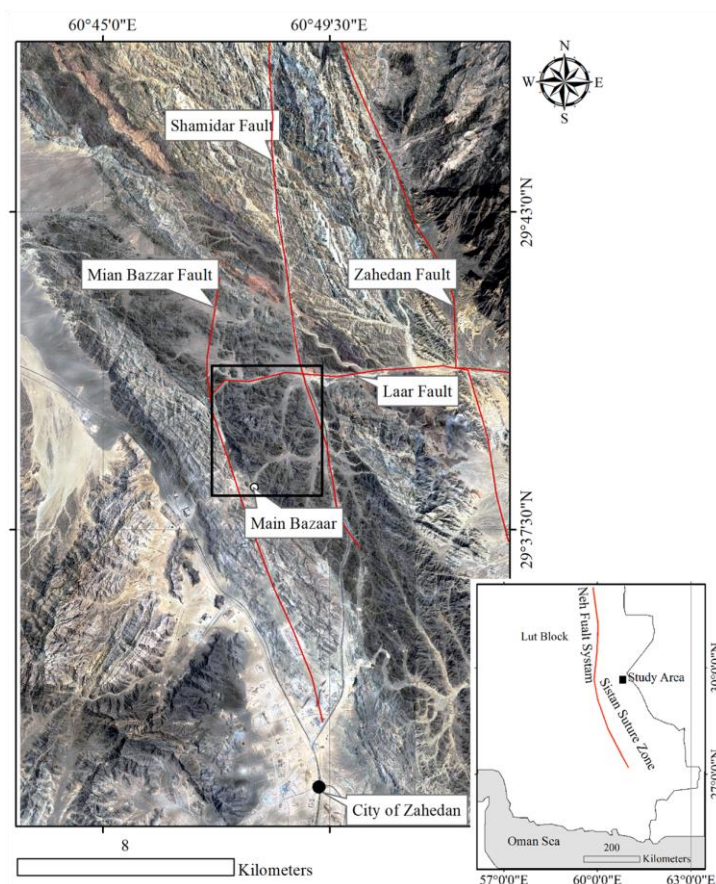




پراکنده در مجموعه‌های فلیشی شمال و غرب زاهدان و گرانیت زاهدان، که تعدادی از آنها لامپروفیری هستند، توسط بیابانگرد و همکاران [۱۴] بررسی شده و به ذوب درجه پایین از یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده از سیال‌های برآمده از فروران‌ش در ایالت زمین‌شناسی سیستان نسبت داده شده‌اند. در ایالت زمین‌شناسی سیستان [۱۳]، بویژه در گستره زاهدان-سفیدابه، تعداد پرشماری از سنگ‌های لامپروفیری دیده می‌شوند. معروف‌ترین آنها مجموعه آذرین نفوذی - آتشفشانی لار است [۸، ۱۵، ۱۶]، که بخش قابل توجهی از آن را لامپروفیر تشکیل می‌دهد. افزون بر این، دایک‌های لامپروفیری منطقه از دو نوع مینت و وگسیت هستند که از نظر زمانی و مکانی نزدیکی قابل توجهی دارند. در این پژوهش، تعدادی از دایک‌های لامپروفیری که در حدود ۵ تا ۲۰ کیلومتری شمال غربی زاهدان (شکل ۱) به صورت دسته دایک قرار دارند معرفی شده و از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، خاستگاه احتمالی و جایگاه زمین‌ساختی بررسی شده‌اند.

فلدسپات قلیایی قرار دارند، نشان دهنده تقدم یا همزمان بودن تبلور کانی زمینه است. همچنین بر اساس شواهد سنگ‌نگاری در بعضی از لامپروفیرها، کانی آب‌دار فلوگوپیت به همراه الیون فاز جامد را تشکیل می‌دهد. ویژگی‌های کانی‌شناسی و ترکیب-های متنوع عنصری و ایزوتوپی لامپروفیرها آن‌ها را وسیله‌ای سودمند برای شناسایی ماهیت گوشته و پوسته زمین، بویژه پی بردن به سازوکار تشکیل گوشته دگرنهاد و ذوب‌بخشی آن کرده است. از این رو، در ایران نیز پژوهش‌های قابل توجهی در این زمینه انجام شده‌است (برای مثال: [۶-۸]).

لامپروفیرها در مناطق مختلف ایران از جمله شمال غرب ایران [۹]، ایران مرکزی [۱۰]، جنوب کرمان [۱۱] و شرق ایران [۸، ۱۲، ۱۳] بررسی شده‌اند. شکل‌گیری سنگ‌های قلیایی و لامپروفیری در ایالت زمین‌شناسی سیستان به ذوب‌بخشی درجه پایین از یک گوشته دگرنهاد در اثر فروران‌ش و صعود ماگما در اثر ایجاد نظام‌های کششی پس از کوهزایی در سامانه گسلی هریرود نسبت داده شده‌است [۸]. دایک‌های مختلف



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه میان بازار (شمال زاهدان) که روند گسل‌های شمیدر، میان بازار، زاهدان و گسل لار بر آن مشخص شده و مستطیل نشان‌دهنده منطقه مورد بررسی است.

## زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در ایالت زمین‌شناسی سیستان [۱۳] در جنوب شرقی ایران واقع است (شکل ۱). پی‌سنگ ایالت زمین‌شناسی سیستان افیولیتی و بازمانده پوسته اقیانوسی است [۱۷، ۱۸]. سن افیولیت پی سنگ را تیرول و همکاران [۱۷]، بر اساس شواهد سنگواره‌ای به کامپانین و زرین کوب و همکاران [۱۹]، با تعیین سن مطلق به آپسین-آلبین، ۱۰۵ تا ۱۱۷ (±) میلیون سال، نسبت داده‌اند. بر مجموعه‌های افیولیتی پی سنگ، سنگ‌های آواری، گاه با رخساره فلیش گونه، قرار گرفته‌اند. بخش‌های زیرین این سنگ‌ها به همراه نهشته‌های آواری-کربناتی مربوط به مجموعه‌های افیولیتی در قسمت‌هایی از پهنه، بویژه در شمال و غرب زاهدان و در منطقه بررسی شده، دگرگونی ضعیف نشان می‌دهند [۱۷].

