



## نقش جدایش بلورین در شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی ناودیس ناگله‌سر، جنوب محمود آباد، شمال ایران

سعید تاکی\*

دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، لاهیجان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۶/۲۴، نسخه نهایی: ۹۵/۹/۹)

**چکیده:** سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی ناگله‌سر (جنوب شهرستان محمود آباد، شمال ایران) عبارتند از دژریت، اولیوین بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت قلیایی. این واحدها با چینه‌بندی منظم به گونه‌ای قرار گرفته‌اند که یک ناودیس را با روند محوری WNW – ESE تشکیل می‌دهند. داده‌های شیمیائی نمونه‌های مورد بررسی و نمودارهای متمایزکننده یک سری قلیایی متوسط بایمودال را مشخص می‌کنند. الگوهای REE و نمودارهای عناصر کمیاب ناسازگار نشان دهنده‌ی پیدایش آنها از یک خاستگاه گوشته‌ای مشابه با OIB و از نظر محتوای کانیائی حاوی الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است. نمودارهای تغییرات و الگوهای نمودارهای عنکبوتی حکایت از تحول ماگمای مادر از طریق فرآیند غالب جدایش بلورین دارند. نمودارهای نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب به روشنی نشان می‌دهد که بلورهای جدادشده غالباً کلینوپروکسن، اکسیدهای آهن و تیتانیوم و آمفیبول بوده‌اند. ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها با مواد پوسته‌ی قاره‌ای تا حدی آلاش یافته و در یک جایگاه کافت درون قاره‌ای ایجاد شده است.

**واژه‌های کلیدی:** ناگله‌سر؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ کرتاسه بالائی؛ کافت درون قاره؛ سری قلیایی؛ جدایش بلورین.

### مقدمه

افزون بر دگرگونی و ماگماتیسم، بسته‌شدن زمین درزهای کهن و فرارانش آمیزه‌های افیولیتی روی حاشیه ریزقاره‌ها، از ویژگی‌های کرتاسه‌ی ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی نقاط تا پالئوسن ادامه داشته است [۱]. از نظر زمانی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌ی ایران را می‌توان به دو گروه کرتاسه پائین و کرتاسه بالا تقسیم کرد. گدازه‌های کرتاسه‌ی بالا، دو خاستگاه متفاوت دارد، بخشی از آنها حاصل ذوب پوسته‌ی قاره‌ای و بخش دیگر به آخرین مراحل ماگماتیسم اقیانوسی وابسته است [۱].

منطقه‌ی ناگله سر واقع در شمال ایران، در رشته کوه‌های البرز، جنوب شهرستان محمودآباد (استان مازندران) و در حدود ۹۰ کیلومتری شمال شرق تهران جای دارد. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی ۵۲° ۰۶' تا ۵۲° ۱۸' و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۰۶' تا ۳۶° ۱۱' قرار گرفته است و از نظر

یکی از ویژگی‌های کرتاسه‌ی ایران، تاثیر چشمگیر تنش‌های زمین‌ساختی است که گاه به صورت فشارشی و گاهی به صورت کششی بوده‌اند. در حالت کششی، فرونشست‌های باریک و عمیق (وابسته به شکل‌گیری تئیس جوان) به وجود آمده‌اند که در بسیاری از حالت‌ها، تا رسیدن به گوشته پیش رفته‌اند و در نتیجه‌ی آن، ضمن تشکیل کافت‌های درون قاره‌ای عمیق و انباشت رسوب‌های، مواد ماگمائی، به ویژه وابسته به گوشته، در این فرونشست‌ها جایگیر شده‌اند [۱]. در فازهای فشرده، ضمن بسته شدن ریفت‌های درون قاره‌ای چین‌خوردگی، دگرگونی و آمیختگی رسوب‌ها روی داده است. ماگمازائی کرتاسه پائین گسترش محدودی دارد، در حالی که، جنبش‌های کرتاسه پسین با دگرگونی و ماگماتیسم، به ویژه افیولیت‌زائی همراه بوده و مسائل جالبی را در ارتباط با اقیانوس‌زائی مطرح می‌کند.

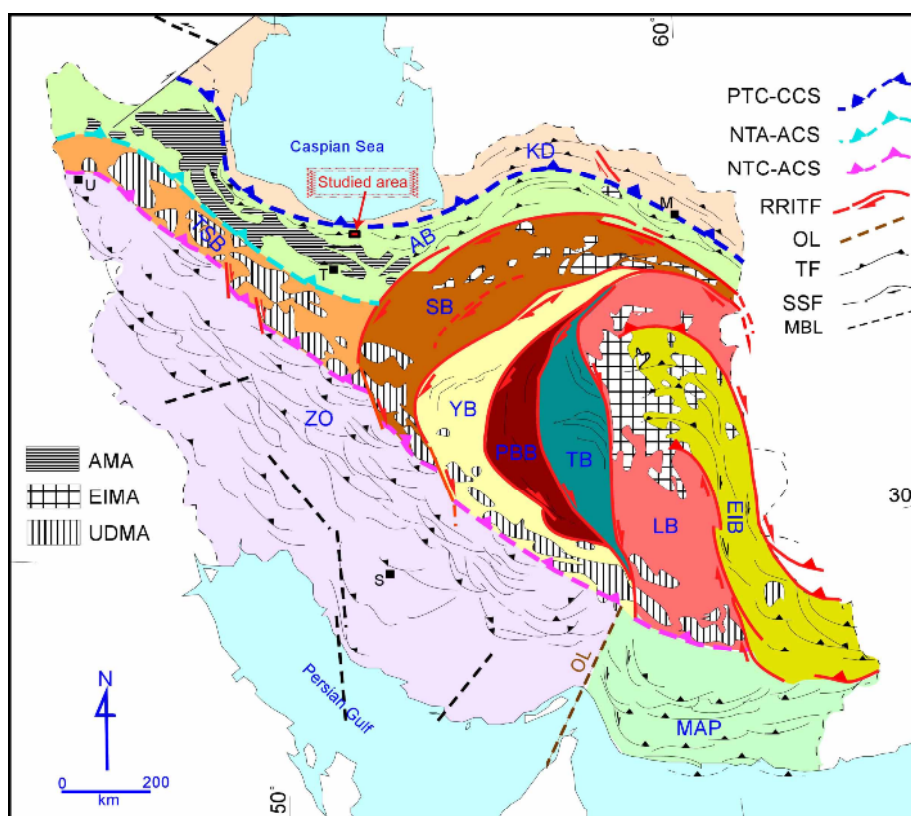
\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۹۶۱۱۶۳، پست الکترونیکی: taki\_saeed2002@yahoo.com

میکروسکوپی انتخاب شدند. با بررسی مقاطع میکروسکوپی از میان نادگرسان ترین نمونه‌ها و با توجه به تنوع ترکیب شیمیایی، ۷ نمونه برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب و به شرکت SGS کانادا ارسال شدند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، نمونه پودر شده را با استفاده از کمک ذوب لیتیم برات ذوب و به‌وسیله‌ی اسید نیتریک رقیق حل کرده و از روش ICP-AES مقادیر این عناصر به دست آمدند. از دست روی وزن در اثر گرما (L.O.I) با توزین نمونه پس از گرمایش ۱۰۰۰ درجه سلسیوس محاسبه شد. هضم نمونه برای تشخیص فراوانی عناصر خاکی نادر و عناصر دیرگداز (همانند عناصر اصلی)، انحلال در اسید نیتریک رقیق صورت گرفت در حالی که برای فلزات پایه، فلزات با ارزش و ردیاب، نمونه در تیزاب سلطانی حل و سپس به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند. پس از دریافت نتایج آزمایشگاهی (جدول ۱)، داده‌ها پردازش و نتیجه نهائی گزارش شد.

ساختاری بر پایه‌ی رده‌بندی [۲] جزء کمربند البرز است (شکل ۱). بخش وسیعی از برونزدهای این منطقه را سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی کرتاسه (پائینی و بالائی) تشکیل می‌دهد. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی، ماهیت و جایگاه زمین‌ساختی آنها مشخص شود.

