



Research Article

Petrology and geochemistry of leucogranites of the Deh-Salm metamorphic igneous complex (east of Lut)

Shahryar Mahmoudi ¹✉, Mehran Yeganehfar ², Shiva Lavi ³

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, s.mahmoudi@khu.ac.ir

² Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, yeganehfar.mehran@gmail.com

³ M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, shiva.lavi1374@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 21 February 2026

Accepted: 17 June 2026

Keywords

East Iranian Basement

Zircon

Uranium-Lead Dating

Orogenic Granite

Deh-Salm



doi 10.22108/ijp.2026.148471.1384

Introduction

The Deh-Salm igneous–metamorphic complex in the Lut Block of eastern Iran exposes some of the most representative high-grade metamorphic rocks and peraluminous granitoids in the region. This complex provides crucial evidence for understanding the crustal evolution and tectonothermal history of eastern Iran, particularly the role of Jurassic metamorphism and crustal anatexis. Although previous studies have documented the presence of migmatites, two-mica granites, and peraluminous leucogranites, the precise magmatic sources, melting conditions, and geodynamic significance of the granitoids remain insufficiently constrained. The granitoid bodies exposed along the eastern and southeastern margins of the complex include quartz monzodiorite, quartz syenite, monzogranite, and syenogranite. Their close spatial association with stromatic migmatites strongly suggests crustal melting during regional metamorphism. This study integrates petrography, mineral chemistry, and zircon U–Pb geochronology to determine the petrogenesis and magma sources of these granitoids and their tectonic implications and to provide a coherent geodynamic model for the formation of the Deh-Salm complex within the eastern Lut Block.

Materials and Methods

A series of representative samples was collected from granitoid units and their migmatitic host rocks across the eastern margin of the Deh-Salm complex. Petrographic analyses using transmitted and reflected light microscopy were conducted to identify mineral assemblages, textures, zoning features, and

crystallization sequences. Mineral compositions of tourmaline, garnet, biotite, and muscovite were determined using electron microprobe analyses. Classification diagrams such as schorl–dravite fields (Figures 3a–3b), almandine–spessartine–pyrope–grossular plots for garnet (Figure 3c), and mica composition diagrams (Figure 3d) were used to

✉ Corresponding Author

To cite this article: Mahmoudi, S., Yeganehfar, M., Lavi, S. (2026) Petrology and geochemistry of leucogranites of the Deh Salm metamorphic igneous complex (east of Lut). *Petrological Journal*, 17(3), 57-82.



interpret melt sources and physicochemical conditions. Zircon grains were separated using standard heavy-liquid and magnetic techniques. Cathodoluminescence imaging was performed to identify internal structures, inherited cores, and magmatic oscillatory zoning (Figure 5). U–Pb zircon ages were obtained using LA-ICP-MS, and Concordia diagrams were prepared to interpret crystallization and inheritance ages (Figure 4). These combined analytical methods allow robust interpretation of melt provenance, metamorphic conditions, and geodynamic context. All chemical data were collected at the Department of Geology, University of Oslo, Norway.

Results and Discussion

Petrography and Mineral Chemistry

The leucogranitic bodies along the eastern margin of the Deh-Salm complex contain biotite, muscovite, garnet, and zoned tourmaline (Figures 2a-2b). Plagioclase commonly shows oscillatory zoning (Figures 2c-2d), indicating crystallization from an evolving melt under varying physicochemical conditions. Tourmaline compositions are dominated by the schorl component (~0.85) with minor dravite (<0.13) (Figures 3a-3b), typical of tourmalines formed from the partial melting of metapelitic sources (Bénard et al., 1985; London and Manning, 1995). Zoning patterns suggest late-magmatic modification under fluid-rich anatectic conditions. Garnets display Mn–Fe–Mg ratios consistent with almandine–spessartine-rich igneous garnets crystallized from pelitic-derived S-type melts (Figure 3c). These compositions indicate derivation from Mn- and Al-rich metasedimentary sources at shallow crustal levels. Biotite and muscovite are strongly peraluminous, plotting within fields associated with sediment-derived anatectic melts (Figure 3d). The coexistence of biotite + muscovite + garnet + tourmaline is a diagnostic assemblage for S-type granites produced by crustal anatexis.

Geochronology and Source Characteristics

U–Pb zircon ages between 163 and 166 Ma (Figure 4) demonstrate that granitoid emplacement occurred during the Upper Jurassic and was contemporaneous with peak regional metamorphism (Mahmoudi et al., 2010). Inherited zircon cores with distinctly older ages (Figure 5) show that ancient crustal materials—likely fragments of the northern Gondwana margin—were assimilated into the

magmas. This indicates that the eastern Lut Block contains older basement components beneath its Phanerozoic cover. The spatial association of granitoids with stromatic migmatites, the presence of melanosomes rich in Fe-biotite, and leucosomes dominated by quartz and feldspar all confirm in situ crustal melting processes.

Geodynamic Implications

Collectively, the petrography, mineral chemistry, and zircon geochronology indicate that the Deh-Salm granitoids are classic S-type melts generated by partial melting of metapelitic and metapsammitic protoliths. The Jurassic magmatism coincides with regional crustal thickening, heating, and metamorphism in the eastern Lut Block. The tectonic setting is best explained by crustal thickening and thermal relaxation following convergence along the northern Gondwana margin. The presence of inherited zircons implies that the Deh-Salm complex tapped deeper Precambrian crust during melting. Thus, the Deh-Salm complex records a major Jurassic tectonothermal event that reworked ancient Gondwanan crustal fragments in eastern Iran.

Conclusions

1. The granitoid bodies of the Deh-Salm complex consist mainly of quartz monzodiorite, quartz syenite, monzogranite, and syenogranite, spatially associated with stromatic migmatites and high-grade metamorphic rocks.
2. Petrographic and mineral-chemical evidence (tourmaline, garnet, biotite, muscovite) indicates strongly peraluminous, sediment-derived S-type magmas produced by partial melting of metapelitic and metapsammitic protoliths.
3. U–Pb zircon ages of 163–166 Ma show that granitoid emplacement was synchronous with peak Jurassic metamorphism in the Deh-Salm complex.
4. The presence of inherited zircon cores demonstrates assimilation of ancient crustal components, suggesting that fragments of Precambrian basement exist within the eastern Lut Block.
5. The Deh-Salm complex represents one of the oldest crustal domains exposed in eastern Iran and provides key evidence for Jurassic crustal thickening, anatexis, and reworking of Gondwanan continental fragments.



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی لکوگرانیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی دهسلم (خاور لوت)

شهریار محمودی^۱ , مهران یگانه‌فر^۲، شیوا لای^۳

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، s.mahmoudi@khu.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، yeganefarmehran@gmail.com

^۳ کارشناسی‌ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، shiva.lavi1374@gmail.com

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه آذرین-دگرگونی دهسلم در شرق استان خراسان جنوبی و در همبندی گسل نه‌بندان، بخشی از خردقاره ایران مرکزی به‌شمار می‌رود که شواهد ارزشمندی از دگرگونی پوسته قاره‌ای در کرانه خاوری ایران را در خود ثبت کرده است. این پژوهش با هدف بیان ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی، شیمی کانی‌ها و جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌های خاور و جنوب‌خاور کمپلکس دهسلم و بررسی ارتباط آنها با سنگ‌های میگماتیته و پی‌سنگ کهن این منطقه انجام شده است. کوارتزومونزدیوریت، کوارتزسینیت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت واحدهای بررسی شده در این پژوهش هستند که بیشترشان بافت تمام‌بلورین با شواهدی از بافت‌های پگماتیته، میکروگرافیک و پرتیتی دارند. حضور تورمالین، گارنت، مسکویت و بیوتیت که کانی‌های فرعی شاخص هستند، به‌ویژه در لکوگرانیت‌ها، از ویژگی‌های مهم کانی‌شناسی این توده‌هاست. شواهد صحرایی و میکروسکوپی وجود میگماتیته‌های استروماتیکتی در کرانه خاوری کمپلکس و پارائزهای دما-فشار بالا دربردارنده سلیمانیت، کوارتز و فلدسپار را نشان می‌دهد که گویای رخداد ذوب‌بخشی پوسته‌ای در شرایط دگرگونی درجه بالاست. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل (XRF و ICP-OES) نشان می‌دهند این گرانیت‌ها سرشت کالک‌آلکان دارند و در گستره ساب‌آلکان هستند و بیشتر از سری کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا و پرآلومین به‌شمار می‌روند. نسبت‌های A/CNK و الگوهای عنصرهای کمیاب، مشارکت منبع پوسته‌ای آلومین‌دار را در پیدایش ماگما نشان می‌دهند. نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی جایگیری این توده‌ها را در گستره گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) تا کمان آتشفشانی (VAG) نشان می‌دهند. داده‌های تجزیه شیمی کانی‌ها (EPMA) گویای ترکیب غالب شورل برای تورمالین‌ها، گارنت‌های غنی از آلماندین-اسپسارتین و بیوتیت‌های سازگار با مذاب‌های پدیدآمده از ذوب متاپلیت‌ها هستند. ترکیب پلازیوکلازها در بازه الیگوکلاز تا آندزین است و پهنه‌بندی شیمیایی آنها، همراه با شواهد بافتی، شرایط ناپایدار و دگرگونی تدریجی ماگما را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها روی هم‌رفته گویای خاستگاه ذوب

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۱۲/۰۲

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۳/۲۷

کلید واژه‌ها

پی‌سنگ خاور ایران

زیرکن

زمین‌زمان‌سنجی اورانیوم-سرب

گرانیت کوه‌زایی

دهسلم



 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: محمودی، ش.، یگانه‌فر، م.، لای، ش. (۱۴۰۵) سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی لکوگرانیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی دهسلم (خاور لوت).

پترولوژی، ۱۷ (۳)، ۵۷-۸۲.



نهشته‌های پلیتی و متاپسامیتی در یک محیط غنی از آلومینیم است و از این رو، گرانیت‌های یادشده از توده‌های نابارور به شمار می‌روند. داده‌های زمین‌زمان‌سنجی U-Pb نیز گویای جایگیری بخش مهمی از توده‌های گرانیتی در بازه زمانی نزدیک به ۱۶۳ تا ۱۷۳ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی تا پسین) همزمان با فاز اصلی دگرگونی ناحیه‌ای کمپلکس ده‌سلم هستند. با این حال، حضور زیرکن‌های بازمانده با سن‌های کهن‌تر نشان‌دهنده مشارکت پی‌سنگ پرکامبرین و ثبت رویدادهای کهن‌تر پوسته‌ای در خاور ایران است. بر این پایه، گرانیت‌های خاور ده‌سلم از ذوب‌بخشی پوسته‌ای در یک پهنه برخوردی فعال پدید آمده‌اند و از این رو، نقش مهمی در بازسازی و دگرگونی پوسته قاره‌ای کرانه خاوری ایران دارند.

مقدمه

توصیف روند دگرگونی سنگ‌کره قاره‌ای در یک منطقه از موضوعات مهم در بررسی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و ژئوفیزیک است که نیازمند طراحی الگوهای زمین‌پویا با به‌کارگیری همه داده‌ها در یک منطقه است. به‌طور کلی، رخنمون‌های پی‌سنگ کهن ایران به سه گروه بزرگ دسته‌بندی می‌شوند:

گروه نخست سنگ‌های گرانیتی و میگماتیت‌هایی هستند که همزمان با رویداد کوهزایی کاتانگایی و سخت‌شدن پی‌سنگ اولیه در گندوانا پدید آمده‌اند. از این رو، از گونه سنگ‌های آذرین درونی همزمان با کوهزایی و از سری کالک‌آلکالین به‌شمار می‌روند.

گروه دوم سنگ‌های گرانیتی پس از کوهزایی سری سنگی آلکالین هستند.

گروه سوم سنگ‌های هم‌ارز بیرونی گرانیت‌های آلکالین هستند که در زیر و همراه با سنگ‌های کامبرین پسین هستند و نشان‌دهنده کشیدگی پوسته قاره‌ای ایران در یک یا چند فاز کششی هستند (Aghanabati, 2004; Johnson et al., 2011).

شواهد زمین‌زمان‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در خاور بلوک لوت نشان می‌دهند پی‌سنگ این ناحیه بخشی از پوسته نئوپروتروزویک به کرانه شمالی گندوانا و سپر عربی-نوبی است (Collins and Pisarevsky, 2005; Johnson et al., 2011). دگرگونی تکتونوماگمایی این سامانه با فرورانش درون‌اقیانوسی و پیدایش کمان‌های ماگمایی و پهنه‌های پشت‌کمانی نزدیک به ۸۷۰ تا ۷۰۰ میلیون سال پیش آغاز شده است و سپس با برخورد و

پیوستن تراس‌های کمانی-اقیانوسی و بسته‌شدن پهنه‌های اقیانوسی در بازه زمانی ۸۰۰ تا ۶۵۰ میلیون سال پیش ادامه یافته است که در پایان به دگرگونی کوهزایی پان‌آفریقایی و رشد پوسته قاره‌ای جوان در کرانه شمالی گندوانا انجامیده است (Johnson et al., 2011). در خاور دشت لوت نیز حضور زیرکن‌های بازمانده با سن‌های نزدیک به ۶۰۰ تا ۹۰۰ میلیون سال پیش در گرانیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی نشان می‌دهد بخش‌هایی از این پی‌سنگ نئوپروتروزویک در زیر بلوک لوت بجا مانده است و در رویدادهای زمین‌ساختی پسین در ایران مرکزی در ماگماهای جوان‌تر بازکار^۱ شده‌اند (Zarrinkoub et al., 2012; Mazhari et al., 2024). سپس برخورد پایانی میان قطعات بزرگ خاوری و باختری گندوانا، همراه با جدایش و فرار زمین‌ساختی، لغزش و شکستگی گسلی، لایه‌لایه‌شدن و گسترش (۵۵۰ تا ۶۳۰ میلیون سال پیش) با پیدایش جدید پوسته قاره‌ای دنبال شده است (Avigad and Gvirtzman, 2009; Genna et al., 2002; Johnson et al., 2011; Johnson and Woldehaimanot, 2003; Kamal et al., 2013; Kröner et al., 1987; Stern, 1994a; Stern, 1994b; Stern and Johnson, 2010). در بخش خاوری لوت، بلورهای زیرکن جداشده از سنگ‌های آذرین منطقه بیارجمند-چاه جم به روش اورانیم-سرب سنی نزدیک به ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند (Shafaii Moghadam et al., 2013).