از دیدگاه سنگ‌شناسی، ایالت زمین‌شناسی سیستان با فعالیت ماگمایی الیگوسن آغازین تا سنوزوئیک پسین که در سرتاسر پهنه ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ‌های درون ورقه اقیانوسی را نشان می‌دهند [۲۰، ۲۱]، و نیز فراوانی سنگ‌های لامپروفری [۸، ۲۲]، از بوم‌های همسایه تفکیک می‌گردد. بخش قابل توجهی از کوه لار (شکل ۲ الف) را نیز سنگ‌های لامپروفری بیشتر از نوع مینت با بافت‌های نیمه عمیق تشکیل می‌دهد که گاهی با توسط دایک‌های نوع وگسیت قطع شده‌اند [۲۲]. وگسیت‌های شمیدر-میان بازار نخستین بار توسط آقائباتی [۲۳] از منطقه میان‌بازار شمیدر تا کوه دویشتی گزارش شد. لامپروفرهای منطقه میان بازار در سنگ‌های آواری اتوسن نفوذ کرده‌اند و از آنها جوان‌تر هستند (شکل‌های ۲ الف تا ث). کمپ و گریفیس [۲۴] سن‌های ۲۷/۸ تا ۳۲/۸ (±۳) میلیون سال معادل الیگوسن را به روش پتاسیم-آرگن برای این سنگ‌ها بدست آورده‌اند. این سنگ‌ها به صورت دسته دایک‌های پرشمار (dike swarms) و همه با روند شمالی-جنوبی، هم‌راستا با گسل‌های غالب در منطقه، رخنمون دارند. مرز آن‌ها با سنگ‌های درونگیر ناگهانی بوده اما همیشه گسلی نیست (شکل ۲ ث). ضخامت دایک‌ها بین ۴ تا ۲۰ متر است

(شکل ۲ ت)، اما دایک‌های با ضخامت تا ۳۰ متر در برخوردگاه گسل لار با گسل‌های شمیدر و میان بازار (شکل ۱) دیده می‌شود. در این نقاط تراکم دایک‌ها نیز بیشتر است.

## روش بررسی

از بین ۶۵ نمونه که مقاطع نازک از آن‌ها تهیه و بررسی شده‌اند، ۱۰ نمونه برای تجزیه‌های شیمیایی انتخاب شدند. این نمونه‌ها به آزمایشگاه MSAnalytical کشورکانادا ارسال شده، و در آن‌جا پودر گردیده و مراحل آماده سازی برای آن‌ها انجام شد. نمونه‌ها با هاون تنگستن با کمترین آلودگی تهیه شده و در هر مرحله و پس از پودر شدن هر نمونه، افزون بر شستشوی معمول، پاکسازی با پودر کوارتز نیز انجام شد. درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی از روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) به دست آمد. همچنین به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS، مدل QUAD) تقریباً همه عناصر جزئی و نادر شامل عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)، عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، عناصر خاک نادر (REE)، برخی فلزهای واسط و برخی عناصر نیمه فرار تعیین شدند. از قابل قبول بودن درستی و دقت تجزیه‌های شیمیایی، با تجزیه همزمان سه نمونه استاندارد خانگی (TD-1) به صورت ناشناس اطمینان حاصل شد. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی برآمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی برحسب درصد وزنی و بدون در نظر گرفتن افت گرمایی (LOI) به صد رسیده و در جدول ۱ گزارش شده‌اند. درصد عناصر اصلی بدون احتساب آب برای تسهیل مقایسه اکسیدها گزارش شده‌اند، و مقدار LOI هر نمونه، برای محاسبه فوری مقدار واقعی اکسیدها توسط خواننده علاقمند، آمده‌است. آهن گزارش شده به صورت سه ظرفیتی ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) است. در این پژوهش، آهن‌های دو و سه ظرفیتی به ترتیب ۸۵٪ و ۱۵٪ مقدار آهن کل در نظر گرفته شده‌اند. این نسبت، نسبت معمول در سنگ‌های پتاسیمی است [۲۵]. عناصر فرعی نیز بر حسب بخش در میلیون در جدول ۱ گزارش شده‌اند.



**شکل ۲** تصاویر صحرایی از دایک‌های مورد بررسی: الف) نگاه از منطقه میان بازار به کوه لار، که دارای یک بخش لامپروفیری از نوع مینت است، از فاصله ۸ کیلومتری آن. (دید به سمت شرق). یک دایک ضخیم وگسیت در سمت چپ وجود دارد؛ ب) دسته دایک‌های لامپروفیری با روند غالب شمالی - جنوبی در منطقه میان بازار که با گسل‌ها یا دایک‌های دارای روند شرقی - غربی جا به جا یا قطع شده‌اند. (نگاه به سمت جنوب)، پ) چندی دایک لامپروفیری با ضخامت‌های متغیر. یک دایک ریولیتی با ضخامت متوسط حدود سی متر، گاه به رنگ سفید در راستای گسل شرقی - غربی لار در سرتاسر میدان دید وجود دارد (دید به سمت شمال)، ت) مقطع عرضی یک دایک وگسیت با روند شمالی - جنوبی در برخوردگاه با گسل شرقی - غربی لار؛ (نگاه به جنوب). به شکل تخته سنگی (دبی دیاکلازی) در دایک دقت شود. ث) مرز مشخص بین وگسیت با سنگ‌های رسوبی در بر گیرنده، ماسه سنگ و گل‌سنگ در غرب دایک؛ (دید به سمت جنوب). ج) دایک‌های ریولیتی دارای روند شرقی - غربی و جا به جایی آن‌ها توسط گسل‌های شمالی - جنوبی؛ (دید به سمت شمال شرقی).

جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و ضریب قلیایی (AI) در نمونه‌های مورد بررسی.

|                                | Sh2-1        | Sh2-3         | Sh2-4         | Sh2-5        | Sh2-7        | Sh2-12       | Lc-15         | Lc-32        | Lc-35        | Lc-37        |
|--------------------------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|
| <b>XRF (Wt. %)</b>             |              |               |               |              |              |              |               |              |              |              |
| SiO <sub>2</sub>               | ۴۹٫۶۹        | ۴۹٫۳۳         | ۴۸٫۸۶         | ۵۰٫۸۳        | ۴۶٫۸۵        | ۴۹٫۴۶        | ۴۹٫۰۷         | ۴۹٫۲۳        | ۵۰٫۷۳        | ۵۰٫۷۴        |
| TiO <sub>2</sub>               | ۲٫۰۶         | ۱٫۷۹          | ۱٫۷۷          | ۱٫۹۹         | ۱٫۷۱         | ۱٫۶۲         | ۱٫۵۷          | ۰٫۸۰         | ۰٫۷۴         | ۰٫۷۳         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۳٫۹۳        | ۱۵٫۸۷         | ۱۴٫۲۱         | ۱۴٫۶۹        | ۱۴٫۹۵        | ۱۵٫۵۶        | ۱۳٫۷۴         | ۱۱٫۰۳        | ۱۲٫۳۳        | ۱۲٫۴۶        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱٫۲۱         | ۱٫۴۶          | ۱٫۲۶          | ۱٫۰۶         | ۱٫۵۲         | ۱٫۳۳         | ۱٫۵۵          | ۱٫۳۹         | ۱٫۳۴         | ۱٫۳۳         |
| FeO                            | ۶٫۸۳         | ۸٫۲۵          | ۷٫۱۱          | ۶٫۰۰         | ۸٫۶۰         | ۷٫۵۵         | ۸٫۷۶          | ۷٫۸۵         | ۷٫۵۷         | ۷٫۵۶         |
| MgO                            | ۷٫۴۷         | ۷٫۵۰          | ۷٫۴۳          | ۶٫۵۳         | ۸٫۹۲         | ۵٫۳۴         | ۷٫۴۵          | ۱۰٫۹۰        | ۸٫۹۸         | ۸٫۹۲         |
| MnO                            | ۰٫۱۱         | ۰٫۱۳          | ۰٫۱۱          | ۰٫۱۱         | ۰٫۱۳         | ۰٫۱۲         | ۰٫۱۴          | ۰٫۱۵         | ۰٫۱۶         | ۰٫۱۷         |
| CaO                            | ۷٫۷۲         | ۷٫۵۰          | ۷٫۶۴          | ۶٫۶۱         | ۸٫۳۱         | ۷٫۵۸         | ۷٫۲۸          | ۸٫۴۹         | ۹٫۱۳         | ۹٫۳۱         |
| Na <sub>2</sub> O              | ۴٫۵۳         | ۳٫۶۶          | ۴٫۶۲          | ۴٫۸۴         | ۳٫۸۱         | ۵٫۵۹         | ۲٫۸۰          | ۲٫۳۲         | ۲٫۱۸         | ۲٫۲۹         |
| K <sub>2</sub> O               | ۳٫۶۴         | ۲٫۰۹          | ۳٫۸۵          | ۴٫۴۷         | ۲٫۱۴         | ۲٫۸۰         | ۵٫۰۰          | ۴٫۰۶         | ۴٫۷۸         | ۴٫۶۱         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰٫۴۴         | ۰٫۳۸          | ۰٫۴۶          | ۰٫۳۹         | ۰٫۳۷         | ۰٫۶۶         | ۱٫۴۵          | ۰٫۶۲         | ۰٫۶۴         | ۰٫۶۴         |
| LOI                            | ۲٫۱۷         | ۲٫۱۴          | ۲٫۸۰          | ۲٫۳۴         | ۲٫۶۳         | ۲٫۳۴         | ۱٫۶۵          | ۱٫۲۷         | ۰٫۷۷         | ۰٫۷۱         |
| <b>مجموع</b>                   | <b>۹۹٫۸۰</b> | <b>۱۰۰٫۱۰</b> | <b>۱۰۰٫۱۲</b> | <b>۹۹٫۸۶</b> | <b>۹۹٫۹۴</b> | <b>۹۹٫۹۵</b> | <b>۱۰۰٫۴۶</b> | <b>۹۸٫۱۱</b> | <b>۹۹٫۳۵</b> | <b>۹۹٫۴۶</b> |
| <b>ICP-MS (ppm)</b>            |              |               |               |              |              |              |               |              |              |              |
| Cs                             | ۰٫۵۸         | ۰٫۶۴          | ۰٫۷۷          | ۰٫۶۱         | ۰٫۷۵         | ۰٫۵۹         | ۰٫۶۱          | ۰٫۶۰         | ۰٫۵۸         | ۰٫۶۲         |
| Rb                             | ۴۷٫۰         | ۲۴٫۰          | ۵۶٫۸          | ۶۸٫۴         | ۲۱٫۹         | ۱۵٫۱         | ۱۶۸٫۵         | ۱۴۱٫۵        | ۱۵۷٫۵        | ۱۳۱          |
| Ba                             | ۱۵۴۸         | ۷۵۵           | ۱۵۶۵          | ۱۲۸۵         | ۹۹۷          | ۷۹۳          | ۱۲۸۰          | ۱۴۲۵         | ۱۵۱۵         | ۱۲۸۵         |
| Sr                             | ۸۰٫۶         | ۷۴۳           | ۷۰٫۵          | ۸۵۲          | ۸۴۷          | ۸۳۷          | ۴۹۴           | ۹۶۲          | ۹۰٫۷         | ۸۰٫۸         |