### روش بررسی

پس از جمع‌آوری اطلاعات اولیه با تکیه بر گزارشات و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، نمونه‌برداری از رخنمون‌های آذرین منطقه انجام شد. از آنجا که غالب برونزدهای یاد شده به‌صورت گدازه‌های بین‌چینه‌ای با سنگ‌های رسوبی دیده می‌شوند، سعی شد تا نمونه‌برداری‌ها عمود بر راستای لایه‌ها صورت گیرد تا تمامی انواع سنگ‌های آتشفشانی برداشت شوند. پس از جمع‌آوری حدود ۵۰ نمونه، ۳۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک



Tectonic subdivisions of Iran. Abbreviations: AB - Alborz belt, AMA - Alborz magmatic assemblage, EIB - East Iran belt, EIMA - East Iran magmatic assemblage, KD - Kopeh Dagh fold belt, LB - Lut block, M - Mashad, MAP - Makran accretionary prism, MBL - Major basement lineament, NTA-ACS - Neo-tethyan arc-arc collisional suture, NTC-ACS - Neo-Tethyan continent-arc collisional suture, OL - Oman line, PTC-CCS - Paleo-Tethyan continent-continent collisional suture, RRITF - Rotation-related intracontinental transfer fault, TF - Thrust fault, SSF - Strike-slip fault, PBB - Posht-e-Badam block, S - Shiraz, SB - Sabzevar block, T - Tehran, TB - Tabas block, TSB - Tabriz-Saveh block, U - Urumieh, UDMA - Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, YB - Yazd block, ZO - Zagros orogen. (After Alavi, 1991).

شکل ۱ نمایش گستره‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی ساختاری ایران [۲].

جدول ۱ نتایج بررسی شیمیایی سنگ کل مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی کرتاسه بالائی منطقه ناگلسر (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

Sample	۱	۲	۴	۵	۶	۷	۸
SiO <sub>2</sub>	۶۰	۴۵٫۳	۵۸٫۴	۴۴٫۶	۴۲٫۴	۶۰٫۵	۵۴٫۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۷٫۶	۱۵٫۷	۱۷٫۵	۱۶٫۶	۱۸٫۷	۱۵٫۱	۱۷٫۲
CaO	۱٫۳۹	۶٫۶۲	۰٫۹۵	۷٫۶۲	۱۰٫۴	۳٫۸۵	۳٫۴۰
Na <sub>2</sub> O	۵٫۹	۳٫۸	۵٫۱	۳٫۹	۳٫۸	۴٫۶	۷٫۵
K <sub>2</sub> O	۶٫۴۲	۰٫۸۸	۵٫۸۶	۱٫۴۸	۰٫۷۵	۴٫۱۸	۲٫۰۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳٫۲۲	۱۱٫۲	۵٫۳۹	۱۳٫۱	۸٫۷۹	۴٫۶۲	۵٫۳۱
MgO	۰٫۰۹	۴٫۵۵	۰٫۶۰	۳٫۶۱	۱٫۰۲	۲٫۲۶	۰٫۵۷
MnO	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۰۷	۰٫۲۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<۰٫۰۱	۰٫۰۳	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۰۸	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۱٫۰۶	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۳۳
TiO <sub>2</sub>	۰٫۵۵	۱٫۷۳	۰٫۸۲	۳٫۰۹	۲٫۷۴	۰٫۹۱	۱٫۰۸
LOI	۲٫۳۳	۷٫۰۵	۱٫۷۶	۳٫۱۶	۷٫۵۹	۰٫۸۲	۴٫۲۳
Sum	۹۷٫۷	۹۷٫۳	۹۶٫۶	۹۸٫۴	۹۶٫۸	۹۷٫۳	۹۶
100MgO/(MgO+FeO)	۱۰٫۹	۶۴٫۲	۳۲٫۹	۵۴٫۸	۳۳٫۸	۶۸٫۳	۳۲٫۱
Ba	۳۲۰	۲۰۰	۱۴۲۰	۷۲۰	۲۹۰	۱۲۵۰	۴۳۰
Sr	۷۰	۵۳۰	۵۶۰	۱۱۱۰	۸۳۰	۱۱۹۰	۵۵۰
Ce	۱۴۵	۳۹٫۳	۱۲۵	۱۲۴	۴۷٫۶	۱۶۵	۱۱۲
Co	۱٫۸	۴۹٫۲	۳٫۸	۳۹٫۱	۲۱٫۴	۱۴	۵٫۶
Cs	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۳	۴	۰٫۹
Dy	۷٫۵۲	۳٫۹۸	۷٫۱۳	۶٫۰۵	۵٫۱۳	۲٫۹۱	۴٫۹۶
Er	۳٫۷۹	۲٫۱۱	۳٫۵۹	۲٫۷۵	۲٫۵۳	۱٫۲۹	۲٫۶۲
Eu	۱٫۶۸	۱٫۴۱	۲٫۹۶	۳٫۳۱	۲٫۲۶	۱٫۸۳	۲٫۳۲
Gd	۷٫۷۰	۴٫۲۵	۷٫۶۷	۸٫۰۱	۵٫۸۴	۴٫۵۴	۵٫۷۴
Hf	۱۵	۳	۱۲	۷	۳	۸	۹
Ho	۱٫۴۵	۰٫۸۱	۱٫۴۱	۱٫۱۱	۱٫۰۲	۰٫۵۰	۰٫۹۲
La	۷۴	۱۹٫۹	۶۶٫۲	۶۴٫۸	۳۲٫۴	۹۵٫۹	۵۸٫۴
Lu	۰٫۵۴	۰٫۲۶	۰٫۵۱	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۱۷	۰٫۳۳
Nb	۹۰	۲۹	۹۰	۷۴	۲۱	۵۶	۷۳
Nd	۵۵٫۵	۱۹٫۳	۵۰٫۷	۵۶٫۶	۲۷٫۸	۵۴٫۹	۴۵٫۰۱
Ni	<۵	۸۳	<۵	۲۲	<۵	۲۸	<۵
Pr	۱۶٫۱	۴٫۷۲	۱۴٫۱	۱۴٫۸	۶٫۴۰	۱۷	۱۲٫۰۸
Rb	۱۰٫۷	۱۲٫۵	۹۶٫۹	۱۹٫۲	۱۴٫۸	۱۵۳	۵۰٫۱
Sm	۹٫۶	۴٫۳	۹٫۱	۱۰٫۴	۶٫۱	۷٫۶	۷٫۸
Ta	۶۲	۱٫۴	۵٫۳	۴٫۴	۱٫۳	۳٫۶	۵٫۱
Tb	۱٫۲۲	۰٫۶۵	۱٫۲۰	۱٫۱۰	۰٫۹۳	۰٫۵۶	۰٫۸۵
Th	۱۵	۲٫۵	۱۲	۵٫۹	۲٫۶	۳۰٫۷	۹٫۸
Tm	۰٫۵۹	۰٫۲۸	۰٫۵۵	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۳۳
U	۵٫۲۵	۰٫۷۹	۲٫۰۴	۱٫۸۱	۰٫۴۳	۶٫۲۶	۲٫۵۱
V	۷	۲۴۸	۱۳	۱۷۶	۳۴۳	۶۹	۲۴
Y	۳۶٫۱	۲۰٫۶	۳۵٫۹	۳۹٫۷	۳۶٫۵	۱۴٫۶	۲۵
Yb	۳٫۸	۲	۳٫۶	۲٫۳	۲٫۳	۱٫۲	۲٫۳
Zr	۶۶۷	۱۲۰	۵۰۹	۲۹۳	۱۱۴	۳۴۲	۴۱۳