به باور پژوهشگران سازمان زمین‌شناسی و

¹ rework

گرانیت‌زایی با پی‌سنگ مجموعه دگرگونی ده‌سلم که نشانه‌هایی از دگرگونی درجه بالا دارد بررسی شوند و بر پایه آن، به بررسی روند دگرگونی در این بخش از پوسته قاره‌ای ایران پرداخته شود.

روش انجام پژوهش

مجموعه‌ای از نمونه‌های برگزیده به نمایندگی از واحدهای گرانیتویدی و سنگ‌های میزبان میگماتیتهی آنها در کرانه خاوری مجموعه ده‌سلم گردآوری شد. برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه، شمار ۵ نمونه از سنگ‌های گرانیتی بر پایه کمترین دگرسانی و تنوع ترکیب کانی‌شناسی برگزیده شدند و برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای اصلی و کمیاب در آزمایشگاه شرکت مطالعات معدنی زرازرما به روش XRF و ICP-OES تجزیه شدند. همچنین، از داده‌های محمودی و همکاران (Mahmoudi et al., 2010) بهره گرفته شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی (به روش XRF) اکسیدهای عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) لکوکرانیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم.

Table 1. Chemical data (XRF method) of major elements' oxides (in wt%) in leucogranites of the Deh-Salm metamorphic igneous complex.

Rock Type	Syenogranite		Qz-Monzodiorite	Monzogranite	Qz-Syenite
Symbol					
Sample No.	Dy-100	Dy-139	Dy-112	Dy-105	Dy-117
SiO ₂	66.45	68.08	58.8	66.82	61.12
Al ₂ O ₃	16.71	16.35	16.9	17.41	17.80
Fe ₂ O ₃	2.34	2.31	6.50	2.58	1.85
MgO	0.68	0.61	5.40	0.75	1.54
CaO	3.01	2.56	4.7	2.45	3.12
Na ₂ O	4.75	4.27	3.50	4.08	5.10
K ₂ O	4.42	4.46	2.80	4.30	7.19
TiO ₂	0.27	0.31	0.34	0.33	0.31
MnO	0.05	0.05	0.10	0.04	0.07
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.22	0.14	0.11
SUM	98.81	99.12	99.21	98.90	98.21

پی‌جویی‌های معدنی کشور در نخستین بررسی‌های مدون در مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم در سال ۱۳۴۹ و ۱۳۵۰، مجموعه ده‌سلم به دو بخش اصلی کهن مربوط به پی‌سنگ قدیمی و مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای جدیدتر دسته‌بندی می‌شود که سن دگرگونی ناحیه‌ای پس از ژوراسیک میانی بوده است (Stöcklin et al., 1972). بررسی‌های زمین‌زمان‌سنجی به روش Rb-Sr، سن دو نمونه از سنگ‌های دگرگونی منطقه را به ترتیب 209 ± 10 و 2206 ± 2 میلیون سال پیش نشان می‌دهند (Reyer and Mohafez, 1972). بر این پایه، فاز کوهزایی کیمرین پسین (ژوراسیک میانی) بلوک لوت با بروز بالاآمدگی گسترده، تغییرات رخساره‌ای پرشتاب، چین‌خوردگی شدید لایه‌ها و دگرگونی سنگ‌ها همراه بوده است و نشان‌دهنده حاکمیت یک رژیم زمین‌ساختی فشاری به‌شدت فعال در ژوراسیک میانی در پهنه ایران مرکزی است (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). شواهد میدانی و چینه‌شناسی در خاور و جنوب‌خاوری ایران گویای ناپیوستگی‌های فرسایشی منطقه‌ای، تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، و دگرریختی و دگرگونی سنگ‌های مزوزوئیک هستند که همگی با فعالیت فاز کوهزایی کیمرین و بازسازی دوباره پهنه‌های رسوبی و پهنه‌های ساختاری در دشت لوت همخوانی دارند (Tirrul et al., 1983; Zarrinkoub et al., 2012).

بررسی‌های زمین‌زمان‌سنجی اسماعیلی (Esmaili, 2001) روی توده گرانیتی شاه‌کوه، سن‌هایی نزدیک به ۱۵۰ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد. بررسی‌های زمین‌زمان‌سنجی محمودی و همکاران (Mahmoudi et al., 2010) بر پایه زیرکن‌های درون لکوکرانیت‌های خاور مجموعه ده‌سلم سنی نزدیک به 171 ± 7 میلیون سال پیش را نشان داد. زمین‌زمان‌سنجی توده شاه‌کوه نیز سنی نزدیک به 173 ± 5 تا 171 ± 9 میلیون سال پیش را نشان داد و گرانیت‌های بخش مرکزی توده نیز سن 163 ± 1 میلیون سال پیش را نشان دادند (Mahmoudi et al., 2010). در این پژوهش تلاش شده است وابستگی

تجزیه و بررسی‌های سنگ‌نگاری با به‌کارگیری میکروسکوپ نوری گذری و بازتابی برای شناسایی مجموعه‌های کانیاپی، بافت‌ها، ویژگی‌های پهنه‌بندی و توالی‌های تبلور در دانشگاه خوارزمی تهران انجام شد. شیمی کانی‌های تورمالین، گارنت، بیوتیت و مسکوویت (جدول‌های ۳ و ۴) با به‌کارگیری تجزیه و بررسی‌های ریزکاو الکترونی در دانشگاه اسلو کشور نروژ به‌دست آورده شدند و نمودارهای رده‌بندی آنها ترسیم شد.

دانه‌های زیرکن با به‌کارگیری روش‌های استاندارد مایع سنگین و مغناطیسی جدا شدند. تصویربرداری کاتدولومینسانس برای شناسایی ساختارهای درونی، هسته‌های بازمانده و پهنه‌بندی نوسانی ماگمایی انجام شد. سن زیرکن U-Pb با به‌کارگیری TIMS به‌دست آمد و نمودارهای کنکوردیا برای تفسیر سن تبلور و بازمانده تهیه شدند. این داده‌ها (جدول ۵) نیز در دانشکده علوم زمین دانشگاه اسلو در کشور نروژ به‌دست آمده‌اند.

این روش‌های تحلیلی ترکیبی، تفسیر قوی از خاستگاه مذاب، شرایط دگرگونی و زمینه زمین‌پویا را ممکن می‌کنند.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه بررسی‌شده در باختر شهرستان نهبندان و شمال‌خاور روستای ده‌سلم میان عرض‌های جغرافیایی $24^{\circ}31'$ و $31^{\circ}18'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $59^{\circ}40'$ تا $34^{\circ}59'$ خاوری جای دارد (شکل ۱). کمپلکس ده‌سلم به صورت رشته‌کوهی نه‌چندان مرتفع با روند اصلی شمالی-جنوبی است که در بخش شمالی، به دامنه‌های ارتفاعات توده گرانیتی شاه‌کوه می‌رسد (Mahmoudi, 2009). مجموعه میگماتیتی و گرانیت‌های یادشده در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم جای دارند.

در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران و ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و پی‌جویی‌های معدنی کشور در منطقه ده‌سلم، شکستگی‌هایی موازی یکدیگر در راستای شمالی-جنوبی دیده می‌شوند که گسل نهبندان نامیده می‌شوند. درازای این گسل نزدیک به ۷۵۰ کیلومتر است و به باور نبوی (Nabavi, 1976)، این گسل در جنوب خمیدگی دارد که این گسل را به‌سوی خاور منحرف کرده

جدول ۲. داده‌های به‌دست آمده از تجزیه شیمیایی عنصرهای کمیاب (بر پایه ppm) لکوگرانیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم.

Table 2. Chemical data (ICP-OES method) of trace elements (in ppm) in leucogranites of the Deh-Salm metamorphic igneous complex.

Sample No.	Dy-100	Dy-105	Dy-112	Dy-117	Dy-139
Ba	158	119	402	231	725
Rb	58	59	68	114	102
Sr	63.6	83.7	457.1	63.4	319.5
Zr	17	15	60	13	40
Nb	2.7	2.7	2.8	1	4.9
La	1	1	9	1	28
Ce	2	2	19	1	56
Pr	0.05	0.05	2.11	0.05	6.38
Nd	4.2	4.2	13.6	3.4	27.5
Sm	0.09	0.09	2.15	0.05	4.07
Eu	0.25	0.25	1.02	0.3	1.09
Gd	0.42	0.41	1.84	0.25	2.98
Tb	0.1	0.1	0.27	0.1	0.3
Dy	0.53	0.53	2.11	0.29	2.1
Er	0.05	0.05	1.71	0.05	1.14
Tm	0.1	0.1	0.19	0.1	0.12
Yb	0.3	0.3	1.1	0.1	0.5
Lu	0.1	0.1	0.18	0.1	0.1
Cs	6.2	6.2	0.9	6.9	2.3
Hf	0.5	0.5	0.65	0.5	1.16
Tl	0.26	0.27	0.1	0.56	0.81
Y	2.6	2.7	11.3	1.1	6.7
Th	15	15	25	16	23
U	0.7	0.7	0.6	0.67	1.9
Sc	0.9	0.9	40.6	0.5	3.5
Cd	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Be	1.7	1.7	0.7	0.4	3.4
Pb	12	12	8	34	23
Li	4	6	15	9	34
Ti	10	10	5192	10	3395
Ta	1.56	1.55	0.1	0.1	0.42

است (مرز ایران و پاکستان) و در شمال به سوی باختر
گرایش داده است. این گسل در واقع مرز جداکننده بلوک
لوت از پهنه فلیش و آمیزه‌های افیولیتی خاور ایران است.
این گسل در کرانه شمال‌خاور لوت به‌سوی باختر خمیده
است و شاخه خاوری آن تا عرض ۳۴ درجه شمالی نیز
کشیده شده است.

جدول ۳. داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی دقیق (EPMA) برای کانی‌های گارنت، بیوتیت و مسکوویت در بخش‌های میگماتیته همراه با
توده‌های گرانیت خاور کمپلکس ده‌سلم. مقدارهای کاتیونی (در محاسبات استوکیومتری آهن کل به کار برده شده است).

Table 3. Precise chemical analysis (EPMA) of garnet, biotite and muscovite minerals in migmatite sections associated with granite masses east of the Deh-Salm Complex. Cation values (Total iron was used in stoichiometric calculations).

Mineral Type Garnet									Mineral Type Tourmaline		
SiO ₂	36.83	37.24	36.84	35.01	34.21	36.46	34.78	37.27	SiO ₂	34.87	33.87
TiO ₂	0.03	2.04	3.01	3.05	3.25	3.02	3.33	4.01	TiO ₂	0.63	0.01
Al ₂ O ₃	21.07	21.03	20.97	19.45	19.24	20.88	19.63	20.90	Al ₂ O ₃	35.99	32.15
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	DL*>	0.12	0.05	0.04	0.06	0.02	Cr ₂ O ₃	0.04	0.01
FeO	30.84	30.35	30.39	20.43	20.22	30.91	28.14	30.47	FeO	7.98	6.14
MnO	8.69	9.16	8.60	0.30	0.73	9.33	7.23	9.13	MnO	0.04	0.01
MgO	2.12	1.96	2.12	7.58	7.43	1.92	6.37	2.05	MgO	6.61	7.15
CaO	0.30	0.29	0.28	DL>	DL>	0.35	0.03	0.31	CaO	0.10	0.91
Na ₂ O	DL>	DL>	DL>	0.29	0.28	0.01	0.27	0.01	Na ₂ O	1.02	2.30
K ₂ O	DL>	0.02	0.00	0.37	104.00	0.00	0.07	0.00	K ₂ O	8.54	9.02
Total	99.89	102.10	102.20	86.67	189.20	102.90	99.92	104.17	Total	95.82	91.57
Si	3.00	2.98	2.95	3.11	0.94	2.91	2.78	2.94	Si ^T	5.51	5.65
Ti	0.00	0.12	0.18	0.20	0.07	0.18	0.20	0.24	Al	0.49	0.34
Al	2.02	1.98	1.98	2.04	0.63	1.96	1.85	1.94	B	3.00	3.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	ΣT-site	6.00	5.97
Fe	2.10	2.03	2.03	1.52	0.47	2.06	1.88	2.01	Al ^Y	0.21	0.20
Mn	0.60	0.62	0.58	0.02	0.02	0.63	0.49	0.61	Cr	0.00	0.01
Mg	0.26	0.23	0.25	1.01	0.31	0.23	0.76	0.24	Fe ²⁺	1.06	0.96
Ni	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	Mn	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	Mg	1.56	1.75
Na	0.00	0.00	0.00	0.06	5.56	0.00	0.01	0.00	Ti	0.07	0.03
Mg/Mg+Fe	0.11	0.10	0.11	0.40	0.40	0.10	0.29	0.11	ΣY-site	2.91	2.95
Fe ³⁺	0.02	0.19	0.24	0.61	10.91	0.14	0.20	0.29	X _v	0.22	0.36
Fe ²⁺	2.12	2.22	2.28	2.13	10.44	2.21	1.68	2.30	Li*	0.09	0.38
End Member:									Na	0.89	0.99
Grs	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	K	0.28	0.43
Prp	0.09	0.08	0.08	0.31	0.03	0.08	0.26	0.08	Name	Schorl	Schorl
Alm	0.71	0.72	0.73	0.67	0.93	0.72	0.57	0.73			
Sps	0.20	0.20	0.19	0.01	0.00	0.21	0.17	0.19			

