

Investigating the tectonomagmatic origin of tourmaline in the felsic dikes of the Deh-Salm Metamorphic Complex, East of Lut block

Elham Bahramnejad ¹, Sasan Bagheri ²✉, Shamsoddin Damani Gol ³, Marziyeh Arefnejad ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran, el_bahramnejad@yahoo.com

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, sasan_bagheri@yahoo.com

³ Instructor, Department of Geology, Faculty of Science, Velayat University, Iranshahr, Iran, shams.damanigol@gmail.com

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, arefnezhad55@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 6 May 2022

Accepted: 23 October 2022

Keywords

Tourmaline chemistry

Felsic dikes

Deh-Salm Metamorphic Complex

Lut block



20.1001.1.22285210.1401.13.3.1.3



10.22108/ijp.2022.133545.1276

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Granites are among the most abundant rocks associated with orogenic regions that have a wide range of compositions (Atherton and Tarney, 1979; Pitcher, 1993). Among the main environments related to orogeny are continental arcs and subduction zones (Brown et al., 1995). Knowing the composition and the nature of granites helps to understand the evolution stages of the continental crust (Barbarin, 1999).

Among the methods of knowing the nature, the composition, and the petrogenetic origin of granites is the precise determination of the chemical composition of their constituent minerals. The chemical composition of minerals indicates the temperature, the pressure, and the nature of granite at the time of emplacement (Kaygusuz et al., 2008).

Sometimes it may not be possible to accurately determine the nature and composition of the stone with regard to the main minerals due to the influence of alteration and some other processes that may have caused changes in their values, so it is possible to determine the conditions of stone formation by relying on the composition of some secondary minerals such as tourmaline. Restored the original environment. Since tourmaline is formed in a wide range of geochemical conditions, it can contain petrogenetic information from two different metamorphic and magmatic conditions (Henry and Guidotti, 1985; Henry and Dutrow, 1996).

✉ Corresponding Author

To cite this article: Bahramnejad, E., Bagheri, S., Damani Gol, S., 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.

Regional Geology

On the geological maps of the region, the distribution of rocks in the Deh-Salm metamorphic complex is limited to the lower and upper parts (Naderi Mighan and Akram, 2005; Akrami and Naderi Mighan, 2005; Hamzehpour, 2005), which is probably equivalent to the formations Nayband and Shemshak Formations belonging to the late Triassic-Jurassic (Stöcklin et al., 1972).

New dating results have introduced the age of the Deh-sal-m metamorphic complex as 168-163 million years based on the U/Pb ratio on single grains of zircon, monazite, and xenotime (Mahmoodi et al., 2009). Such age is consistent with the published data of Shah-Kuh granite by the K-Ar method of 158-168 Ma (Esmaily et al., 2005). The small age range related to the cooling of the Shah-Kuh granite and its marginal metamorphic complex has been attributed to rapid tectonic changes in a magmatic back-arc environment (Mahmoodi et al., 2009). From west to east, five tectonic and lithological units, from A to E, are recognized in the Deh-Salm metamorphic complex. Also, five metamorphic phases, from D₁ to D₅, have been identified in the region, subjected to the existing tectonic units with different intensities and quality (Arefnejad, 2010; Bahramnejad, 2015).

Materials and Methods

For mineralogical and petrological studies, 50 thin sections of the dykes were prepared and studied by a polarizing microscope. To determine the chemical composition of the tourmalines in the studied dykes, chemical analysis was carried out by electron microscanning on the main elements in the tourmalines in selected samples by the JOEL-JXA-8600M automatic superprobe with an accelerating voltage of 15KV took place at the Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, Japan.

Petrography and Mineral Chemistry

Based on the microscopic observations, in the dykes, quartz with about 35 to 40 volume percent has direct extinction. Euhedral and subhedral orthoclase is 25 to 30 volume percent. Some samples contain coarse-grained and subhedral plagioclase (about 20 volume percent). Tourmaline and muscovite with 10 to 15 volume percent of the rock are secondary minerals. Muscovites are usually flaky minerals with a bunch of parallel faces.

Zircon occurs as an inclusion in orthoclase. The main texture of the studied rock is granular.

Tourmalines are euhedral. In the longitudinal thin section, they are elongated crystals, and in the transverse sections, they show tetra- and hexagonal shapes and inverse blue-to-pink pleochroism. The tourmalines of dykes with high Fe/(Fe+Mg) ratio are schorle in composition and they are classified as alkaline type because of their high Na₂O content.

Discussion and Conclusion

The deformation phases caused felsic dykes injection in the Deh-Salm metamorphic complex, especially in the migmatites which are widespread in the eastern parts of the Deh-Salm metamorphic complex. The dykes are characterized by the presence of quartz, plagioclase, orthoclase, muscovite as well as tourmaline. The high Fe/(Fe+Mg) ratio, the absence of chemical zoning, and the euhedral shapes are evidence of the magmatic origin of tourmalines.

Based on tourmalines composition, the dykes in the Li-poor granites resulted from a late magmatic event concurrent with the extensional tectonics.

Several deformation events of D₁, D₂, and D₃ are recognized in this area. These dykes formed during an extensional deformation event of D₃ that caused them to crosscut the major schistosity of the metamorphic rocks. Therefore, the dikes occurred after the migmatization and probably simultaneously with the uplift of the Deh Salam metamorphic complex.

Acknowledgments

We sincerely appreciate Prof. Nakashima Kazuo at the Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, Japan, for conducting chemical analyses.

بررسی خاستگاه تکتونوماگمایی تورمالین در دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت

الهام بهرام‌نژاد^۱، ساسان باقری^۲✉، شمس‌الدین دامنی‌گل^۳، مرضیه عارف‌نژاد^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، el_bahramnejad@yahoo.com

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، sasan_bagheri@yahoo.com

^۳ مربی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران، shams.damanigol@gmail.com

^۴ کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، arefnezhad55@gmail.com

چکیده

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با مجموعه‌ای متنوع از سنگ‌های دگرگونی و تا اندازه‌ای ماگمایی در حاشیه خاوری بلوک لوت رخنمون دارد. گمان می‌رود این کمپلکس از قدیمی‌ترین مجموعه‌های سنگی لوت باشد که پذیرای چندین رویداد زمین‌ساختی بوده است. پیچیدگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی این کمپلکس به‌گونه‌ای نیست که بتوان تنها با بررسی شواهد بافتی و عنصرهای دگرریختی آن، تاریخچه تحولات دگرگونی-ماگمایی همگام با زمین‌ساخت منطقه را بازسازی کرد. یکی از این رویدادها نفوذ گروهی از دایک‌های فلسیک با راستای متوسط شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در منطقه بوده است. بررسی‌های میکروسکوپی این دایک‌ها گویای وجود کانی‌های کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، تورمالین و مسکوویت است. تجزیه‌های شیمیایی به‌شیوه ریزکاو الکترونی نشان می‌دهند تورمالین‌های این دایک‌ها در گروه تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند و از دیدگاه ترکیبی، از انواع غنی از Fe و از نوع شورلیت هستند. مقدار بالای نسبت $Fe/(Fe + Mg)$ و همچنین، نبود منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند تورمالین‌های یادشده احتمالاً خاستگاه ماگمایی دارند. از دیدگاه خاستگاه تورمالین، این دایک‌ها که در گستره ترکیبی گرانیتهای فقیر از Li به‌شمار می‌روند و پیدایش آنها پیامد رویداد ماگمایی تأخیری همزمان با زمین‌ساخت کششی بوده است. از آنجایی که این دایک‌ها تورق اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه را قطع کرده‌اند پیدایش آنها پس از رویداد عمومی میگماتیته شدن و احتمالاً همزمان با بالآمدن کمپلکس دگرگونی ده‌سلم رخ داده است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۰۲/۱۶

تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۰۸/۰۱

کلیدواژه‌ها

شیمی تورمالین
دایک‌های فلسیک
کمپلکس دگرگونی ده‌سلم
بلوک لوت



20.1001.1.22285210.1401.13.3.1.3

10.22108/ijp.2022.133545.1276

مقدمه

گرانیتهای فراوان‌ترین سنگ‌های مرتبط با پهنه‌های کوهزایی هستند که طیف ترکیبی گسترده‌ای دارند

(Atherton and Tarney, 1979; Pitcher, 1993). از

محیط‌های اصلی مرتبط با کوهزایی، کمان‌های قاره‌ای و پهنه‌های فرورانش هستند (Brown et al., 1995).

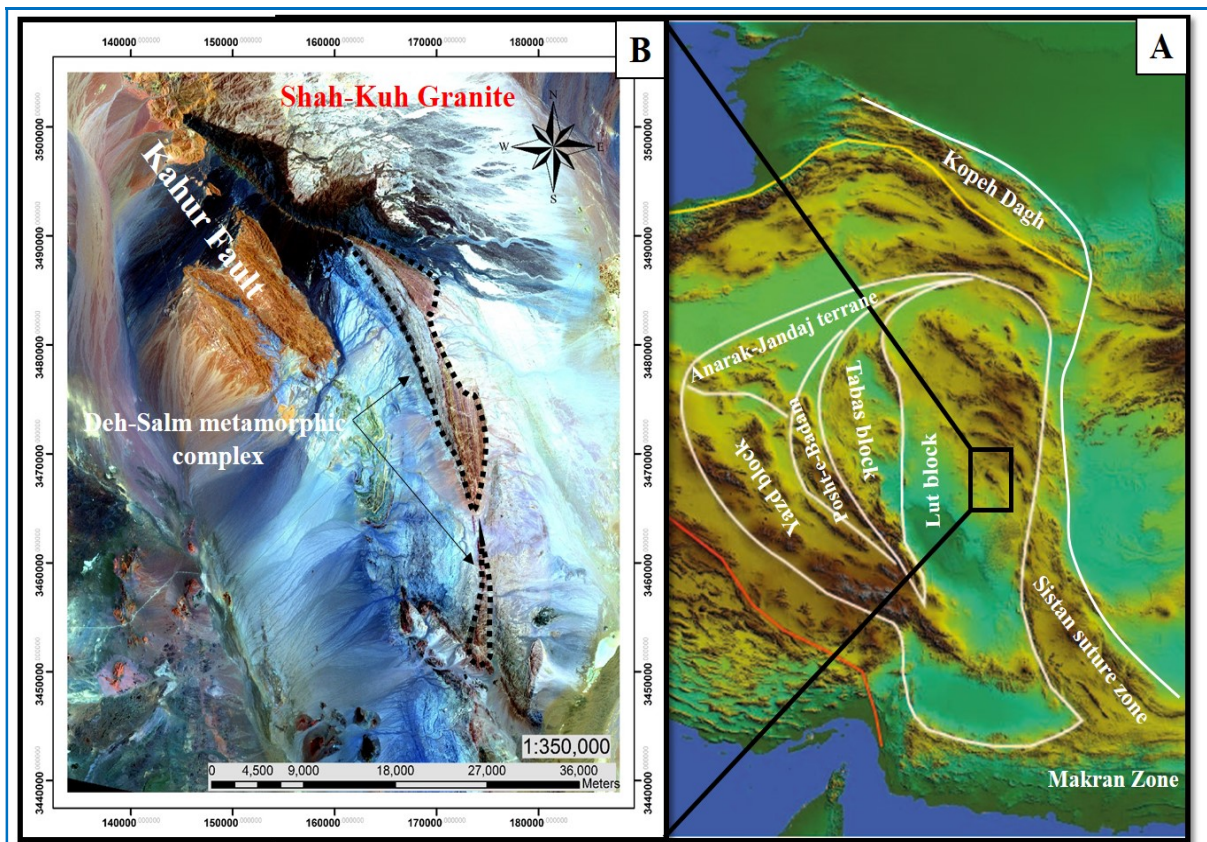
✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بهرام‌نژاد، ا.، باقری، س.، دامنی‌گل، ش.، عارف‌نژاد، م. (۱۴۰۱) بررسی خاستگاه تکتونوماگمایی تورمالین در دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت. پترولوژی، ۱۳ (۳)، ۸۵-۱۰۴.