| Th                             | ۱۴٫۰۶        | ۷٫۹۲          | ۱۵٫۵۴         | ۱۵٫۳۵        | ۶٫۵۹         | ۱۱٫۶۴        | ۶٫۸۶          | ۸٫۳۷         | ۹٫۱۶         | ۸٫۰۴         |
| U                              | ۳٫۱۸         | ۱٫۹۶          | ۳٫۳۳          | ۳٫۱۹         | ۱٫۴۲         | ۲٫۲۳         | ۱٫۹۳          | ۲٫۲۷         | ۲٫۹۸         | ۲٫۴۹         |
| Nb                             | ۱۷٫۷         | ۱۸٫۷          | ۱۸٫۱          | ۱۸٫۵         | ۱۵٫۹         | ۲۱٫۹         | ۱۶٫۵          | ۸٫۳          | ۸٫۵          | ۷٫۳          |
| Zr                             | ۱۴۱          | ۲۰۴           | ۱۵۹           | ۱۶۰          | ۱۹۰          | ۱۹۴          | ۱۱۹           | ۸۷           | ۹۳           | ۸۱           |
| Hf                             | ۳٫۸          | ۴٫۵           | ۴٫۱           | ۴٫۰          | ۴٫۰          | ۴٫۶          | ۳٫۵           | ۲٫۷          | ۲٫۷          | ۲٫۳          |
| Ta                             | ۱٫۱          | ۱٫۲           | ۱٫۱           | ۱٫۱          | ۱٫۳          | ۱٫۲          | ۰٫۷           | ۰٫۵          | ۰٫۵          | ۰٫۴          |
| La                             | ۵۱٫۹         | ۲۹٫۶          | ۵۳٫۵          | ۵۰٫۶         | ۲۷٫۵         | ۵۳٫۵         | ۳۴٫۹          | ۲۶٫۲         | ۲۵٫۲         | ۲۱٫۵         |
| Ce                             | ۹۴٫۳         | ۵۵٫۷          | ۹۵٫۴          | ۸۸٫۱         | ۵۲٫۱         | ۱۰۰٫۹        | ۶۷٫۹          | ۵۱٫۲         | ۴۸٫۴         | ۴۱٫۸         |
| Pr                             | ۹٫۸۶         | ۶٫۲۰          | ۱۰٫۱۸         | ۹٫۱۹         | ۵٫۹۳         | ۱۰٫۹۳        | ۸٫۱۵          | ۶٫۱۷         | ۵٫۷۶         | ۴٫۹۶         |
| Nd                             | ۳۶٫۹         | ۲۳٫۷          | ۳۶٫۶          | ۳۳٫۳         | ۲۳٫۶         | ۴۱٫۹         | ۳۳٫۰          | ۲۴٫۶         | ۲۲٫۷         | ۱۹٫۷         |
| Sm                             | ۶٫۵۲         | ۵٫۰۴          | ۶٫۸۲          | ۶٫۰۳         | ۵٫۰۸         | ۷٫۴۶         | ۶٫۸۲          | ۵٫۱۴         | ۴٫۸۴         | ۴٫۲۷         |
| Eu                             | ۱٫۸۱         | ۱٫۶۴          | ۱٫۶۸          | ۱٫۶۶         | ۱٫۶۳         | ۲٫۰۵         | ۱٫۸۶          | ۱٫۴۶         | ۱٫۴۴         | ۱٫۲۶         |
| Gd                             | ۵٫۴۲         | ۴٫۸۱          | ۵٫۳۹          | ۴٫۸۸         | ۴٫۷۱         | ۶٫۲۹         | ۶٫۳۱          | ۴٫۸۶         | ۴٫۶۸         | ۴٫۰۳         |
| Tb                             | ۰٫۷۵         | ۰٫۷۱          | ۰٫۷۵          | ۰٫۶۶         | ۰٫۷۳         | ۰٫۸۶         | ۰٫۸۰          | ۰٫۶۳         | ۰٫۶۳         | ۰٫۵۴         |
| Dy                             | ۳٫۶۹         | ۴٫۰۹          | ۳٫۶۶          | ۳٫۳۷         | ۳٫۹۲         | ۴٫۳۳         | ۳٫۸۴          | ۳٫۳۴         | ۳٫۲۲         | ۲٫۸۵         |
| Ho                             | ۰٫۶۶         | ۰٫۷۹          | ۰٫۶۹          | ۰٫۶۶         | ۰٫۷۶         | ۰٫۸۲         | ۰٫۷۳          | ۰٫۶۷         | ۰٫۶۴         | ۰٫۵۵         |
| Er                             | ۱٫۸۳         | ۲٫۱۹          | ۱٫۸۴          | ۱٫۷۱         | ۲٫۰۹         | ۲٫۲۹         | ۱٫۹۳          | ۱٫۸۵         | ۱٫۷۶         | ۱٫۵۵         |
| Tm                             | ۰٫۲۷         | ۰٫۳۰          | ۰٫۲۷          | ۰٫۲۴         | ۰٫۳۱         | ۰٫۲۹         | ۰٫۲۶          | ۰٫۲۵         | ۰٫۲۴         | ۰٫۲۱         |
| Yb                             | ۱٫۵۶         | ۱٫۹۶          | ۱٫۷۱          | ۱٫۶۰         | ۱٫۸۴         | ۱٫۸۷         | ۱٫۵۶          | ۱٫۶۰         | ۱٫۵۱         | ۱٫۳۵         |
| Lu                             | ۰٫۲۶         | ۰٫۲۹          | ۰٫۲۵          | ۰٫۲۴         | ۰٫۲۷         | ۰٫۲۸         | ۰٫۲۵          | ۰٫۲۵         | ۰٫۲۵         | ۰٫۲۱         |
| Y                              | ۱۸٫۱         | ۲۰٫۸          | ۱۸٫۵          | ۱۷٫۴         | ۲۱٫۲         | ۲۱٫۹         | ۲۰٫۱          | ۱۸٫۳         | ۱۷٫۴         | ۱۵٫۰         |