* DL: detection limit

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Mineral Type	Biotite					Muscovite				
SiO ₂	37.38	35.27	35.14	35.08	34.76	46.34	45.69	46.11	36.95	35.71
Al ₂ O ₃	21.23	19.59	19.38	19.74	18.99	36.74	35.86	35.79	62.67	63.18
TiO ₂	0.03	3.06	3.63	2.66	4.16	0.66	0.68	0.74	0.02	DL>
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.11	0.01	0.11	0.05	0.04	0.03	DL>	0.04
FeO	30.72	20.07	20.67	19.89	20.72	1.056	0.997	1.063	0.463	0.201
MnO	9.22	0.19	0.19	0.22	0.25	0.01	0.02	0.01	0.03	DL>
MgO	1.93	7.60	7.55	7.55	7.06	0.56	0.46	0.49	0.01	0.03
CaO	0.31	0.05	0.03	0.00	DL>	0.06	DL>	0.01	0.01	0.02
Na ₂ O	0.01	0.31	0.27	0.28	0.47	0.78	0.96	0.94	0.00	0.03
K ₂ O	0.05	9.18	9.18	9.19	9.31	9.56	10.32	10.44	0.02	0.00
Total	100.90	95.29	96.17	94.59	95.75	95.81	95.02	95.63	100.17	99.27
Si	3.31	3.13	3.11	3.13	3.10	3.33	3.33	3.35	2.40	2.34
Al	2.22	2.04	2.02	2.08	1.99	3.11	3.08	3.06	4.79	4.87
Ti	0.00	0.20	0.24	0.18	0.28	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.69	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	1.78	1.96	1.98	1.92	2.01	0.89	0.92	0.94	0.00	0.00
Mg	0.26	1.01	0.99	1.00	0.94	0.06	0.05	0.05	0.00	0.00
Ca	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.05	0.05	0.05	0.08	0.11	0.14	0.13	0.00	0.00
K	0.01	1.04	1.03	1.05	1.06	0.88	0.96	0.97	0.00	0.00
Ba	1.07	0.70	0.72	0.69	0.72	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01
tot. cat.	9.37	10.14	10.16	10.12	10.21	8.46	8.51	8.57	7.20	7.22
X _{Mg}	0.27	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	0.98	0.99	0.36	1.00

جدول ۴. داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی دقیق (EPMA) برای کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار (در محاسبات استوکیومتری آهن کل به کار برده شده است).

Table 4. Precise chemical analysis (EPMA) of plagioclase and alkali feldspar minerals (Total iron was used in stoichiometric calculations).

Mineral Type	Plagioclase								Plagioclase						
Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	57.02	48.81	52.19	59.46	58.92	55.02	59.56	59.93	55.93	48.87	54.35	54.63	58.93	57.62	59.52
Al ₂ O ₃	26.77	30.70	29.71	24.52	24.76	27.61	25.35	24.72	27.40	31.58	28.02	27.22	24.68	25.53	24.92
FeO	0.35	0.21	0.34	0.23	0.17	0.28	0.18	0.18	0.12	0.33	0.31	0.36	0.36	0.27	0.17
CaO	9.58	14.80	13.55	6.68	7.36	10.53	7.49	7.30	10.05	15.24	11.00	10.35	7.41	8.35	7.28
Na ₂ O	6.46	3.26	4.38	7.58	7.50	5.71	7.58	7.59	6.16	3.17	5.42	6.05	7.70	7.21	7.96
K ₂ O	0.31	0.18	0.16	0.63	0.54	0.18	0.53	0.43	0.26	0.08	0.31	0.28	0.49	0.29	0.18
Total	100.50	97.94	100.30	99.10	99.25	99.34	100.70	100.10	99.93	99.28	99.41	98.89	99.58	99.26	100.00
Si	2.55	2.27	2.36	2.67	2.65	2.49	2.64	2.67	2.51	2.24	2.46	2.48	2.64	2.59	2.65

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Mineral Type	Plagioclase								Plagioclase							
Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	
Al	1.41	1.68	1.58	1.30	1.31	1.47	1.32	1.30	1.45	1.71	1.50	1.46	1.30	1.35	1.31	
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ca	0.46	0.74	0.66	0.32	0.35	0.51	0.36	0.35	0.48	0.75	0.53	0.50	0.36	0.40	0.35	
Na	0.56	0.29	0.38	0.66	0.65	0.50	0.65	0.66	0.54	0.28	0.48	0.53	0.67	0.63	0.69	
K	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	
tot. cat.	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
tot. oxy.	7.96	7.96	7.95	7.97	7.96	7.97	7.96	7.98	7.96	7.95	7.96	7.93	7.94	7.94	7.95	
An	44.28	70.78	62.54	31.60	34.13	49.93	34.29	33.89	46.71	72.30	51.93	47.85	33.79	38.38	33.25	
Ab	1.41	1.68	1.58	1.30	1.31	1.47	1.32	1.30	1.45	1.71	1.50	1.46	1.30	1.35	1.31	
Or	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	

جدول ۴. ادامه.

Table 4. Continued.

Mineral Type	Alkali feldspar						Alkali feldspar				
Point No.	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
SiO ₂	68.43	67.39	68.18	68.58	66.59	68.09	66.50	78.68	67.56	68.03	66.53
Al ₂ O ₃	19.76	19.68	19.26	19.12	19.40	19.69	19.33	13.11	19.71	19.25	19.84
FeO	0.18	0.00	0.14	0.00	0.02	0.17	0.23	0.06	0.12	0.07	0.10
MgO	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.01	0.04
CaO	0.41	0.41	0.50	0.31	0.71	0.57	0.76	0.39	0.56	0.73	0.88
Na ₂ O	11.35	11.09	11.45	11.76	11.07	11.32	11.13	8.09	11.46	11.57	10.88
K ₂ O	0.52	0.47	0.10	0.19	0.40	0.46	0.20	0.15	0.19	0.12	0.52
total	100.70	99.06	99.63	99.97	98.20	100.33	98.15	100.60	99.60	99.77	98.78
Si	2.65	2.98	2.99	3.00	2.97	2.97	2.97	3.56	2.97	2.98	2.95
Al	1.31	1.03	1.00	0.98	1.02	1.01	1.02	0.70	1.02	0.99	1.04
Fe ³⁺	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.35	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04
Na	0.69	0.95	0.98	1.00	0.96	0.96	0.96	0.71	0.98	0.98	0.94
K	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
tot. cat.	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
tot. oxy.	7.95	8.00	8.00	7.98	7.99	7.98	7.99	8.55	7.98	7.98	7.99
An	33.25	1.96	2.32	1.43	3.36	2.65	3.60	2.59	2.61	3.35	4.15
Ab	65.78	95.37	97.12	97.56	94.39	94.82	95.30	96.20	96.34	96.02	92.94
Or	0.97	2.67	0.56	1.01	2.26	2.53	1.10	1.21	1.05	0.63	2.91

جدول ۵. داده‌های تجزیه شیمیایی ایزوتوپی ایزوتوپ‌های اورانیوم، توریم و سرب در نمونه‌های گرانیتویدی خاور ده‌سلم.

Table 5. U–Pb and Th–Pb isotopic chemical analysis data for the granitoid samples from the eastern Deh-Salm complex.

U	Th/U ²	Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ⁴	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁵	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁵	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁵	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁵	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁵	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁵
[ppm]		[pg]					[age in Ma]	[age in Ma]	
1517	0.34	1.9	2175	0.3562	0.043213	0.05979	272.7	309.4	955.0
2521	0.16	4.2	1000	0.1783	0.025978	0.04978	165.3	166.6	957.6
1577	0.30	3.8	698	0.1775	0.026002	0.04951	165.5	165.9	172
1757	0.26	0.8	3451	0.1784	0.026163	0.04946	166.5	166.7	170
1648	0.25	1.0	2724	0.1758	0.025834	0.04936	164.4	164.4	164.8
3379	0.23	2.7	2025	0.1754	0.025686	0.04953	163.5	164.1	172.9
1311	0.24	0.9	2164	0.1688	0.024772	0.04944	157.7	158.4	168.6
1414	0.25	3.3	682	0.1680	0.024571	0.04960	156.5	157.7	176
624	30.37	8.6	606	0.1752	0.025779	0.04929	164.1	163.9	162
1000	18.27	7.7	1054	0.1721	0.025360	0.04923	161.4	161.3	158.7
1181	28.38	13.5	1423	0.1742	0.025557	0.04943	162.7	163.0	168.1
267	28.10	67.0	56.1	0.1641	0.025103	0.0474	159.8	154.3	

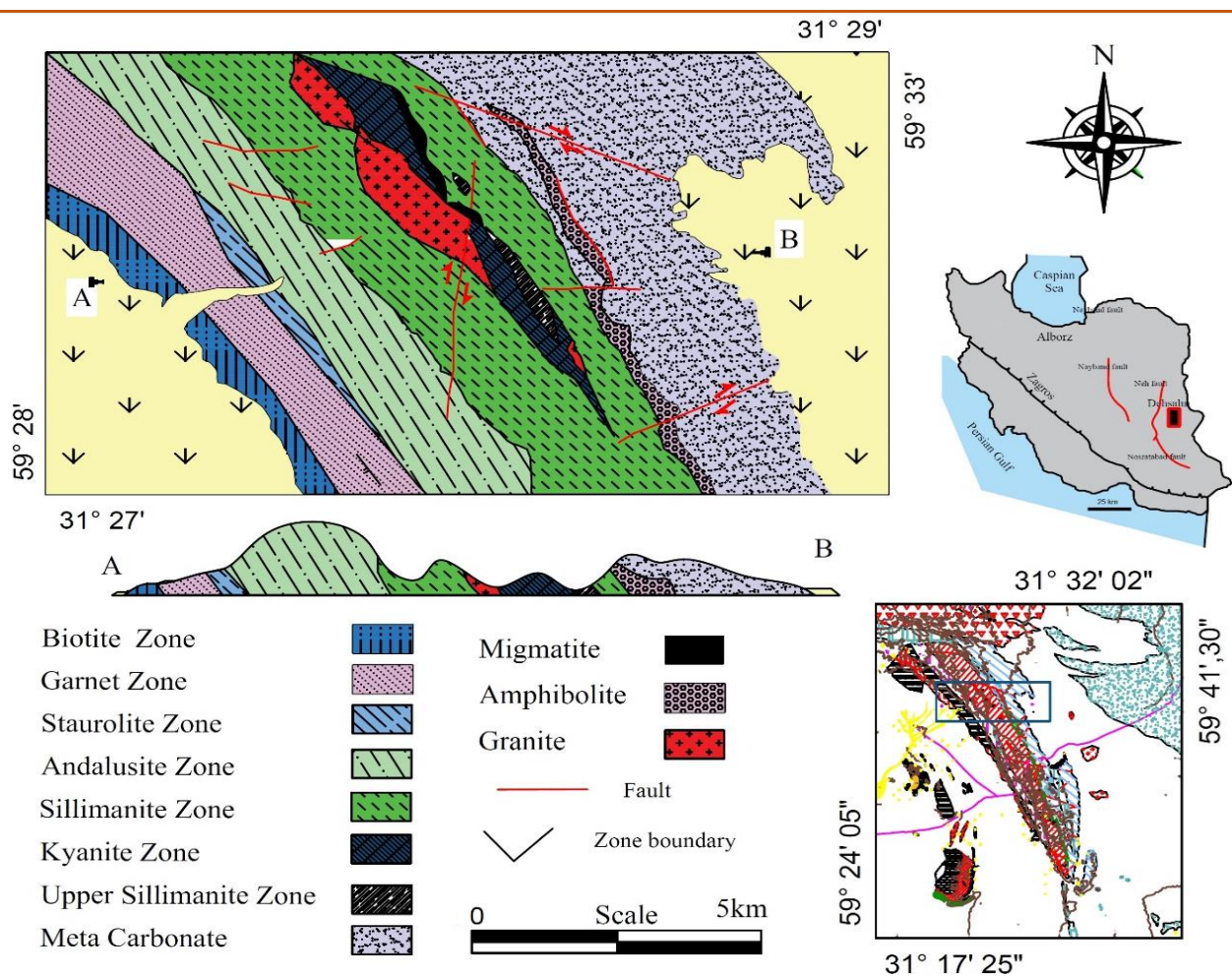
کانی‌های اصلی سازنده آنها کوارتز و آلکالی‌فلدسپار هستند و میکای سفید به صورت کانی فرعی دیده می‌شود.

گرانیت‌های خاور ده‌سلم

ریخت‌شناسی رخنمون‌های توده‌های آذرین خاور مجموعه ده‌سلم بر خلاف توده اصلی شاه‌کوه و توده‌های گرانیتی درون مجموعه ده‌سلم، کمابیش هموار و ملایم است و بیشتر به‌صورت تپه‌ماهورهای هوازه دیده می‌شود تا جایی که در نخستین گزارش‌ها (Stöcklin et al., 1972) به نام واحدهای گنایسی خاور مجموعه اصلی و بخشی از سنگ‌های دگرگونی مجموعه ده‌سلم گزارش شده‌اند. در بخش‌هایی از کرانه خاوری کمپلکس دگرگونی رخنمون‌هایی از سنگ‌های میگماتیستی دیده می‌شوند که در مقاطع میکروسکوپی و رخنمون‌های صحرایی نشانه‌هایی از ذوب‌بخشی سنگ دگرگونی درجه بالا در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-۲A) که تأثیر دگرگونی دما-فشار بالا در این سنگ‌ها را گوشزد می‌کند. این ویژگی وجود فازهای دگرگونی دما و فشار بالا در کرانه خاوری لوت را محتمل کرده است. روابط چینه‌شناسی نشان می‌دهد بخش‌های یادشده در پایین‌ترین بخش از مجموعه دگرگونی جای دارند (شکل ۲-۲B).