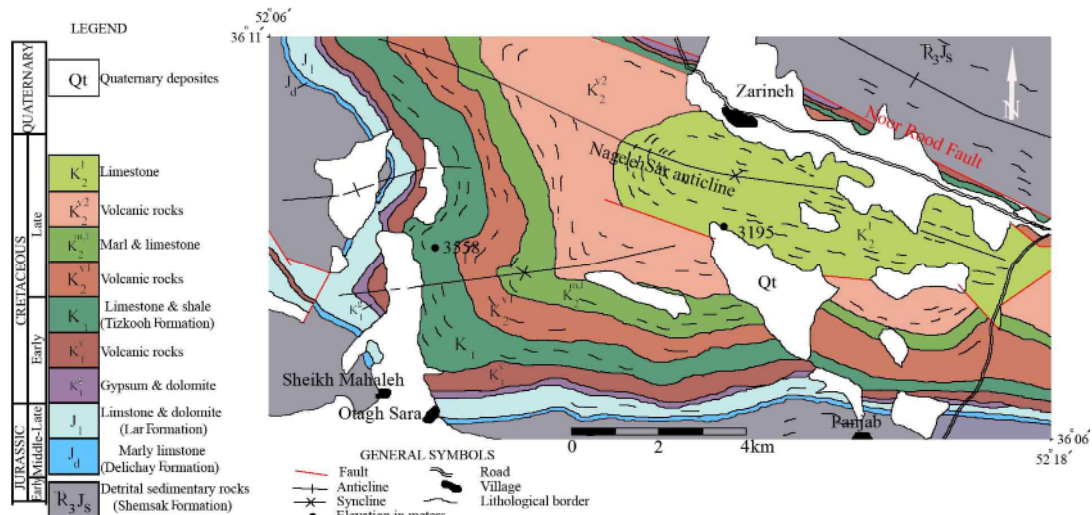
### زمین‌شناسی عمومی

رخنمون‌های سنگی در منطقه‌ی مورد بررسی مشتمل بر واحدهای (رسوبی و آتشفشانی) مزوزوئیک و غالباً وابسته به ژوراسیک بالائی و کرتاسه است. این واحدها با چینه‌بندی منظم به گونه‌ای قرار داشتند که یک ناودیس را با روند محوری WNW-ESE تشکیل دادند (شکل ۲). مرز شمالی ناودیس ناگلسر غسل نورود است که آنرا از تاقدیس عمارت جدا می‌-

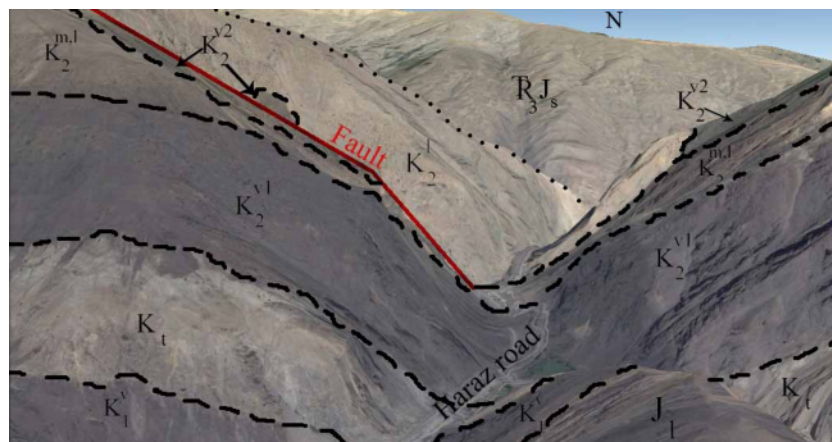
کند. از نظر چینه‌شناسی واحدهای برونزد یافته در منطقه‌ی مورد بررسی از قدیم به جدید شامل سنگ‌های رسوبی تخریبی تریاس بالائی - ژوراسیک زیرین (سازند شمشک)، آهک‌های مارنی ژوراسیک میانی- بالائی (سازند دلیچای)، آهک و دولومیت ژوراسیک بالائی (سازند لار)، گچ و دولومیت کرتاسه پائینی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌ی پائینی، سنگ آهک و شیل سیاه آهکی - رُسی (سازند تیزکوه)، سنگ‌های آتشفشانی

تیره تا سیاه ضخیم‌لایه تا توده‌ای شکل با میان‌لایه‌های توفیت، توفیت ماسه‌دار و آگلومراهای قهوه‌ای - سبز رنگ و افق دولومیتی تشکیل شده است. همبری سنگ‌های این بخش با سازند تیزکوه زیرین غیرتدریجی و تند است ولی در بالا به گونه‌ی تدریجی از سنگ‌های بیشتر آتشفشانی به نهشته‌های دریایی بیشتر آهکی تبدیل می‌شود [۳]. رخساره‌ی سنگ‌های آتشفشانی بخش بالائی شباهت زیادی به سنگ‌های آتشفشانی بخش پائینی دارد و از ۲۰۰ تا ۳۱۲ متر سنگ‌های آتشفشانی ضخیم‌لایه تا توده‌ای شکل سبز - سیاه رنگ بازالت، دیاباز و مقدار کمی سنگ‌های آذرآواری تشکیل شده است. در بخش پائینی آن به ندرت میان‌لایه‌های آگلومرا و توفیت آهکی ماسه-ای فسیل‌دار سبز - خاکستری و سرخ رنگ دیده می‌شود [۳].

کرتاسه‌ی بالائی، مارن و سنگ آهک کرتاسه‌ی بالائی، سنگ آهک گلوبوترونکانادار (کرتاسه‌ی بالائی) و نهشته‌های آبرفتی کواترنر هستند (شکل‌های ۲ و ۳) [۳]. فعالیت‌های آتشفشانی یاد شده در کرتاسه به گونه‌ای است که انواع مربوط به کرتاسه-ی پائینی گسترشی بیشتر تا نواحی دماوند و فیروزکوه داشته، ولی در کرتاسه‌ی بالائی محدودتر و منحصر به ناحیه‌ی دره‌ی چالوس و ناحیه‌ی پنجاب شده است. در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی به لحاظ حضور افقی از سنگ‌های رسوبی نظیر مارن و سنگ آهک در میان آن به دو بخش پائینی و بالائی قابل تفکیک است. سنگ‌های آتشفشانی بخش پائینی در بُرش شمال غرب پنجاب حدود ۱۹۰ متر ضخامت دارد و از تناوب‌هایی از سنگ آتشفشانی (دیاباز) سبز



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی ناودیس مرکب ناگله‌سر [۳].



شکل ۳ دورنمایی از واحدهای سنگی موجود در یال جنوبی ناودیس ناگله‌سر که از محل ارتفاعات شمالشرق و ۲ کیومتری روستای پنجاب از دره جاده هراز و رو به شمال گرفته شده است (مفهوم علائم در شکل ۲ آمده است).

