره دایک‌ها شکل گرفته است، خطواره با زاویه میل مختلف اغلب جهت شمال باختر را نشان می‌دهند، خطواره‌های تقریباً افقی (A, B, D) و خطواره شیبدار (C).

Fig. 12. Examples of hot slickenline fabric developed on the walls of the dikes, hot slickenlines showing various plunging often trending north west, the nearly horizontal hot slickenline (A, B, D) and the oblique hot slickenline (C) are illustrated.

۷- بحث

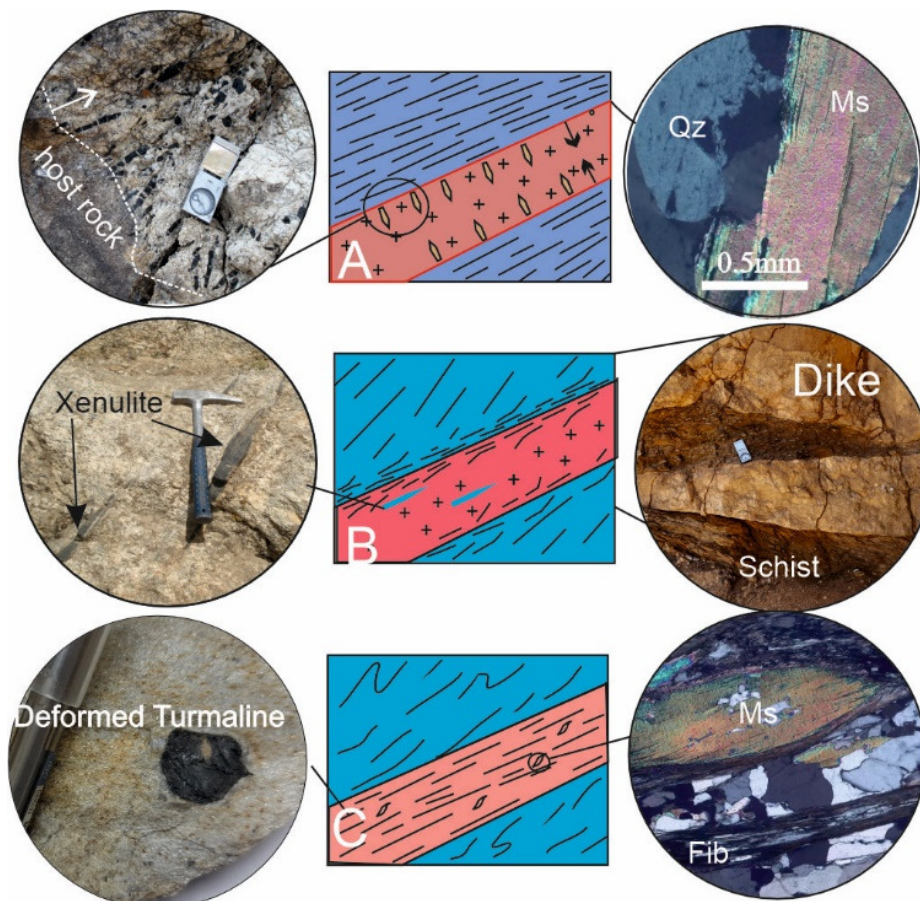
نوع دایک‌ها جایگیری غیر فعال دایک‌ها را نشان می‌دهد که نقش فشار ماگما در شکل‌گیری و ایجاد فضای جدید کم بوده است.

نوع دوم دایک‌های فعال و با دگرشکلی متوسط هستند (شکل ۱۳B). در این نوع دایک‌ها دگرشکلی در مرز بین دایک و سنگ میزبان تمرکز یافته است. در این نوع بلورهای سنگ میزبان مانند مسکویت‌ها و سیلیمانیت و آندالوزیت‌ها در نزدیکی دایک‌ها چرخیده‌اند و موازی دیواره دایک قرار گرفته‌اند. در این نوع دایک‌ها، جریان ماگما قوی بوده و فابریک داخلی یا همان بافت نواری، موازی دیواره دایک قرار گرفته است. این نوارهای ماگمایی اغلب منظم و موازی دیواره دایک، جریان لایه‌ای ماگما را نشان می‌دهند. همچنین انکلووایی از جنس شیسست از سنگ میزبان کنده شده و هم جهت با دیواره دایک قرار گرفته‌اند. فشار ماگما در شکل‌گیری این نوع دایک‌ها نقش موثری داشته است و فشار ماگما تا حدی بالا بوده که توانسته است بلورهای سنگ میزبان و انکلووها را با خود همسو کند و بافت نواری را نیز ایجاد کند. نوع سوم دایک‌های میلونیتی شده هستند (شکل ۱۳C). این نوع دایک‌ها کاملاً دگرشکلی حالت جامد را نشان می‌دهند و برگوارگی میلونیتی و خطواره کشتی در آن‌ها شکل گرفته است. در این دایک‌ها