سنگ‌های آذرین این مجموعه دربردارنده توده گرانیت شاه‌کوه هستند که در شمال منطقه جای دارند. این توده یک گرانیت بیوتیت‌دار است و با ریخت‌شناسی کاملاً مرتفع از سنگ‌های پیرامون شناخته می‌شود. در بخش درونی مجموعه دگرگونی ده‌سلم و موازی با روندهای اصلی جهت‌یافتگی دگرگونی ده‌سلم توده‌های گرانیتی دیده می‌شود. ریخت‌شناسی این توده‌ها ارتفاع بیشتری نسبت به سنگ‌های پیرامون دارد. نمونه‌ها در برخی بخش‌ها بافت میلونیتی دارند و در مقاطع میکروسکوپی بافت گنایسی از خود نشان می‌دهند. این توده‌ها گاه بسیار هوازه و دگرریخت هستند. بررسی‌های زمین‌زمان‌سنجی انجام‌شده نشان می‌دهد واپسین فعالیت‌های ماگمایی در ارتباط با سنگ‌های گرانیتی در بازه زمانی کوتاهی از ۱۶۳ تا ۱۶۶ میلیون سال پیش روی داده است و دگرگونی همزمان با فعالیت‌های ماگماتیک منطقه را به دنبال داشته است (Mahmoudi, 2009).

سومین واحد آذرین در مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم گرانیت‌های خاور و جنوب‌خاور این منطقه هستند. بیشتر این توده‌ها دگرسان شده‌اند و ریخت‌شناسی کمابیش همواری در برابر زمین‌های پیرامون خود دارند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی بخشی از مجموعه آذرین-دگرگونی دهسلم (برگرفته از محمودی (Mahmoudi, 2009)).

Figure 1. Geological map of part of the Deh-Salm igneous-metamorphic complex (After Mahmoudi, 2009).

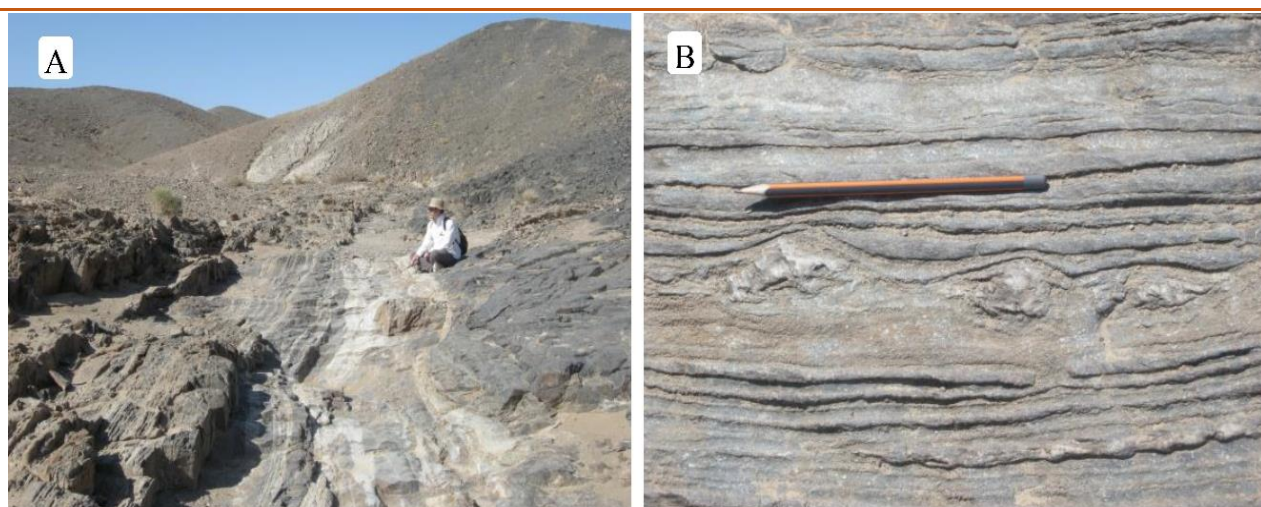
همچنین، کانی‌های فرعی دربردارنده بیوتیت، مسکوویت، فراوان و آمفیبول از گونه هورنبلند سبز دیده می‌شود. خاموشی موجی در بلورهای کوارتز و شکستگی در بلورهای گوناگون به‌ویژه پلاژیوکلاز به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۳-۱A).

کوارتزسینیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی کوارتز و ۶۰ تا ۶۵ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار دارند و بافت گرانولار و تمام‌بلورین و در بخش‌هایی بافت پگماتیته نشان می‌دهند که در آنها بلورهای مسکوویت، کیانیت، تورمالین و گارنت نیز به‌عنوان کانی فرعی کمابیش فراوان دیده می‌شود (شکل ۳-۱B).

بحث

بررسی‌های سنگ‌نگاری در توده‌های آذرین خاور مجموعه دگرگونی دهسلم نشان می‌دهد در رده‌بندی سنگ‌نگاری اشتريکایزن، این سنگ‌ها کوارتزمونزونیت، کوارتزسینیت و سینوگرانیته هستند. به‌طور کلی، بافت‌های تمام‌بلورین در این سنگ‌ها غالب هستند و در برخی نمونه‌ها بافت‌های پگماتیته، میکروگرافیک نیز به‌صورت اندک و پهنه‌ای دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپارها هستند و تورمالین فراوان‌ترین کانی فرعی آنها به‌شمار می‌رود.

کوارتزمونزودیوریت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای ۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی کوارتز و ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار است.



شکل ۲. A) میگماتیت‌های خاور مجموعه ده سلم با نوارهای تیره ملانوسوم و نوارهای روشن لوکوسوم؛ **B)** میگماتیت‌های منطقه ده سلم با ساختار چشمی به صورت بادامک‌های روشن از کانی‌های پیش‌گداز.

Figure 2. A) Migmatites of the eastern of the Deh-Salm complex, showing dark melanosome bands and light leucosome bands; **B)** Migmatites of the Deh-Salm region with an augen structure characterized by light-colored lenses of prograde minerals.

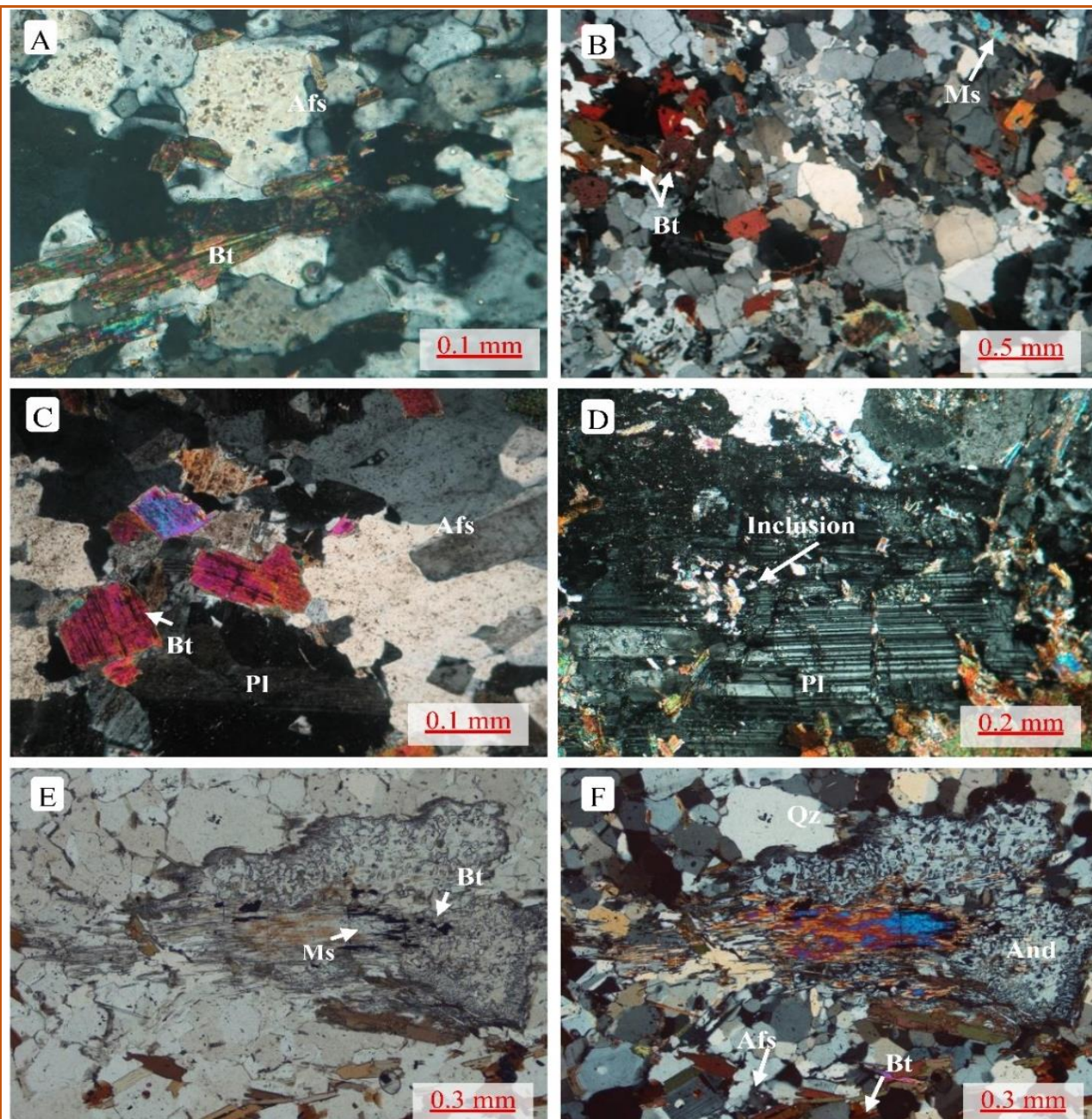
همان‌گونه‌که گفته شد نمونه‌هایی از سنگ **میگماتیت** در کرانه خاوری با بافت استروماتیک دیده می‌شوند. این سنگ‌ها ساختاری نواری شکل دارند و شواهد ذوب‌بخشی دربردارنده پارائز سیلیمانیت-کوارتز بدون بیوتیت در بخش پالئوسوم و فلدسپار و کوارتز در بخش لوکوسوم و همچنین، بیوتیت‌های غنی از آهن در بخش ملانوسوم را در خود نگه داشته‌اند. این نمونه‌ها به‌طور کلی مرز بالای دگرگونی را نمایش می‌دهند و بر پایه بررسی‌های صحرایی، در بخش زیرین مجموعه دگرگونی جای دارند و همچنین، وابستگی نزدیکی با گرانیت‌های خاور مجموعه نشان می‌دهند (شکل‌های E-۳ و F-۳).

زمین‌شیمی

بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل در نمودارهای هارکر (Harker, 1909)، احتمالاً دو گروه سنگی در خاور ده سلم وجود دارد. در هر دو گروه، گستره سنگی سینوگرانیت تا گرانیت مونزونیتی دیده می‌شود. گروه نخست دربردارنده مجموعه سنگی است که نسبت به گروه دوم کانی‌های مافیک کمتر و کانی‌های فلسیک بیشتری دارد؛ هرچند سنگ‌نگاری هر دو گروه همانند هم است.

مونزوگرانیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کوارتز و ۴۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار دارند و بافت گرانولار و تمام‌بلورین گاهی پگماتیتی به‌همراه بافت‌های فرعی گرافیک و پرتیتی نشان می‌دهند. همچنین، کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و تورمالین با برجستگی متوسط به رنگ قهوه‌ای، آبی و بنفش از کانی‌های فرعی آنها هستند. اندازه بلورهای تورمالین ۰/۵ تا ۵ سانتیمتر از دیگر بلورها بزرگ‌تر است و پهنه‌بندی شیمیایی به‌خوبی در آنها دیده می‌شود (شکل C-۳).

سینوگرانیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کوارتز و ۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار دارند و بافت گرانولار و تمام‌بلورین نشان می‌دهند. بلورهای فلدسپار به‌صورت میکروگرافیک و پرتیتی دیده می‌شوند. همچنین، کانی‌های فرعی دربردارنده بیوتیت، پیروکسن با برجستگی بالا نسبت به بلورهای همجوار است. آلکالی‌فلدسپار کمابیش هوازده است و شکستگی فراوانی دارد. این گروه بلورهای تورمالین و میکا دارند و بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیک و شکل‌دار با پهنه‌بندی شیمیایی نیز دیده می‌شوند (شکل D-۳).