## سنگ‌نگاری

لامپروفیرهای منطقه میان بازار در رده‌بندی لومتر [۲۶] از نوع آهکی قلیایی هستند و به دو گروه تقسیم می‌شوند. گفتنی است که واژه‌های آهکی قلیایی و قلیایی تنها برای رده‌بندی سنگ‌نگاری-کانی‌شناسی لامپروفیرها به دو گروه عمده هستند [۱]؛ لامپروفیرها از نظر سری ماگمایی دارای ماهیت قلیایی هستند و مقدار شاخص قلیایی در آن‌ها معمولاً بزرگتر از ۱ است [۲۶]. گروه نخست مینت‌ها هستند که با نام لامپروفیرهای پتاسیمی [۲۷] نیز رده‌بندی شده‌اند و گروه دیگر وگسیت‌ها هستند که لامپروفیرهای سدیمی نیز نام گرفته‌اند [۲۷]. تفاوت‌های اصلی این دو نوع سنگ در منطقه میان بازار، فراوانی فلوگوپیت، الیوین و کلینوپیروکسن در مینت و فراوانی هورنبلند و گاه هسته آمفیبول پارگازیتی در هورنبلندهای موجود در وگسیت است. ترکیب شیمیایی کانی‌ها برپایه ریزکاونده الکترونی، که توصیف سنگ‌نگاری بر اساس آنها انجام شده، در این نوشتار گزارش نشده است.

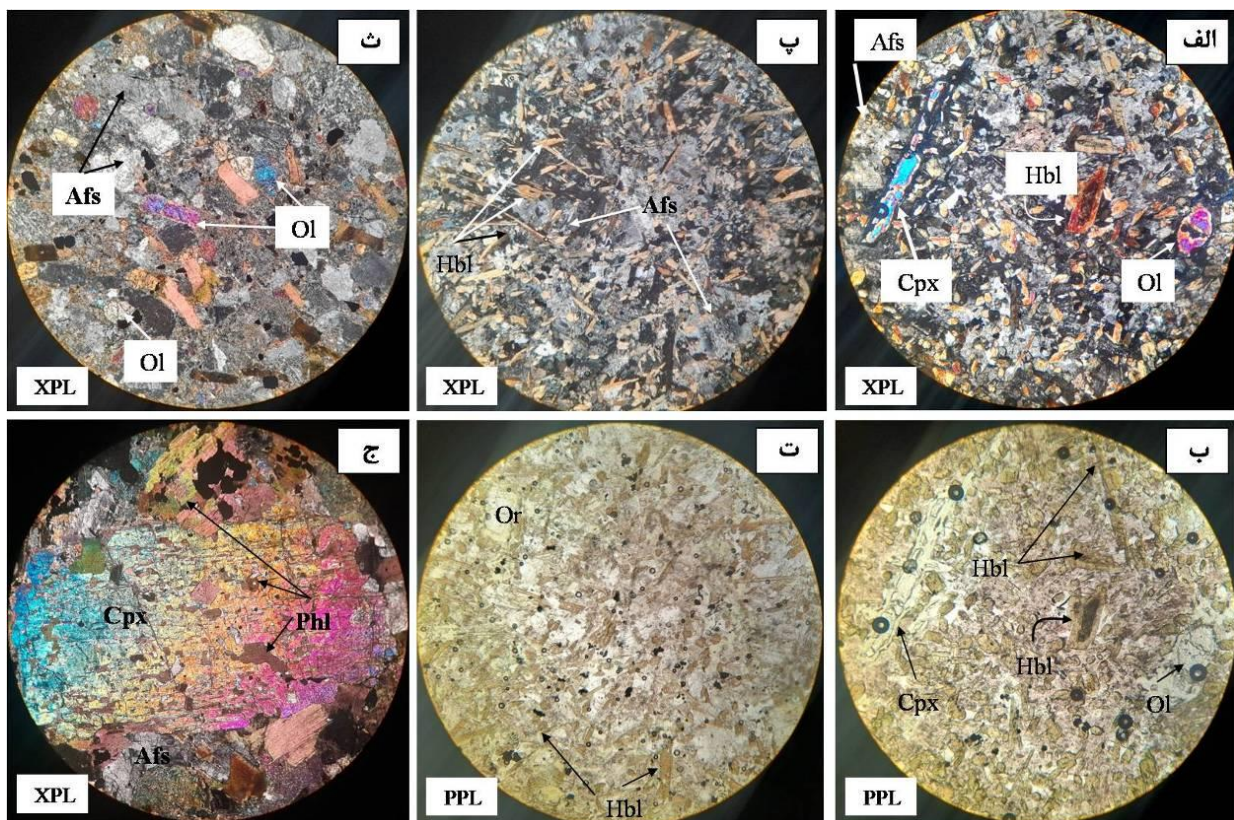
**وگسیت‌ها:** وگسیت‌ها سنگ‌های ریزدانه بوده و بیشتر دارای بافت‌های خال خال هستند. در این سنگ‌ها، آمفیبول (هورنبلند)‌های نیمه‌شکل‌دار و گاه شکل‌دار به همراه اوژیت دیوپسیدی و الیوین، هر دو نیمه شکل‌دار، در زمینه‌ای از ارتوکلاز بی‌شکل قرار دارند. در این سنگ اغلب کلسیت و آپاتیت و گاه کانی‌های بسیار ریز ژئولیت دیده می‌شود.

فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها هورنبلند (تا ۸۰٪ سنگ) است که به شکل‌های سوزنی تا ستونی با نسبت عرض به طول ۱:۱۶ تا ۱:۳ و طول بین ۰/۸ تا ۰/۱ میلی‌متر بدون جهت‌یابی در کل مقطع نازک پراکنده‌اند (شکل‌های ۳ الف تا ت). هورنبلند ساختار منطقه‌ای دارد که در مقاطع عرضی کانی که اغلب شکل‌دار هستند نمایان است. هورنبلند از یک هسته پارگازیتی - کرسوتیتی تشکیل شده است که ۳۰ تا ۶۵ درصد کانی را تشکیل می‌دهد و پیرامون آن پوسته با ترکیب هورنبلند قرار دارد. مقدار اکسید شدگی هسته آمفیبول قابل توجه است (شکل ۳ ب)، اما بخش‌هایی از کانی سالم بوده و امکان بررسی میکروسکوپی و تجزیه شیمیایی کانی را فراهم نموده‌است. همه کانی‌های هورنبلند در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) به رنگ سبز مایل به قهوه‌ای هستند (شکل‌های ۳ ب، ت) و چندرنگی در آن‌ها چندان قوی نیست. رنگ‌های تداخلی این کانی متأثر از

رنگ‌های عادی است. به جز هسته آمفیبول‌ها که تا حد زیادی اکسید شده‌اند، آثار تجزیه از نوع دگرسانی در آمفیبول‌ها کمتر دیده می‌شود.

دومین کانی فراوان این سنگ‌ها فلدسپات قلیایی از نوع ارتوکلاز است که تا ۴۰٪ حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و اغلب سالم و تجزیه نشده‌است (شکل ۳، ت). ارتوز در وگسیت‌ها یک زمینه یکپارچه را تشکیل می‌دهد که کانی‌های هورنبلند، و گاه کلینوپیروکسن و الیوین و آپاتیت در آن پراکنده هستند (شکل ۳، پ). ارتوز اغلب بی‌شکل است و به ندرت به صورت کانی‌های ریز دارای ماکل دوقلو دیده می‌شود. هر چند به نظر می‌رسد که کانی‌های مافیک درون ارتوز قرار دارند، اما به سختی می‌توان راجع به تقدم و تأخر تبلور کانی‌ها در وگسیت‌ها نظر داد؛ و به ظاهر ارتوز همزمان با کانی‌های مافیک متبلور شده‌است.

کلینوپیروکسن در وگسیت‌ها از نوع اوژیت دیوپسیدی است و مقدار آن در سنگ‌ها چندان زیاد نیست (شکل‌های ۳، الف، ب). این کانی دارای شکل‌های منشوری دانه‌ریز و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است. گاه ممکن است شکل ستونی با نسبت ابعاد ۱:۶ نیز داشته باشد. کلینوپیروکسن بی‌رنگ و در بعضی نمونه‌ها سبز روشن است. در نیکل‌های عمود بر هم رنگ تداخلی سری دوم را دارد. میانبرهای شیشه به مقدار کم در این کانی دیده می‌شوند. الیوین به صورت کانی فرعی و به شکل‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و ریزدانه با اندازه حدود ۰/۱ تا ۰/۳ ملیمتر دیده می‌شود (شکل‌های ۳، الف، ب). لیه‌های کانی اغلب خورده شده‌اند، ولی لیه واکنشی دیده نمی‌شود. اندازه زاویه محورهای بلورها ( $2V\alpha$ ) نشان می‌دهد که مقدار سازنده فورستریت در الیوین بین ۶۴ تا ۶۹ درصد است؛ مقادیری که با تجزیه کانی توسط ریزکاونده الکترونی (ارائه نشده) نیز تایید می‌شود. سطح کانی شفاف است و آثار دگرسانی چون ایدینگزیتی یا سرپانتینی شدن در آن کمتر دیده می‌شود. همه ویژگی‌های بیان شده الیوین نشان می‌دهد که این کانی در تعادل با کل سنگ و فاز منجمد شده است. از موارد قابل توجه وجود کلسیت پرمینیزیم در زمینه است که اغلب اولیه به نظر می‌رسد، زیرا شکل‌دار است و در نمونه‌های بدون دگرسانی قابل توجه و بافت‌های حفره‌دار دیده می‌شوند. مقدار کانی‌های اکسید آهن و تیتانیم در این سنگ‌ها چشمگیر است.



شکل ۳ مقاطع میکروسکوپی از نمونه‌های لامپروفیر مورد بررسی: الف و ب) کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن و هورنبلند در نمونه وگسیت به ترتیب در نورهای قطبیده (XPL) و صفحه ای (PPL). پ و ت) وگسیت شامل کانی‌های فلدسپات قلیایی و هورنبلند به ترتیب در XPL و PPL. قطر میدان دید در همه تصاویر برابر با ۵ میلی‌متر است. ث) کانی‌های الیون، فلوگوپیت و فلدسپات قلیایی در یک نمونه مینت. ج) کانی‌های فلوگوپیت، کلینوپیروکسن و فلدسپات قلیایی در یک نمونه مینت. در این نمونه، فلوگوپیت افزون بر انواع مستقل شامل میانبرهای فراوان درون کانی کلینوپیروکسن است. نشانه‌های اختصاری برای کانی‌های مختلف از ویتنی و ایوانس [۲۸] برداشت شده است.

#### مینت‌ها

بجز در مواردی، در مینت‌ها چندان فراوان نیست. الیون تقریباً در همه نمونه‌ها وجود دارد و روابط بافتی آن و مقدار بالای عضو پایانی (۶۸ تا ۷۳ درصد) نشان می‌دهد که به همراه فلوگوپیت، فازهای مایع سنگ را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن از نوع اوژیت دیوپسیدی و به رنگ سبز روشن است. دو کانی الیون و کلینوپیروکسن به صورت شکل دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۳ ث) و گاه با ارتوز زمینه واکنش داده‌اند و دارای لبه فلوگوپیتی هستند. کلینوپیروکسن دارای مقادیر قابل توجهی از میانبرهای فلوگوپیت، آپاتیت، و شیشه است. بر خلاف وگسیت‌ها، سنگ مینت دارای مقادیر قابل توجهی آپاتیت است، تا آنجا که در بعضی نمونه‌ها کانی اصلی است. فراوانی کانی‌های کدر در مینت‌ها که گاهی تا ده درصد حجم سنگ را نیز شامل می‌شود، مانند وگسیت‌ها از ویژگی‌های سنگ شناسی آن‌هاست.