## بحث و بررسی

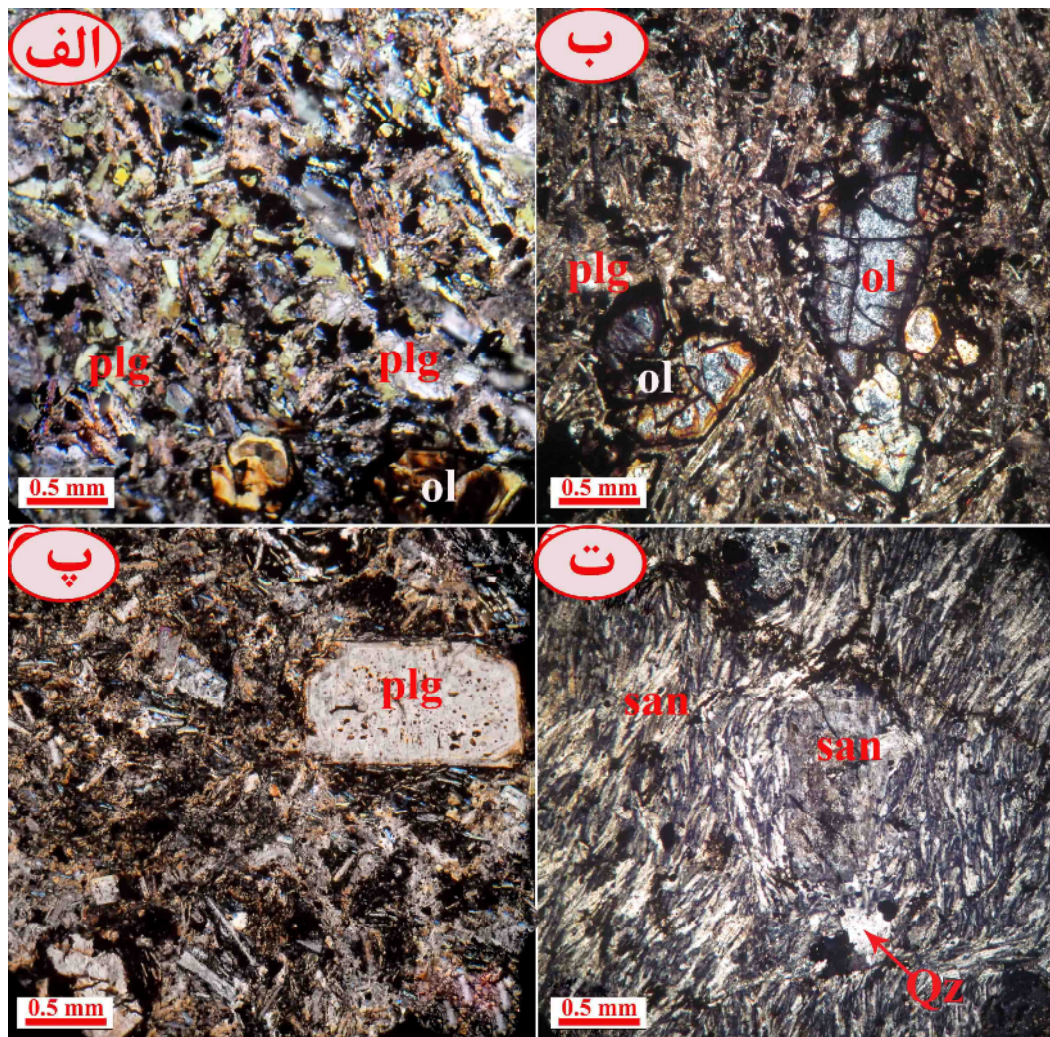
## سنگ‌نگاری

شرح سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی در منطقه‌ی مورد بررسی به قرار زیر است:

## ذلریت

ذلریت‌ها روی زمین به‌صورت توده‌های کوچک و یا دایک ظاهر می‌شوند. رنگ سطحی آنها سبز تیره است. بافت این سنگ‌ها غالباً درون دانه‌های ولی به سمت حاشیه‌ی توده‌ها به مقدار کم بادامکی است و حفره‌ها از کلیست پر شده‌اند. کانی‌ها به‌ترتیب فراوانی عبارتند از: پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن‌های به‌شدت دگرسان، کانی‌های کدر و الیون‌های ایدنگسیتی شده.

پلاژیوکلازها غالباً شدیداً کائولینیتی شده‌اند، با این حال دوقلوئی‌های پلی سنتتیک و خاموشی متحدالمرکز در آنها قابل رویت است. این کانی‌ها بیشتر مستطیلی و طول آنها مابین ۰/۳ تا ۰/۶ میلیمتر است (شکل ۴ الف). حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ را کلریت، اورالیت و کانی‌های کریپتوکریستالین تشکیل می‌دهد که به نظر می‌رسد در نتیجه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن و یا آمفیبول) حاصل شده است کانی‌های کدر غالباً بی‌شکل یا نیمه شکل دارند. بخشی از این کانی‌ها حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین سنگ بوده‌اند. الیون‌ها به صورت پراکنده در سنگ مشاهده می‌شود و تماماً ایدنگسیتی شده‌اند.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی در نور xpl از: الف) ذلریت. پلاژیوکلازها (plg) شدیداً کائولینیتی و الیون‌ها (ol) نیز ایدنگسیتی شده‌اند، ب) الیون بازالت با بافت پورفیری. درشت‌بلورهای الیون ایدنگسیتی در خمیره‌ی متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های دگرسان، پ) تراکی آندزیت. درشت‌بلور پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و در خمیره نیز سانیدین (san) وجود دارد ت) آلکالی تراکیت.

### اولیون بازالت

اولیون بازالتها به صورت توده‌ای و رنگ سطحی سبز تیره هستند و بافت پورفیری دارند (شکل ۴ ب) و درشت‌بلورها به ترتیب فراوانی عبارتند از الیون و پیروکسن. غالب بلورهای الیون خود شکل بوده و به مقدار زیادی به کانی‌های کلریت، ایدنگسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. اولیون‌ها دارای شکستگی‌های فراوانی هستند و درون آنها به وسیله‌ی کانی‌های کدر پُر شده است. درشت‌بلورهای پیروکسن به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل بوده و تا حدودی دارای پلئوکروئیسم سبز تا بیرنگ هستند که این نشان دهنده میزان بالای سدیم و ماهیت قلیایی است (احتمالاً اژیرین-اوژیت). خمیره سنگ از میکروولیت‌های دگرسان پلاژیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر و کریپتوبلوری تشکیل شده است. میکروولیت‌ها طوری به هم تکیه کرده‌اند که فضای زاویه-داری ایجاد شد و به وسیله‌ی کانی‌های دیگر پر شده است.

### تراکی آندزیت

تراکی آندزیت‌ها روی زمین به صورت توده‌ای و گاهی به صورت لایه‌بندی با ضخامت متغیر و به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری میکروولیتی و جهت‌یافته و نیز بادامکی است. بادامک‌ها توسط کلسیت یا اکسید آهن پر شده‌اند. بعضی نمونه‌ها به صورت برونوم (دیوریت) هستند. درشت-بلورهای سنگ به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها غالباً تا حدی دستخوش دگرسانی شده‌اند ولی آثار دوقلوئی پلی سنتتیک و منطقه‌بندی در آنها دیده می‌شوند. طول بعضی از آنها به ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۴ پ). در بعضی از نمونه‌ها بافت غربالی نیز در کانی‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر غالباً بی‌شکل و به ندرت نیمه-شکل دار بوده و به صورت میکرو فنوکریست و پراکنده در سنگ وجود دارند. خمیره از میکروولیت‌های سانیدین، میکروبلورهای کانی‌های کدر، کانی‌های کریپتوکریستالین و کلریت تشکیل شده است. غالب فلدسپات‌های این سنگ‌ها دستخوش کائولینیتی یا کلریتی شده‌اند. این سنگ‌ها آغشتگی به اکسید آهن نشان می‌دهند و در ضمن به وسیله‌ی رگه‌های کلسیتی متعددی نیز قطع شده‌اند.

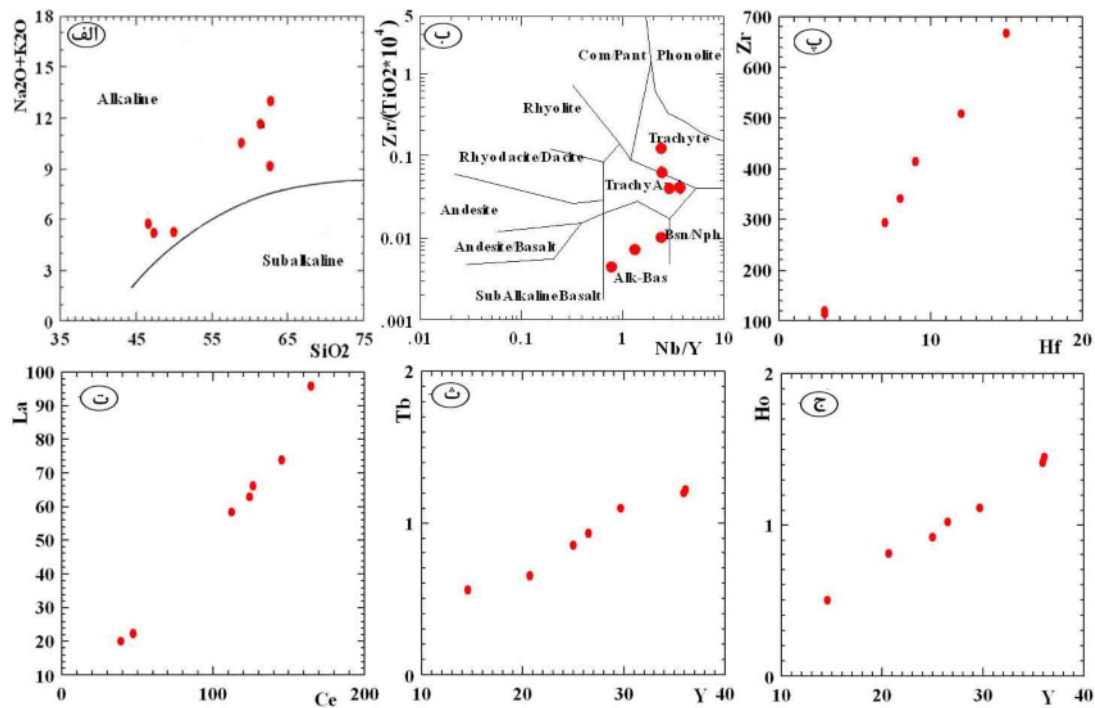
### تراکیت قلیایی

از نظر مشخصات صحرایی و ساخت، تراکیت‌های قلیایی به صورت توده‌ای و گاهی دارای لایه‌بندی با ضخامت متغیر و به