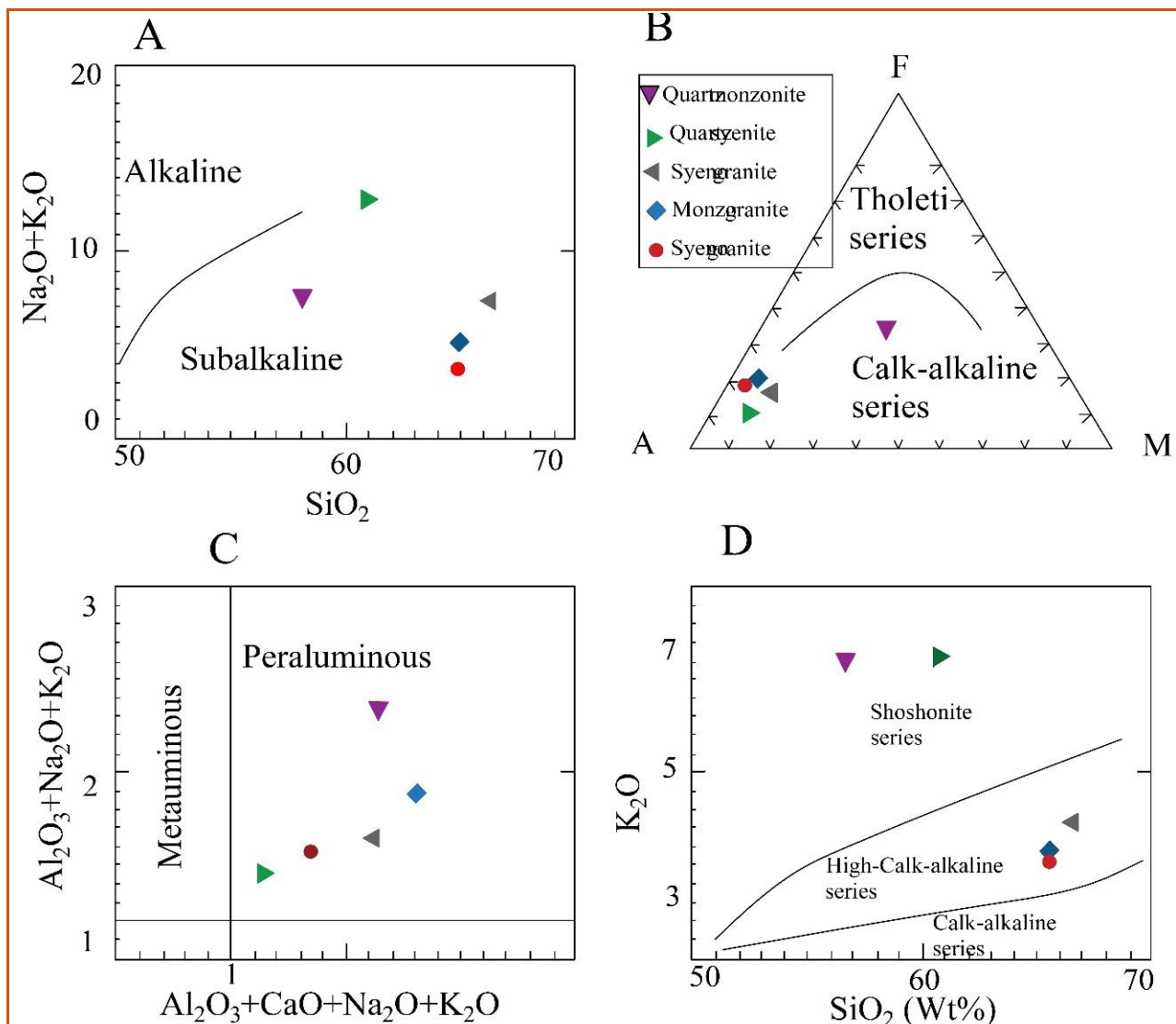


شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتی خاور مجموعه دگرگونی ده‌سلم: **A**) بافت تمام‌بلورین و بیوتیت‌های بی‌شکل در کوارتز مونزودیوریت؛ **B**) بافت تمام‌بلورین با میان‌بار در بلورهای فلدسپار در کوارتزسینیت؛ **C**) سینوگرانیت: بافت تمام‌بلورین در سنگ، همچنین، شکل‌داربودن کانی‌های بیوتیت در زمینه آلکالی‌فلدسپار؛ **D**) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیک؛ **E** و **F**) شواهد ذوب‌بخشی با بافت استروماتیک از کانی‌های تیره و کانی‌های روشن دست‌یافت از بخش لوکوسم در خاور مجموعه ده‌سلم. کوتاه‌نوشت‌ها نام کانی‌ها بر پایه وار (Warr, 2021).

Figure 3. Photomicrographs of granitic rocks from the eastern Deh-Salm metamorphic complex. **A**) Holocrystalline texture with anhedral biotite grains in quartz monzodiorite (XPL); **B**) Holocrystalline texture with mineral inclusions within feldspar crystals in quartz syenite (XPL); **C**) Syenogranite displaying holocrystalline texture and subhedral biotite crystals embedded in an alkali feldspar groundmass (XPL); **D**) Plagioclase phenocrysts exhibiting polysynthetic twinning (XPL); **E** and **F**) Evidence of partial melting with stromatic structure displaying dark (melanosome) and light (leucosome) minerals from the leucosome domain in the eastern Deh-Salm complex (XPL). Mineral abbreviations are from Warr (2021).

در نمودار TAS (نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر درصدوزنی مجموع آلکالی‌ها) که جدایش دو سری ماگمایی آلکالن و ساب‌آلکالن روی آن نمایش داده شده است (شکل A-۴)، همه نمونه‌های گرانیتی در گستره ساب‌آلکالن جای می‌گیرند. بر پایه نمودار AFM، همه نمونه‌ها سرشت زمین‌شیمیایی کالک‌آلکالن دارند (شکل B-۴). بر پایه نمودار

در برابر SiO_2 (نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر درصدوزنی مجموع آلکالی‌ها) که جدایش دو سری ماگمایی آلکالن و ساب‌آلکالن روی آن نمایش داده شده است (شکل A-۴)، همه نمونه‌های گرانیتی در گستره ساب‌آلکالن جای می‌گیرند. بر پایه نمودار AFM، همه نمونه‌ها سرشت زمین‌شیمیایی کالک‌آلکالن دارند (شکل B-۴). بر پایه نمودار

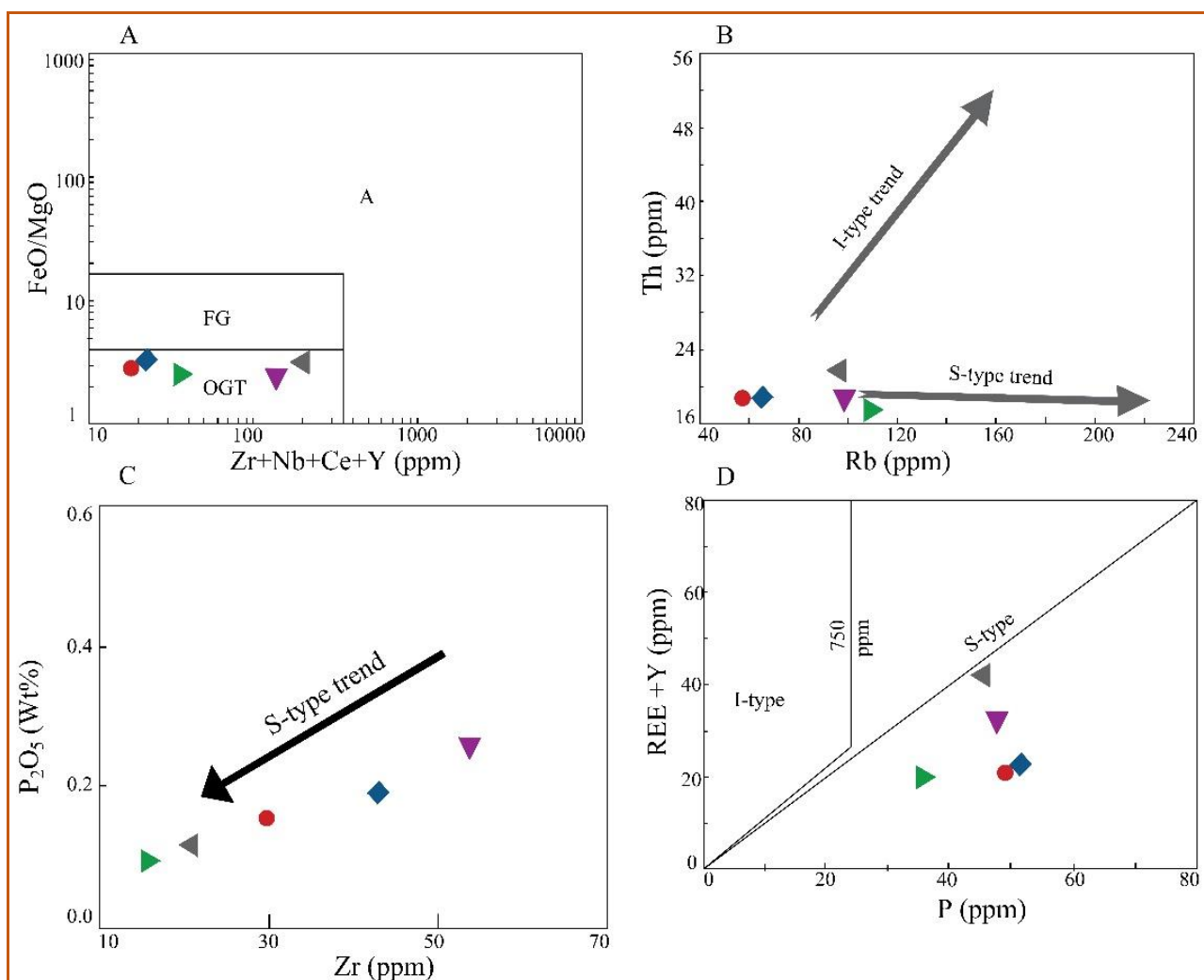


شکل ۴. A) نمودار دوتایی SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Irvine and Baragar, 1971); B) نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O (Shand, 1943); C) نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943); D) نمودار K_2O (wt.%) در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971).

Figure 4. A) SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ binary diagram (Irvine and Baragar, 1971); B) AFM ternary plot (Irvine and Baragar, 1971); C) A/NK versus A/CNK Shand's index diagram (Shand, 1943); D) K_2O (wt.%) versus SiO_2 classification diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).

ترکیب عنصرهای اصلی و فرعی سنگ‌های آذرین درونی خاور ده‌سلم نشان می‌دهد این گرانیتوئیدها در گروه گرانیت‌های A جای ندارند و به‌صورت قطعی در گروه I یا S هستند. بر پایه نمودار ($Zr+Nb+Y$) در برابر FeO/MgO این گروه از گرانیتوئیدها را می‌توان به دو دسته گرانیت‌های فلسیک جدایش‌یافته (FG) و گروه گرانیت‌های جدایش‌نیافته (OGT) دسته‌بندی کرد (شکل ۵).

همچنین، این نمونه‌ها روندهای بر پایه Rb برابر Th (شکل ۵-B) و همچنین، نسبت SiO_2 در برابر P_2O_5 (شکل ۵-C) روندهای نزدیک به گروه‌های گرانیتی دسته S از خود نشان می‌دهند (Burnham and Berry, 2017). همچنین، نسبت کل عنصرهای $REE+Y$ در برابر P نیز تعلق این گروه به گرانیت‌های S-type را نشان می‌دهد.



شکل ۵. زمین‌شیمی سنگ کل، نمونه‌های گرانیتوئیدی خاور مجموعه ده‌سلم در نمودارهای تمایز گونه‌های ژنتیکی گرانیتوئیدها. (A) نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در برابر FeO^T/MgO (FG: گرانیت‌های جدایش‌یافته؛ OGT: گرانیت‌های جدایش‌نیافته) (Whalen et al., 1987); (B) نمودار Rb در برابر Th (Chappell and White, 1992); (C) نمودار Zr در برابر P_2O_5 (Whalen et al., 1987); (D) نمودار P در برابر $REE+Y$ (Burnham and Berry, 2017).

Figure 5. Whole-rock geochemistry of the granitoid samples from the eastern Deh-Salm complex plotted on genetic discrimination diagrams. **A)** $Zr+Nb+Ce+Y$ versus FeO^T/MgO diagram (FG: Fractionated granites; OGT: unfractionated granites) (Whalen et al., 1987); **B)** Rb versus Th (Chappell and White, 1992); **C)** Zr versus P_2O_5 diagram (Whalen et al., 1987); **D)** P versus $REE+Y$ diagram (Burnham and Berry, 2017).

شیمی کانی‌ها

در توده‌های لکوگرانیته‌ی کرانه‌ی خاوری کمپلکس، افزون بر بیوتیت، مسکوویت و گارنت، بلورهای تورمالین با پهنه‌بندی (شکل‌های ۶-C و ۶-D). امروزه ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی (مانند پلاژیوکلاز) و کانی‌های فرعی (مانند بیوتیت، مسکوویت، گارنت و تورمالین) کاربردهای ویژه‌ای در بررسی‌های سنگ‌زایی گرانیت‌های کوهزایی پیدا کرده‌اند. از داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب این کانی‌ها می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره‌ی سرگذشت ماگما و محیط زمین‌ساختی به‌دست آورد.

تورمالین از کانی‌های فرومنیزین رایج در سنگ‌های گرانیتی پرآلومین مانند گرانیت‌های لوکوکرانیک، ارتوگنایس‌ها و پگماتیت‌های گرانیتی و سینوگرانیت‌ها است که ترکیب شیمیایی آن گویای ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی ماگمای مادر است (Bénard et al., 1985; Tabbakh Shabani et al., 2013). این کانی می‌تواند به‌صورت یک کانی ماگمایی (Manning, 1982; London and Manning, 1995) و یا یک کانی تأخیری در مرحله‌ی گذر از شرایط ماگمایی به گرمایی متبلور شده باشد (London, 1999).

برای بررسی این کانی‌ها که شرایط سنگ‌زایی ماگمای گرانیتی در آنها ثبت شده است، دو بلور تورمالین و یک بلور گارنت به‌همراه بیوتیت و مسکوویت مجاور و سه بلور پلاژیوکلاز تجزیه‌ی شیمیایی نقطه‌ای دقیق (EPMA) شدند (جدول ۴).