مطالعه فابریک‌های ماگمایی و تکتونیکی در درک تاریخچه تشکیل و تکامل دایک‌های یگماتوئیدی اهمیت ویژه‌ای دارد. فابریک‌های ماگمایی اطلاعاتی در مورد جریان و نحوه تبلور ماگما ارائه می‌دهند و فابریک‌های تکتونیکی اثرات تنش‌های زمین‌ساختی را در حین یا پس از جایگیری دایک را نشان می‌دهند. ترکیب این اطلاعات می‌تواند به فهم بهتر ژنز دایک‌ها و ارتباط آن‌ها با فرآیندهای ماگمایی و زمین‌ساختی کمک کند. با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی دایک‌های منطقه از نظر دگرشکلی سه نوع هستند. نوع اول دایک‌های اتساعی، نوع دوم دایک‌های فعال و نوع سوم دایک‌های میلونیتی تقسیم‌بندی کرد. در دایک‌های نوع اول (شکل ۱۳A) دیواره‌های دایک با نرخ کم باز شده‌اند و بلورها از سمت دیواره شروع به تبلور در جهت تنش کمینه (محور σ_3) می‌کنند. در اغلب دایک‌ها تورمالین‌هایی که عمود بر دیواره دایک هستند بودن شده‌اند و این موضوع نشان می‌دهد که بازشدگی دایک همچنان تداوم داشته است و باعث شکسته شدن و بودین شدن بلورهای تورمالین شده است. همچنین پر شدگی فضای بین شکستگی‌های تورمالین با کانی‌هایی مثل کوارتز و فلدسپار، نشان می‌دهد که سیال ماگمایی در منطقه هنوز حضور داشته است. همچنین این

تایید می‌کنند. بلورهای تورمالین در دایک‌های میلونیتی شده، تغییر شکل شکل‌پذیر را نشان می‌دهند. تورمالین به عنوان کانی مقاوم می‌تواند در گستره دمایی وسیعی از رخساره شیست سبز^۱ تا آمفیبولیت^۲ پایدار باشد و مرز تبدیل رفتار شکن به شکل‌پذیر این کانی بالا و حدوداً ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است.

بلورهای مسکویت خاموشی موجی دارند و از اطراف به فیبرولیت و سیلیمانیت تبدیل شده‌اند. تبدیل مسکویت به فیبرولیت و سیلیمانیت دمای بالای دگرشکلی را نشان می‌دهد. همچنین نشانگرهای دیگری همچون تبلور مجدد از نوع مهاجرت مرزدانه (GBM) و خاموشی شطرنجی دمای حداقل ۷۰۰ درجه دگرشکلی را



شکل ۱۳. انواع دایک بر اساس فابریک‌های داخلی و خارجی، دایک‌های اتساعی و رشد بلورها به صورت عمود بر دیواره دایک (A)، دایک‌های فعال با جهت‌یابی بلورهای سنگ میزبان و انکلاوهای درون دایک موازی دیواره دایک‌ها (B)، دایک‌های میلونیتی شده (C)

Fig. 13. Types of dikes based on internal and external fabrics. Extensional dikes with normal crystal growth to the dike wall (A), active dikes with the orientation of host rock crystals and enclaves parallel to the dike walls (B), and mylonitized dikes (C)