جنوبی، در حاشیه خاوری خردقاره ایران مرکزی و بلوک لوت جای دارد (Sahandi, 1992). جایگاه کمپلکس دگرگونی دهسلم در شکل ۱ نشان داده شده است. اسلیت، فیلیت، شیسست، آمفیبولیت، میگماتیت و کالکسیلیکات از فراوانترین سنگهای دگرگونی کمپلکس دگرگونی دهسلم به شمار می‌روند (Mahmoodi, 2004; Arefnejad, 2010; Mokhtari, 2012; Bahramnejad, 2015; Naseri, 2015; Bagheri et al., 2016; Bahramnejad et al., 2017, 2020). سنگ‌مادر این مجموعه دربردارندهٔ ماسه‌سنگ، رسوب‌های کربناته، سنگ‌های آتشفشانی، رسوب‌های شیلی با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و مارن است (Mahmoodi, 2004). مجموعه سنگ‌های دگرگونی کمپلکس دهسلم با دایک‌ها و استوک‌های گرانیتی با خاستگاه‌های گوناگون مورد تهاجم قرار گرفته است. توده‌های گرانیتوئیدی شاه‌کوه در بخش شمالی و ملک چاه‌رویی در بخش جنوبی کمپلکس دگرگونی دهسلم از مهم‌ترین توده‌های آذرین درونی در این منطقه هستند. نتایج زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده از توده‌های آذرین درونی منطقه نشان‌دهندهٔ اینست که تودهٔ آذرین درونی شاه‌کوه آهن‌دار و از نوع کالک‌آلکان است (Esmaily et al., 2005). مختاری (Mokhtari, 2012) با بررسی زمین‌شیمی پیکره‌های گرانیتوئیدی خاور پهنهٔ لوت، پیکرهٔ چهارفرسخ را از نوع I و پیکرهٔ دهسلم و نیز بخشی از تودهٔ چهارفرسخ را نوع S دانسته‌اند. ترکیب تورمالین‌های پگماتیت ملک‌چاه‌رویی نشان داده است تورمالین‌های این توده در پی فرایندهای ماگمایی در مراحل تأخیری - گرمایی با سنگ‌های دگرگونی پیرامون این توده پدید آمده‌اند (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi., 2014). دایک‌های گرانیتی از دیگر توده‌های نیمه‌ژرف با گسترش چشمگیر در کمپلکس دگرگونی دهسلم هستند. این دایک‌ها در بیشتر واحدهای دگرگونی، به‌ویژه در میگماتیت‌ها، رخنمون یافته‌اند. تا کنون بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی خاصی روی دایک‌های مورد بررسی انجام نشده است. در این پژوهش سنگ‌شناسی و شیمی تورمالین‌های این دایک‌ها و ارتباط آنها با مجموعه‌های دگرگونی کمپلکس دهسلم برای نخستین‌بار بررسی شده است.

شناخت ترکیب و سرشت گرانیت‌ها به شناخت مراحل تکامل پوسته قاره‌ای کمک می‌کند (Barbarin, 1999). از روش‌های شناخت سرشت، ترکیب و خاستگاه پتروژنتیکی گرانیت‌ها و بررسی دقیق ترکیب شیمیایی کانی‌های سازندهٔ آنها است. ترکیب شیمیایی کانی‌ها نشان دهندهٔ دما، فشار و سرشت گرانیت در زمان جایگیری است (Kaygusuz et al., 2008). گاه ممکن است تعیین دقیق سرشت و ترکیب سنگ برپایهٔ کانی‌های اصلی امکان‌پذیر نباشد؛ زیرا چه‌بسا فرایندهای دگرسانی و دیگر فرایندها ترکیب آنها را تغییر دهند. از این‌رو، برپایهٔ ترکیب برخی کانی‌های فرعی مانند تورمالین شرایط پیدایش سنگ در محیط اولیه بازسازی می‌شود. از آنجایی که تورمالین در بازهٔ گسترده‌ای از شرایط زمین‌شیمیایی پدیدار می‌شود، پس می‌تواند بازگوکنندهٔ اطلاعات پتروژنتیک از دو شرایط متفاوت دگرگونی و ماگمایی باشد (Henry and Guidotti, 1985; Henry and Dutrow, 1996). در محیط پتروژنتیک، ترکیب تورمالین شاهدهی بر رخداد فرایندهای داخلی (مانند تبلور نامتعادل، آلیش سنگ و واکنش با یک سیال) است (Jolliff et al., 1986). گسترهٔ پایداری تورمالین‌ها در محیط‌های مختلف به عواملی مانند دما، ترکیب سیال، اکتیویتهٔ B، اکتیویتهٔ Al و مقدار عنصرهای Fe, Mg, F و P بستگی دارد (Wolf and London, 1997). همچنین، ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها به عواملی مانند سرشت و خاستگاه ماگما، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم و ترکیب سیال نخستین وابسته است (Wolf and London, 1997). برپایهٔ ترکیب شیمیایی، ۱۳ نوع تورمالین شناسایی شده است که از میان آنها سه سازندهٔ پایانی شورلیت، دراویت و البایت رایج‌تر هستند. به‌طور کلی، بیشتر گرانیت‌ها و سنگ‌های گرانیتوئیدی سری‌های شورلیت، البایت و غنی از Fe دارند (Pirajno and Smithies, 1992). از ویژگی‌های گرانیت‌های پرآلومین لویکوکراتیک، مقدار بالای Fe, Mg, Al در ترکیب تورمالین‌های این گرانیت‌هاست (London and Manning, 1995).

کمپلکس دگرگونی دهسلم با روند کمابیش شمالی -



شکل ۱. A) جایگاه کمپلکس دگرگونی دهسلم در حاشیه خاوری خردقاره ایران مرکزی و بلوک لوت؛ B) تصویر ماهواره‌ای کمپلکس دگرگونی دهسلم و جایگاه آن در جنوب گرانتیت شاه‌کوه.

Figure 1. A) The location of the Deh-Salm metamorphic complex in the eastern margin of the Central Iranian Microcontinent and Lut Block; B) Satellite image of the Deh-Salm metamorphic complex and its location in the south of the Shah-Kuh granite.

زمین‌شناسی

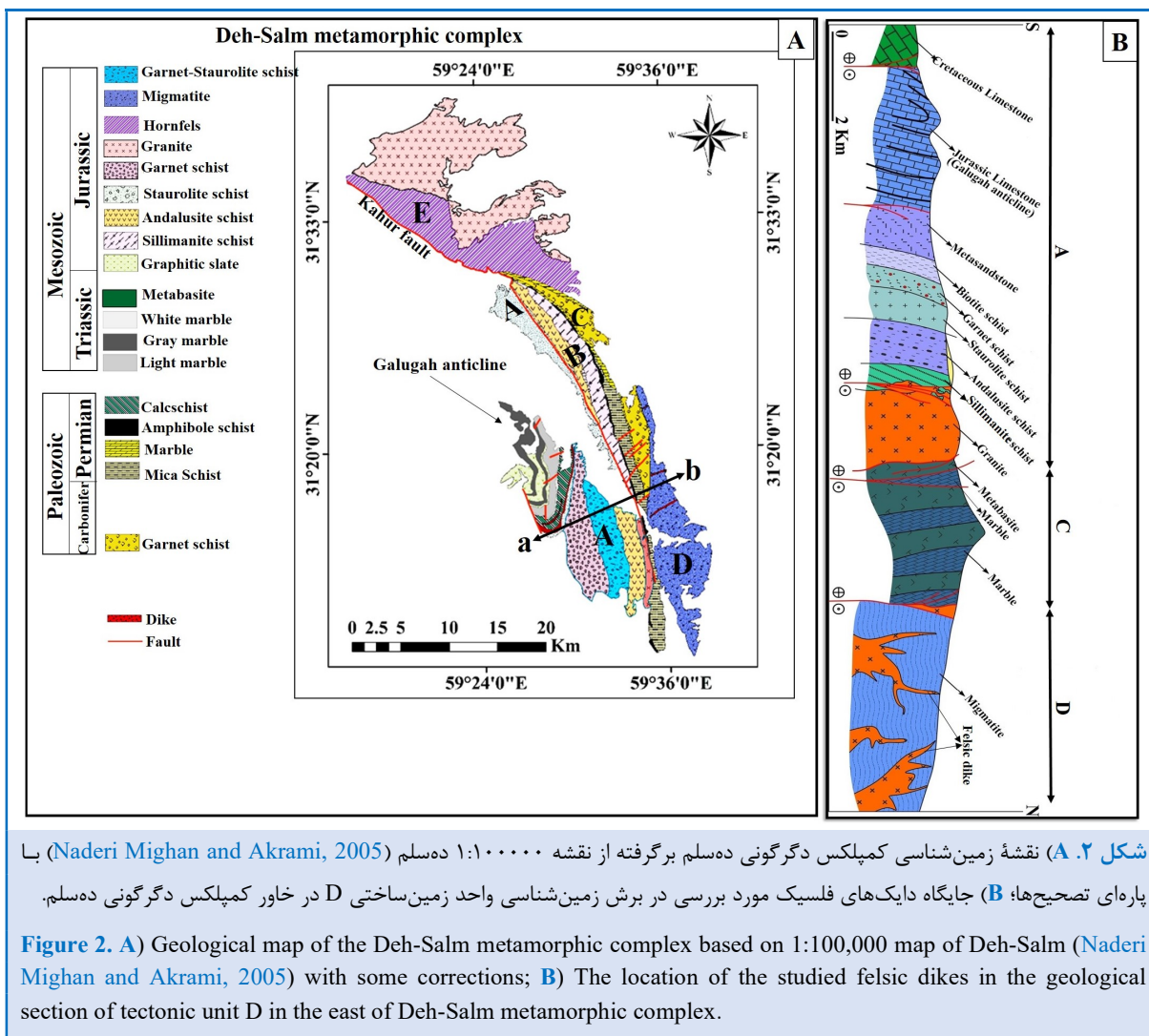
روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲) گسترش سنگ‌های سازنده کمپلکس دگرگونی دهسلم به دو بخش زیرین و بالایی محدود می‌شود (Naderi Mighan and Akram, 2005; Akrami and Naderi Mighan, 2005; Hamzhepour, 2005) که احتمالاً معادل با سازندهای نای‌بند و شمشک به سن پایان تریاس- ژوراسیک هستند (Stöcklin et al., 1972). در همین راستا، بربریان (Berberian, 1973) مجموعه سنگ‌های کمپلکس دگرگونی دهسلم را با سازندهای پالئوزویک پسین ایران مرکزی معادل می‌داند که در هنگام رخداد

