

Geochemistry and source of tourmaline from the Soheyle Pakuh granitoid body (North of Nain, Central Iran)

Mahin Mansouri Esfahani ^{1*} And Mohammad Bakhshi ²

¹Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

²Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Oligocene Soheyle Pakuh granitoid body is located in the Urumieh-Dokhtar zone, which composed predominately of granodiorite, diorite and granite with mafic, aplite dikes and iron-tourmaline veins. On the base of geochemical characteristics, the composition of the tourmalines is schorl-dravite series with more tendency toward schorl component. The R1+R2 versus R3 diagram as well as by changing the tuormaline composition from Schorl to Dravite, depletion from alkali increases. Using of the Ca-Fe-Mg and Al-Fe-Mg ternary diagrams display that the The tourmalines from the Soheyle Pakuh granitoid body associated with quartz- tourmaline, meta- pelites, ca- depleted meta- psamite and meta- pelites associated with Al-phase. Oscillatory chemical zoning in the tourmaline crystals by increasing of Mg, Na and Al values in the rims than to the core, point to effect of the hydrothermal fluids. The substitution process in the structure of the tourmalines Soheyle Pakuh granitoid body mostly in accordance with the $AlNa_{-1}Mg_{-1}, 1OMg_{-1}(OH)_{-1}AlOR^{2+}_{-1}(OH)_{-1}, Al(NaR)_{-1}FeAl_{-1}$ exchange vectors. Since, the FeO/FeO+MgO ratio for is limited to 0.60-0.79 values, therefore, their source may be supposed by the way from magmatic system to a hydrothermal environment.

Key words: Geochemistry, Iron-tourmaline vein, Soheyle Pakuh, Urumieh- Dokhtar

* mansouri@cc.iut.ac.ir

شیمی و خاستگاه تورمالین در توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه (شمال نایین، ایران مرکزی)

مهین منصوری اصفهانی^۱ * و محمد بخشی^۲

^۱ دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان

چکیده

توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه با سن الیگوسن در پهنه ارومیه- دختر دربردارنده واحدهای سنگی گرانودیوریت، دیوریت، گرانیت، به همراه دایک‌های مافیک، آپلیتی و رگه‌های آهن و تورمالین است. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه ترکیب شورل مایل به دراویت دارند و از گروه آلکالی‌ها هستند. در نمودار R3 در برابر R1+R2 و با تغییر ترکیب تورمالین از شورل به سوی دراویت، تهی‌شدگی از قلیایی افزایش می‌یابد. در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg، جایگاه پیدایش تورمالین‌ها در محدوده کوارتز- تورمالین- متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرد. منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی در بلورهای تورمالین با افزایش Mg، Na و Al در کناره‌های بلورها، تأثیر محلول‌های گرمایی را نشان می‌دهد. فرایند جانشینی در ساختار تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه بیشتر با بردارهای جایگزینی (مانند: $AlO_{0.5}Mg_{0.5}(OH)_1$ ، $AlNa_{0.5}Mg_{0.5}$ ، $Al(OH)_1$ ، $Al(NaR)_1$ ، $FeAl_1$ ، $AlOR^{2+}$) همخوانی دارد. از آنجایی که میزان $FeO/(FeO+MgO)$ در تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه برابر با ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است، پس چه‌بسا خاستگاه آنها را می‌توان گذری از یک سیستم ماگمایی به یک محیط گرمایی دانست.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، رگه آهن- تورمالین، سهیل پاکوه، ارومیه- دختر

مقدمه

همچنین، کانی ارزشمندی در بررسی طیف وسیعی

از سیال‌های کانه‌ساز به‌شمار می‌رود (Griffin et al., 1996).

تورمالین بیشتر در پگماتیت‌های

گرانیتی، رگه‌های پنوماتولیتیک، پاره‌ای از گرانیت‌ها

تورمالین دامنه پایداری گسترده‌ای در شرایط

P-T دارد و از این رو، تاریخچه سنگی که در آن پدید

آمده است را نشان می‌دهد (Slack, 1996).

* mansouri@cc.iut.ac.ir

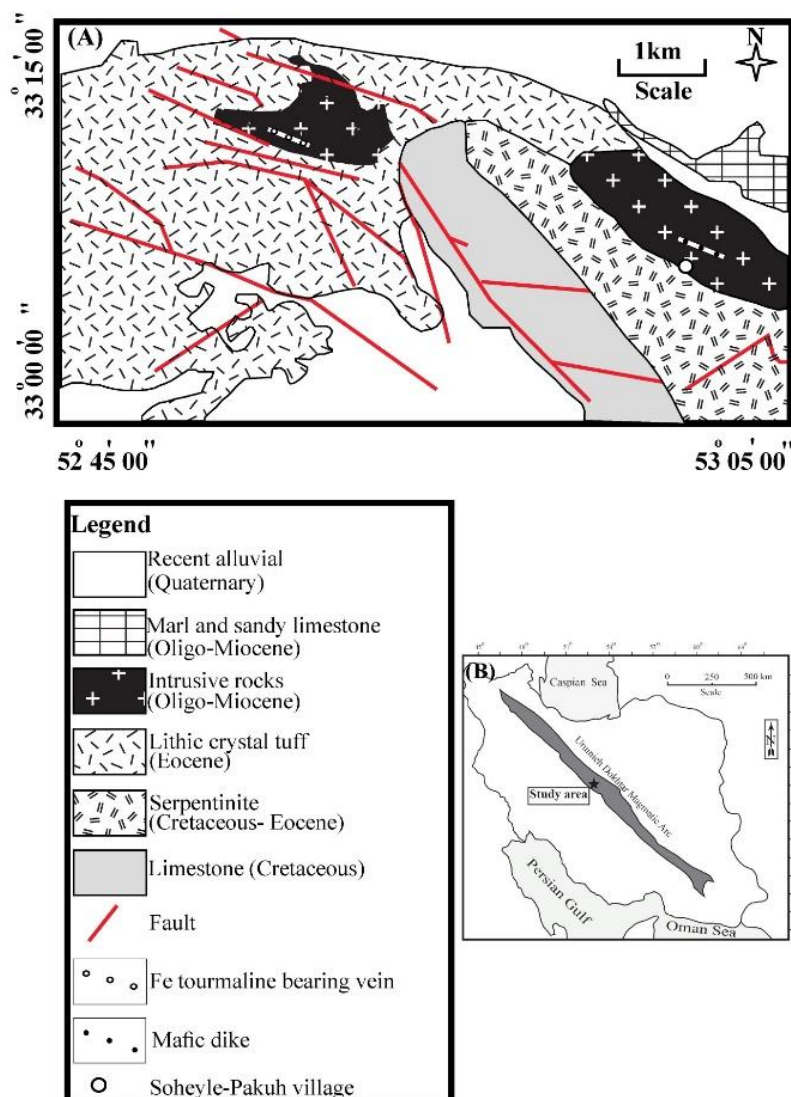
Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

تأثیر پدیده دگرگونی روی پریدوتیت‌های نایب و افیولیت‌های عشین را بررسی کرده‌اند. به باور آنها، افیولیت نایب از زمان پیدایش دچار چندین رویداد دگرگونی شده است؛ به گونه‌ای که در پی پدیده دگرگونی ناحیه‌ای در ژوراسیک زیرین، از سنگ‌های بازیک اقیانوسی آمفیبولیت پدید آمده است و این سنگ‌ها با اسکارن‌هایی پوشیده شده که از دگرگونی کربنات‌ها پدید آمده‌اند. همچنین، در کرتاسه بالایی در این افیولیت‌ها شماری دسته‌های دایک دگرگون‌شده و نیز پیلولاواها پدید آمده است. Bakhshi (۲۰۱۴) نیز بررسی‌هایی در زمینه سنگ‌زایی و پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایب) انجام داده است. با توجه به اینکه تا کنون بررسی‌های گسترده‌ای روی شیمی کانی تورمالین‌های توده گرانیتویید سهیل پاکوه انجام نشده است، در این بررسی تلاش می‌شود با به‌کارگیری شیمی کانی، تورمالین‌های گوناگون توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه، خاستگاه آنها و نیز سنگ‌زایی سنگ‌های تورمالین‌دار بررسی شوند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه سهیل پاکوه در ۴۰ کیلومتری شمال نایب و نزدیک به ۱۸۰ کیلومتری اصفهان است. از دیدگاه رده‌بندی‌های زمین‌شناسی، این منطقه در پهنه ارومیه- دختر و در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی شمال نایب و انارک، میان طول‌های جغرافیایی ۵۲°۴۵' تا ۵۳°۵' خاوری و عرض جغرافیایی ۳۳°۰۰' تا ۳۳°۱۵' شمالی جای دارد (شکل ۱). این منطقه که در شمال پهنه افیولیتی نایب است، با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قطع شده است (Davoudzadeh, 2003).