توجه به اینکه مقادیر عدد آهن (Fe#) و اکسید منیزیم، نمونه‌ها در فاصله نزدیکی از منبع تغذیه‌کننده سیال آن‌ها قرار داشته‌اند. بر اساس شواهد ساختاری و مطالعات میکروسکوپی سه نوع دایک در منطقه حضور دارند. دایک‌های نوع اول (دایک‌های اتساعی) هم‌شیب با برگوارگی سنگ میزبان و شکستگی‌های قدیمی هستند و بیانگر این موضوع است که مسیر این دایک‌ها از انیزوتروپی

۸- نتیجه‌گیری

در منطقه جنوب خاور همدان دایک‌های با روندهای اصلی شمال‌باختر - جنوب‌خاور، شمال - جنوب و شمال‌خاوری - جنوب‌باختری شکل گرفته‌اند. ترکیب غالب دایک‌ها پگماتوئیدی و متشکل از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلازهایی با ترکیب آلبیت، پتاسیم فلدسپار از نوع ارتوکلاز، مسکویت و تورمالین هستند و ضخامت و طول آن‌ها متغیر است.

² Amphibolite

¹ Greenschist

- an extensional regime, *LITHOS* 464–465, 107437.
- Badrazadeh, Z (2002) Petrology of Metamorphic Rocks in the Sarabi-Tuisarkhan Area with Special emphasis on the nature of Ultra-High-Grade Metamorphics. Msc Thesis, Earth Sciences Research Institute, 150 pp.
- Bahramzade, E., Bagheri, S., Damanu Gol, Sh, Arefnejad, M (2022) Investigating the tectonomagmatic origin of tourmaline in the felsic dikes of the Deh-Salm Metamorphic Complex, East of Lut block. *Petrological Journal*, 13 (3): 85-104.
- Berberian, M., Alavi, M (1977) Structural Analyses of Hamedan metamorphic tectonites: A paleotectonic discussion, geological survey Iran, 40: 263-279.
- Bleeken, G. V. D., Corteel, C., Haute, P. V. D (2007) Epigenetic to low-grade tourmaline in the Gdoutmont metaconglomerates (Belgium): A sensitive probe of its chemical environment of formation", *Lithos*, 95 (2): 165–176.
- Butler, R. W., Torvela, T (2018) The competition between rates of deformation and solidification in syn-kinematic granitic intrusions: resolving the pegmatite paradox. *J. Struct. Geol.*, 117: 1–13.
- Clemente, C. S., Amorós, E. B., Crespo, M. G (2007) Dyke intrusion under shear stress: Effects on magnetic and vesicle fabrics in dykes from rift zones of Tenerife (Canary Islands), 29 (12): 1931-1942.
- Currie, K. L., Ferguson, J (1970) The mechanism of intrusion of lamprophyre dykes indicated by "offsetting" of dykes. *Tectonophysics*, 9: 525-535.
- Das, A., Mallik, J (2020) Applicability of AMS technique as a flow fabric indicator in dykes: Insight from Nandurbar-Dhule Deccan dyke swarm. *International Journal of earth Science*, 3: 933-944.
- Datta, S., Banerjee, S., Samal, A. K., Srivastava, R. K (2023) Aspect ratio analysis of distinct Paleoproterozoic mafic dyke swarms and related fracture systems in the Eastern Dharwar Craton, India: Implications for emplacement mechanism and depth of origin, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 336: 106998.
- Delaney, P., Pollard, D. D (1981) Deformation of host rocks and flow of magma during growth of Minette dykes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 1202, 61 p.
- Druguet, E., Castaño, L. M (2010) Analysis of syntectonic magmatic veins at the mesoscale. *J. Geol. Soc. India*, 75 (1): 60–73.
- Druguet, E., Czeck, D. M., Carreras, J., Castaño, L. M (2008) Emplacement and deformation features of syntectonic leucocratic veins from عمومی سنگ میزبان تبعیت کرده است. فابریک‌های داخلی مانند بافت شانه‌ای نشان می‌دهد نرخ باز شدن این شکستگی‌های قدیمی کم تا متوسط بوده و رشد از سمت دیواره به سمت مرکز صورت گرفته است. این دایک‌ها بر سنگ میزبان تاثیر زیادی نداشته اند ولی برخی دایک‌ها به صورت فعال (دایک‌های نوع دوم) نفوذ کرده‌اند و باعث تغییر و دگرسانی شیبست‌های میزبان گردیده‌اند. فشار ماگما در این نوع دایک‌ها بالا بوده و باعث هم‌راستا شدن بلورهای سنگ میزبان و انکلاوهای داخل خود شده است. همچنین حضور بافت نواری تقریباً منظم و موازی دیواره دایک جریان خطی و منظم ماگما را نشان می‌دهد. دایک‌های نوع سوم بعد از شکل‌گیری مجدداً تحت تاثیر نیروهای دگرشکلی قرار گرفته‌اند و میلونیتی شده‌اند. شواهد بافتی و کانی‌شناسی، دمای بالای دگرشکلی (حدود ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) در دایک‌های میلونیتی شده را نشان می‌دهد.
- ۹- سپاسگزاری**
- نویسندگان مقاله از دانشگاه بوعلی‌سینا برای تامین بخشی از هزینه تهیه مقاطع میکروسکوپی و بازدیدهای صحرایی قدردانی می‌کنند. همچنین از مسئولین محترم و داوران محترم مجله که نظرات ارزشمندشان باعث ارتقاء کیفی این نوشتار گردید سپاسگزاری می‌شود.
- References**
- Abdullin, R., Melnik, R., Rust, A., Blundy, J., Lgotina, E., and Golovin, V (2024) Ascent of volatile-rich felsic magma in dykes: a numerical model applied to deep-sourced porphyry intrusions, *Geophysics*, 236: 1863–1876.
- Ahmadi-Bonakdar, S., Tabatabaei Manesh, S. M. and Mirlohi, A (2023) Investigation on tourmaline occurrence in the metamorphic complex in the north of Golpayegan, Sanandaj-Sirjan Zone. *Petrological Journal*, 13 (4): 87-106.
- Alsop, G. I., Strachan, R. A., Holdsworth, R. E., Burns, I. M (2021) Geometry of folded and boudinaged pegmatite veins emplaced within a strike-slip shear zone: a case study from the Caledonian orogen, northern Scotland. *J. Struct. Geol.* 142: 104233.
- Azizi, H., Daneshvar, N., Rafat, Gh., Asahara, Y., K., Takehara, M., Kon, Y., Minami, M., Anma, R (2024) O–Hf isotope ratios of Alvand S-type granite, western Iran, reveal crustal melting in

- granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41 (3): 238-249.
- McGuire, W. J., Pullen, A. D (1989) Location and orientation of eruptive fissures and feeder dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional stress regimes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 325-344.
- Mehdipour-Ghazi, J and Moazzen, M (2015) Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24: 513-28.
- Monfaredi, B., Hauzenberger, C., Neubauer, F., Schulz, B., Genser, J., Shakerardakani, F., Halama, R (2020) Deciphering the Jurassic-Cretaceous evolution of the Hamadan metamorphic complex during Neotethys subduction, western Iran, *International Journal of Earth Sciences*, 109: 2135-2168.
- Muller, J. R., Ito, G., Martel, S. J. (2001) Effects of volcano loading on dyke propagation in an elastic half-space. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B6): 11101-11113.
- Pan, X., Shen, Z., Roberts, A. P., Heslop, D., Shi, L (2014) Syntectonic emplacement of Late Cretaceous mafic dyke swarms in coastal southeastern China: insights from magnetic fabrics, rock magnetism and field evidence, *Tectonophysics*, 637: 328-340.
- Papeschi, S., Mazzarini, F., Musumeci, G., Cruden, A. R (2022) Emplacement of a felsic dyke swarm during progressive heterogeneous deformation, Eastern Elba Dyke Complex (Island of Elba, Italy). *Journal of Structural Geology*, 159: 104600.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A (2005) *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Pirajino, F., Smithies, R. H (1992) The FeO / (FeO + MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits", *Journal of geochemical explorations*, 42: 371-381.
- Pollard, D. D (1987) Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In: Halls, H. C., Fahrig, W. F. (Eds.), *Geological Association of Canada Special Paper 34. Mafic Dyke Swarms*, 5-24.
- Pollard, D. D., Muller, O. H., Dockstaeder, D. R (1975) The form and growth of fingered sheet intrusions. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 351-363.
- Rochette, P (1987) Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9 (8): 1015-1020.
- Rochette, P., Aubourg, C., (1991) Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations, 307 (1-2): 219-234.
- Rockhold, J. R., Nabelek, P. I., Glascock, M. D (1987) Origin of rhythmic layering in the Rainy Lake zone (Western Superior Province, Canada). *Precambrian Res.* 163 (3-4): 384-400.
- Eghlimi, B (2000) Geological map of Hamadan with scale of 1/100,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, No, 5759.
- Ghasemi, A and Talbot, C. J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683-93.
- Gudmundsson, A (2000) Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. *Annual Review Earth and Planetary Sciences*, 28: 107-140.
- Hassanzadeh, J and Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35: 586-621.
- Hawthorne, F. C and Henry, D. J (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group". *European journal of mineralogist*, 11: 201-215.
- Henry, D. J., Novák, M., Hawthorne, F. C., Ertl, A., Dutrow, B. L., Uher, P., and Pezzotta, F (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist*, 96 (5-6): 895-913.
- Imanpournamin, A., Sarkarinejad, Kh (2021) Structural significance of the Alvand mantled granite- gneiss dome exhumation within the Zagros hinterland fold and thrust belt, Iran, *International Journal of Earth Sciences*, 111: 195-214.
- Izadi Kian, L (2009) *Structural and Petrofabric Analysis of Metamorphic Rocks in Alvand Mountain (South and Southwest of Hamadan)*. Ph. D Thesis, Shahid Beheshti University, 150 pp.
- Izadi Kian, L., Alavi, A., Mohajjel, M., and Sepahi, A (2009) Poly phase deformation in the Kamari - Dehno Asadollah Khan Area, Southeast of Hamadan. *Iranian Journal of Geological Sciences*, Issue, 11: 187-198.
- Kerrick, D. M (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland, *American Mineralogist*, 72 (3-4): 240-254.
- Klu"gel, A., Walter, T. R., Schwarz, S., Geldmacher, J (2005) Gravitational spreading causes en-echelon diking along a rift zone of Madeira Archipelago: an experimental approach and implications for magma transport. *Bulletin of Volcanology*, 68 (1): 37-46.
- Kusumoto, S., N. Geshi, and Gudmundsson, A (2013) Aspect ratios and magma overpressures of non-feeder dikes observed in the Miyakejima volcano (Japan), and fracture toughness of its upper part, *Geophys. Res. Lett.*, 40: 1065-1068, doi:10.1002/grl.50284.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M (2011) U-Pb dating and emplacement history of