بر این پایه، ترکیب سازنده‌های پایانی برای تورمالین ۰/۸۵ تورمالین شورل و کمتر از ۰/۱۳ تورمالین دراویت است (شکل‌های ۷-A، ۷-B و ۷-D) (Henry and Dutrow, 1992; Hawthorne and Henry, 1999). این گروه از تورمالین‌ها در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا متوسط دیده می‌شوند. در توده‌های بررسی‌شده، تورمالین‌ها ویژگی‌های میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی همانند گروه‌های متبلور شده از سیال‌های پدیدآمده از ذوب متاپلیت‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۷-A) (Henry

(and Guidotti, 1985).

بلورهای گارنت نیز از دیگر کانی‌های کمابیش کمیاب در سنگ‌های آذرین و گرانیت‌ها هستند که به‌علت دمای ذوب کمابیش بالا و پایداری بسیار می‌توانند به‌صورت بلورهای بازمانده از سنگ‌های کهن‌تر و یا به‌صورت بیگانه‌سنگ با ترکیب و خاستگاه متغیری در زمینه‌ی سنگ آذرین دیده شوند. بر پایه‌ی نسبت عنصرهای اصلی Fe، Mn، Mg گارنت‌های موجود در این توده‌ها در گستره‌ی گارنت‌های آذرین و با خاستگاه احتمالی ذوب رسوبی جای دارند (شکل‌های ۷-B و ۷-Miller and Stoddard, 1981; Du Bray, 1988; Dahlquist et al., 2007). بررسی‌های انجام‌شده در مناطق همانند نشان می‌دهد گارنت‌های غنی از آلوماندین-اسپسارتین در واقع از ماگمای گرانیتی غنی از آلومینیم و منگنز در فشارهای مابیش کم متبلور می‌شوند. اسپسارتین معمولاً در گرانیت‌های گونه‌ی S یافت می‌شود (Green, 1977; Abbott, 1981; Allan and Clarke, 1981; Stone, 1988; Dahlquist et al., 2007).

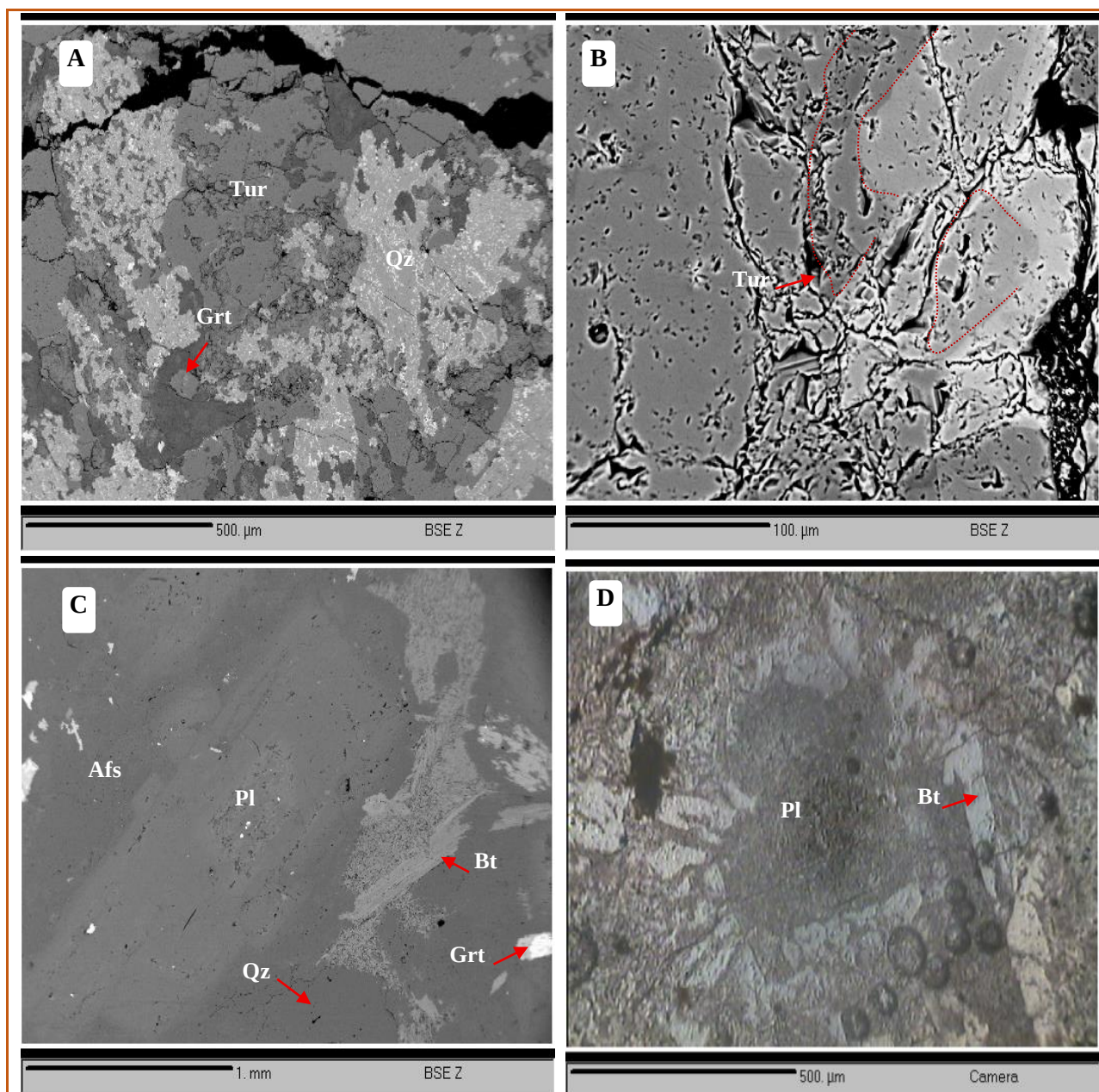
گرانیت‌های گارنت‌دار بیشتر در کمرندهای کوهزایی گسترش دارند و بیشترشان از ذوب‌بخشی سنگ‌های پلیتی در پهنه‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده پدید می‌آیند. بلورهای بیوتیت و مسکوویت اولیه در سنگ پدیدآمده از تبلور مواد مذاب برخاسته از رسوبات پلیتی دیده می‌شوند. با توجه به فراوانی و تنوع رخداد، این کانی‌ها گویای خاستگاه گرانیتی تهی از عنصرهای آهن و منیزیم با خاستگاه متاپلیتی و متاسامیتی هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم هستند (شکل ۷-C). مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت در گرانیت‌های خاور ده‌سلم با مناطق همانند نیز گویای خاستگاه ذوب رسوبات پلیتی برای سنگ‌های بررسی‌شده است (شکل ۷-E) (Lee et al., 2003).

جایگاه زمین‌ساختی لکوگرانیته‌های کمپلکس

ده‌سلم

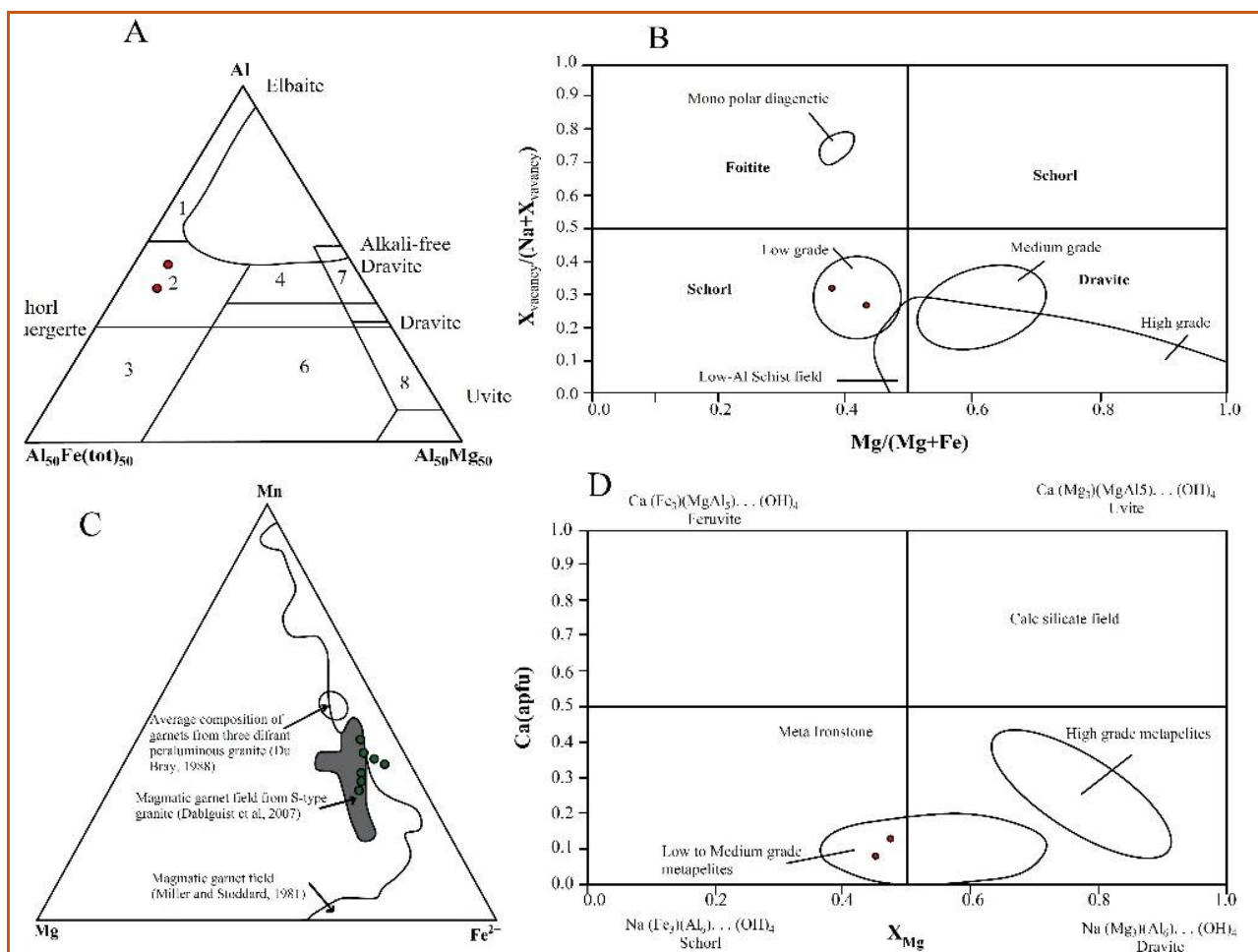
زیرا این عناصر نسبت به فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی حساسیت کمی دارند.

یکی از بهترین روش‌ها برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها، به‌ویژه نمونه‌هایی که دچار دگرسانی شده‌اند، به‌کارگیری عنصرهای کمیاب است؛



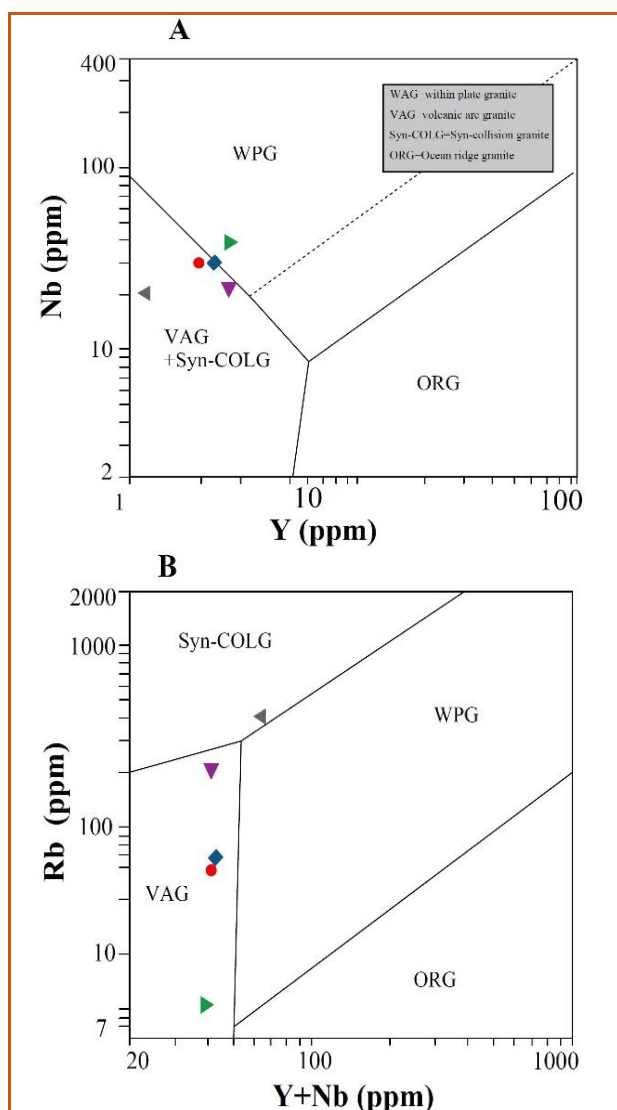
شکل ۶. A) بلورهای تورمالین با میان‌بارهای گارنت و کوارتز؛ **B)** پهنه‌بندی نامنظم در بلورهای تورمالین با پهنه‌بندی واضح که با خط چین سرخ‌رنگ نمایش داده شده است، (برونزدهای گرانیتی در کمپلکس ده‌سلم)؛ **C)** بلورهای پلاژیوکلاز با پهنه‌بندی؛ **D)** کرانه واکنشی و ناپایدار بلورهای پلاژیوکلاز (نمونه DS-129). کوتاه‌نوشت نام کانی‌ها بر پایه وار (Warr, 2021).