و سنگ‌های دگرگونی متبلور می‌شود (Tindle et al., 2002; Trumbull et al., 2008; Yavuz et al., 2008). بیشتر رگه‌های تورمالین‌دار با نهشته‌های ماگمایی- گرمابی گوناگون، رگه‌های مرتبط با سنگ‌های گرانیتوییدی، جانشینی، اسکارن و نهشته‌های پورفیری همراه هستند (Burianek and Novak, 2007). در کل، بورداربودن مذاب‌های گرانیتی، کاهش دمای ذوب و نقطه تبلور، انتقال ترکیب نقطه کمینه سیستم Ab-Or-Qz-H₂O به سوی غنی‌شدگی از آلبیت، افزایش حلالیت آب و افزایش پایداری کوارتز را در پی دارد (Manning and Pichavant, 1983). تورمالین چه‌پسا کانی باشد که از مرحله آغازین تا پایان تبلور در شرایط ماگمایی متبلور می‌شود و یا کانی تأخیری باشد که در شرایط گرمابی تشکیل می‌شود (Burianek and Novak, 2007). همچنین، شاید این کانی در مرحله پنوماتولیتیک دگرسانی تورمالینی شدن با ورود بور در راستای شکستگی‌ها یا فضا‌های خالی سنگ‌ها و هنگام واکنش آن با سنگ دیواره پدید آید. در جریان این پدیده، نخست بیوتیت مورد هجوم قرار می‌گیرد و تورمالین زرد رنگ پدید می‌آید و سپس تورمالین‌های آبی، یا سبز-آبی پدیدآمده جانشین فلدسپارها می‌شوند. تورمالین‌هایی که در پی فرایند گرمابی، از بیوتیت متبلور می‌شوند شاید همانند بلورهای نخستین (Primary mineral) تغییرنیافته باشند و یا اینکه چه‌پسا بعداً دچار تحلیل شوند. Akbari (۱۹۹۹) به بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی سهیل پاکوه و گلشکنان پرداخته است و برپایه سنگ‌شناسی منطقه، این توده را گرانیت I می‌داند. همچنین، Shirdashtzadeh و همکاران (۲۰۱۰) سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و



شکل ۱- نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه (بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Amdi *et al.*, 1969))

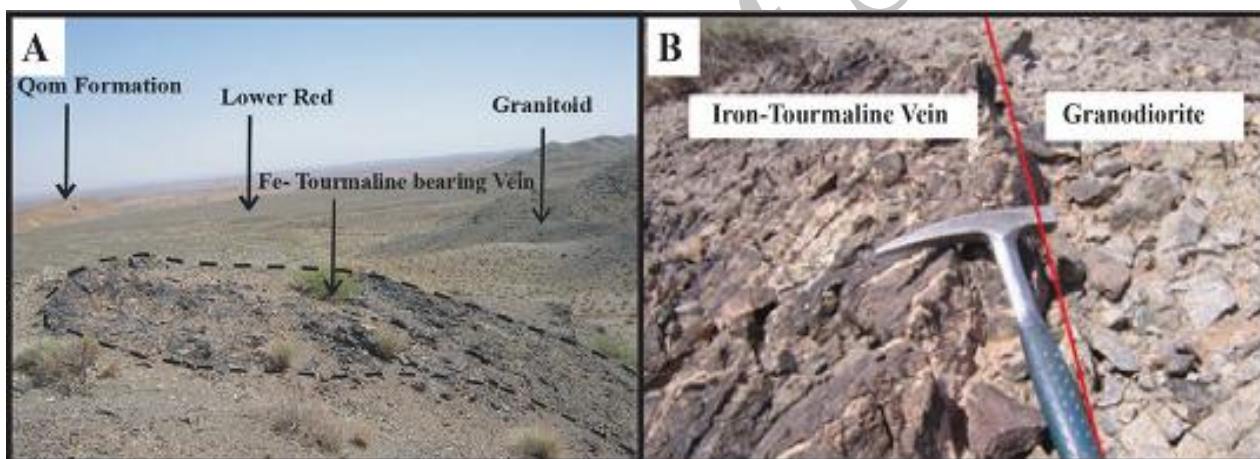
دایک‌های مافیک و گرانیتوئیدی آplitی و رگه‌های آهن و تورمالین‌دار از فراوان‌ترین آنها هستند. این توده درون آمیزه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری منطقه تزریق شده است. گسترده‌ی رخنمون این سنگ‌ها اندک است و جوان‌تر از مجموعه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی مجاور هستند (Darvishzadeh, 2001). بیشتر این دایک‌های مافیک به رنگ خاکستری تیره تا مایل به سبز تیره دیده می‌شوند و توده گرانیتوئیدی را قطع کرده‌اند.

بخش بزرگی از منطقه دربرگیرنده توده‌های اولترابازیک (آمیزه افیولیتی) کرتاسه بالایی و سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری و رخنمون‌های کوچکی از توده‌های نفودی است. آندزیت-داسیت و آذرآواری‌های وابسته از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هستند که در باختر منطقه رخنمون دارند (Darvishzadeh, 2001). مجموعه توده نفودی سهیل پاکوه با سن الیگوسن (۳۳ میلیون سال پیش) دربردارنده طیف گسترده‌ای از سنگ‌های گوناگون است. گرانودیوریت، دیوریت، گرانیت،

ویژگی‌های صحرایی رگه‌های تورمالین‌دار

توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه از واحدهای سنگی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت و گرانیت آمفیبول‌دار و پیروکسن‌دار ساخته شده است. توده یادشده به صورت بیضوی شکل و در برخی جاها به صورت تپه‌ای و فرسایش یافته رخمون پیدا کرده است. همچنین، در بخش‌هایی نیز به صورت مرتفع و ستیغ‌مانند است. شماری دایک‌های مافیک و گرانیتوئیدی آپلیتی و رگه‌های کوارتز-تورمالین و نیز رگه آهن-تورمالین‌دار این توده گرانیتوئیدی را قطع کرده‌اند. بیشتر این رگه‌ها دچار دگرسانی پنوماتولیتیک شده‌اند و از این‌رو، در حاشیه آنها

رگه‌هایی از دگرسانی اپیدوت و کلسیت دیده می‌شوند. رگه‌های یادشده معمولاً در راستای گسل‌ها، درزها و شکاف‌ها دیده می‌شوند. در بخش شمال باختری منطقه سهیل پاکوه، بیشتر رگه‌های آهن-تورمالین‌دار با بزرگی چندین متر در واحدهای گرانودیوریتی جای دارند (شکل‌های A-۲ و B-۲). تورمالین به صورت رگه و رگچه و همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک این توده تیره رنگ هستند؛ به شکل‌های کروی، بیضوی و برجسته‌مانند دیده می‌شوند و با سنگ میزبان مرز آشکار و گاه مرز تدریجی دارند.