- the Sinceni granite– pegmatite system in Swaziland, *Chemical Geology*, 153: 125–137.
- Valizadeh, M. V., and Torkian, A (1999) Petrographic and Petrological Study of Pegmatites in the Hamadan Region. *Journal of Sciences, University of Tehran*, 2: 121-135.
- Varga, R. J., Gee, J. S., Staudigel, H., Tauxe, L (1998) Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3): 5241-5256.
- Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B., Foord, E. E (1997) The role of diffusion controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite– aplite dikes. *Journal of Petrology*, 38: 1777–1791.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Yavuz, F., Gultekin, A. H., Karakaya, M. C (2002) CLASTOUR: a comuter program for classification of the minerals of the tourmaline group", *Computers Geosciences*, 28: 1017-1036.
- Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 487–496.
- Salami, S (2016) Study of Pegmatites and Aplitic Rocks in the Borujerd, Hamadan, and Qorveh Areas (Northwest of the Sanandaj-Sirjan Zone). Ph. D Thesis, Faculty of Basic Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, 295 pp.
- Salimi, M. and Alipoor, R (2023). Active tectonics assessment of the southeastern faults of the Hamadan city. *Quaternary Journal of Iran*, 9 (1-2).
- Sepahi, A. A., Salami, S., Lentz, D., McFarlane, C., Maanijou, M (2018) Petrography, geochemistry, and U–Pb geochronology of pegmatites and aplites associated with the Alvand intrusive complex in the Hamedan region, Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogen (Iran), *International Journal of Earth Sciences*, 107: 1059-1096.
- Sepahi, A. A., Vahidpour, H., Lentz, D. R., McFarlane, C. R., Maanijou, M., Salami, S., Miri, M., Mansouri, M., Mohammadi, R (2020) Rare sapphire-bearing syenitoid pegmatites and associated granitoids of the Hamedan region, Sanandaj–Sirjan zone, Iran: analysis of petrology, lithogeochemistry and zircon geochronology/trace element geochemistry. *Geological Magazine*, 157(9): 1499-1525.
- Sepahi, A. A., Salami, S., Maanijou, M (2020) The study of petrography and mineral chemistry in aplite-pegmatites from Simin valley (south of Hamedan), *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 28 (1): 37-50.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C (2010) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668-83.
- Smith, R. P (1987) Dyke emplacement at Spanish Peaks. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Geological Society of Canada Special Paper 34. Mafic Dyke Swarms, Colorado*, pp. 47-54.
- Staudigel, H., Gee, J. S., Tauxe, L., Varga, R. J (1992) Shallow intrusive directions in sheeted dykes in the Troodos ophiolite: Anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology*, 20: 841-844.
- Tibaldi, A (2003) Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126 (1-2): 79-95.
- Tian, Y., and Shan, Y (2011) The diversity of flow structures in felsic dykes. *Journal of the Geological Society*, 168(4): 1001-1011.
- Trumbull, R. B and Chaussidon, M (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and Hydro thermal tourmaline from