روش انجام پژوهش

برای بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی پس از برداشت‌های صحرایی، ۵۰ مقطع نازک از دایک‌ها تهیه شد و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. برای ارزیابی ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های یادشده تجزیه شیمیایی به شیوه ریزکاو الکترونی روی عنصرهای اصلی سازنده تورمالین‌ها در نمونه‌های مورد نظر با ابرکاوشر خودکار مدل JOEL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده 15KV و جریان اشعه‌ای ۸ Amp در ۲×۱۰ در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن انجام شد.

ساعت چرخیده است (Davoudzadeh et al., 1981). از این رو، مجموعه دگرگونی دهسلم احتمالاً به پهنه سنندج - سیرجان پیوسته بوده است و سرگذشتی همانند آن دارد.

کوهزایی سیمین پیشین دگرگون شده‌اند. برپایه شواهد زمین‌شناسی و پارینه‌مغناطیس‌سنجی، خردقاره ایران مرکزی و خاوری از تریاس تا عهد کنونی، به میزان ۱۳۵ درجه خلاف جهت عقربه‌های

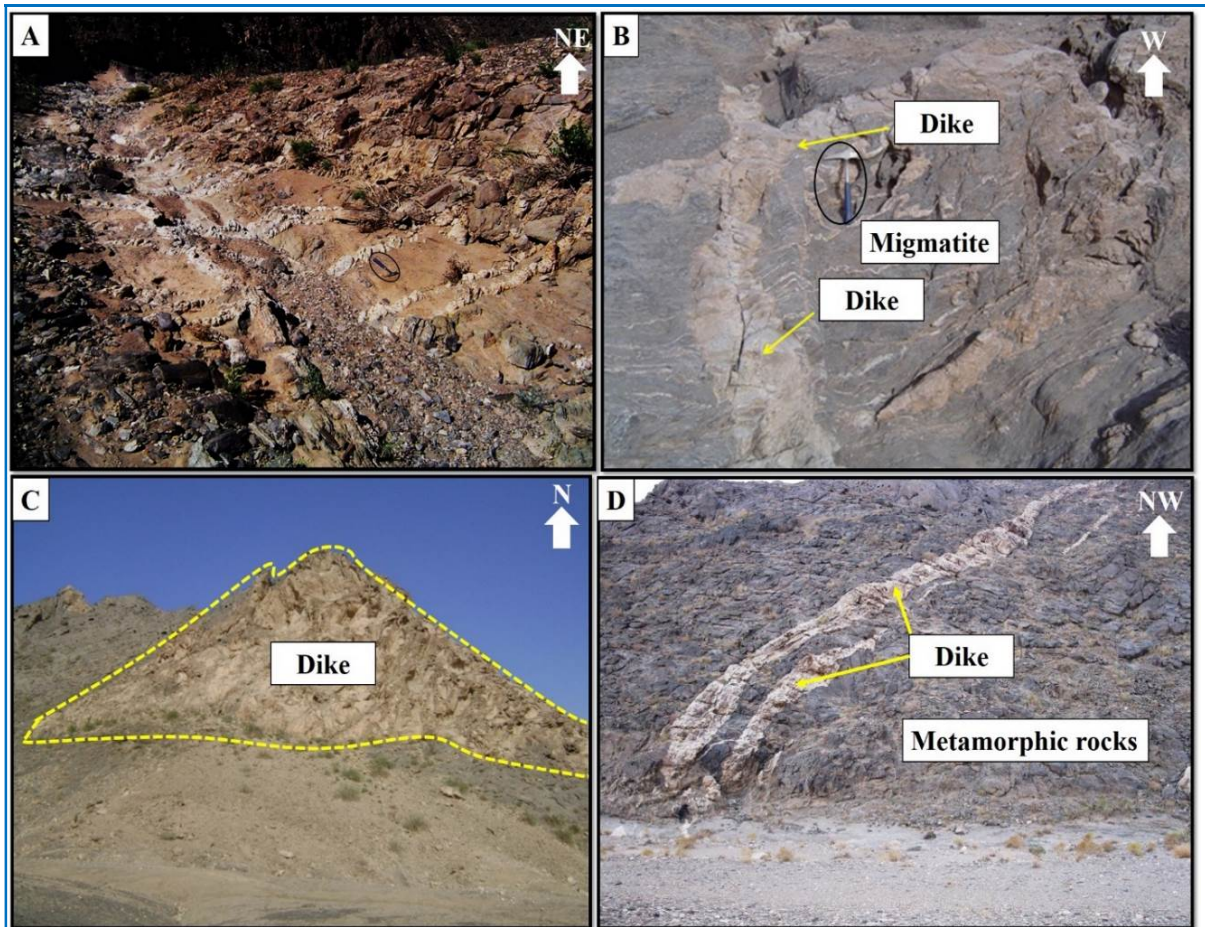


مونازیت و زینوتایم، سن مجموعه دگرگونی دهسلم ۱۶۳-۱۶۸ میلیون سال پیش به دست آمده است (Mahmoodi et al., 2009). این سن‌ها با داده‌های سن‌سنجی K-Ar روی گرانیت شاه‌کوه (۱۶۸-۱۵۸) میلیون سال پیش) همخوانی دارند (Esmaily et al., 2005). بازه کوچک سنی مربوط به سرد شدن گرانیت شاه‌کوه و مجموعه دگرگونی حاشیه آن به

برپایه تلاش‌هایی که از گذشته برای سن‌سنجی مطلق مجموعه دگرگونی به روش تعیین نسبت Rb/Sr انجام گرفته‌اند، سن‌های میانگین ۲۰۶-۲۰۹ میلیون سال پیش (Reyer and Mohaffez, 1972) و ۱۶۵±۱۰ میلیون سال پیش به دست آمده‌اند (Crawford, 1977)؛ اما در سن‌سنجی‌های جدید برپایه نسبت U/Pb روی تک‌دانه‌های زیرکن،

۳. همچنین، پنج فاز دگرریختی D_1 تا D_5 در منطقه شناسایی شده‌اند که با شدت و کیفیت‌های متفاوت، واحدهای زمین‌ساختی موجود را تحت‌تأثیر خود قرار داده‌اند (Arefnejad, 2010; Bahramnejad, 2015) (شکل ۲).

تحولات سریع زمین‌ساختی در محیط پشت‌کمان ماگمایی نسبت داده شده است (Mahmoodi et al., 2009). برپایه بررسی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی، کمپلکس دگرگونی دهسلم از باختر به خاور به پنج واحد زمین‌ساختی A تا E تفکیک شده است (شکل



شکل ۳. A) رخنمون دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی دهسلم (دید عکس رو به شمال خاوری)؛ B) دو دایک فلسیک قدیمی و جوان‌تر که میگماتیت‌های کمپلکس دگرگونی دهسلم را قطع کرده‌اند (دید رو به باختر)؛ C) رخنمون یک دایک فلسیک به ضخامت چندین متر (دید رو به شمال)؛ D) دایک‌های فلسیک در بخش باختری کمپلکس دگرگونی دهسلم که واحدهای دگرگونی را بریده‌اند (دید رو به شمال‌باختری).