لامپروفیرهای نوع مینت، مانند وگسیت‌ها، دارای بافت خال خال، اما دانه متوسط هستند (شکل‌های ۳ ث و ج). در مینت‌ها کانی‌های فلوگوپیت، کلینوپیروکسن، الیون، و آپاتیت در زمینه‌ای تمام‌بلورین از کانی ارتوز قرار دارند. در دایک‌های مینت نمی‌توان بر اساس روابط بافتی ترتیب تبلور برای کانی‌ها را تعیین کرد و به نظر نمی‌رسد که ارتوز یک فاز متاخر در فرایند تبلور باشد، زیرا بافت این سنگ‌ها در بسیاری از موارد کومه‌ای است. تفاوت‌های کانی‌شناسی مینت‌ها و وگسیت‌ها قابل توجه است. کانی آبدار در مینت‌ها فلوگوپیت است. این کانی دارای چندرنگی زرد تا قهوه‌ای تیره است. در بررسی میکروسکوپی ساخت منطقه‌ای نشان نمی‌دهد، اما در بعضی از نمونه‌ها، بر اساس داده‌های ریزکائنده الکترونی (که در این جا ارائه نشده است)، دو عضو پایانی فلوگوپیت و آنیت رفتار نوسانی دارند. مقدار متوسط عضو پایانی فلوگوپیت ۸۲ درصد است. آمفیبول،

## زمین شیمی سنگ کل

## عناصر اصلی

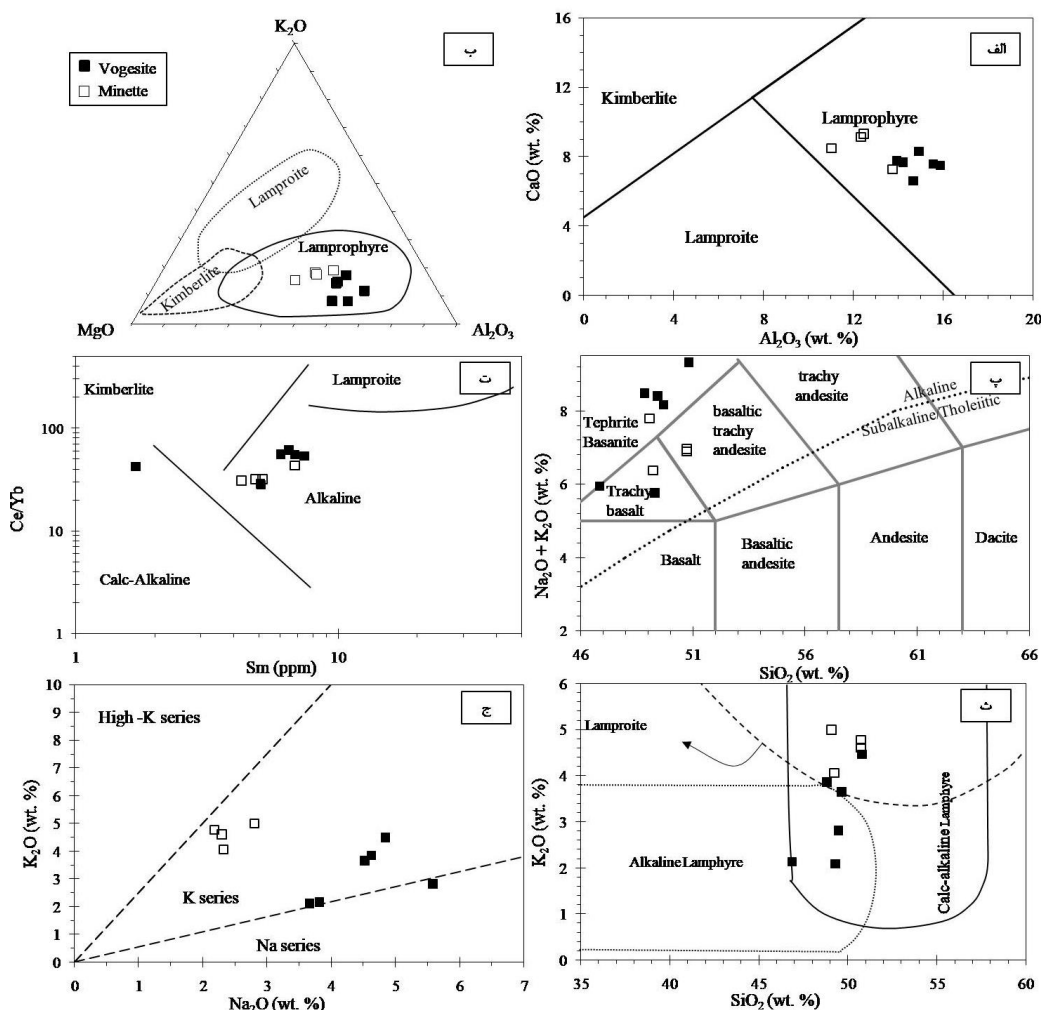
داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی نادر دایک‌های لامپروفیری منطقه میان بازار در جدول ۱ آمده است. مقدار مواد فرار (LOI) در وگسیت‌ها بین ۲/۱۴ و ۲/۸۰ (درصد با متوسط ۲/۴۰ درصد) و در مینت‌ها بین ۰/۷۱ و ۱/۶۵ درصد (با متوسط ۱/۱۰ درصد) است. این مقادیر با توجه به فراوانی کانی‌های دارای مواد فرار، آمفیبول، فلوگوپیت و کلسیت در این سنگ‌ها، بالا نیست، و از آنجا که تجزیه شیمیایی بر سنگ‌های بدون هوازدگی انجام شده، نشانگر وجود این کانی‌هاست. متوسط مقدار  $MgO$  در وگسیت‌ها برابر با ۷/۲ درصد و در مینت‌ها ۹/۰۶ درصد است. مقادیر به نسبت بالای منیزیم در این سنگ‌ها در عدد منیزیمی آن‌ها نمود دارد. عدد منیزیمی در وگسیت‌ها بین ۵۶ تا ۶۶ درصد (به طور متوسط ۶۳ درصد) و در مینت‌ها بین ۶۰ تا ۷۱ درصد (به طور متوسط ۶۷ درصد) است. این مقادیر نشان دهنده تبلور و سخت شدگی این سنگ‌ها از ماگماهای با ترکیب شیمیایی نزدیک به ماگمای اولیه هستند، اگرچه هر دو نوع لامپروفیر شواهد زمین شیمیایی و کانی‌شناسی ناشی از دگرگونی‌های ماگما و جدایش بلورین را گاه به طور چشمگیر، نشان می‌دهند. مقدار عناصر قلیایی در هر دو نوع سنگ قابل توجه است و مجموع آن‌ها در وگسیت‌ها به ۹/۳۱ درصد وزنی و در مینت‌ها به ۷/۸۰ درصد وزنی می‌رسد. به نظر می‌رسد که درصد وزنی  $SiO_2$  در مقایسه با مجموع دو عنصر قلیایی کمی بیش از انتظار است. ضریب قلیائی [۲۶] در این سنگ‌ها به نسبت بزرگ و به طور متوسط در وگسیت‌ها برابر با ۳/۹ و در مینت‌ها برابر با ۳ است (جدول ۱).