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از رگه‌های تورمالین‌دار: (A) نمایی از رگه تورمالین-آهن‌دار در میان توده گرانودیوریت؛ (B) شگستگی و خردشدگی در رگه تورمالین-آهن‌دار

روش انجام پژوهش

پس از نمونه برداری از سنگ‌های تورمالین‌دار، مقطع‌های نازک ساخته شدند و روی آنها بررسی سنگ‌شناسی با میکروسکوپ دو چشمی پلاریزان نوع Olympus مدل BH₂ انجام شد. برای بررسی ترکیب شیمیایی تورمالین رگه‌ای، شمار ۶ نمونه از این کانی در ۳۲ نقطه با دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل SX Cameca 100؛ آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی

دانشگاه اکلاهما سیتی آمریکا) در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ keV (کیلو الکترون‌ولت) و شدت جریان ۲۰ nA (نانوآمپر) تجزیه شدند. شماری از این داده‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. محاسبه فرمول ساختاری این کانی بر پایه ۳۱ آنیون (O, OH) و آهن کل دوظرفیتی انجام شد. میزان H₂O و B₂O₃ برای ساخت ۴ یون OH و ۳ یون B به روش استوکیومتری به دست آورده شد. برای به دست آوردن فرمول ساختاری

کافی از صفحه‌های گسترده (SpreadSheet) و Minpet 2.02 و Adobe Illustrator CS5 بهره‌گرفته شد. همچنین، برای رسم نمودارها از نرم‌افزارهای

جدول ۱- شماری از داده‌های ریزکاو الکترونی بلورهای تورمالین (برپایه درصد وزنی) در رگه آهن- تورمالین‌دار گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال ناین)، به‌همراه فرمول ساختاری (برپایه a.p.f.u. برپایه ۳۱ آنیون (O, OH) و آهن کل دوظرفیتی

Sample No.	R1	R2	R3	R4	R5	C1	C2	C3	C4	C5
SiO ₂	36.24	36.18	36.12	36.05	35.97	35.10	35.05	34.94	34.82	34.96
TiO ₂	0.32	0.40	0.47	0.47	0.46	0.88	1.02	1.00	0.98	0.63
Al ₂ O ₃	27.16	27.80	28.44	28.73	29.02	24.44	23.85	24.27	24.68	24.23
FeO	13.93	13.12	12.31	12.27	12.23	16.89	17.92	17.26	16.60	18.12
MgO	6.99	6.93	6.86	6.70	6.54	6.70	6.11	6.36	6.61	6.17
CaO	1.09	1.14	1.19	1.22	1.24	1.94	1.83	1.88	1.93	1.36
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	2.28	2.27	2.25	2.21	2.17	1.81	1.91	1.86	1.80	2.12
K ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
BaO	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
F	0.00	0.05	0.10	0.07	0.04	0.11	0.16	0.19	0.22	0.13
H ₂ O	3.58	3.57	3.56	3.58	3.59	3.44	3.39	3.39	3.38	3.40
B ₂ O ₃	10.39	10.42	10.44	10.45	10.45	10.12	10.06	10.08	10.10	10.05
O=F	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	0.08	0.09	0.06
Total	102.03	101.90	101.77	101.75	101.73	101.45	101.31	101.20	101.08	101.15
Si	6.06	6.02	5.97	5.97	5.96	6.03	6.05	6.02	5.99	6.05
Ti	0.41	0.24	0.06	0.06	0.05	0.11	0.13	0.13	0.12	0.08
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	5.30	5.43	5.55	5.61	5.67	4.95	4.86	4.93	5.00	4.90
Fe ²⁺	1.94	1.82	1.70	1.70	1.70	2.43	2.58	2.48	2.38	2.61
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	1.75	1.72	1.69	1.71	1.74	1.72	1.60	1.65	1.69	1.59
Ba	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.19	0.20	0.22	0.22	0.22	0.36	0.35	0.35	0.35	0.25
Na	0.73	0.72	0.70	0.70	0.69	0.60	0.60	0.60	0.59	0.71
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.05	0.01	0.01
OH	4.00	3.97	3.94	3.96	3.98	3.94	3.93	3.90	3.87	3.92
F	0.00	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.09	0.10	0.11	0.07
Al(Y)	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03	0.06	0.09	0.06
Mg(Y)	1.03	1.13	1.23	1.24	1.25	0.50	0.31	0.42	0.52	0.35
Al(Z)	5.30	5.42	5.54	5.59	5.63	4.81	4.76	4.80	4.85	4.79
Mg(Z)	0.70	0.58	0.46	0.42	0.37	1.19	1.24	1.20	1.16	1.22
Mg/(Mg+Fe)	0.47	0.49	0.50	0.50	0.51	0.41	0.38	0.40	0.42	0.38
X _{vacancy}	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04
X _{vacancy} +Na	0.80	0.79	0.78	0.78	0.77	0.64	0.65	0.64	0.64	0.75
R1	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.96	0.95	0.94	0.94	0.96
R2	0.58	0.49	0.40	0.35	0.30	0.88	0.92	0.89	0.85	0.96
R3	5.85	5.74	5.63	5.69	5.74	5.10	5.03	5.09	5.16	5.00
R1+R2	4.61	4.46	4.31	4.33	4.35	5.10	5.13	5.07	5.02	5.16
X _{vacancy} /(X _{vacancy} +Na)	3.69	0.09	0.10	0.10	0.10	0.05	0.07	0.08	0.08	0.05
Mg*	3.28	4.30	4.03	4.04	4.05	4.23	4.42	3.96	3.53	3.10
Al*	6.12	4.86	5.17	5.14	5.12	4.97	4.82	5.24	5.58	5.92
Na*	0.74	0.84	0.61	0.61	0.61	0.68	0.85	0.64	0.66	0.72
Na*+Al*	0.09	6.25	6.38	6.43	6.48	5.78	5.73	5.78	5.84	5.77
Mg*+Ca	6.12	3.70	3.55	3.58	3.60	4.38	4.40	4.35	4.30	4.37
FeO/(FeO+MgO)	3.84	2.16	0.64	0.65	0.65	0.72	0.75	0.73	0.72	0.74
Fe+Mg	3.69	3.54	3.39	3.41	3.43	4.14	4.18	4.13	4.07	4.20
End member	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