رنگ سبز تیره دیده می‌شوند. بافت آنها متنوع است بطوریکه انواع تراکیتی، پورفیری با خمیره میکروولیتی جهت‌یافته تا بادامکی در آنها مشاهده می‌شود. درشت‌بلورها از جنس بلورهای خود شکل سانیدین و دارای دوقلوئی کارلسباد هستند که گاهی به طور کامل کائولینیتی هستند. طول آنها گاهی به ۲ میلیمتر می‌رسد (شکل ۴ ت). خمیره این سنگ‌ها تقریباً به طور کامل از ریزبلورهای سانیدین تشکیل شده است با این حال در بعضی نمونه‌ها آثاری از آمفیبول‌های اپاسیتی شده، کانی-های کدر و کوارتز نیز دیده می‌شوند. مقدار کوارتز در بعضی از انواع به اندازه‌ای است که نام تراکیت قلیایی کوارتزار را به آنها می‌توان اطلاق کرد (شکل ۴ ت). سانیدین‌های غالب این سنگ‌ها دستخوش کائولینیتی شده و این سنگ‌ها آغشتگی به اکسید آهن نشان می‌دهند. این سنگ‌ها به وسیله‌ی رگه‌های کلسیتی متعددی قطع شده‌اند.

### ژئوشیمی

سنگ‌های منطقه مورد بررسی هم از نظر ترکیب شیمیایی و هم از ترکیب سنگ‌نگاری دوگانه بوده و دو گروه مجزا را تشکیل می‌دهند. دسته‌ی اول سنگ‌های مافیک (بازالتی) و دسته دوم سنگ‌های فلسیک (تراکیتی) را تشکیل می‌دهند، این سنگ‌ها از نظر سری ماگمایی جزء سری قلیایی (متوسط) هستند (شکل ۵ الف) [۴]. علیرغم اینکه نمودار مجموع قلیایی-سیلیس از مفیدترین روش‌های موجود برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی است ولی این روش برای سنگ‌های آتشفشانی خیلی معمول به کار می‌رود و برای سنگ‌های غنی از پتاسیم و سنگ‌های با منیزیم بالا نامناسب است و معمولاً برای سنگ‌های آتشفشانی هوازده، دگرسان و دگرگون شده به کار نمی‌رود، زیرا احتمال تحرک قلیائی‌ها وجود دارد از آنجا که نمونه‌های این منطقه کمابیش دستخوش دگرسانی شده‌اند، ما از نمودار [۵] که در آن عناصر غیر متحرک به کار رفته استفاده کردیم (شکل ۵ ب). بنابر نظر [۷،۶] نسبت جفت عناصر به شدت ناسازگار در یک سری ماگمایی ثابت بوده و بازتاب دهنده‌ی ناحیه خاستگاه آنهاست (جفت عناصری نظیر La-Ce، Ho-Y، Tb-Y، Zr-Hf و ...). با توجه به توزیع کاملاً خطی در نمودارهای جفت عناصر یاد شده (شکل ۵ پ تا ج) روشن است که نسبت آنها در گونه‌های فلسیک و مافیک این سنگ‌ها دقیقاً یکسان بوده و بنابراین همه‌ی آنها به یک سری و مشتق شده از خاستگاه واحد هستند.



شکل ۵ موقعیت داده‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی کرتاسه بالائی منطقه ناگله سر بر روی نمودارهای الف) TAS [۴]، رده بندی سنگ‌های آذرین بر اساس عناصر کمیاب غیرمتحرک [۵]، پ تا ج) نسبت‌های عناصر شدیداً ناسازگار [۶، ۷].

### تحولات ماگمایی

غالب سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی منطقه ناگله‌سر از نظر عدد منیزیم، محتوای MgO و Ni دارای مقادیر پائینی هستند (جدول ۱) که نشان می‌دهند محصولات ماگمای اولیه نیست. روندهای شیمیائی موجود روی نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر  $SiO_2$  (شکل ۶ الف تا خ) و نمودارهای لگاریتمی عناصر کمیاب به شدت ناسازگار در مقابل عناصر به‌شدت سازگار (شکل ۶ د تا ر) [۸] مبین شکل‌گیری آنها از یک خاستگاه واحد در اثر پدیده‌ی تبلور تفریقی است.

الگوهای REE به‌نحویت شده سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی منطقه ناگله‌سر با استفاده از داده‌های مربوط به کندریت-های نوع (C1) ارائه شده‌ی [۹] در شکل ۷ الف آمده است. چنانکه مشاهده می‌شود، هماهنگی روشنی بین تمام الگوهای REE سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌ی بالائی منطقه ناگله سر وجود دارد و بدین معناست که آنها هم ریشه هستند. در این الگوها جدایی مشخصی بین اعضای سنگین و سبک REE دیده می‌شود به نحوی که LREEها بسیار غنی‌شده‌ترند. درجه‌ی جدایش REE سبک به سنگین که از روی نسبت