The Study of Chemistry and Magmatic - Tectonic Fabrics in Pegmatoid Dikes, Southeastern Hamedan

L. Izadi Kian^{*1} and A. Torkian²

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

* L.izadi@basu.ac.ir

Received: 2024.12.4 Accepted: 2025.3.1

Abstract

In the southeastern region of Hamadan, numerous pegmatitic dikes have intruded into the schists. These dikes consist of a mineralogical composition that includes albite, alkali feldspar, tourmaline, quartz, and muscovite. Based on point analyses, the tourmalines are identified as schorl, the feldspars as orthoclase, the plagioclases as albite, and the muscovites as a member of the muscovite-celadonite group. Considering the Fe# ratio against magnesium oxide, the samples are situated in domain A, and the distance of the pegmatitic veins from their fluid source is about 1 kilometer. The dikes have low to vertical dips and variable thicknesses, with a dominant trend of NW-SE. Magmatic fabrics such as mineral orientation and enclaves, banded texture within the dike, and fabrics resembling thermal lineations on the external surface of the dike have formed in interaction with the host rock. Based on field observations and microscopic studies, the dikes in the area are classified into three different types concerning their deformation: extensional dikes (tensional), active dikes, and mylonitic dikes. Extensional dikes have formed in the fractures within the host rock (joints, faults, schistosity) and exhibit a comb texture, which indicates a low to moderate opening rate of the fractures. The second type, the active dikes, have a magmatic pressure that has resulted in a banded texture parallel to the walls. The third type, the mylonitic dikes, show evidence of solid-state deformation. These dikes have been re-deformed after cooling under the influence of shear zones, and their high-temperature deformation microstructural evidence is apparent.

Keywords: Dike, Pegmatite, Fabric, Aspect Ratio, Hamedan.

Introduction

Dikes usually intrude along zones of weakness in the crust, such as faults, joints, or fractures. These fractures can form due to tectonic forces (e.g., extensional or compressional stress), cooling and contraction of rocks, or other stress-induced mechanisms. Magma, generated from partial melting in the mantle or lower crust, rises upward due to buoyancy, moving through conduits and fractures toward the surface.

Regional Geology

In southeastern Hamedan, numerous pegmatoid dikes have intruded into schist rocks. These dikes exhibit a mineralogical composition including albite, alkali feldspar, tourmaline, quartz, and muscovite. Based on point analyses (microprobe), the tourmalines are of the schorl type, the feldspars are orthoclase, the plagioclases are albite, and the muscovites represent the end-member muscovite-celadonite series. Considering that the Fe# values versus magnesium oxide place the samples in domain A,

the distance of the pegmatoid veins from their fluid source is approximately 1 kilometer.