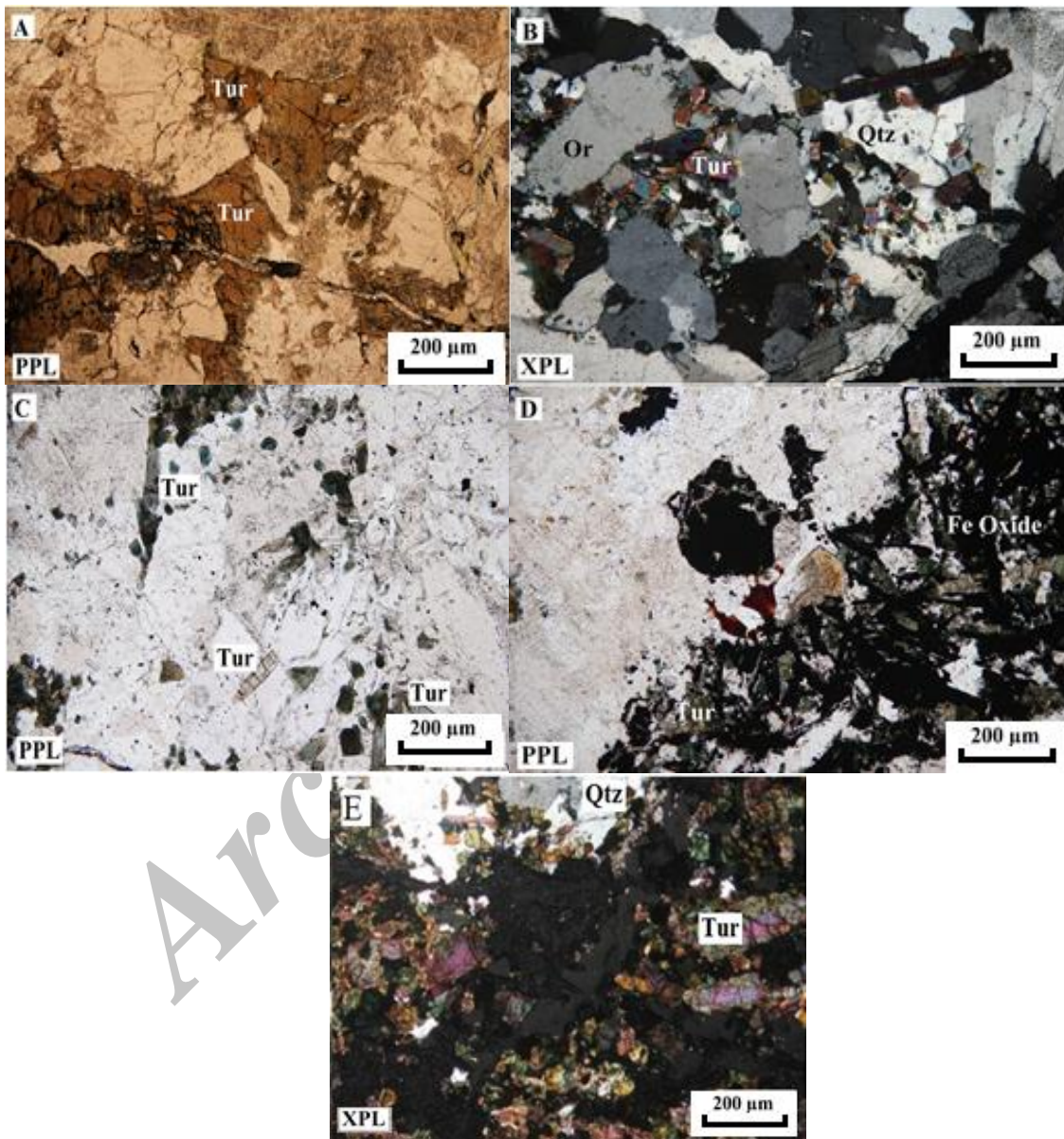
جدول ۱- ادامه

Sample No.	C6	C7	C8	C9	C10	R6	R7	R8	R9	R10
SiO ₂	35.10	34.95	34.80	34.49	34.17	36.22	36.31	36.40	36.52	36.64
TiO ₂	0.28	0.27	0.26	0.30	0.33	0.26	0.27	0.28	0.27	0.26
Al ₂ O ₃	23.77	23.32	22.86	23.15	23.44	30.60	29.97	29.33	29.59	29.84
FeO	19.63	20.10	20.56	20.19	19.82	10.49	10.88	11.27	11.09	10.91
MgO	5.72	5.63	5.54	5.58	5.62	7.11	7.17	7.22	7.16	7.09
CaO	0.78	0.78	0.77	0.88	0.98	0.78	0.84	0.89	0.91	0.92
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	2.44	2.45	2.45	2.37	2.28	2.19	2.26	2.32	2.26	2.19
K ₂ O	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
BaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02
F	0.04	0.05	0.05	0.03	0.00	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
H ₂ O	3.42	3.41	3.40	3.42	3.43	3.64	3.62	3.60	3.61	3.61
B ₂ O ₃	9.99	9.92	9.85	9.91	9.97	10.60	10.56	10.51	10.55	10.59
O=F	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
Total	101.22	100.90	100.58	100.74	100.90	101.99	101.95	101.91	102.03	102.15
Si	6.10	6.06	6.01	6.07	6.13	5.94	5.99	6.03	6.02	6.01
Ti	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	4.80	4.76	4.72	4.72	4.73	5.85	5.74	5.64	5.74	5.83
Fe ²⁺	2.83	2.88	2.93	2.97	3.00	1.41	1.55	1.69	1.56	1.43
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.49	1.48	1.46	1.46	1.46	1.67	1.71	1.76	1.73	1.71
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.14	0.15	0.15	0.17	0.18	0.15	0.16	0.17	0.19	0.21
Na	0.83	0.78	0.74	0.75	0.75	0.72	0.73	0.74	0.73	0.72
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
OH	3.97	3.94	3.91	3.95	4.00	3.99	4.00	4.00	3.98	3.96
F	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04
Al(Y)	0.04	0.03	0.03	0.07	0.11	0.09	0.06	0.03	0.02	0.01
Mg(Y)	0.17	0.09	0.01	0.06	0.10	1.53	1.48	1.42	1.45	1.47
Al(Z)	4.72	4.66	4.60	4.63	4.65	5.80	5.73	5.65	5.70	5.75
Mg(Z)	1.28	1.34	1.40	1.38	1.35	0.20	0.27	0.35	0.30	0.26
Mg/Mg+Fe	0.35	0.34	0.33	0.33	0.33	0.54	0.53	0.51	0.53	0.55
X _{vacancy}	0.02	0.06	0.10	0.08	0.05	0.12	0.10	0.08	0.07	0.07
X _{vacancy} +Na	0.85	0.85	0.84	0.82	0.81	0.84	0.83	0.82	0.80	0.78
R1	0.97	0.93	0.89	0.91	0.94	0.87	0.89	0.91	0.92	0.93
R2	1.06	1.14	1.22	1.16	1.09	0.17	0.23	0.28	0.19	0.10
R3	4.84	4.80	4.76	4.78	4.79	5.89	5.79	5.68	5.79	5.89
R1+R2	5.30	5.29	5.29	5.34	5.40	3.96	4.16	4.36	4.22	4.07
X _{vacancy} /(X _{vacancy} +Na)	0.02	0.07	0.12	0.09	0.07	0.15	0.12	0.10	0.09	0.09
Mg*	3.28	3.28	3.34	3.28	3.28	3.38	3.41	3.89	4.36	3.28
Al*	6.12	6.12	5.68	6.12	6.12	5.77	5.71	5.25	4.79	6.12
Na*	0.74	0.74	0.70	0.74	0.74	0.70	0.75	0.75	0.75	0.74
Na*+Al*	5.70	5.62	5.54	5.56	5.58	6.64	6.55	6.45	6.55	6.64
Mg*+Ca	4.44	4.47	4.51	4.56	4.60	3.21	3.40	3.59	3.45	3.31
FeO/FeO+MgO	0.77	0.78	0.79	0.78	0.78	0.60	0.60	0.61	0.61	0.61
Fe+Mg	4.32	4.36	4.40	4.43	4.46	3.08	3.27	3.45	3.30	3.15
End member	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

سنگ‌نگاری

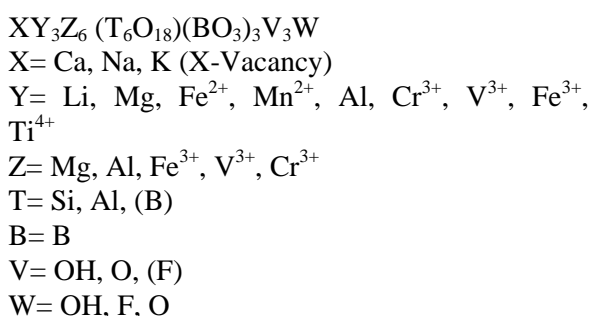
۳- A). همچنین، این کانی به صورت منفرد و میان‌بلوری در فرم تیغه‌ای و سوزنی گاه به صورت تجمع‌یافته در نمونه‌های گرانیت دیده می‌شود (شکل‌های ۳- B و ۳- C).

بلورهای تورمالین به صورت بلورهای بی‌شکل و با بزرگی ریز تا درشت، به رنگ‌های سبز مایل به قهوه‌ای بیشتر در نمونه‌های گرانودیوریت یافت می‌شوند (شکل



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی تورمالین (سهیل پاکوه، شمال ناین): (A) بلورهای بی‌شکل و گوه‌ای شکل (Pull apart) تورمالین با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای در نمونه گرانودیوریت؛ (B) بلورهای تیغه‌ای تورمالین در گرانیت؛ (C) بلورهای تیغه‌ای و گوه‌ای شکل تورمالین در گرانیت؛ (D) بلورهای تورمالین در میان بلورهای تیغه‌ای هماتیت (Fe-Oxide) مربوط به رگه آهن-تورمالین؛ (E) خردشدگی بلورهای کوارتز و تورمالین در پی رفتار فازهای کوهزایی و زمین‌ساختی در منطقه (تورمالین: Tur؛ کوارتز: Qtz؛ اورتوکلاز: Or؛ نام‌های اختصاری کانی‌ها برپایه Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند)