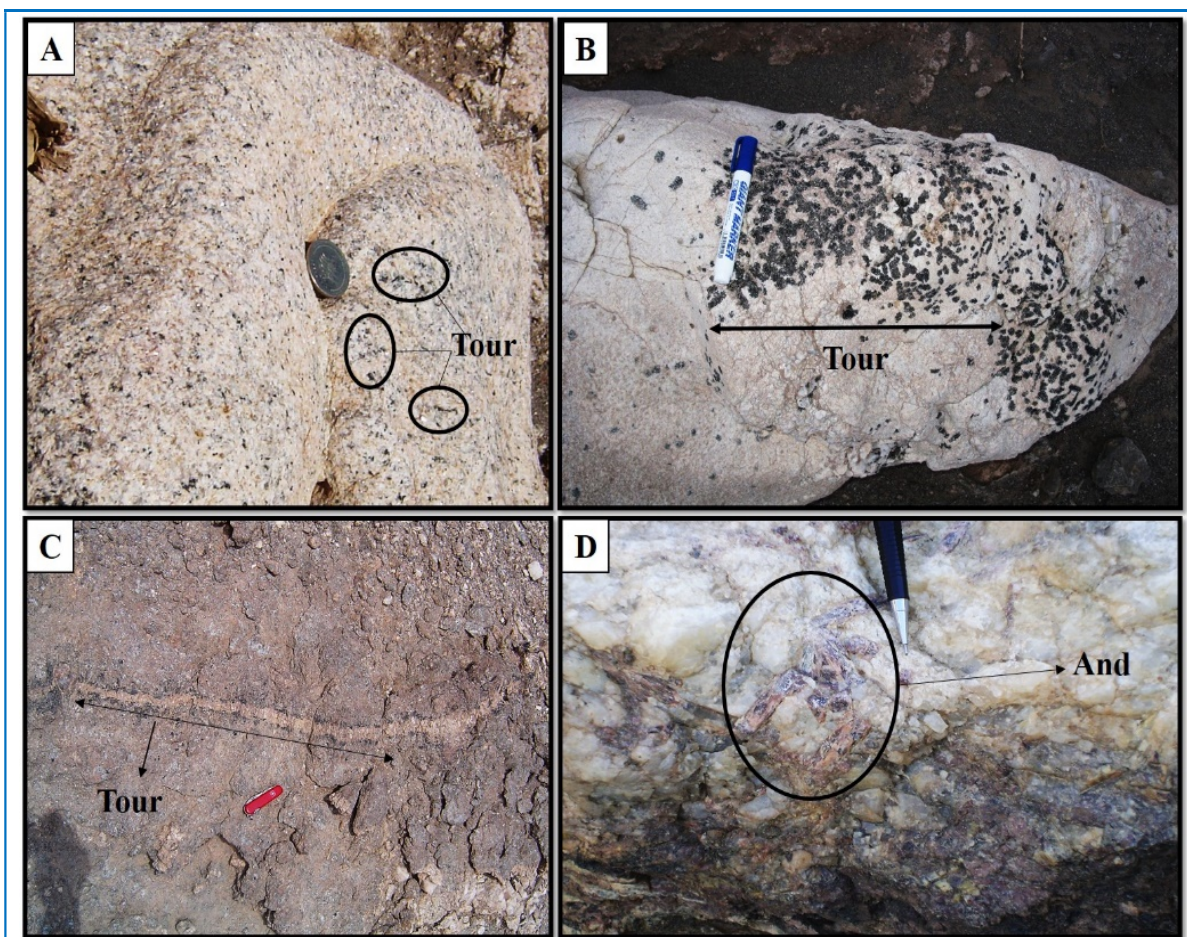
Figure 3. A) Outcrop of the studied felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex (photo view towards the northeast); B) Two older and younger felsic dikes that cut the migmatites in the Deh-Salm metamorphic complex (photo view to the west); C) Outcrop of a felsic dike several meters thick (view towards the north); D) Felsic dikes in the western part of the Deh-Salm metamorphic complex that cut the metamorphic units (view towards the northwest).

معکوس تا رانده در زیر مرمرها و گرانیت‌های واحد C جای می‌گیرد؛ اما در بخش خاوری رسوبات نشوژن آن

واحد زمین‌ساختی D خاوری‌ترین واحد کمپلکس دگرگونی دهسلم است که در باختر با گسل‌های

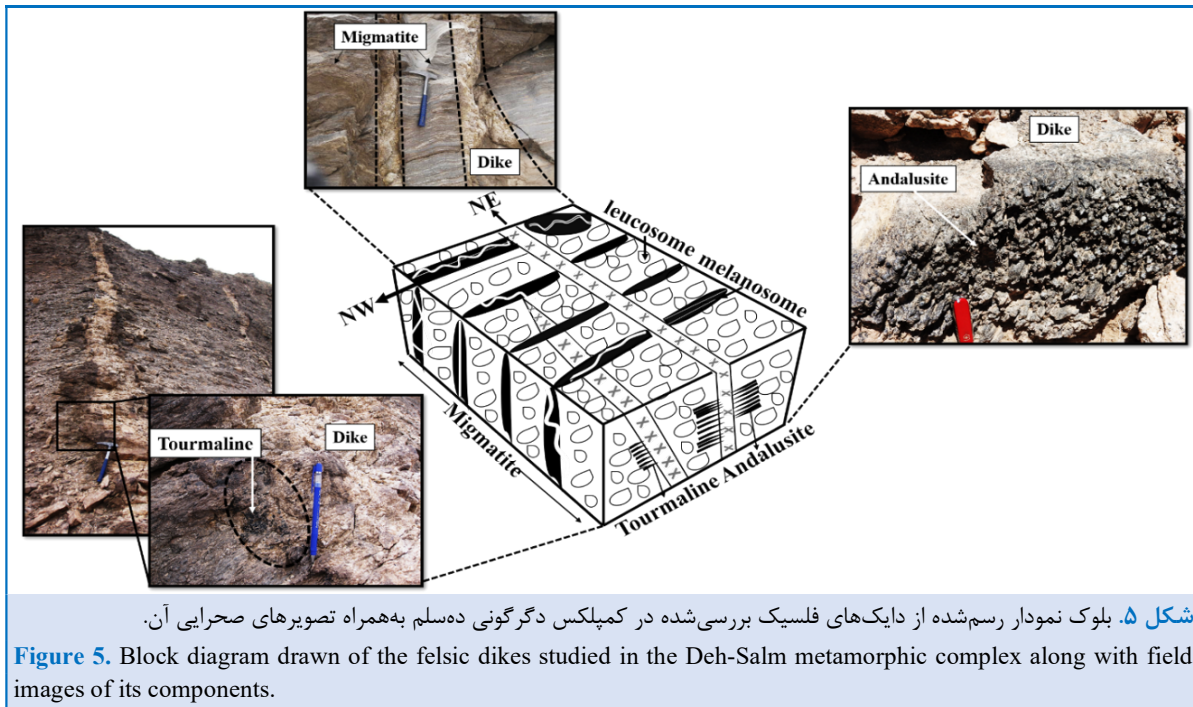
تورق‌های قدیمی را قطع کرده‌اند (شکل ۵). این رخداد بیشتر در پهنه‌های B تا D شناسایی شد؛ اما در پهنه‌های A و E دیده نشد. در بررسی‌های صحرایی این دایک‌ها بیشتر با رنگ کرم تا صورتی روشن دیده می‌شوند. بلورهای متوسط تا درشت‌دانه‌ای از تورمالین با رنگ سیاه در نمونه دستی این دایک‌ها شناسایی می‌شوند. برخی تورمالین‌ها رشد شعاعی نشان می‌دهند (شکل ۶). گاه از بخش حاشیه به مرکز این دایک‌ها تفاوت‌های ترکیبی دیده می‌شوند.

را پوشانده‌اند. از آنجایی که ضخامت زیادی از رسوب‌های پلیتی و پسامیتی تحت تأثیر رخداد میگماتیستی شدن تا درجات بالای دیاتاکسیت بوده‌اند، حجم بزرگی از رگه‌ها، دایک‌ها و عدسی‌های گرانیت پگماتیستی بیشتر با خاستگاه لوکوسوم پدیدار شده‌اند (شکل ۴). عملکرد فاز دگرریختی D_3 با سرشت کششی خود، تزریق دایک‌های فلسیک تورمالین-مسکوویت‌گرانیت در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم را به دنبال داشته است که در راستای متوسط شمال‌خاوری-جنوب‌باختری



شکل ۴. A) تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ B) بلورهای درشت تورمالین در پگماتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ C) رشد بلورهای تورمالین در حاشیه دایک فلسیک در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ D) آندالوزیت‌های اطراف پگماتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

Figure 4. A) Tourmalines in the studied felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex; B) Coarse tourmaline crystals found in pegmatites in the Deh-Salm metamorphic complex; C) the growth of tourmaline crystals in the margin of felsic dikes in the Deh-Salm metamorphic complex; D) Andalusites around the pegmatites of the Deh-Salm metamorphic complex.



شکل ۵. بلوک نمودار رسم‌شده از دایک‌های فلسیک بررسی‌شده در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به‌همراه تصویرهای صحرایی آن.

Figure 5. Block diagram drawn of the felsic dikes studied in the Deh-Salm metamorphic complex along with field images of its components.

مانند کوارتز و فلدسپار دارند (شکل ۴). در بررسی‌های میکروسکوپی، این تورمالین‌ها به رنگ‌های سبز تا تیره تا قهوه‌ای کم‌رنگ دیده می‌شوند (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi, 2014). برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، این تورمالین‌ها از گروه تورمالین‌های نوع دراویت - شورلیت به‌شمار می‌روند. تورمالین این پگماتیت‌ها در پی رخداد فرایندهای ماگمایی در مراحل تأخیری - گرمایی با سنگ‌های دگرگونی پیرامون این توده پدید آمده است (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi, 2014). گفتنی است از دیدگاه زمین‌شیمیایی، این گروه از تورمالین‌ها با تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم بسیار شباهت دارند.

پ) افزون‌بر دو گروه تورمالین یادشده، در حاشیه دایک‌های جوان و در بخش‌هایی که ترکیب سنگ دربرگیرنده مناسب بوده است، در پی دگرسانی، تورمالین‌های با ساختارهای سوزنی به سمت خارج دایک‌ها رشد کرده‌اند. این شواهد و نیز شواهد

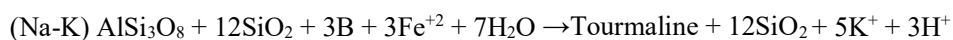
شکل‌های مختلف تورمالین در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم

در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم تورمالین به شکل‌های زیر دیده می‌شود:

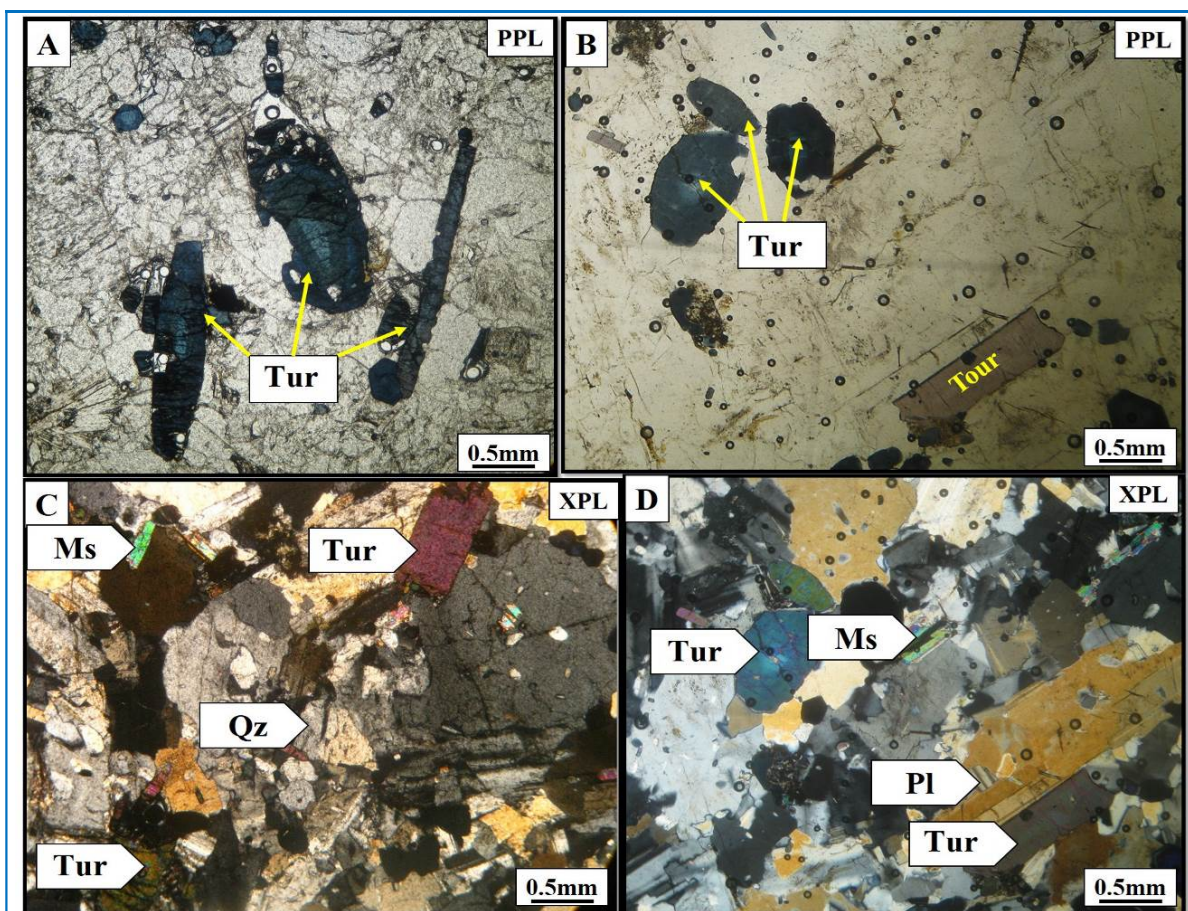
الف) رشد و حضور تورمالین در دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم که موضوع اصلی پژوهش پیش رو است. برپایه بررسی‌های صحرایی، این تورمالین‌ها به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط شکل‌دار و سیاه‌رنگ، با مرزهای مشخص نسبت به دیگر کانی‌های سازنده سنگ در این دایک‌ها یافت می‌شوند. این بلورها محصول مستقیم تبلور ماگمایی هستند و با دیگر کانی‌های سازنده دایک در حال تعادل هستند. در ادامه به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و خاستگاه این گروه پرداخته شده است (شکل ۴).

ب) گروه دوم تورمالین‌ها در واحدهای پگماتیته منطقه به‌صورت بلورهای متوسط تا درشت کروی شکل دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، این تورمالین‌ها بافت هم‌رشدی واضحی با دیگر کانی‌های سازنده سنگ

می‌دهند نفوذ این دایک‌ها با یک وقفه زمانی پس از اوج دگرگونی سنگ‌های منطقه رخ داده است. شکل ۲- C پیدایش تورمالین در اثر تراوش سیال‌ها از این دایک‌ها روی سنگ‌های اطراف را به خوبی نشان می‌دهد. واکنش پیدایش تورمالین در محیط‌های دگرسانی و سیستم‌های گرمایی در حضور فلدسپار، کوارتز و سیال‌های خارجی به صورت زیر است:



دیگری مانند آندالوزیت‌های گوشتی که در حاشیه این دایک‌ها تجمع کرده‌اند، نشان می‌دهند نفوذ دایک‌ها پس از دگرگونی رخ داده است و این تورمالین‌ها در هنگام نفوذ، به علت دمای بالا و رخداد دگرگونی همبری پدید آمده‌اند (شکل ۴). شواهد کانی‌سازی در حاشیه این دایک‌ها با سنگ‌های میزبان در پی فرایندهای دگرسانی در سنگ‌های دگرگونی میزبان و کانی‌های آنها و نیز ساخته شدن کانی‌هایی مانند تورمالین نشان



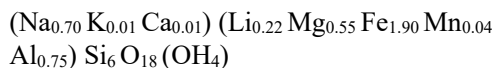
شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم. (A، B) بلورهای شکل‌دار تورمالین در دو برش عرضی و طولی (در PPL)؛ (C) مسکوویت‌های صفحه‌ای شکل به همراه تورمالین (در XPL)؛ (D) تورمالین و پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک (در PPL).

Figure 6. Photomicrographs of tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex **A, B**) Euhedral crystals in two transverse and longitudinal sections (in plane polarized light); **C**) Muscovites with tourmaline (in cross-polarized light); **D**) Tourmaline and plagioclase with polysynthetic twinning (in cross-polarized light).

جدول ۱ آورده شده‌اند. مقدار B_2O_3 در این تورمالین‌ها به روش استوکیمیتری به‌دست آورده شده است (جدول ۱).

تورمالین کانی بسیار رایجی در سنگ‌های گوناگون است. در سنگ‌های رسوبی آواری، تورمالین کانی سنگین شمرده می‌شود (Krynine, 1946; Pettijohn et al., 1973). در بازه ترکیبی گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و در همه درجات دگرگونی تورمالین یافت می‌شود (Henry and Guidotti, 1985). افزون‌بر این، همان‌گونه‌که در مقدمه گفته شد در سنگ‌های گرانیتوئیدی و دیگر سنگ‌های وابسته به آنها مانند آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها و در ترکیب‌های گرمایی نیز تورمالین پدید می‌آید.

کانی تورمالین کانی سیلیکاته بوردار با فرمول عمومی $XY_3 Z_6 (BO_3)_3 Si_6 O_{18} (OH)_4$ است. فرمول تورمالین دو جایگاه اصلی Z و Y دارد که جایگاه Y معمولاً اندکی از جایگاه Z بزرگ‌تر است (Donnay and Barton, 1972; Rosenberg and Foit, 1979). جایگاه Z با Al جانشین می‌شود؛ اما عنصرهای دیگر مانند Mg , Ti , Fe^{2+} , Cr و V^{3+} نیز می‌توانند جایگزین Al شوند (Barton, 1969; Nuber and Schmetzer, 1979; Burns, 1982). جایگاه X معمولاً با Na و K جانشین می‌شود؛ اما ممکن است مقداری Ca و Mg نیز در این جایگاه جانشین شود (Foit and Rosenberg, 1977). هیچ تعویض آشکاری در جایگاه B در فرمول تورمالین رخ نمی‌دهد (Tsang and Ghose, 1973; Povondra, 1981). بخش تتراهدرال مقدار کمی از Al با Si جایگزین می‌شود (Foit and Rosenberg, 1979). عنصر F^- یا O^{2-} نیز در جایگاه هیدروکسیل جایگزین OH^- می‌شود (Nemec, 1968; Foit and Rosenberg, 1977). برپایه داده‌های جدول ۱، فرمول ساختاری تورمالین به صورت زیر است:



در حاشیه توده‌های پگماتیتی که در شیب‌ها نفوذ کرده‌اند، بلورهای آندالوزیت رشد بیشتری دارند و به‌صورت دسته‌هایی از بلورهای فراوان دیده می‌شود. این‌گونه تجمعات حداکثر تا یک متری رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شود. فراوانی میانبار در این گروه از آندالوزیت‌ها کمتر از آندالوزیت‌های شیب‌تاس است (شکل ۴). این تجمعات در پی فرایندهای دگرنهادی^۱ در حاشیه توده‌ها و دایک‌های گرانیتی رشد کرده‌اند.

سنگ‌شناسی دایک‌های فلسیک

در بررسی مقاطع میکروسکوپی، کانی کوارتز با خاموشی مستقیم، ۳۵ تا ۴۰ درصد از حجم کانی‌های سازنده این دایک‌ها را در بر گرفته است. ارتوز با ماکل ساده و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار نیز ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی سنگ را فرا گرفته است. بیشتر پلاژیوکلازها (نزدیک به ۲۰ درصد حجمی) درشت‌دانه و نیمه‌شکل‌دار هستند و با ماکل پلی‌سینتیک دیده می‌شوند. تورمالین و مسکوویت با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ، از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. تورمالین‌ها به‌صورت شکل‌دار، در مقطع طولی به‌صورت بلورهای کشیده و در مقطع عرضی با شکل‌های چهار و شش‌وجهی به رنگ آبی با چندرنگی معکوس آبی تا صورتی شناخته می‌شوند. مسکوویت‌ها معمولاً به‌صورت صفحه‌ای شکل و با یک دسته رخ موازی دیده می‌شوند. کانی زیرکن به‌صورت میانبار در کانی ارتوز یافت می‌شود. بافت غالب سنگ گرانولار است (شکل ۶).

شیمی کانی تورمالین

برای بررسی شیمی تورمالین‌های موجود در دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، شماری از این کانی‌ها تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه تورمالین‌ها در

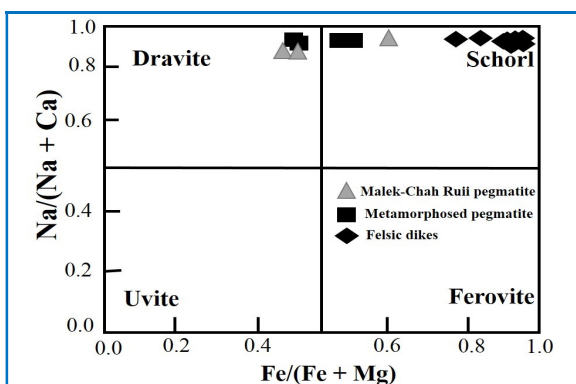
^۱Metasomatism

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

Table 1. The chemical analysis results of tourmalines in the felsic dikes of the Deh-Salm metamorphic complex.