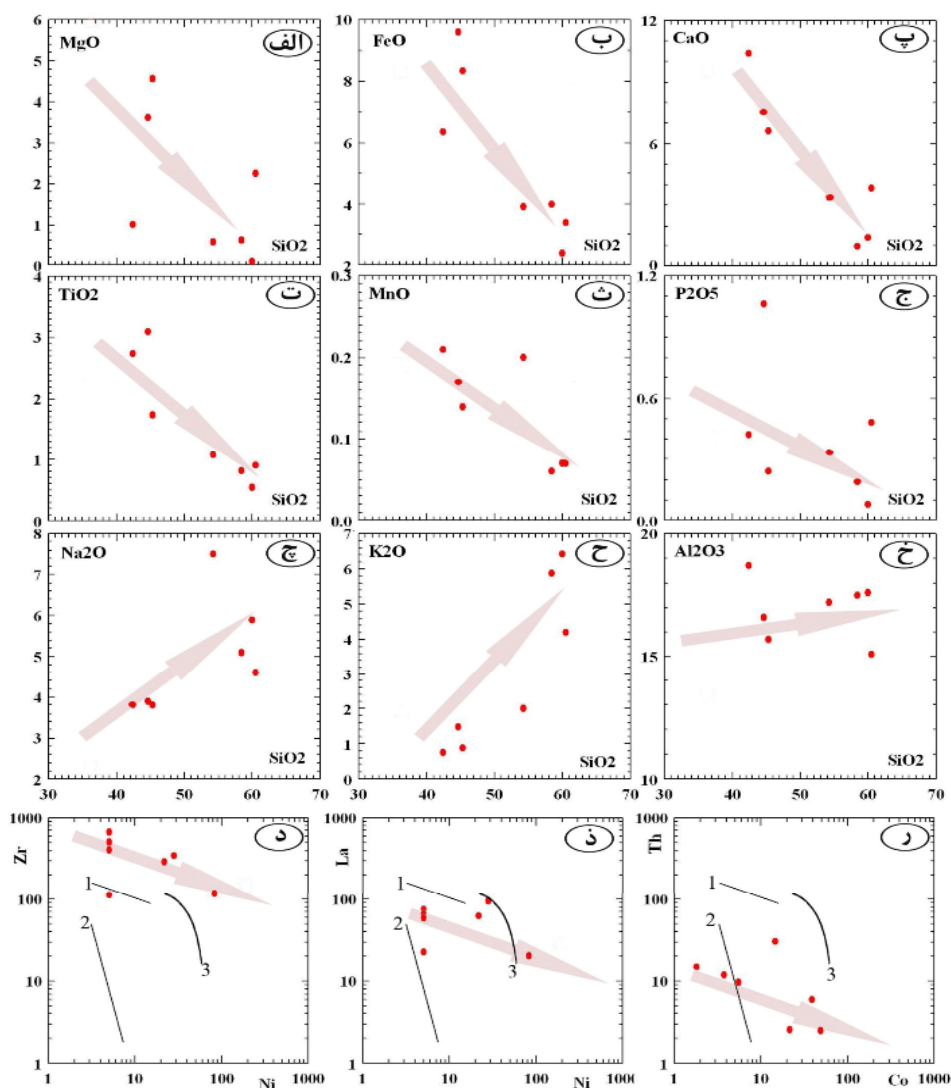
$$\left(\frac{La}{Yb}\right)_N$$

مشخص می‌شوند بین ۶/۶۱۶ تا ۵۴/۲۸۹ تغییر می‌-

کند. بنا به نظر [۷، ۶] جدایی LREE از HREE به‌صورت غنی‌شدگی LREE، می‌تواند به دلیل تعادل گدازه با کانی گارنت (به عنوان یک فاز تفاله‌ای در سنگ خاستگاه) باشد. همین اثر در نتیجه‌ی جدایش الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن از گدازه نیز قابل دسترسی است، بنابراین با توجه به غنی‌شدگی HREE، جدایی یاد شده در سنگ‌های ناگله‌سر نمی‌تواند به سبب حضور گارنت (که دارای ضریب توزیع بالای ۱۰ برای عناصر HREE است) در سنگ خاستگاه بلکه باید در اثر جدایش کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن از گدازه هنگام ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی حاصل شده باشد. عدم وجود بی‌هنجاری عنصر Eu نیز از دیگر سرشتی‌های الگوهای یاد شده است. تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار به‌نحویت شده با گوشته‌ی اولیه [۱۰] نیز مبین ویژگی‌های قابل توجهی است (شکل ۷ ب و پ). عناصر HFSE در این الگوها (چه در سنگ‌های مافیک و چه فلسیک) هماهنگی روشنی با یکدیگر نشان می‌دهند ولی عناصر LILE روندهای کاملاً موازی با هم ندارند و این مسئله می‌تواند بخاطر جابه‌جائی آنها در اثر دگرسانی باشد. بی‌هنجاری منفی Sr در سنگ‌ها معمولاً به جدایش پلاژیوکلاز ربط داده می‌شود، به این دلیل که این عنصر با پلاژیوکلاز سازگاری دارد، ولی از آنجاکه Eu فاقد بی‌هنجاری

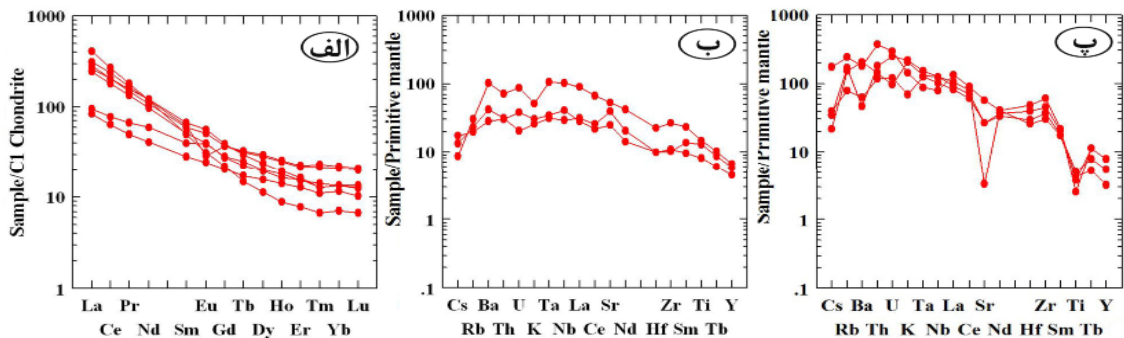
جدایی اوزنیت [۱۲] و مگنتیت [۱۳] نیز روی نسبت یاد شده موثر است. تبلور اکسیدهای V، Fe-Ti در سنگ‌های آتشفشانی به واسطه‌ی یک روند کاهشی در نسبت‌های V/Ti و Ti/Zr در گدازه‌های باقیمانده بازتاب می‌یابد ([۱۴،۱۱]). همبستگی عناصر Sr و Ba با SiO<sub>2</sub> مبین تبلور تفریقی به عنوان فرآیند غالب شکل‌گیری ماگماست [۱۵] (شکل ۸ ث و ج). نمودارهای نسبت‌های عنصری اصلی و کمیاب (شکل ۸ ج) به روشنی نشان می‌دهند که فازهای جدا شده غالباً کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن - تیتانیوم و آمفیبول هستند. بی‌هنجاری منفی Ti روی نمودارهای عنکبوتی (شکل ۷ پ) بازتاب دهنده‌ی جدایی ایلمینیت و یا تیتانیت است.

منفی است (شکل ۷ الف) بنابراین بی‌هنجاری عنصر Sr به تفریق پلاژیوکلاز وابسته نبوده و تحت تاثیر فعالیت شاره‌ها ایجاد شده است. نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر اصلی (شکل ۸ الف) و کمیاب (شکل ۸ ث و ج) نیز مبین عدم جدایی پلاژیوکلاز و تأیید کننده مدعای فوق است. بی‌هنجاری مثبت Sr در بعضی نمونه‌ها با فراوانی مدی کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها رابطه مستقیم دارد. در نمودارهای عنکبوتی Zr نیز دارای بی‌هنجاری منفی است. تغییر در محتوای Ti، Zr، Y و V در یک سری ماگمائی به‌خوبی به ماهیت و نسبت فازهای تبلور یافته مربوط می‌شود [۱۱]. غنی‌شدگی Zr نسبت به Sm در نتیجه جدایی آمفیبول است [۱۲] (شکل ۸ ب). به‌علاوه

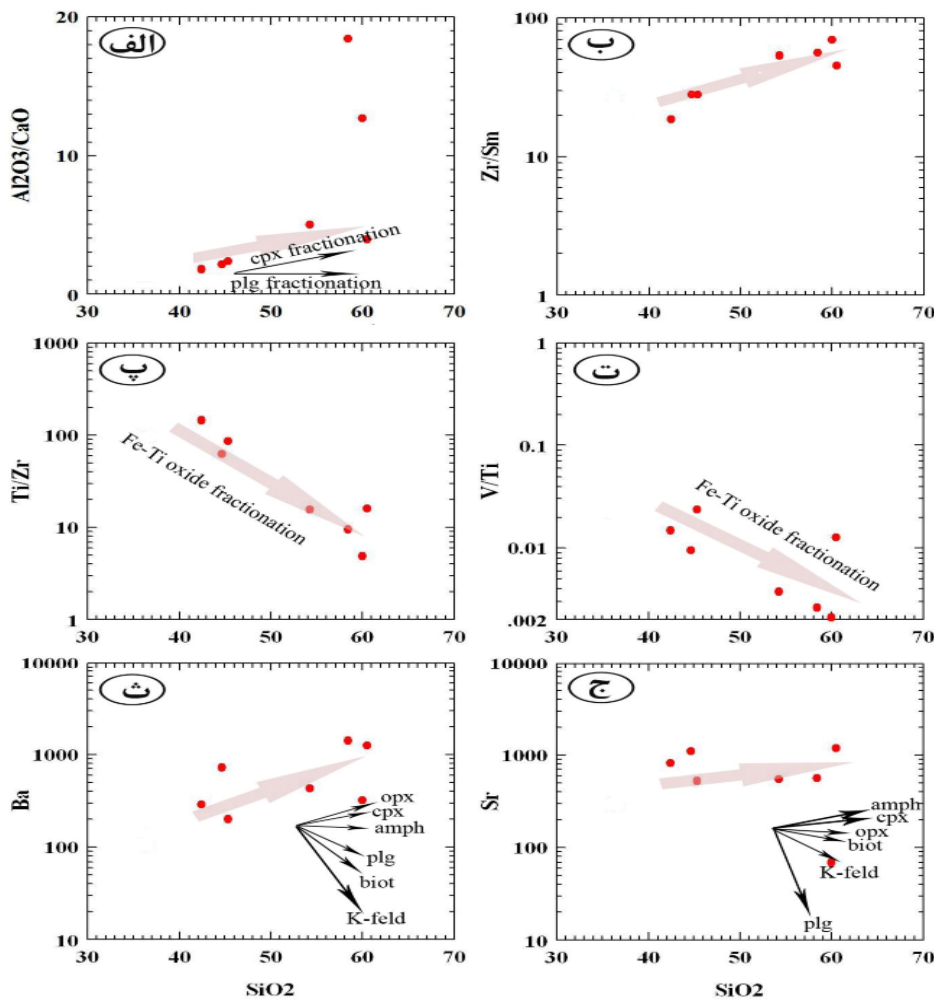


شکل ۶ الف تا خ) نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس و د - ر) نمودارهای لگاریتمی مبین فرآیند غالب حاکم بر تحول ماگمای تشکیل دهنده، وابسته به سنگ‌های آتشفشانی ناگله سر. روند ۱، ۲، و ۳ به ترتیب مبین تبلور جدایشی، ذوب بخشی و اختلاط ماگمائی هستند [۸].