مانند اکتیویته بور (B)، فعالیت آلومینیم، دما، فعالیت آب و عنصرهایی مانند Fe, Mg, F و P بستگی دارد. از میان آنها نقش بور و آلومینیم از همه مهم‌تر است (Wolf and London, 1997). برپایه ایزومورف‌های گوناگون، فرمول کلی تورمالین به صورت زیر است (Hawthorn and Henry, 1999):



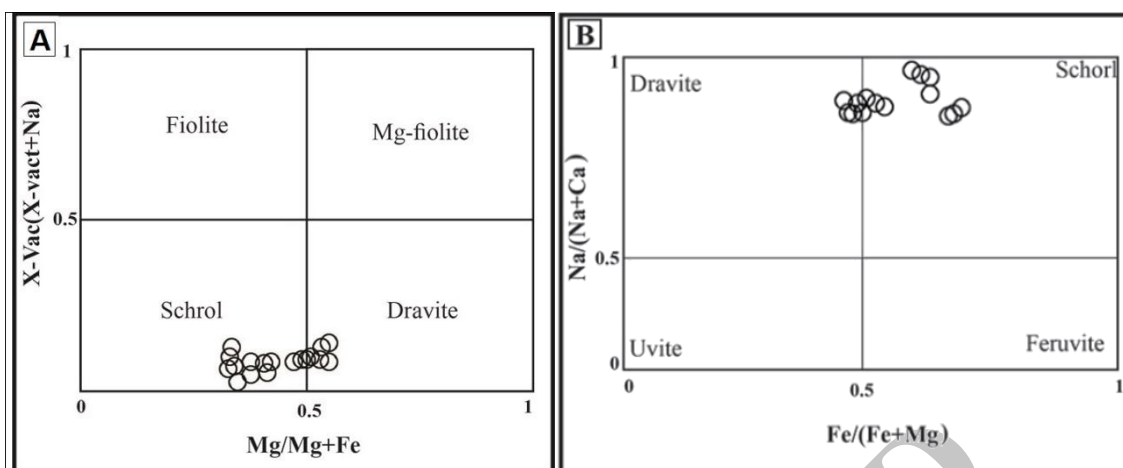
برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca, Mg, Fe و Na و شناسایی نوع تورمالین‌های بررسی‌شده، نمودارهای دوتایی $X_{vacancy}/X_{vacancy+Na}$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ به کار برده شدند (Trumbull and Chaussidon, 1999). بر این پایه، تورمالین‌های بررسی‌شده که میزان $X_{vacancy}$ آنها از ۰/۰۷ تا ۰/۱۲ متغیر است، در محدوده شورل و با گرایش به سوی دراویت جای گرفته‌اند و این نکته نشان‌دهنده تبادل Fe و Mg در مقدارهای ثابت Al و Ca است (شکل ۴- A).

همچنین، نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر $Na/(Na+Ca)$ برای تورمالین‌های بررسی‌شده، ترکیب یادشده و نیز افزونی میزان Na در برابر Ca و نیز Fe در برابر Mg در روند پیدایش تورمالین را نشان می‌دهد (شکل ۴- B). نمونه‌های تورمالین در نمودار Fe در برابر Mg (London and Manning, 1995)، در بالای خط شورل- دراویت جای گرفته‌اند و در راستای بردار فری شورل با فرمول $FeAl_1$ هستند (شکل ۵).

تورمالین‌های درون رگه‌های آهن- تورمالین با چندرنگی سبز مایل به آبی بی‌شکل دیده می‌شوند. تورمالین‌هایی که در بررسی‌های میکروسکوپی منطقه بندی دارند، چه بسا در مراحل پس از تبلور ماگما، در مرحله گرمایی دچار محلول‌های سرشار از بور شده و پدید آمده‌اند (Manning and Pichavant, 1983). همراه با تورمالین‌ها گاه رگچه‌هایی از کوارتز و گاه کانی‌های اکسید آهن (شاید هماتیت) دیده می‌شوند (شکل ۳- D). تورمالین‌های توده گرانیوتیید سهیل پاکوه بافت کششی- جدایشی (Pull apart texture) دارند که حضور مذاب و سیال همزمان با دگرریختی دینامیک را می‌توان از شرایط پیدایش آن دانست (Hibbard, 1994). گاه شکستگی‌هایی در مرز و یا درون برخی از فلدسپارها دیده می‌شوند که با جابجایی همراه هستند. به گفته دیگر، شکستگی‌هایی به شکل گوه‌ای دارند که گاه با کوارتز، تورمالین، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بیوتیت پر شده‌اند و نشان‌دهنده جریان کمابیش ماگمایی هستند (Hibbard, 1994; Vernon, 2004) (شکل‌های ۳- A و ۳- C). همچنین، رفتار فازهای کوهزایی و زمین‌ساختی در منطقه، خردشدگی بلورهای کوارتز و تورمالین را نیز به دنبال داشته است (شکل ۳- E).

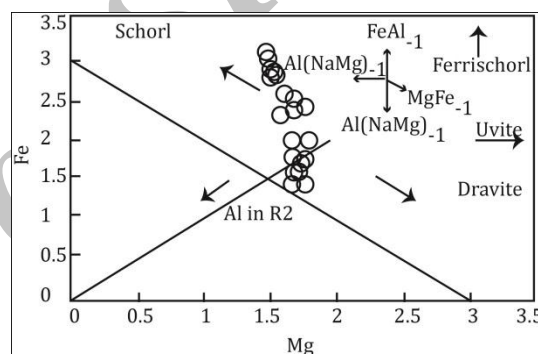
شیمی کانی تورمالین

کانی تورمالین از آشکارترین کانی‌های سیلیکاته پیچیده بور (B) و آلومینیم‌دار، با فرمول عمومی $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ است و کانی شاخص پتروژنتیک شمرده می‌شود. البایت، دراویت و شورل سه نوع متداول آن هستند. گستره پایداری تورمالین‌ها به عواملی

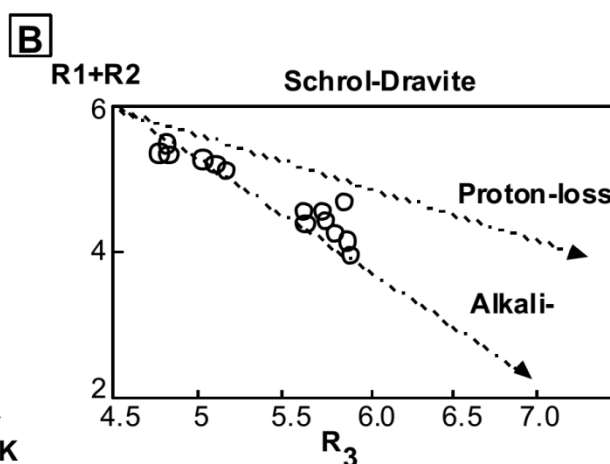
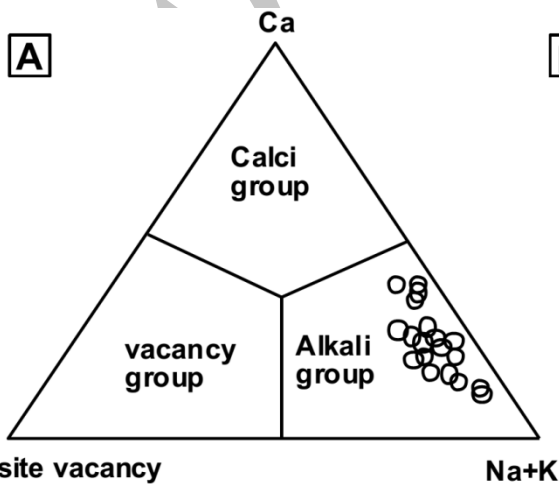


شکل ۴- ترکیب شورل مایل به دراویت برای تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال ناین) در نمودارهای $X_{vacancy}/X_{vacancy+Na}$ در برابر $Mg/Mg+Fe$ و $Na/(Na+Ca)$ در برابر $Fe/Fe+Mg$ (Trumbull and Chaussidon, 1999)

Hawthorne و Henry (۱۹۹۹) تورمالین‌ها را بر پایه میزان K، Ca و Na و موقعیت خالی X به سه دسته آلکالی، کلسیک و تورمالین‌های با موقعیت خالی X رده‌بندی کرده‌اند. تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه در گروه تورمالین‌های آلکالی جای می‌گیرند و این نشان‌دهندهٔ بالابودن مقدار سدیم در مقایسه با میزان کلسیم در موقعیت X و تهی‌بودن این جایگاه در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی شده است (شکل ۶- A).