Sample No.	1	2	3	4	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	36.25	35.54	36.10	35.76	37.01	36.76	36.11	36.02	36.39	36.53
TiO ₂	0.03	0.08	0.13	0.03	0.04	0.21	0.11	0.11	0.05	0.14
Al ₂ O ₃	35.16	34.87	34.80	34.53	34.56	35.26	34.88	34.52	34.72	34.83
FeO	13.32	13.98	14.12	13.84	13.04	12.58	13.76	14.27	14.06	14.51
MnO	0.16	0.25	0.26	0.26	0.15	0.03	0.25	0.25	0.23	0.00
MgO	1.39	0.86	0.94	0.93	1.66	2.20	0.76	0.90	1.47	0.92
CaO	0.00	0.06	0.04	0.06	0.07	0.10	0.06	0.06	0.11	0.05
Na ₂ O	2.00	2.25	2.26	2.20	2.25	2.26	2.23	2.15	2.20	2.21
K ₂ O	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04	0.01	0.04	0.06	0.03	0.05
F	0.34	0.12	0.19	0.18	0.30	0.29	0.26	0.22	0.12	0.37
Cl	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
B ₂ O ₃	10.68	10.57	10.66	10.55	10.77	10.85	10.64	10.61	10.73	10.74
Li ₂ O	0.28	0.33	0.34	0.35	0.41	0.34	0.42	0.32	0.26	0.33
Total	103.18	102.51	103.49	102.34	103.92	104.52	103.06	103.05	104.03	104.43
T-site Si	5.90	5.85	5.89	5.90	5.97	5.89	5.90	5.90	5.89	5.91
Al	0.10	0.15	0.11	0.11	0.02	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09
Total T	6.00	6.00	6.00	6.10	6.08	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Z-site Al	6.00	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	0.00
Total Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Y-site Al	0.64	0.61	0.57	0.59	0.54	0.54	0.61	0.56	0.52	0.55
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe	1.81	1.92	1.92	1.90	1.76	1.68	1.88	1.95	1.90	1.96
Mn	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02
Mg	0.39	0.21	0.23	0.23	0.40	0.52	0.18	0.22	0.35	0.22
Li	0.18	0.22	0.22	0.23	0.27	0.22	0.27	0.21	0.17	0.22
Total Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
X-site Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.63	0.72	0.71	0.70	0.71	0.70	0.70	0.68	0.69	0.69
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total X	0.63	0.73	0.71	0.71	0.73	0.71	0.71	0.70	0.70	0.69
X-Vac	0.37	0.27	0.29	0.29	0.27	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31
Na + (K)	0.63	0.73	0.71	0.72	0.72	0.71	0.72	0.70	0.70	0.69
F	0.18	0.06	0.09	0.09	0.15	0.15	0.13	0.12	0.06	0.19
Cl	0.00	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	Schorl
R1	0.63	0.73	0.71	0.70	0.72	0.71	0.71	0.69	0.70	0.69
R2	2.22	2.16	2.19	2.17	2.18	2.2	2.06	2.2	2.28	2.2
R3	6.74	6.77	6.69	6.70	6.56	6.67	6.72	6.66	6.62	6.65

بر پایه‌ی جان‌شینی‌های رخ داده در جایگاه X، نقصان و یا خالی‌بودن این جایگاه و بر پایه‌ی مقدار Na، Ca، K، تورمالین‌ها در سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و گروهی که جایگاه X آنها خالی است، جای می‌گیرند (Hawthorn and Henry, 1999). بر پایه‌ی این رده‌بندی، تورمالین‌های بررسی شده به علت بالا بودن مقدار Na+K و مقدار اندک Ca از گروه تورمالین‌های قلیایی به‌شمار می‌روند. درصد بالای Na در ترکیب تورمالین‌های بررسی شده ($\text{Na}_2\text{O} > 2/15 \text{ wt}\%$; شکل ۷) گواه دیگری بر سرشت قلیایی این تورمالین‌هاست (Collins, 2010). بیشتر تورمالین‌های قلیایی در محیط‌های با ترکیب اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010).



شکل ۸. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با ترکیب شورل در نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ (Trumbull and Chaussidon, 1999).

Figure 8. Composition of tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex with schorl composition in of $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ versus $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ diagram (Trumbull and Chaussidon, 1999).

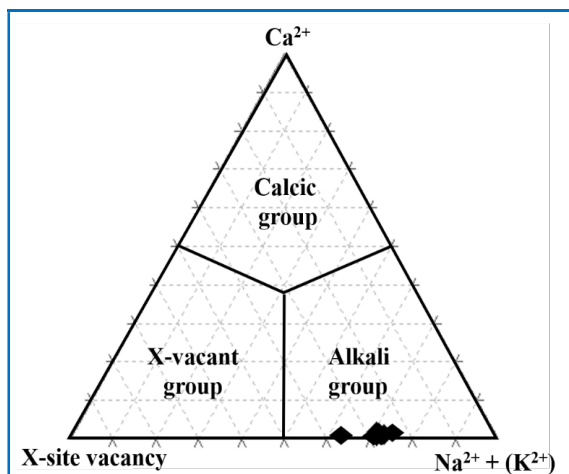
بررسی واکنش‌های جان‌شینی در ترکیب تورمالین‌های دایک‌های فلسیک

بررسی‌ها روی ساختمان کانی تورمالین گویای رخداد واکنش‌های جان‌شینی در ترکیب آن به دو شکل مختلف است:

الف) تبادل یون‌های هم ظرفیت در یک جایگاه خاص (تبادل میان Mg و Fe در جایگاه Y)؛

بحث

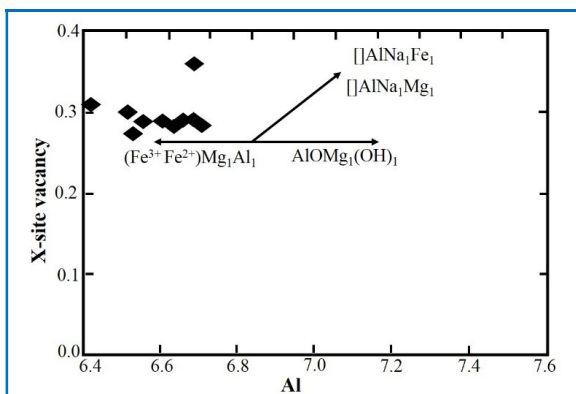
بر پایه‌ی جان‌شینی‌های رخ داده در جایگاه X، نقصان و یا خالی‌بودن این جایگاه و بر پایه‌ی مقدار Na، Ca، K، تورمالین‌ها در سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و گروهی که جایگاه X آنها خالی است، جای می‌گیرند (Hawthorn and Henry, 1999). بر پایه‌ی این رده‌بندی، تورمالین‌های بررسی شده به علت بالا بودن مقدار Na+K و مقدار اندک Ca از گروه تورمالین‌های قلیایی به‌شمار می‌روند. درصد بالای Na در ترکیب تورمالین‌های بررسی شده ($\text{Na}_2\text{O} > 2/15 \text{ wt}\%$; شکل ۷) گواه دیگری بر سرشت قلیایی این تورمالین‌هاست (Collins, 2010). بیشتر تورمالین‌های قلیایی در محیط‌های با ترکیب اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010).



شکل ۷. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با سرشت قلیایی در نمودار سه‌تایی $\text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^{2+} + (\text{K}^{2+}) - \text{X-site Vacancy})$ (Henry et al., 2011).

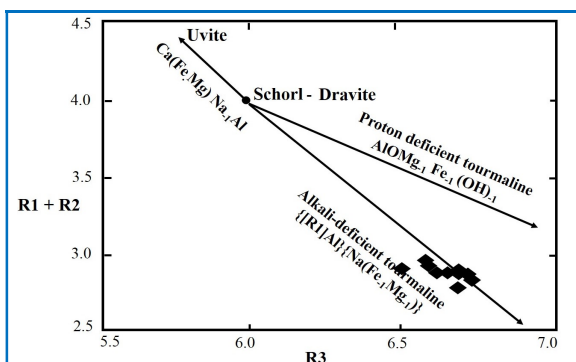
Figure 7. Composition of tourmalines from the felsic dikes in the east of Deh-Salm metamorphic complex with alkaline nature in the $\text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^{2+} + (\text{K}^{2+}) - \text{X-site Vacancy})$ ternary diagram (Henry et al., 2011).

بر پایه‌ی نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ و همچنین، نمودار سه‌تایی Li^{+2}



شکل ۱۰. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم روی نمودار Al^{total} در برابر X-site vacancy (Slack et al., 1993).

Figure 10. Composition of tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex on the Al^{total} versus X-site vacancy diagram (Slack et al., 1993).



شکل ۱۱. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم روی نمودار $R1 + R2$ در برابر $R3$ (Manning, 1982).

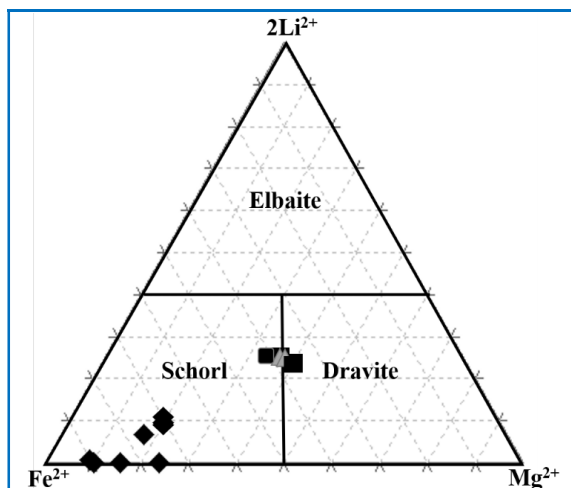
Figure 11. Composition of tourmalines in the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex on the $R1+R2$ versus $R3$ diagram (Manning, 1982).

$R1 = Ca + Na$
 $R2 = Fe + Mg + Mn$
 $R3 = Al + 1.33Ti$

در شکل ۱۲، تورمالین‌ها در زیر خط $\epsilon(Fe+Mg)=3$ جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده $\epsilon(Fe+Mg) < 3$ در این تورمالین‌ها و نشان‌دهنده جانشینی Al در جایگاه Y است. هرچه میزان $\epsilon(Fe+Mg)$ کمتر باشد، جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر می‌شود (London and Manning, 1995).

(ب) تبادل یون‌های با ظرفیت‌های متفاوت در جایگاه‌های مختلف (پرشدن جایگاه‌های X و Y به‌علت جایگزینی Ca-Mg به جای Na-Al).