شکل ۷ الف) الگوهای REE بهنجار شده به داده‌های کندریتی [۹]. ب و پ) به ترتیب نمودارهای عنکبوتی انواع فلسیک و مافیک سنگ‌های مورد بررسی که بر اساس مقادیر گوشته اولیه [۱۰] بهنجار شده‌اند.



شکل ۸ نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس وابسته به سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالائی ناگله‌سر. الف) نسبت  $Al_2O_3/CaO$  متمایز کننده‌ی تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. ب) تغییر در نسبت  $Zr/Sm$  معمولاً به تفریق آمفیبول نسبت داده می‌شود [۱۲]، با این حال تفریق کلینوپیروکسن [۱۲] و مگنتیت [۱۳] نیز ممکن است بر این نسبت تاثیر گذارد. پ و ت) تغییرات  $Ti/Zr$  و  $V/Ti$  به نحو روشنی مبین جدایش اکسید  $Fe-Ti$  است [۱۱، ۱۴]، با این وجود تفریق آمفیبول نیز بر آن موثر است. ث و ج) شاخص‌ها مبین بردارهای نظری تفریق رایلی هستند که برای تبلور فازهای کانیائی منفرد ساخته شده‌اند [۱۵]. علائم اختصاری عبارتند از: amp: amphibole, plg: plagioclase, K-feld: K-feldspar, bio: biotite, cpx: clinopyroxene and opx: orthopyroxene

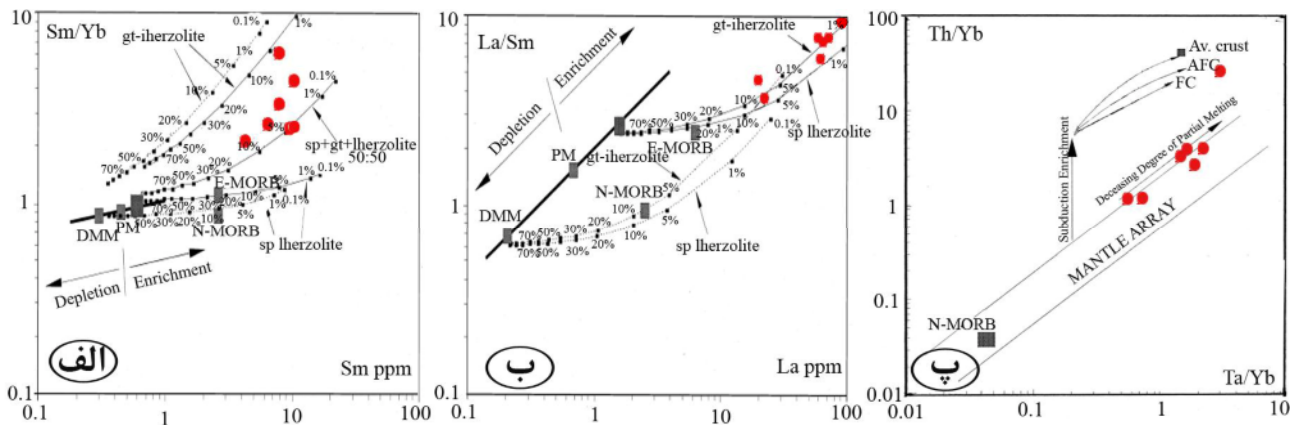
### خاستگاه و جایگاه تکتونوماگمائی

به منظور توصیف و ارزیابی خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده از نظر ترکیب کانی‌شناسی و درجه ذوب‌بخشی، از عناصر خاکی نادر می‌توان بهره برد. عناصر به‌شدت ناسازگار (La) و کمی ناسازگار (Sm) هیچکدام به مقدار زیادی تحت تاثیر تغییرات ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه (نظیر گارنت یا اسپینل) قرار نمی‌گیرند، بنابراین قادر به ارائه اطلاعات مفیدی از ترکیب کلی گوشته هستند [۱۶]. از طرف دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه وابسته است، زیرا که Yb به شدت در گارنت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار است [۱۶]. برای درک کانی‌شناسی و درجه ذوب‌بخشی ناحیه خاستگاه از نمودارهای تغییرات لگاریتمی La/Sm نسبت به La و نیز Sm/Yb در برابر Yb (شکل ۹ الف و ب) استفاده شد. در این شکل‌ها خطوط منحنی ممتد و منقطع نشان دهنده‌ی روند تغییر ترکیب گدازه‌هایی است که با درجات مختلف ذوب‌بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی مشتق شده‌اند. اعداد روی خطوط درجه‌ی ذوب‌بخشی را نشان می‌دهند. نمونه‌های مورد بررسی از نظر فراوانی عناصر La, Yb و Sm همگی ترکیبی مشابه با گدازه‌های مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده را دارند و در گستره‌ی منطبق با حدود ۱ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی لرزولیت گارنت و اسپینل‌دار (با برتری نسبی گارنت) قرار می‌گیرند. سنگ‌های مورد بررسی نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb [۱۷] نیز ترسیم شدند (شکل ۹ پ). نسبت‌های یاد شده تقریباً با ذوب‌بخشی و یا تبلور بخشی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز (به عنوان فازهای غالب باقیمانده یا تبلور یافته) دستخوش تغییر نمی‌شوند؛ بنابراین می‌توانند تغییرات خاستگاه یا هضم پوسته را به تصویر بکشند. ماگماهای بازالتی مشتق شده از پلوم و گوشته‌ی استنوسفری (گوشته‌ی مورب تهی شده DMM) یا لیتوسفر که به‌وسیله‌ی گدازه‌های مشتق شده از استنوسفر (با درجه اندک) غنی شده‌اند، همگی در داخل یا نزدیک به آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. ولی دگرنهادی منطقه خاستگاه با فرآیندهای فرورانش منجر به غنی‌شدگی Th نسبت به Ta می‌شود و سبب برتری Th/Yb نسبت به Ta/Yb خواهد شد زیرا مشکلات فرورانش‌ها به طور کلی فقط قادر به جابه‌جائی Th هستند نه Ta یا Yb. آرایش

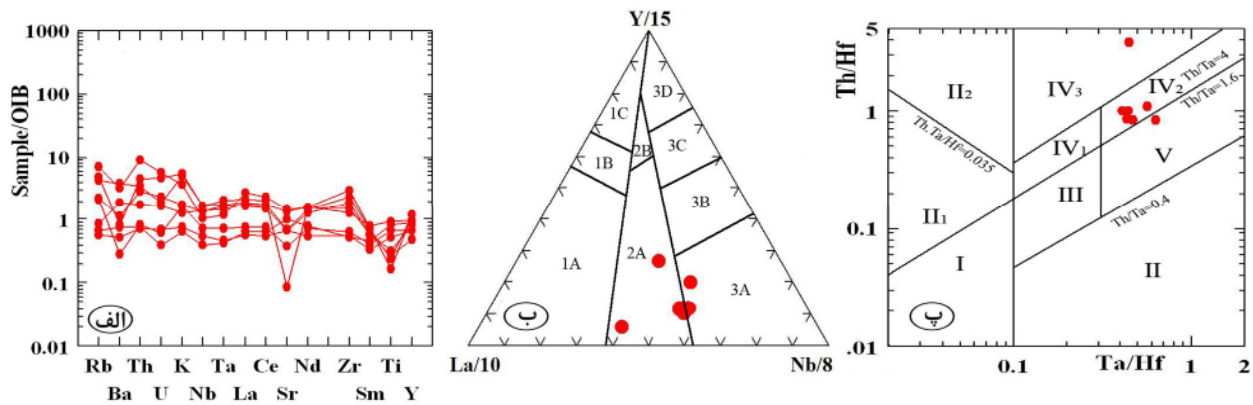
پوسته‌ای نیز ممکن است Th/Yb را نسبت به Ta/Yb افزایش دهد زیرا تمرکز Th در پوسته از Ta بیشتر است. غالب داده‌های مربوط به منطقه مورد بررسی روی نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb در آرایه‌ی گوشته قرار می‌گیرند بنابراین بایستی از ذوب ۱- یک گوشته‌ی غنی شده یا ۲- ذوب بخشی اندک یک خاستگاه گوشته‌ای دارای گارنت و یا ۳- ترکیبی از هر دو حاصل شده باشد. با عنایت به شکل‌های ۹ الف و ب، مورد سوم صحیح‌تر به نظر می‌رسد. با این حال انحراف جزئی به سمت میانگین پوسته (Av. crust) نیز در داده‌ها مشهود است (شکل ۹ پ) بنابراین ماگما تحت تاثیر مشکل‌های فرورانش نبوده ولی تا حدی دستخوش آرایش پوسته‌ای شده است.