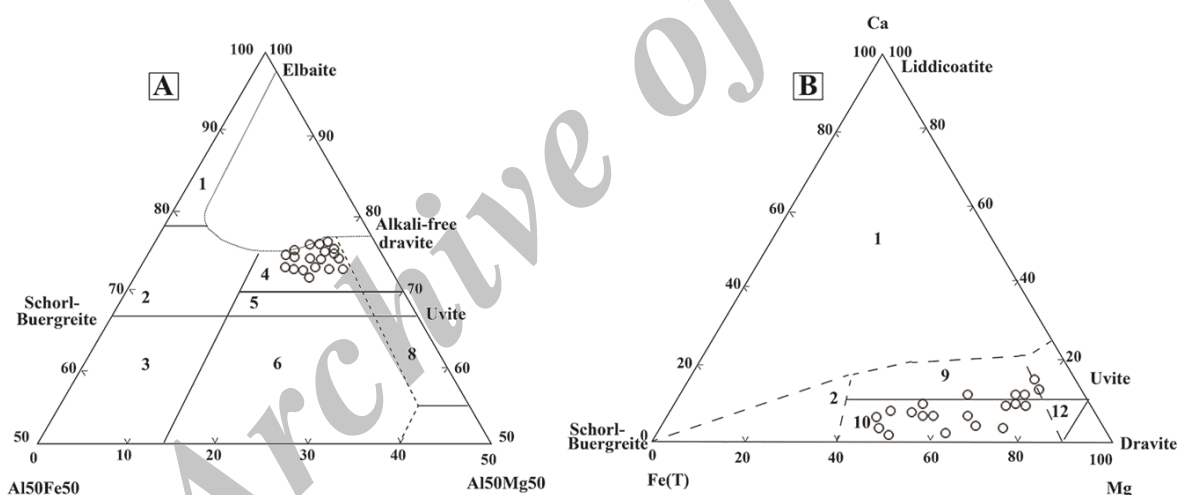
شکل ۵- نمونه‌های تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال ناین) در نمودار در برابر Fe (London and Manning, 1995) (نمودار نشان‌دهنده ترکیب فری شورل با فرمول $FeAl_{-1}$ و پیدایش اوویت به میزان ناچیز است)



شکل ۶- نمونه‌های تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال ناین) در: (A) نمودار رده‌بندی تورمالین‌های گوناگون بر پایه موقعیت X (Hawthorne and Henry, 1999); (B) نمودار $R1+R2$ در برابر $R3$ و پراکندگی نمونه‌ها در راستای بردار تهی‌شدن از قلیایی‌ها

دراویت هستند و با مقدار کمی اوویت-مگنزیواوویت و فوییتیت-مگنزیوفوییتیت همراه هستند (Abu El-Enen and Orkuch, 2007). معمولاً میزان بالای Mg در ساختار کانی‌هایی مانند تورمالین، بیوتیت و نیز کانی‌های مافیک دیگر، با ترکیب سنگ میزبان کنترل می‌شوند؛ اما میزان کم Mg در کانی‌های یادشده (مانند نمونه‌های منطقه بررسی شده) در پی کاهش دما با پیشرفت روند جدایش بلورین و پیدایش موسکوویت، بیوتیت و تورمالین همراه است و برپایه قانون فازها تفسیر می‌شود (Abbott and Clarke, 1979; Abbott, 1985; Pesquera et al., 2013).

این تورمالین‌ها معمولاً در شرایط اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010). همچنین، چگونگی پراکندگی نمونه‌های بررسی شده در نمودار R3 در برابر R1+R2 (Manning, 1982) نشان می‌دهد با تغییر ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها از شورل به سوی دراویت، میزان تهی شدن قلیایی‌ها، افزایش می‌یابد (شکل ۶-B). در نمودارهای سه تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)، تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه در محدوده کوارتز-تورمالین-متاسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرند (شکل‌های ۷-A و ۷-B). تورمالین‌های متاپلیت محلول جامد شورل-



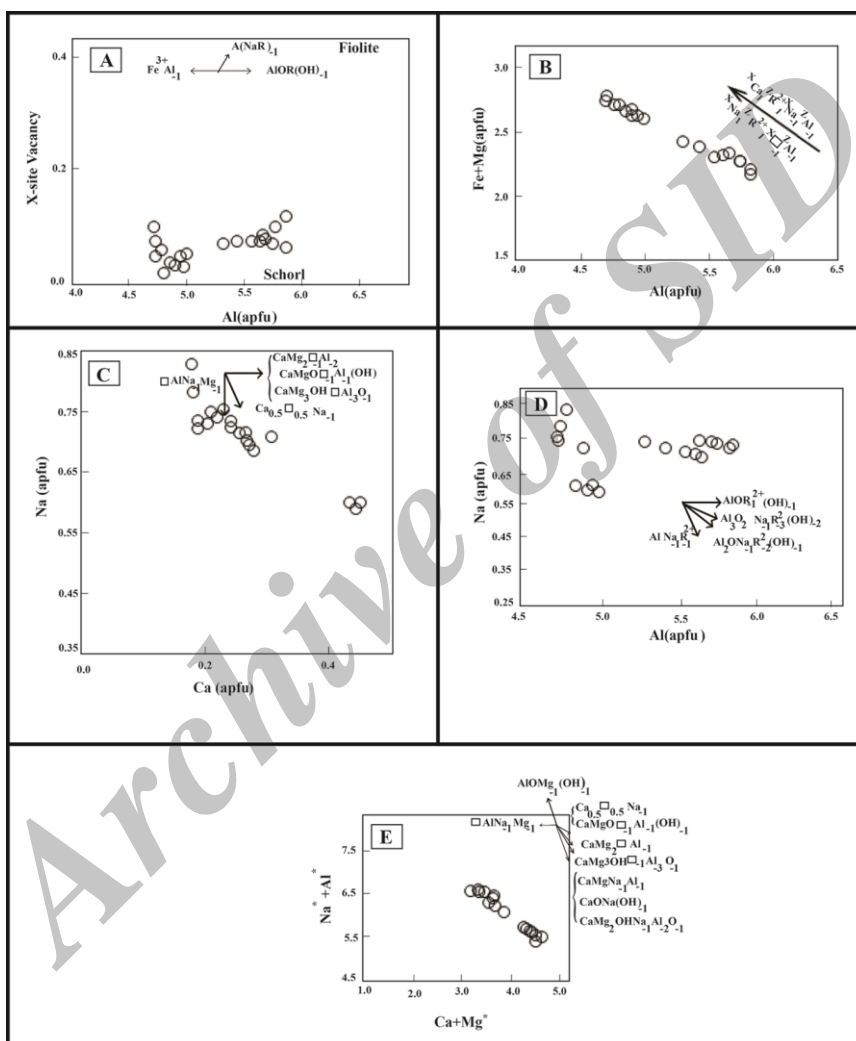
شکل ۷-A, B) تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال نایین) روی نمودارهای سه تایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985): ۱) گرانیتوئیدهای سرشار از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۲) گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۳) سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{+2} ؛ ۴) متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۵) متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های ناهمزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۶) سنگ‌های سیلیکات آهنی، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۷) الترامافیک‌های دگرگون شده با کلسیم کم و شبه‌سدیم‌های سرشار از وانادیم و کروم؛ ۸) شبه‌کربنات‌ها و شبه‌پیروکسنیت‌ها؛ ۹) سنگ‌های سیلیکات آهنی، متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های سرشار از Ca؛ ۱۰) سنگ‌های کوارتز-تورمالین متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca؛ ۱۱) متاکربنات‌ها؛ ۱۲) اولترامافیک‌های دگرگون شده