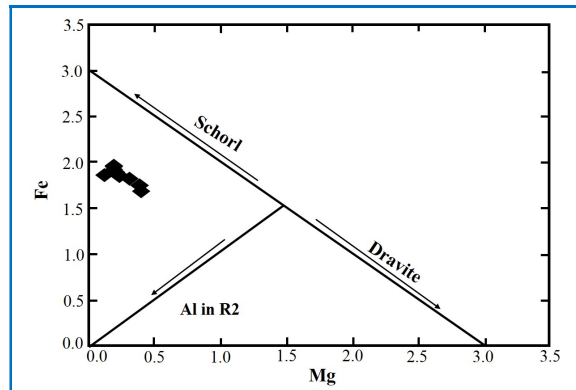
برای بررسی واکنش‌های جانشینی در تورمالین‌های بررسی‌شده چهار نمودار مختلف به‌کار برده شد. برپایه نمودار شکل ۱۰، تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس ده‌سلم به جانشینی Mg- $(Fe^{3+} Fe^{2+})_1Al_1$ گرایش دارند. در شکل ۱۱ که برای بررسی واکنش‌های جانشینی رسم شده است، ترکیب شورل - دراویت به مرکز نمودار نزدیک است. برپایه روند تورمالین‌ها در این نمودار، تبادل اوویت و تهی‌شدن از قلیایی را می‌توان بررسی کرد. جایگیری تورمالین‌ها در راستای تهی‌شدگی از قلیایی‌ها نشان‌دهنده جانشینی ناچیز اوویت در ترکیب آنهاست.



شکل ۹. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با ترکیب شورل در نمودار سه‌تایی $Li^{2+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$ (Henry et al., 2011) و مقایسه ترکیب آنها با تورمالین‌های پگماتیت ملک‌چاه‌رویی و پگماتیت‌های دگرگونی (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi., 2014) (نمادها همانند شکل ۸ هستند).

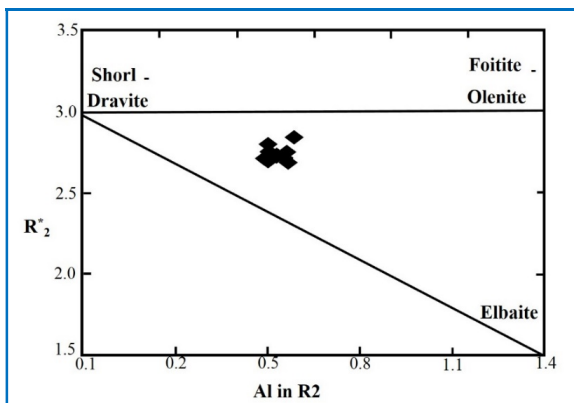
Figure 9. Composition of tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex with schorl composition in the $Li^{2+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$ diagram (Henry et al., 2011) and comparing their composition with the tourmalines in Malek-Chah Ruyi and metamorphic pegmatites (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi., 2014) (Symbols are the same as in Figure 8).

تورمالین از سنگ‌مادرهای غنی از B سرچشمه می‌گیرند و همانند بسیاری از تورمالین‌های دگرگونی هستند (MacGregor et al. 2013). با این حال، وجود بلورهای درشت با غلظت‌های عنصری بالا در رگه‌ها و برش‌ها، ویژگی تورمالینی‌شدن گرمایی است (Henry and Dutrow 1996). در این سنگ‌ها، عنصر B به احتمال بالا با سیالی خارجی به سنگ‌های خاستگاه بدون سیال نفوذ می‌کند (Marschall et al., 2006, 2009). در چنین موردی، تورمالین دگرنهادی یک ترکیب ایزوتوپ B تحت کنترل منبع خارجی دارد؛ اما ترکیب عنصرهای اصلی بازگوکننده سهم هردو (سیال خارجی و سیال درون سنگ خاستگاه) در پیدایش تورمالین است.



شکل ۱۲. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم روی نمودار Mg در برابر Fe (London and Manning, 1995).

Figure 12. Composition of the tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex on Mg versus Fe diagram (London and Manning, 1995).



شکل ۱۳. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم روی نمودار Al in R2 در برابر R*2 (London and Manning, 1995).

Figure 13. Composition of tourmalines from the felsic dikes in the east of the Deh-Salm metamorphic complex on the Al in R2 versus R*2 diagram (London and Manning, 1995).

$$R^*2 = Fe + Mg + Mn + Al$$

بیشتر تورمالین‌های اولیه و با خاستگاه ماگمایی به‌صورت بلورهای شکل‌دار و پراکنده در سنگ‌های گرانیتی و پگماتیت‌ها پدید می‌آیند. گاه ممکن است بلورهای تورمالین به‌صورت میانبارهای درون شبکه‌ای در کوارتز و فلدسپار و یا به‌صورت رگچه‌های بسیار ریز پدیدار شوند که این تورمالین‌ها مختص مراحل حد واسط از شرایط حاکم بر مراحل پایانی انجماد تا

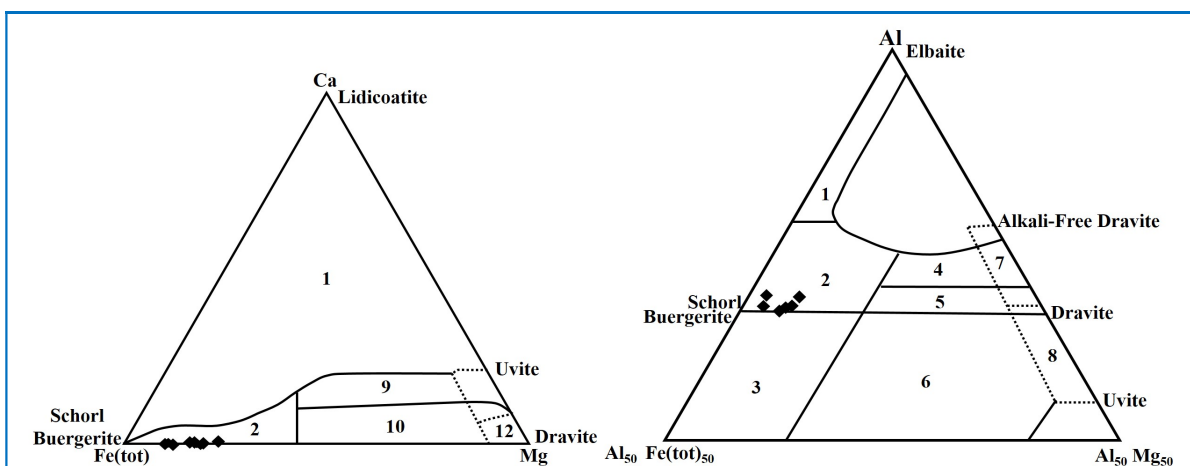
بررسی تورمالین‌ها در شکل ۱۳ نشان‌دهنده جایگیری جایگاه آنها در زیر خط $R_2^* = 3$ است. این وضعیت نشان می‌دهد جایگاه Y در این تورمالین‌ها به‌طور کامل پر نشده است. نقصان در این تورمالین‌ها به فعالیت مؤلفه جاننشینی البایت $(LiAl(Fe,Mg)^{+2-2})$ تعمیم داده می‌شود. در پی این جاننشینی، Li و Al جانشین مقدار از Fe و Mg در جایگاه Y می‌شوند.

در تورمالین مقدار $FeO^* = FeO/FeO + MgO$ تعیین‌کننده خاستگاه این کانی است و مقدار ۰/۸-۱ در تورمالین‌ها نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی، نبود دخالت سیال‌ها و همچنین، نبود آغشتگی آنها با تهنشست‌های غنی از Al است. مقدارهای کمتر از ۰/۶ برای این نسبت در تورمالین‌ها گویای خاستگاه خارجی عنصر بور و دخالت سیال‌های گرمایی است (Samson and Sinclair, 1992).

به‌طور کلی، تورمالین‌های با خاستگاه گرمایی منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند. این منطقه‌بندی بیشتر به‌صورت گسترش بخش‌های پراکنده در یک بلور است (Marschall et al. 2006, 2009). شیمی سیال و سنگ میزبان ممکن است ترکیب عنصرهای اصلی آن را کنترل کنند و آمیزه‌ای از تورمالین‌های گوناگون پدید آورند (Henry and Guidotti, 1985). برخی سنگ‌های غنی از

حالیست که مقدار این نسبت در تورمالین‌های پگماتیت ملک‌چاه‌رویی و پگماتیت‌های دگرگونی (۸/۵-۰/۱) گویای خاستگاه خارجی بور و دخالت سیال‌های گرمابی است. بیشترین میزان بور مورد نیاز برای پیدایش تورمالین در هر دو نوع پگماتیت با ماگمای چاه‌رویی در مراحل تأخیری - گرمابی تأمین شده است (Ahmadi Bonakdar and Ahmadi., 2014). برپایه ترکیب تورمالین و برپایه نمودارهای سه‌تایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg که برای تعیین خاستگاه تورمالین ترسیم شده است، دایک‌های تورمالین‌دار بررسی شده در گستره گرانیتوئیدهای فقیر از Li، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها جای می‌گیرند (شکل ۱۴).

مرحله زیر خط انجماد (مرحله گرمابی) هستند (Sinclair and Richardson, 1992; London and Manning, 1995). بیشتر تورمالین‌های ماگمایی از ماگماهای گرانیتی تیپ S و پرآلومین پدید می‌آیند. این ماگماها به صورت اولیه میزان B بالایی دارند و شرایط پیدایش تورمالین در آنها فراهم است. همچنین، تورمالین‌های پدیدآمده از ماگماهای گرانیتی Al بیشتری نسبت به تورمالین‌های گرمابی دارند (London and Manning, 1995). با توجه به مقدار بالای ۰/۸ برای نسبت $FeO^* = FeO/FeO + MgO$ در تورمالین‌های بررسی شده در دایک‌های فلسیک درون کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، می‌توان گفت این تورمالین‌ها خاستگاه ماگمایی دارند. این در



شکل ۱۴. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های دایک‌های فلسیک در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در نمودارهای سه‌تایی (A: Al-Fe-Mg؛ B) Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985) (۱: گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۳: سنگ‌های کوارتز - تورمالین غنی از Fe^{3+} (گرانیت‌های دگرسان شده گرمابی)؛ ۴: شبه‌پلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از Al؛ ۵: شبه‌پلیت‌ها و متاپسامیت‌های ناهمزیست با یک فاز اشباع از Al؛ ۶: سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۷: الترامافیک‌های دگرگون شده با Ca کم و متاسدیمت‌های غنی از V و Cr؛ ۸: متاکربنات و متاپیروکسنیت‌ها؛ ۹: متاپلیت‌های غنی از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته؛ ۱۰: متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین‌دار؛ ۱۱: متاکربنات‌ها؛ ۱۲: الترامافیک‌های دگرگون شده).