Figure 6. A) Tourmaline crystals containing garnet and quartz inclusions; **B)** Irregularly zoned tourmaline crystals with distinct zoning boundaries highlighted by the red dashed line (granitic outcrops within the Deh-Salm complex); **C)** Zoned plagioclase crystals; **D)** Unstable and reactive margins of a plagioclase crystal (sample DS-129). Mineral abbreviations are form Warr (2021).



شکل ۷. خاستگاه بلورهای گارنت، تورمالین و بیوتیت موجود در گرانیتوئیدهای خاور کمپلکس آذرین-دگرگونی دهسلم. **(A)** نمودار رده‌بندی خاستگاه تورمالین‌ها (Henry and Guidotti, 1985)؛ **(B)** ترکیب شیمیایی تورمالین در نمودار $Mg/(Fe+Mg)$ در برابر $X_{vacancy}/(X_{vacancy}+Na)$ (Henry and Dutrow, 1992; Hawthorne and Henry, 1999)؛ **(C)** رده‌بندی گارنت‌های آذرین-دگرگونی در نمودار سه‌تایی Mg-Mn-Fe (Miller and Stoddard, 1981; Du Bray, 1988; Dahlquist et al., 2007)؛ **(D)** نمودار X_{Mg} در برابر Ca برای ارزیابی خاستگاه تورمالین‌ها (Henry and Dutrow, 1992; Hawthorne and Henry, 1999)؛ **(E)** نمودار $(Na_2O+K_2O)/(FeOt+MgO+TiO_2)$ در برابر $(Na_2O+K_2O+FeOt)/(MgO+TiO_2)$ بر پایه فرمول ساختاری بیوتیت (Lee et al., 2003).

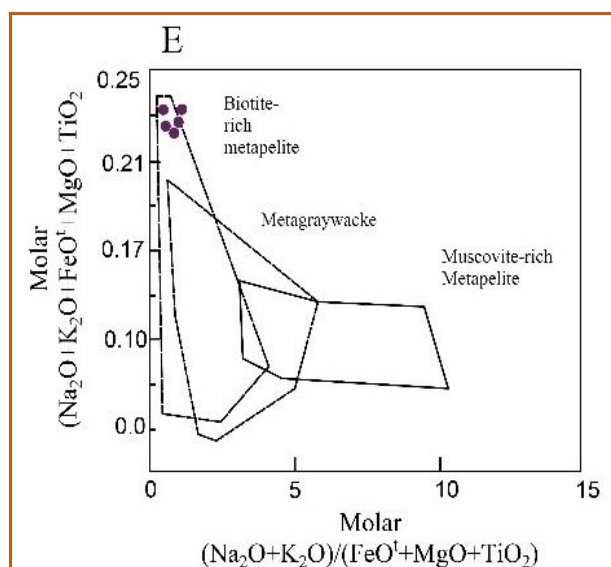
Figure 7. Provenance and petrogenetic origin of garnet, tourmaline, and biotite crystals from the granitoids in the eastern Deh-Salm igneous-metamorphic complex. **(A)** Tourmaline compositional discrimination diagram (Henry and Guidotti, 1985); **(B)** Tourmaline chemical compositions plotted on the $(Mg/Mg+Fe)$ versus $(X_{vacancy}/X_{vacancy}+Na)$ (Henry and Dutrow, 1992; Hawthorne and Henry, 1999); **(C)** Classification of igneous and metamorphic garnets on the Mg-Mn-Fe ternary diagram (Dahlquist et al., 2007; Du Bray, 1988; Miller and Stoddard, 1981); **(D)** X_{Mg} versus Ca diagram for evaluating the provenance of tourmalines (Henry and Dutrow, 1992; Hawthorne and Henry, 1999); **(E)** $(Na_2O+K_2O)/(FeOt+MgO+TiO_2)$ versus $(Na_2O+K_2O+FeOt)/(MgO+TiO_2)$ discrimination diagram based on the composition of biotite (Lee et al., 2003).



شکل ۸. نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی جایگیری توده‌های گرانیتی (Pearce et al., 1984): **A**) نمودار Y در برابر Nb؛ **B**) نمودار Y+Nb در برابر Rb.

Figure 8. Tectonic setting discrimination diagrams for the emplacement of granitic intrusions (Pearce et al., 1984). **A**) Y versus Nb diagram; **B**) (Y+Nb) versus Rb diagram.

با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی و کانی‌شناسی همچنین، نمودارهای **شکل‌های ۸ و ۹**، گرانیت‌های خاور دهسلم را می‌توان به دو گروه باز کرد: گروه نخست با بیوتیت کمتر و ترکیب سینیتی تا مونزونیتی، و گروه دوم دارای مسکوویت و بیوتیت بیشتر با ترکیب سنگ‌نگاری سینوگرانیتی تا مونزوگرانیتی.

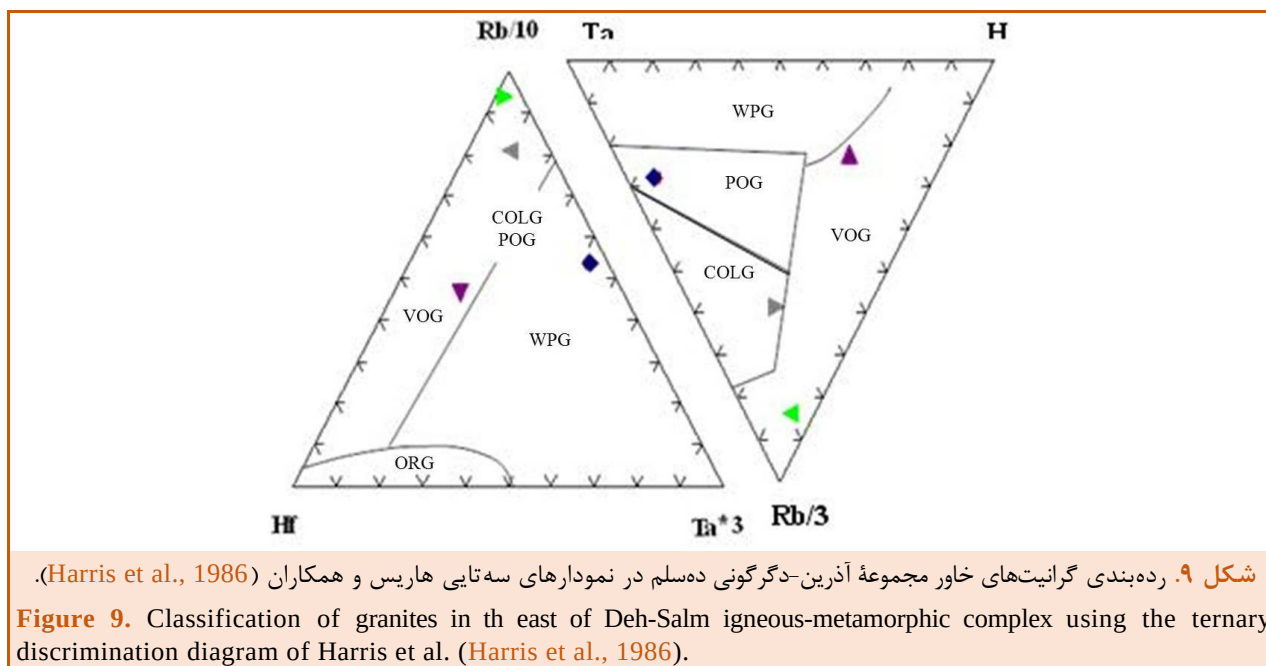


شکل ۷. ادامه.

Figure 7. Continued.

پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با تحلیل گسترده داده‌های زمین‌شیمیایی گرانیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی شناخته‌شده، نمودارهای لگاریتمی عنصرهای کمیاب را برای تمایز محیط‌های گوناگون زمین‌ساختی پیشنهاد کردند و گرانیت‌ها را به شش گروه زمین‌شیمیایی اصلی دسته‌بندی کردند.

بر این پایه، در نمودار Y در برابر Nb (**شکل ۸-A**) گرانیت‌های منطقه در گستره Syn-COLG+VAG جای گرفته‌اند. در نمودار (Y+Nb) در برابر Rb نیز چهار گروه گرانیت VAG، WPG، Syn-COLG و ORG از یکدیگر شناخته می‌شوند. در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) جای می‌گیرند (**شکل ۸-B**). در نمودارهای پیشنهادی هاریس و همکاران (Harris et al., 1986) که بر پایه Hf-Rb و Ta رسم شده است، نمونه‌های Dy-100 و Dy-105 در گستره گرانیت‌های درون صفحه‌ای و پس از برخورد، نمونه‌های Dy-112 و Dy-117 در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی و نمونه Dy-139 در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد جای می‌گیرند (**شکل ۹**).



زیرکن‌های ماگمایی دارند.

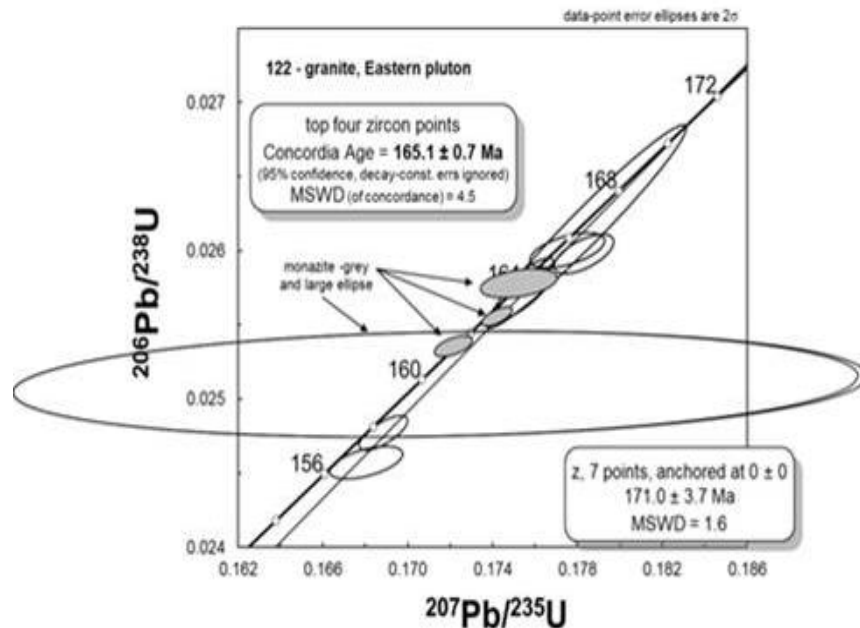
همان‌گونه که در بخش‌های کانی‌شناسی گفته شد، این گرانیت‌ها دو گروه میکا (بیوتیت و مسکوویت)، گارنت و تورمالین به‌عنوان کانی‌های فرعی دارند. این مجموعه کانی‌شناسی، همراه با داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌ها، همه ویژگی‌های گرانیت‌های با خاستگاه ذوب رسوبات پلیتی را نشان می‌دهد (Chappell and White, 1992; Henry and Guidotti, 1985). حضور زیرکن‌های بازمانده پرکامبرین (نزدیک به ۹۵۰ میلیون سال پیش) نشان می‌دهد سنگ مادر رسوبی این گرانیت‌ها، بخشی از پی‌سنگ کهن شمال گندوانا بوده است. از این‌رو، سن نزدیک به ۹۵۰ میلیون سال پیش نشان‌دهنده سن خاستگاه رسوبی است، نه سن تبلور گرانیت‌ها. رخداد ذوب‌بخشی در بخش‌هایی از مجموعه دگرگونی که دما و فشار مناسبی داشته‌اند، در مرحله ژوراسیک میانی-پسین (نزدیک به ۱۶۵ میلیون سال پیش) محتمل به‌نظر می‌رسد. به گفته دیگر، می‌توان گفت مجموعه دگرگونی ده‌سلم دست‌کم در بخشی از تاریخچه دگرگونی‌های خود، شرایط پیدایش گرانیت‌های با خاستگاه رسوبی در پی ذوب‌بخشی پی‌سنگ کهن را داشته است.

تحلیل داده‌های زمین‌زمان‌سنجی و خاستگاه سنگ مادر گرانیت‌های خاور ده‌سلم

داده‌های زمین‌زمان‌سنجی U-Pb زیرکن (جدول ۵) نشان می‌دهد توده‌های گرانیتی خاور کمپلکس ده‌سلم در بازه زمانی ۱۶۶-۱۶۳ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی-پسین، معادل باتونین-کالوین) جایگزین شده‌اند (شکل ۱۰). این بازه زمانی با فاز اصلی دگرگونی ناحیه‌ای کمپلکس ده‌سلم همخوانی کامل دارد (Mahmoudi et al., 2010) و همخوانی زمانی نزدیکی با فعالیت‌های ماگماتیسم توده اصلی شاه‌کوه نشان می‌دهد (Esmaili, 2001).