تبادل به صورت ظرفیت‌های متغیر در چندین موقعیت) روی می‌دهد؛ مانند: تبادل زوجی اوویت (Uvite) که در آن Ca-Mg به جای Na-Al

در ترکیب تورمالین‌ها معمولاً واکنش‌های جانشینی به صورت جانشینی با ظرفیت‌های همانند (مانند: تبادل Mg به جای Fe^{2+} در موقعیت Y و یا

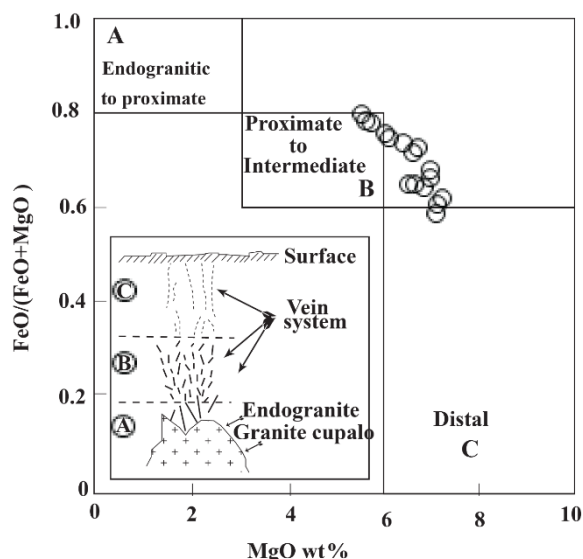
روند بردار $Al(NaR)_1$ همخوانی دارند (شکل ۸- A). در نمودار $Fe+Mg$ در برابر Al (Buriánek *et al.*, 2011)، تبادل یونی Na و Ca در تورمالین‌های بررسی‌شده با بردار جانشینی ${}^XNa_1{}^YR^{2+}{}_{-1}{}^X\square_{-1}{}^YAl_{-1}$ و نیز ${}^XCa_1{}^ZR^{2+}{}_{-1}{}^XNa_{-1}{}^ZAl_{-1}$ (شکل ۸- B).

می‌دهد و دو موقعیت X و Y تغییر می‌کند. برای بررسی واکنش‌های جانشینی در ساختار تورمالین، نمودارهای ۸- A تا ۸- E به کار برده می‌شوند. در نمودار X -site vacancy در برابر Al (Medaris *et al.*, 2003)، نمونه‌های تورمالین بررسی‌شده میزان کمی از Al ($Al=apfu < 6.00$) را نشان می‌دهند و با



شکل ۸- موقعیت کاتیونی تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال ناین) در: (A) نمودار Al در برابر X Site Vacancy (نمونه‌ها روند Buriánek *et al.*, 2011) $Fe+Mg$ در برابر Al (نمونه‌ها روند افزایشی دارند)؛ (B) نمودار Al در برابر Na (کاهشی دارند)؛ (C) نمودار Ca در برابر Na (نمونه‌ها روند کاهشی دارند)؛ (D) نمودار Al در برابر Na (کاهشی دارند)؛ (E) نمودار $Ca+Mg^*$ در برابر Na^*+Al^* (نمونه‌ها روند خطی دارند)؛ (Buriánek and Novák, 2007) (نمونه‌ها روند کاهشی دارند) (1990)

۰/۶ کمتر باشد، نشان دهنده بازبودن سیستم با خاستگاه بیرونی است (Distal یا محدوده C؛ شکل ۹). نسبت‌های برابر با ۰/۶ تا ۰/۸ نیز نشان دهنده محیطی میان دو خاستگاه یادشده است (Proximate تا intermediate یا محدوده B؛ شکل ۹). از آنجایی که در نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO ، این نسبت در تورمالین‌های توده گرانیتویید سهیل پاکوه برابر ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است، نمونه‌ها در محدوده میان دو سیستم یادشده (محدوده B) جای گرفته‌اند (شکل ۹).



شکل ۹- پراکندگی تورمالین‌های توده گرانیتویید سهیل پاکوه (شمال‌نایین) در محدوده B در نمودار MgO در برابر $FeO/(FeO+MgO)$ (Pirajno and Smithies, 1992)

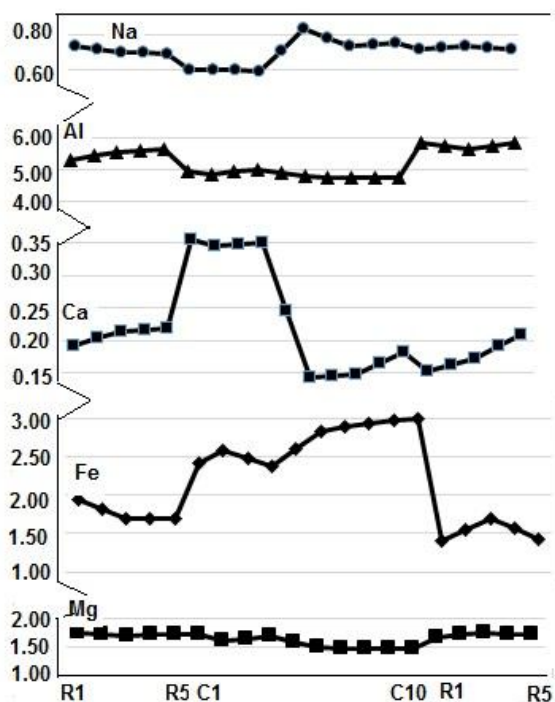
بحث و نتیجه‌گیری

بر پایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های توده گرانیتویید سهیل پاکوه ترکیب شورل مایل به دراویت دارند و از گروه آلکالی‌ها هستند. میزان $X_{Vacancy}$ آنها نیز کم (۰/۰۷-۰/۱۲) است. نمونه در نمودار Al در برابر $X_{Vacancy}$ ، های تورمالین روند مثبت دارند و با بردار جانشینی $Al(NaR)_1$ همخوانی

نمودار Ca در برابر Na برای شناسایی جانشینی عنصرهای مؤثر به کار برده می‌شود (Béziat *et al.*, 1999). بیشتر تورمالین‌های بررسی شده Ca کمتری از ۰/۳ دارند که نشانه مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. همچنین، پراکندگی نمونه‌ها در نمودار $Na-Ca$ نشان می‌دهد جانشینی‌هایی مانند $AlNa_1Mg_1$ و $CaMgNa_1Al_1$ مهم هستند و نشان دهنده پیدایش فضای خالی در موقعیت X هستند (Pesquera and Torres-ruiz, 1999) (شکل ۸- C). در شکل یادشده شماری از نمونه‌ها روند افزایشی نشان می‌دهند و این پدیده نشان دهنده نبود جانشینی Ca و Na در این نمونه‌هاست. نمودار Al در برابر Na (Buriánek and Novák, 2007) نیز نشان می‌دهد روند نمونه‌های تورمالین کمابیش به صورت خطی و در راستای بردار $AlOR^{2+}_1(OH)_1$ است (شکل ۸- D). مقادیر بالای Al در موقعیت Y پیامد جانشینی $AlOMg_1(OH)_1$ و $AlNa_1Mg_1$ هستند (Harraz and Sharkawy, 2001). نمودار $Ca+Mg^*$ در برابر Na^*+Al^* (Henry and Dutrow, 1990)، تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه روند کاهشی نشان می‌دهند و این پدیده نشان دهنده درجه کم جانشینی اوویت است (شکل ۸- E).

به باور Pirajno و Smithies (۱۹۹۲)، میزان $FeO/(FeO+MgO)$ در تورمالین‌ها نشان دهنده شرایط پهنه پیدایش و برپایه فاصله از خاستگاه آنهاست؛ به گونه‌ای که اگر این نسبت از ۰/۸۶ تا ۰/۹۶ باشد، نشان دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی و نزدیک‌تر بودن به خاستگاه ماگماست (Endogranitic تا Proximal یا محدوده A؛ شکل ۹). همچنین، اگر میزان آن از

نشان می‌دهد و در کل، روند ملایمی دارد. بررسی عنصرهایی مانند Mg، Fe، Ca، Al و Na در تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه در شکل ۱۰ نشان می‌دهد میزان ترکیب Mg در کناره‌های بلورهای تورمالین در برابر هسته آنها افزایش یافته است؛ اما در منحنی‌های منطقه‌بندی برای Na، Fe و Ca عکس این حالت مطرح است. همچنین، روند افزایش و کاهش ترکیب‌های Al و Na در کناره‌ها و در لبه تاندازه‌ای همخوانی دارند.