Figure 13. The position of tourmalines in the studied felsic dikes in the east of Deh-Salm metamorphic complex in Al-Fe-Mg and Ca-Fe-Mg diagrams (Henry and Guidotti 1985) (1: Li-rich granitoids and related pegmatites and aplites; 2: Li-poor granitoids and related pegmatites and aplites; 3: Quartz-tourmaline rocks rich in Fe^{3+} (hydrothermally altered granites); 4: Symbiotic pseudo-pelites and metapsamites with a phase saturated with Al; 5: Non-symbiotic pseudo-pelites and metapsamites with a phase saturated with Al; 6: Calc-silicates, metapelites and quartz-tourmaline rocks rich in Fe^{3+} ; 7: Metamorphosed ultramafics with low Ca and metasediments rich in V and Cr; 8: Metacarbonates and metapyroxenites; 9: Ca-rich metaplites, metapsamites, and calc-silicate rocks; 10: Ca-poor metaplites, metapsamites and quartz-tourmaline-bearing rocks; 11: Metacarbonates; 12: Metamorphosed ultramafics.

پیشین در راستای تند و پر زاویه‌ای بریده شده‌اند و ماگمایی اسیدی به درون آنها نفوذ کرده است. تفاوت‌های آشکار ترکیبی این گرانیت‌ها، کانی‌های درون آنها و گرانیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های ده‌سلم نشان می‌دهد رخداد رویدادی ماگمایی همزمان با رخداد زمین‌ساختی متفاوت بلافاصله کمپلکس ده‌سلم را متأثر کرده است. در این پژوهش، از رویداد دگرریختی D_3 پس از رویدادهای دگرریختی فشارشی D_1 و D_2 یاد شد. از آنجایی که این دایک‌ها تورق اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه را بریده‌اند، پس این دایک‌ها پس از رویداد عمومی میگماتیته شدن و همزمان با بالآمدن کمپلکس یادشده رخ داده‌اند.

سپاس‌گزاری

از پروفیسور Nakashima Kuzuo در بخش علوم زمین و محیط‌زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن برای انجام تجزیه‌های شیمیایی صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

برداشت

عملکرد فازهای دگرریختی تزریق دایک‌های فلسیک در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به‌ویژه در میگماتیت‌های خاور آن را به‌دنبال داشته است. نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌های شیمیایی گویای حضور کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، مسکوویت و تورمالین در این دایک‌ها هستند. نسبت بالای $Fe/(Fe+Mg)$ نشان می‌دهد تورمالین‌های موجود در این دایک‌ها ترکیب شورل دارند. با توجه به مقادیر بالای Na_2O این تورمالین‌ها در گروه تورمالین‌های قلیایی جای می‌گیرند. مقدار بالای $Fe/(Fe+Mg)$ نبود منطقه‌بندی شیمیایی و شکل‌داربودن این تورمالین‌ها از شواهد خاستگاه ماگمایی آنها به‌شمار می‌روند. گمان می‌رود در هنگام رخداد رویدادی پس از پیدایش کمپلکس دگرگونی ده‌سلم و فرایند گرانیت‌زایی مرتبط با آن، در پایان ژوراسیک یا رویدادی جوان‌تر احتمالاً در هنگام بالآمدن، کمپلکس دچار کشش شده است و تورق‌های

References

- Ahmadi Bonakdar, S. and Ahmadi, A. (2014) Composition of tourmaline in Chah Ruii pegmatites, southwest of Nehbandan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(3), 549–560.
- Akrami, M. A. and Naderi Mighan, N. (2005) Geological Map of Deh-Salm, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Arefnejad, M. (2010) Deformation study of Deh-Salm metamorphic complex, west of Chahdashi. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, IRI.
- Atherton, M. P. and Tarney, J. (1979) *Origin of granite batholiths*. Springer, Shiva Publishing Ltd.
- Bagheri, S., Biabangard, H., Naseri, A., Zahedi, A. and Kuzuo, N. (2016) Using amphibole geochemistry in tectonometamorphic evolution of the Deh-Salm metamorphic complex. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 24 (3), 605-618 (in Persian).
- Bahramnejad, E. (2015) Metamorphic study of the Deh-Salm complex, with a special notice to geochemistry of garnet-staurolite-bearing rocks, east of Lut Block. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, IRI.
- Bahramnejad, E., Bagheri, S., Ahmadi, A. and Zahedi, A. (2017) Progressive metamorphism in metapelites of the Deh-Salm metamorphic complex, east of the Lut block according to garnet-biotite thermometry. *Geosciences*, 26, 325–338 (in Persian).
- Bahramnejad, E., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2020) Petrology and mineral chemistry in the Calc-silicates of the Deh-Salm metamorphic complex, East of Lut block: evidence of progressive metamorphism to the granulite facies. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 29(1), 149–164 (in Persian).
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605–626.

- Barton, R. Jr. (1969) Refinement of the crystal structure of buergerite and absolute orientation of tourmalines. *Acta Crystallographica*, B.25, 1524-1532.
- Berberian, M. (1973) Structural history of Lut Zone. Internal Report, Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Brown, M., Rushmer, T. and Sawyer, E. W. (1995) Introduction to Special Section: Mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *Journal of Geophysical Research*, B8 (15), 551-15,563.
- Burns, R. G. (1982) The blackness schorl: Fe²⁺-Fe³⁺ electron delocalization in tourmalines. *Transactions of the American Geophysical Union*, 63, 11- 42.
- Crawford, A. R. (1977) A summary of isotropic age data for Iran, Pakistan and India. *Memories hors serie de la societe geologique de France*, 1(8), 251-260.
- Collins, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapoarea, Northern Chile. Ph.D. Thesis, Faculty of Geoscience University of Arizona, Arizona.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, J. (1981) On the rotation of central- East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 3, 108-192.
- Donnay, G. and Barton, R. Jr. (1972) Refinement of the crystal structure of elbaite and the mechanism of tourmaline solid solution. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1E, 273-286.
- Dutrow, B. L. and Henry, D. J. (2000) Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro Mine, Minas Gerais, Brazil: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. *The Canadian Mineralogist*, 38, 131-143.
- Esmaeily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M. V., Moore, F. and Cotton, J. (2005) Petrology of Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Science*, 25, 961-980.
- Foit, F. F. Jr. and Rosenberg, P. E. (1977) Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 1-127.
- Foit, F. F. Jr. and Rosenberg, P. E. (1979) The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solutions. *American Mineralogist*, 788-798.
- Hamzehpour, B. (2005) Geological Map of Chahar-farsakh, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Hawthorn, F. C. and Henry, D. J. (1999) Classification of the mineral of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-215.
- 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.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Boron (Eds. Grew, E., Anovitz, L. M.). *Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. The Mineralogical Society of America, Washington, Dc. *Review Mineralogy*, 33, 503-557.
- Henry, D. J., Novak, M., Hawthorne, F. C., Ertl, A., Durtow, B. L., Uher, P. and Pezzota, F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-super group minerals. *American Mineralogist*, 96, 895-913.
- Jolliff, B. L., Papike, J. J. and Shearer, C. K. (1986) Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution, Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist*, 71, 472-500.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Sen, C. and Satir, M. (2008) Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 739-764.
- Krynine, P. D. (1946) The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology*, 54, 65-87.
- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology*, 90, 495-519.
- MacGregor, J. R., Grew, E. S., De Hoog, J. C. M., Harley, S. L., Kowalski, P. M., Yates, M. G. and Carson,

- C. J. (2013) Boron isotopic composition of tourmaline, prismatic, and grandidierite from granulite facies paragneisses in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica: evidence for a non-marine evaporate source. *Geochim Cosmochim Acta*, 123, 261–283.
- Mahmoodi, S. H. (2004) Petrology of metamorphic rocks of the Dehsalm complex (in Persian). M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, IRI (in Persian).
- Mahmoodi, M. and Masoudi, F. (2009) Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut Block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*, 99, 1153-1165.
- Marschall, H. R., Ludwig, T., Altherr, R., Kalt, A. and Tonarini, S. (2006) Syros metasomatic tourmaline: evidence for very high- δ B-11 fluids in subduction zones. *Journal of Petrology*, 47, 1915–1942.
- Marschall, H. R., Meyer, C., Wunder, B., Ludwig, T. and Heinrich, W. (2009) Experimental boron isotope fractionation between tourmaline and fluid: confirmation from in situ analyses by secondary ion mass spectrometry and from Rayleigh fractionation modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 675–681.
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand, *Mineralogical Magazine*, 45, 139-147.
- Mokhtari, N. (2012) Geochemistry of Granitoid rocks from East of Lut Block: Constraints on the nature of the crust in Eastern Iran. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, IRI (in Persian).
- Naderi Mighan, N. and Akrami, M. A. (2005) Explanatory text of Chah-Dashi. Geological Quadrangle Map 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Naseri, A. (2015) Petrology of mafic and ultramafic rocks of the Dehsalm metamorphic complex, (in Persian). East of Lut Block. M.Sc. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, IRI (in Persian).
- Nemec, D. (1968) Fluorine in tourmalines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20, 235-243.
- Nuber, B. and Schmetzer, K. (1979) The lattice position of Cr^{3+} in tourmaline; structural refinement of a chromium-rich Mg-Al-tourmaline. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 137, 184-197.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R. (1973) *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York.
- Pirajno, F. and Smithies, R. H. (1992) The $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ ratio of tourmaline: a useful indicator spatial variations in granite related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 42, 371-381.
- Pitcher, W. S. (1993) *The nature and origin of Granite*. Blackie Publication, London.
- Povondra, P. (1981) The crystal chemistry of tourmalines of the schorl-dravite series". 1981 *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 223-264.
- Reyer, D. and Mohaffez, A. (1972) A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology. *Edition Techniqs Paris*, 50-58.
- Rosenberg, P. E. and Foit, F. F. Jr. (1979) Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. *American Mineralogist*, 64, 100-106.
- Sahandi, M. (1992) Geological Map of Dehsalm. Scale 1:250000. Geological Survey of Ira, Tehran, IRI.
- Samson, I. M. and Sinclair, W. D. (1992) Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory. *Canadian Mineralogists*, 30, 937-954.
- Sinclair, W. D. and Richardson, J. M. (1992) Quartz-tourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory. *The Canadian Mineralogist*. 30, 923-935.
- Slack, J. F., Palmer, M. R., Stevens, B. P. J. and Barnes, R. G. (1993) Origin significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia, *Economic Geology*, 88, 505-541.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J. and Hushmand-zadeh, A. (1972) Central Lut reconnaissance, East Iran. Geological Survey of Iran, 22, 62 - 70.

- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, 153, 125-137.
- Tsang, T. and Ghose, S. (1973) Nuclear magnetic resonance of ^1H , ^7Li , ^{11}B , ^{23}Na and ^{27}Al in tourmaline (elbaite). *American Mineralogist*, 58, 224-229.
- Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 12-30.