Petrography and Minerals chemistry

Based on point analyses (microprobe), the tourmalines are of the schorl type, the feldspars are orthoclase, the plagioclases are albite, and the muscovites represent the end-member muscovite-celadonite series. Considering that the Fe# values versus magnesium oxide place the samples in domain A, the distance of the pegmatoid veins from their fluid source is approximately 1 kilometer. In these dikes, biotite is generally absent. The absence of biotite may be related to the chemical composition of the magma (potassium and aluminum-rich, iron and magnesium-poor), high oxidation conditions, low temperature and pressure conditions, and the presence of hydrothermal fluids. The dominant mineral assemblages typically exhibit a pegmatitic texture, but a graphic texture, which is the result of the intergrowth of quartz and alkali feldspar, is also clearly observed both in hand samples and in thin sections. Based on point

analyses, the tourmalines are identified as schorl, the feldspars as orthoclase, the plagioclases as albite, and the muscovites as a member of the muscovite-seladonite group. Considering the Fe# ratio against magnesium oxide, the samples are situated in domain A, and the distance of the pegmatitic veins from their fluid source is about 1 kilometer.

Structural Features of Dikes and Aspect Ratio

The general orientation of the dikes is mostly northwest-southeast, north-south, and some have a northeast-southwest trend. The trend of these dikes is generally straight, although some show a change in orientation along their length. The dip of the dikes varies, ranging from inclined to nearly vertical. The thickness and length of the dikes also fluctuate. The maximum thickness is about 13 meters, and the longest dike is 1023 meters in length. The aspect ratio of the dikes, calculated as the ratio of dike length to dike thickness (opening amount), is an important criterion in analyzing the behavior of dikes. This ratio can provide valuable information about the internal pressures of the magma and the mechanical properties of the host rocks. Dikes form when magma, under high pressure, is injected into fractures of the host rocks. A high aspect ratio (a large length-to-thickness ratio) indicates that the magma was injected under high pressure and into a rock with greater resistance, forming a long and thin dike. In contrast, a lower aspect ratio may suggest softer host rocks with lower resistance. In the study area, the aspect ratio values range from 9 to 243, with an average value of 87, indicating a low aspect ratio. This could be related to the proximity of the dikes to the surface and the weaker elastic conditions of the host rocks.

Discussion

Based on field observations and microscopic studies, the dikes in the region are classified into three types in terms of deformation. The first type consists of extensional dikes, the second type are active dikes, and the third type are mylonitic dikes. In the first type of dikes, the walls of the dike have opened with a low rate, and crystals begin to crystallize from the walls in the direction of the minimum stress (σ_3 axis). In most of the dikes, tourmaline crystals that are perpendicular to the dike walls have been fractured, indicating that the opening of the dike has continued,

leading to the fracturing and brecciation of the tourmaline crystals. Additionally, the filling of spaces between tourmaline fractures with minerals such as quartz and feldspar suggests that magmatic fluids were still present in the area. This type of dike also represents a passive emplacement of dikes, where the role of magma pressure in the formation and creation of new spaces was minimal.

The second type consists of active dikes with moderate deformation. In these dikes, deformation is concentrated at the boundary between the dike and the host rock. In this type, host rock crystals, such as muscovite, sillimanite, and andalusite, have rotated near the dikes and become aligned parallel to the dike walls. In these dikes, the magma flow was strong, and the internal fabric, or banded texture, is parallel to the dike walls. These magmatic bands are often regular and parallel to the dike walls, indicating a laminar flow of magma. Additionally, enclaves of schist have been detached from the host rock and are aligned with the dike walls. The pressure of the magma played a significant role in the formation of these dikes, and the magma pressure was high enough to align the host rock crystals and enclaves, also creating the banded texture.

The third type consists of mylonitized dikes. These dikes show complete solid-state deformation, with mylonitic foliations and shear lineations formed. In these dikes, muscovite crystals exhibit undulatory extinction and have been converted into fibrolite and sillimanite. The conversion of muscovite into fibrolite and sillimanite indicates high-temperature deformation. Other indicators, such as recrystallization through grain boundary migration (GBM) and checkerboard extinction, confirm a minimum deformation temperature of 700°C. Tourmaline crystals in the mylonitized dikes show deformable behavior. As a resistant mineral, tourmaline can remain stable in a wide temperature range from the greenschist facies to the amphibolite facies, with the boundary between brittle and ductile behavior of this mineral occurring at approximately 500°C.

Acknowledgements

The authors of the article would like to acknowledge Bu-Ali Sina University for their support in covering part of the costs for preparing thin sections and field visits.