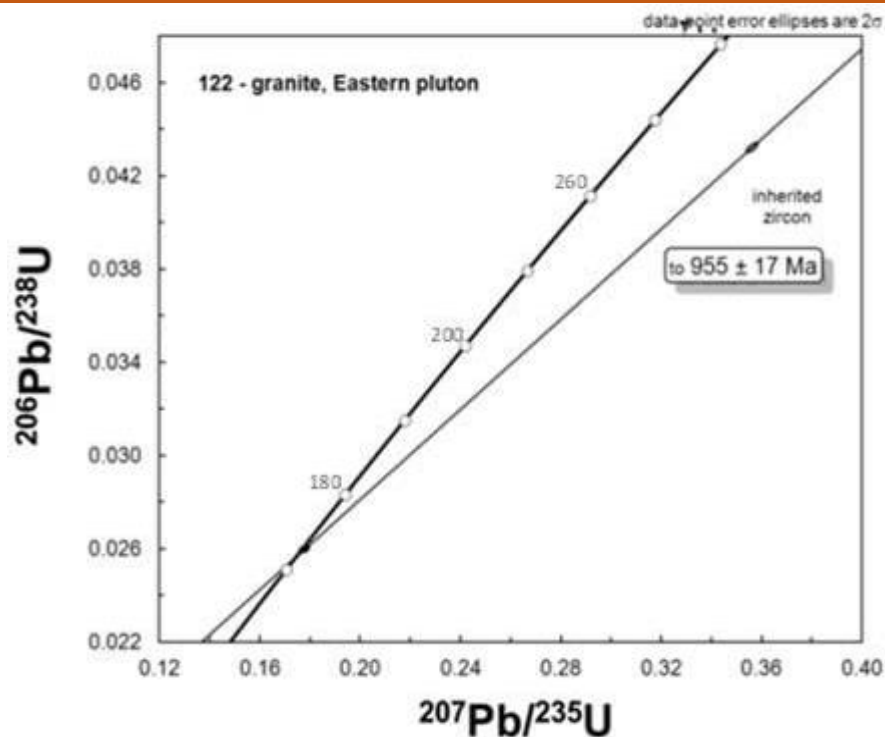
بررسی‌های جدایش کانی‌های سنگین نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها دارای دو جمعیت جدا از بلورهای زیرکن هستند (شکل ۱۱):

۱. جمعیت نخست (ماگمایی جوان): بلورهای زیرکن با سن‌های هماهنگ ۱۶۳-۱۶۶ میلیون سال پیش که معرف زمان تبلور ماگمای گرانیتی همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای هستند.
۲. جمعیت دوم (موروئی/دگرخاست): بلورهای زیرکن با سن‌های کهن‌تر (به‌ویژه سن‌های نزدیک به ۹۵۵-۹۵۷ میلیون سال پیش در نمونه‌های DM-1 و DM-2) که ویژگی‌های شیمیایی و ریخت‌شناختی گوناگونی با



شکل ۱۰. نمودار زمین‌زمان‌سنجی گرانیت‌های خاور مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم (Mahmoudi et al., 2010).

Figure 10. Geochronology of granites in the east of Deh-Salm igneous-metamorphic complex (Mahmoudi et al., 2010).



شکل ۱۱. نمودار ناهماهنگی سن بلورهای زیرکن بازمانده گرانیت‌ها در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

Figure 11. Age discordance diagram of inherited zircon crystals in the granites of Deh-Salm igneous-metamorphic complex.

(جدول‌های ۱ تا ۴ و شکل‌های ۳ تا ۷)، گرانیت‌های خاور ده‌سلم در دو گروه شناسایی می‌شوند (جدول ۶).

تفکیک دو گروه گرانیتی بر پایه محیط زمین‌ساختی بر پایه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی

در نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی در شکل‌های ۸-A، ۸-B و ۹، گرانیت‌های گروه I (بیوتیت‌دار) درون گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گروه II (دارای مسکوویت و بیوتیت) در نزدیک و یا درون گستره گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) جای می‌گیرند. این تفکیک گویای

دگرگونی یک سامانه فرورانش-برخورد است: نخست‌امگماتیسیم کمان آتشفشانی در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتتیس به زیر بلوک لوت (گروه I) روی داده است و سپس با پیشرفت فرورانش و برخورد پایانی، ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای کلفت‌شده و پیدایش گرانیت‌های همزمان با برخورد (گروه II) رخ داده است.

جدول ۶. مقایسه دو گروه گرانیت‌های خاور مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم.

Table 6. Comparison of the two granite groups from the eastern Deh-Salm igneous-metamorphic complex.

Feature	Group I	Group II
Petrographic composition	Quartz monzodiorite to quartz syenite	Monzogranite to syenogranite
Biotite content	5–8 vol%	2–4 vol%
Muscovite	Rare or absent	3–6 vol%
Position on the diagram	VAG field	Syn-COLG field

برداشت

بررسی مجموعه آذرین-دگرگونی ده‌سلم در بخش‌های خاور و جنوب‌خاوری به شناسایی توده‌های گرانیتی با ترکیب کوارتز مونزودایوریت، کوارتزسینیت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت انجامیده است. بررسی‌های زمین‌زمان‌سنجی و زمین‌شیمیایی انجام‌شده در این منطقه، شواهد معتبری از رخداد درجات بالای دگرگونی و ذوب‌بخشی پوسته‌ای ارائه می‌دهد. بخش‌هایی از مجموعه که شرایط کانی‌شناسی مناسبی داشته‌اند، میگماتیته شده‌اند و شواهد خوبی از ذوب‌بخشی را نمایش می‌دهند.

گرانیت‌های بررسی‌شده در خاور مجموعه دگرگونی ده‌سلم ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی گرانیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی رسوبات پلیتی (S-Type) را نشان می‌دهند. سن تبلور این گرانیت‌ها نزدیک به ۱۶۳–۱۶۶ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی-پسین) است و همزمان با فاز اصلی دگرگونی ناحیه‌ای در کمپلکس ده‌سلم بوده‌اند.

حضور زیرکن‌های بازمانده با سن نزدیک به ۹۵۰ میلیون سال پیش (پرکامبرین پایانی) نشان می‌دهد سنگ

مادر این گرانیت‌ها رسوبات پدیدآمده از فرسایش پی‌سنگ پرکامبرین شمال گندوانا بوده است.

بر پایه شواهد سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی، این گرانیت‌ها در دو گروه دسته‌بندی می‌شوند:

گروه I: کوارتز مونزودایوریت تا کوارتزسینیت با بیوتیت فراوان که در محیط کمان آتشفشانی (VAG) جایگیری کرده‌اند؛

گروه II: مونزوگرانیت تا سینوگرانیت با مسکوویت و بیوتیت که در محیط همزمان با برخورد (Syn-COLG) جایگزین شده‌اند.

این تفکیک گویای دگرگونی یک سامانه فرورانش-برخورد در کرانه خاوری بلوک لوت در ژوراسیک میانی-پسین است. این بخش از پوسته قاره‌ای که همکنون بخشی از بلوک لوت است، شواهدی از کهن‌ترین پی‌سنگ در خاور ایران را در خود حفظ کرده و رویدادهای کوهزایی و ذوب‌بخشی وابسته به کرانه شمالی گندوانا را ثبت کرده است.

References

- Abbott, R.N. (1981) AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canadian Mineralogist*, 19, 103–110. https://www.researchgate.net/publication/280556270_AFM_liquidus_projections_for_granitic_magmas_with_special_reference_to_hornblende_biotite_and_garnet
- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran, Publications of the Geological and Mineral Exploration Organization of the Country. https://www.researchgate.net/publication/292808705_Geology_of_Iran_Tehran_Iran
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Allan, B.D., and Clarke, D.B. (1981) Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, 19, 19–24. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp038>
- Avigad, D., and Gvirtzman, Z. (2009) Late Neoproterozoic rise and fall of the northern Arabian–Nubian Shield: the role of lithospheric mantle delamination and subsequent thermal subsidence. *Tectonophysics*, 77, 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.018>
- Bénard, F., Moutou, P., and Pichavant, M. (1985) Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *The Journal of Geology*, 93, 271–291. <https://doi.org/10.1086/628952>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Burnham, A.D., and Berry, A.J. (2017) Formation of Hadean granites by melting of igneous crust: Na-ture Geoscience, 10, 457–461, <https://doi.org/10.1038/ngeo2942>
- Chappell, B.W., and White, A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Geological Society of America, Special Paper*, 272, 1–26. <https://doi.org/10.1130/SPE272-p1>
- Collins, A.S., and Pisarevsky, S.A. (2005) Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the circum-Indian orogens. *Earth-Science Reviews*, 71, 229–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004>
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J., and Fanning, C.M. (2007) Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95, 177–207. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.010>
- Du bray, E.A. (1988) Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis – southeastern Arabian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 205–212. <https://doi.org/10.1007/BF00373586>
- Esmaili, D. (2001) Petrological study of the Deh-Salm granite massif, PhD thesis, Tarbiat Modares University.
- Gadas, P., Novák, M., Škoda, R., Losos, Z., Buriánek, D., Houzar, S., Hrazdil, V., Sejkora, J., and Čopjaková, R. (2014) Field trip guidebook: international symposium. Czech Republic. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.5010.0326>
- Genna, A., Nehlig, P., Le Goff, E., Guerrot, C., and Shanti, M. (2002) Proterozoic tectonism of the Arabian Shield. *Precambrian Research*, 117, 21–40. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00061-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00061-X)
- Green, T.H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, 59–67.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rock metamorphic rock, MC Graw-Hill, New York. P 78. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920424>

- Harris, N.B.W., Pearce J.A., and Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geological Society, 19, 67-81. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1986.019.01.04>
- Hawthorne, F.C., and Henry, D.J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0201>
- 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. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19850053969>
- Henry, D.J., and Dutrow, B.L. (1992) Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 203–218 <https://doi.org/10.1007/BF00310455>
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 235-458. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Johnson, P.R., Andresen, A., Collins, A.S., Fowler, A.R., Fritz, H., Ghebreab, W., Kusky, T.M., and Stern, R.J. (2011) Late Cryogenian–Ediacaran history of the Arabian–Nubian Shield: A review of depositional, plutonic, structural and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen. *Journal of African Earth Sciences*, 61, 167–232. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.07.003>
- Johnson, P.R., and Woldehaimanot, B. (2003) Development of the Arabian–Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and the assembly of Gondwana. In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds), *Proterozoic East Gondwana: Super Continent Assembly and Break-up*. Geological Society of London Special Publication, 206. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.206.01.15>
- Kamal, A., Wilde, S.A., Stern, R.J., Moghazi, A.M., and Ameen, S.M.M. (2013) Hf isotopic composition of single zircons from Neoproterozoic arc volcanics and post-collision granites. Eastern Desert of Egypt. Implications for crustal growth and recycling in the Arabian–Nubian Shield. *Precambrian Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j>
- Kröner, A., Greiling, R.O., Reischmann, T., Hussein, I.M., Stern, R.J., Durr, S., Kruger, J., and Zimmer, M. (1987) Pan African crustal evolution in northeast Africa. In: Kroner, A. (Ed.), *Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp 69–94. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1980/v3i2/001>
- Lee, S.Y., Barnes, C.G., Howard, K.A., Frost, C.D., and Snoke, A.W. (2003) Petrogenesis of Mesozoic peraluminous granites in the Lamoille Canyon area, Ruby Mountains, Nevada, USA; *Journal of Petrology*, 44, 713–732. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.4.713>
- London, D. (1999) Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureole. *European Journal Mineralogy*, 11, 253–262. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0253>
- London, D., and Manning, D.A.C. (1995) Chemical Variation and Significance of Tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90, 495–519. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.495>
- Mahmoudi, S. (2009) Metamorphic petrogenesis and geological evolution trends of the Deh-Salm metamorphic complex in eastern Iran, Ph.D. thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran.
- Mahmoudi, S., Masoudi, F., Corfu, F., and Mehrabi, B. (2010) Magmatic and metamorphic history of the Dehsalm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 99, 1153-1165. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0465-x>
- Manning, D.A.C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong

- batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139–147. <https://doi.org/10.1180/minmag.1982.045.337.16>
- Mazhari, S.A., Pang, K.N., Klötzli, U., and Liu, H. (2024) Age, clinopyroxene geochemistry and petrogenesis of post-collisional magmatic rocks in the Jonob-e-Sechangi area, Lut block, eastern Iran. *Lithos*, 468-469(1), 107493. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107493>
- Miller, C.F., and Stoddard, E.F. (1981) The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *The Journal of Geology*, 89, 233–246. <https://www.jstor.org/stable/30078288>
- Nabavi, M.H. (1976) Introduction to the Geology of Iran - Geological Organization Publications.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W., and Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, R., and Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Reyer, D., and Mohaffez S. A. (1972) First contribution of the NIOC-ERAP agreements to the Knowledge of Iranian geology. Edition Technips paris, 58 p. <https://searchworks.stanford.edu/view/882439>
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F., and Yuanbao, W. (2013) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, GR-01177, 14 p. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>
- Shand, M.Z. (1943) *Eruptive Rock*. 2nd ed. Wiley, New York.
- Stern, R.J. (1994a) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319–351. <https://doi.org/10.1146/ANNUREV.EA.22.050194.001535>
- Stern, R.J. (1994b) Neoproterozoic (900–550 Ma) Arc Assembly and continental collision in the East African Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319–351. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.001535>
- Stern, R.J., and Johnson, P. (2010) Continental lithosphere of the Arabian Plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis. *Earth Science Reviews*, 101, 29–67. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.01.002>
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229–1258.
- Stöcklin, Y., Eftekharijad, J., and Houshmandzadeh, A. (1972) Preliminary geological study of the Central Lut, Eastern Iran. *Geology and Mineral Exploration Organization of the Country*, (Report No. 22).
- Stone, M. (1988) The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine*, 52, 651–658. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.368.09>
- Tabbakh Shabani, A.A., Zarei Sahamieh, R., and Keshavarz, Z. (2013) Composition of Tourmalines from Hajiabad and Dehgah area, SE Boroujerd. *Journal of Geopersia*, 3 (2), PP. 21-33. <https://doi.org/10.22059/jgeo.2013.36012>
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134–150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407–419,

<https://doi.org/10.1007/BF00402202>, 1987

Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320.
<https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

Zarrinkoub, M.H., Santos, J.F., Farrokhnia, A.R., Khademi-Shamami, M., and Castro, A. (2012) Zircon U–Pb geochronology and geochemistry of granitoids from the eastern Lut Block (Iran): Evidence for Neoproterozoic basement beneath eastern Iran. Precambrian Research, 216–219, 34–47. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>