شکل ۱۰- منحنی‌های منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه (شمال ناین)

به باور London و Manning (۱۹۹۵)، تورمالین‌های ماگمایی در کل ترکیب یکنواخت و بدون منطقه‌بندی، میزان بالای Fe/Mg (که با عضو پایانی شورل همراه است) و نیز میزان بالایی از Fe/(Fe+Mg) دارند؛ اما تورمالین‌های با خاستگاه گرمابی برپایه ترکیب دراویت، میزان

دارند. این نکته نشان‌دهنده میزان بالای Na آنهاست. معمولاً این نوع تورمالین‌ها در شرایط اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010). در نمودار R3 برابر R1+R2 و با افزایش ترکیب تورمالین از شورل به سوی دراویت، تهی‌شدگی از قلیایی افزایش می‌یابد، و با کاهش Al در موقعیت Y، میزان Al در موقعیت Z افزایش می‌یابد؛ زیرا در پی فرایند جانشینی، Mg هم به سیستم افزوده می‌شود. میزان Ca کمتر از ۰/۳ نشان‌دهنده مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. پراکندگی نمونه‌ها با روند کاهشی در نمودار $Ca+Mg^*$ در برابر Na^*+Al^* نیز این نکته را نشان می‌دهد. در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg محدود کوارتز-تورمالین-متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرند.

در کل، مهم‌ترین جانشینی در ساختار تورمالین‌ها در جایگاه Na، Mg، Fe، Al و Ca رخ می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که تفسیر این جانشینی برای شناسایی تورمالین‌های گرمابی اهمیت ویژه‌ای دارد (Xavier et al., 2002). منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های گرمابی متداول است (Burianek and Novak, 2004). FeO و MgO مهم‌ترین ترکیب‌های کنترل‌کننده منطقه‌بندی شیمیایی هستند (Abu El-Enen and Orkuch, 2007). شکل ۱۰ تغییر عنصرها در طول منطقه‌بندی شیمیایی بلور تورمالین بررسی شده را نشان می‌دهد. یک همخوانی وارونه میان Fe و Mg در سری محلول جامد شورل - دراویت دیده می‌شود و میزان تغییرات Fe/Fe+Mg از هسته به حاشیه به‌گونه چشمگیری تغییر می‌کند. این تغییرات در هسته بیشتر است. میزان Na تغییراتی را در هسته

ماگمایی به محیطی گرمایی هستند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان این پژوهش از کامران اکبری برای در اختیار گذاردن شماری از داده‌های آزمایشگاهی نمونه‌های تورمالین سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از دکتر ناهید شبانیان بروجنی برای همکاری در انجام بخشی از محاسبه‌های نرم افزاری سپاس‌گزاری می‌کنند. از دکتر شیرین فتاحی نیز برای همکاری در رسم نمودارها سپاس‌گزاری می‌شود.

کم نسبت Fe/Mg، زونینگ و Fe/(Fe+Mg) کمتر از ۰/۶ شناخته می‌شوند.

تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه میزان بالای Fe/Mg (۲/۰۵ - ۱/۱۱) با ترکیب شورل مایل به درایت دارند و نسبت Fe/(Fe+Mg) در آنها برابر ۰/۵۳ تا ۰/۶۷ است. همچنین، میزان FeO/(FeO+MgO) در تورمالین‌های توده گرانیتوئیدی سهیل پاکوه از ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده خاستگاه دوگانه آنها و یا گذر از سیستم

منابع

- Abbott, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H₂O)-1. The Canadian Mineralogist 17: 549-560.
- Abbott, R. N. (1985) Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. The Canadian Mineralogist 23: 553-561.
- Abu El-Enen, M. M. and Okruch, M. (2007) The tectono-metamorphic evolution of the Pan-African basement. Mineralogical Magazine 71(1): 17-40.
- Akbari, A. (1999) Petrology and Petrography of plutonic mass of Soheyle-Pakuh and Golshekanan (North of Nain). M.Sc. thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (In Persian).
- Amidi, S. M. and Davoudzadeh, M. (1969) Geological map of the Anarak Quadrangle 1:250000, No. 7, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Bakhshi, M. (2014) Mineral chemistry, petrogenesis and tectonomagmatic environment of Soheyle- Pakuh granitoid body (North of Nain). M.Sc. thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (In Persian).
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Fuchs, Y., Lompo, M., Martin, F., Nikiéma, S. and Tollon, F. (1999) The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. The Canadian Mineralogist 37: 575-591.
- Buriánek, D., Hanzl, P. and Hrdličková K. (2011) Pegmatite dykes and quartz veins with tourmaline: an example of partial melting in the contact aureole of the Chandman Massif intrusion, SW Mongolia. Journal of Geosciences 56: 201-213
- Burianek, D. and Novak. M. (2007) Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites; Examples from the Bohemian massif Czech Republic. Lithos 95: 148-164.
- Collines, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. thesis, University of Arizona, Arizona, US.

- Davoudzadeh, A. (2003) Petrology. Payame Noor University in Tehran Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Darvishzadeh, A. (2001) Iran geology. Amirkabir University Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Griffin, W. L., Slack, J. F., Ramsden, A. R., Win, T. T. and Ryan, C. G. (1996) Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalines; geochemical controls and exploration applications. *Economic Geology* 91: 657- 675.
- Harraz, H. Z. and El-Sharkawy, M. F. (2001) Origin of tourmaline in metamorphosed Sikaitpelitic complex, South Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 33: 391-416.
- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11: 201-215.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1990) Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist* 28: 111-124.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist* 70: 1-15.
- Hibbard, J. (1994) Kinematics of Acadian deformation in the Northern and Newfoundland Appalachians. *Journal of Geology* 102: 215-229.
- London, D. and Manning D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogy Magazine* 45: 139-147.
- Manning, D. A. C. and Pichavant, M. (1983) The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: *Migmatites, melting and metamorphism* (Eds. Atherton, M. P. and Gribble, C. D.) Proceedings of the Geochemical Group of the Mineralogical Society. Shiva Geological Series. Cheshire, UK.
- Medaris, L. G., Fournelle, J. H., and Henry, D. J. (2003) Tourmaline-bearing quartz veins in the Baraboo Quartzite, Wisconsin: Occurrence and significance of foitite and "oxy-foitite". *Canadian Mineralogist* 41:749-758.
- Pesquera, A., Torres ruiz, J., Garci, A., Casco, A., Pedro, P. and Gil Crespo, P. (2013) Evaluating the Controls on Tourmaline Formation in Granitic Systems: a Case Study on Peraluminous Granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain. *Journal of Petrology* 54(3): 609-634.
- Pesquera, J. A. and Torres-ruiz, J. (1999) Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li- F- Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain). *American Mineralogist* 84: 55-69.
- Pirajno, F. and 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 Exploration* 42: 371-381.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2010) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen* 255(3): 255-275 .
- Slack, J. F. (1996) Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Review Mineralogy* 33: 559-643 .

- Tindle, A. G., Breaks, F. W. and Selway, J. B. (2002) Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwest-ern Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist* 40: 753–788.
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic com-position of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153: 125–137.
- Trumbull, R. B., Krientiz, M. S., Gottesmann, B. and Wieddenbeck, M. (2008) Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rock: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: 1–18.
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, New York, US.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas: stability of Tourmaline in equilibrium with biotite and Cordierite contrib. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 12-30.
- Xavier, R. P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Dreher, A. M. and Monteiro, L. V. S. (2008) tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporates as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology* 36: 743-746.
- Yavuz, F., Fuchs, Y., Karakaya, N. and Karakaya, M. (2008) Chemical composition of tourmaline from the Asarcık Pb–Zn–Cu ±U deposit, Şebinkarahisar, Turkey. *Mineralogy and Petrology* 94: 195–208.