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با مقادیر OIB (ارائه شده توسط [۱۸]) مربوط به نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی (شکل ۱۰ الف) نشان می‌دهد که صرف نظر از تغییرات جزئی، شیب کلی الگوها تقریباً افقی و دارای غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی اندک (و یا حتی فاقد غنی‌شدگی) است، و این بیانگر تشابه خاستگاه گوشته‌ای ماگمای سنگ‌های منطقه ناگله سر و خاستگاه OIB و نیز عدم تفریق عنصری شدید ماگما نسبت به گوشته‌ی خاستگاه است. نسبت‌های کوچک La/Nb و Ba/Nb [۱۹] نیز مبین خاستگاه گوشته‌ای OIB است.

به کارگیری نمودارهای جداکننده حکایت از تعلق ماگماتیسم این منطقه به ریفت‌های داخل صفحه قاره‌ای دارد. در شکل ۱۰ ب موقعیت نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودار تفکیکی La/10-Y/15-Nb/8 از [۲۰] نشان داده شده است، چنانکه مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های قلیایی وابسته به ریفت‌های داخل صفحه قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۰ ب). نسبت‌های Ta/Hf و Th/Hf اساساً در طول تبلور جدایشی ماگما هیچ‌گونه تغییری نشان نمی‌دهند. بنابراین نسبت‌های نامبرده در سنگ‌های ماگمایی و سنگ‌هایی که درجه‌ای از تبلور تفریقی را تجربه کردند می‌تواند مستقیماً مشخصات تمایزی Ta, Th و Hf در منطقه مبدأ را بازتاب دهد و نسبت‌های آنها تقریباً برابر با نسبت‌های منطقه‌ی خاستگاه است. در نمودار شکل ۱۰ پ [۲۱] بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی IV<sub>2</sub> یعنی قلیایی بازالت‌های مناطق ریفت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۹ نمودارهای نسبت الف) Sm/Yb در برابر Yb (ب) La/Sm در مقابل La برای تعیین خاستگاه مذاب سنگ‌های آتشفشانی کوتاه‌ساخته بالائی منطقه مورد مطالعه [۱۶]. (پ) نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb [۱۷].



شکل ۱۰ الف) الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده به OIB بر اساس مقادیر [۱۸]. (ب) نمودار تفکیکی La/10-Y/15-Nb/8 [۲۰]. محدوده ۱ در برگزیده بازالت‌های کمان آتشفشانی، محدوده ۲ بازالت‌های قاره‌ای و محدوده ۳ بازالت‌های اقیانوسی است. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده-های 2A: بازالت‌های قاره‌ای و 3A: بازالت‌های قلیایی ریفت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. (پ) نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf [۲۱] نیز در مناطق IV: بازالت‌های مناطق درون صفحه‌ای قاره‌ای [IV2]: آکالی بازالت‌های مناطق ریفت درون قاره‌ای IV3: بازالت‌های مناطق کربندهای کششی قاره‌ای یا ریفت اولیه [V]: بازالت‌های مناطق پلوم‌های گوشته‌ای واقع می‌شوند.

### برداشت

براساس جمع‌بندی اطلاعات معلوم شد که سنگ‌های مورد بررسی از نظر سنگ‌نگاری ذلریت، اولیوین بازالت، تراکی آندزیت و قلیایی تراکیت و از حیث شیمیایی، جزء سری ماگمائی قلیایی (متوسط) بوده و بین ترم‌ها وقفه دیده می‌شود، به‌طوری که در دو گروه متمایز، دارای ترکیب بازالتی (مافیک) و تراکیتی (فلسیک) قرار می‌گیرند. هماهنگی روشنی بین تمام الگوهای REE وجود دارد و این بدین معناست که آنها نیز هم خاستگاه هستند ولی با توجه محتوای نیکل و عدد منیزیم دستخوش شکل‌گیری ماگمائی شده‌اند. تفریق بلورین مهمترین فرآیند شکل‌گیری ماگمائی بوده است ولی آرایش جزئی نسبت

به پوسته‌ی قاره‌ای نیز رخ داده است و مهمترین فازهای جدا شده کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن و تیتانیوم و آمفیبول بوده‌اند. ماگمای تشکیل دهنده از یک خاستگاه گوشته‌ای OIB ریشه گرفته و ترکیبی مشابه با گدازه‌های مشتق شده از گوشته غنی شده را دارند و در گستره‌ی همسان با حدود ۱ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی لرزولیت گارنت و اسپینل‌دار (با برتری نسبی گارنت) قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها در یک جایگاه ریفتی درون قاره‌ای ایجاد شده‌اند.

### قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از طرح پژوهشی است که در دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان به تصویب رسیده است، لذا از

*olivine-bearing gabbros from the Northern Apennine ophiolites (Italy): evidence for post-cumulus crystallization in MOR-type gabbroic rocks*", Contributions to Mineralogy and Petrology 134 (1999) 123–133.

[14] Nielsen R.L., Forsythe L.M., Gallahan W.E., Fisk M.R., "Major- and trace element magnetite-melt equilibria", Chemical Geology 117 (1994) 167–191.

[15] Boztug̃ D., Harlavan Y., Jonckheere R., Can I, Sari R., "Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilica, C, ataldag̃ (Balıkesir) and Kozak (Izmir) granitoids, west Anatolia, Turkey", Geological Journal 44 (2009) 79–103.

[16] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-97.

[17] Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Güner Y., Şaroğlu F., Yılmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.J., "Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 44 (1990) 189–229.

[18] Sun S.S., "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs", Philosophical Transactions of the Royal Society of Scotland A297 (1980) 409-445.

[19] Jahn B.M., Wu F.Y., Lo C.H., "Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China", Chemical Geology 157 (1999) 119–146.

[20] Cabanis B., Lecolle M., "Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale", C.R.Acad. Sci. Ser. II. 309 (1989) 2023-2029.

[21] Wang Y., Zhang C., Xiashuzhi B., "Th/Hf - Ta/Hf discrimination diagram of geotectonic settings of formation of basalts", Acta petrologica sinica.17 (2001) 413-421(in Chinese with English abstract).

حمایت‌های مالی این دانشگاه بخصوص حوزه‌ی معاونت پژوهشی واحد صمیمانه قدردانی می‌شود.

#### مراجع

[۱] آقائباتی ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۵) ۶۱۹ ص.

[2] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East", Geological Survey of Iran, Tehran, (1991).

[۳] وحدتی دانشمند ف، "تلفیق و به طور بخشی بازنگری و تکمیل نقشه و گزارش ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ آمل"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۸).

[4] Miyashiro A.I., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science. 244 (1974) 324-335.

[5] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325–343.

[6] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, Presentation, interpretation", Longman Scientific & Technical (1993) 322 pp.

[7] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Unwin Hyman, (1989) 466 pp.

[8] Cocherie A., "Systematic use of trace element distribution pattern in log-log diagrams for plutonic suite", Geochimica et Cosmochimica Acta 50 (1986) 2517–2522.

[9] Mc Donough W.F., Sun S.S., "Composition of the Earth", Chemical Geology 120 (1995) 223-253.

[10] McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hoffman A.W., "K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle", Geochimica et Cosmochimica Acta, Ross Taylor Symposium volume (1991).

[11] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contribution to Mineralogy and Petrology, 69 (1979) 33-47.

[12] Thirlwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J.P., Arculus R.J., "High field strength element anomalies in arc lavas; source or process?", Journal of Petrology 35 (3) (1994) 819–838.

[13] Tribuzio R., Tiepolo M., Vannucci R., Bottazzi P., "Trace element distribution within