نمونه‌های مورد بررسی بر پایه شکل‌های ۴ الف و ب در میدان لامپروفیر قرار دارند. از طرح ترکیب نمونه‌ها در نمودار  $SiO_2$  نسبت به مجموع عناصر قلیایی [۲۶] چنین برداشت می‌شود که ترکیب شیمیایی آنها شبیه بازالت‌های قلیایی چون تفریت، بازانیت و تراکی بازالت است (شکل ۴ پ). این نمودار نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در رده‌بندی‌های معمول سری‌های ماگمایی از سری قلیایی هستند. ماهیت قلیایی این سنگ‌ها از نمودار  $Sm$  نسبت به  $Ce/Yb$  نیز تایید می‌شود (شکل ۴ ت). لامپروفیرها را اغلب به دو گروه اصلی قلیایی و آهکی‌قلیایی تقسیم می‌کنند که در این بین به ویژگی‌های کانی‌شناسی آن‌ها نیز اشاره می‌شود؛ این دو اصطلاح دارای

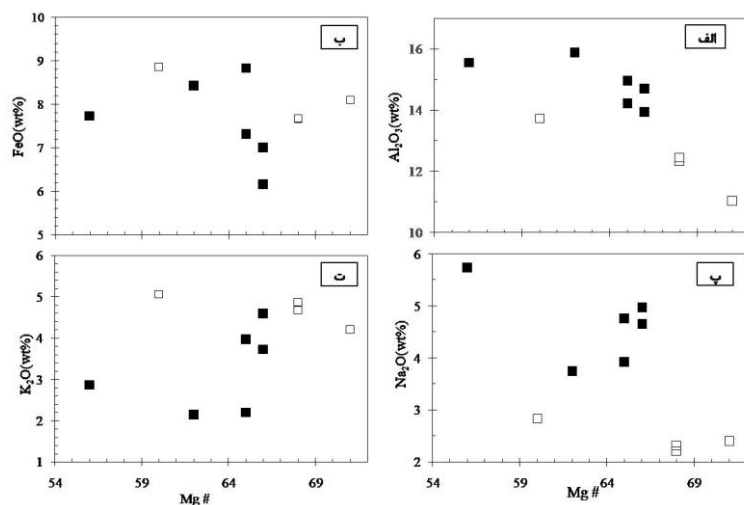
همان مفاهیم متعارف سری‌های ماگمایی نیستند [۲۶]. نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $K_2O$  (شکل ۴ ث) وابستگی این سنگ‌ها را به خانواده لامپروفیرهای آهکی قلیایی تایید می‌کند. از دیدگاه مقایسه دو عنصر قلیایی، نمودار سدیم نسبت به پتاسیم (شکل ۴ ج) نیز نشان می‌دهد که وگسیت‌ها به سری پتاسیم‌دار (سری K) نزدیک به میدان سری سدیم دار (سری Na) مربوط بوده و سه نمونه درست روی مرز بین دو میدان هستند. مینت‌ها نیز از سری پتاسیم دار و نزدیک‌تر به سری پرتاسیم هستند.

گستره تغییرات  $Na_2O$  در نمونه‌های وگسیت بین ۳/۶۶ تا ۵/۵۹ درصد است (شکل ۴ چ) و متوسط آن برابر با ۴/۵۱ درصد وزنی است. مقدار  $Na_2O$  با افزایش  $SiO_2$  روند افزایشی یا کاهشی مشخصی ندارد و الگوهای پراکنده نشان می‌دهد. گستره تغییرات  $K_2O$  در وگسیت‌ها بین ۲/۰۹ و ۴/۴۷ درصد وزنی (با متوسط ۳/۱۷ درصد) و در مینت‌ها بین ۴/۰۶ و ۵/۰۰ (درصد با متوسط ۴/۶۱ درصد) است (شکل ۴ ث). این اکسید در نمونه‌های مورد بررسی با افزایش  $SiO_2$ ، روند افزایشی نسبی نشان می‌دهد که با افزایش مقدار فلدسپات قلیایی در هر دو نوع لامپروفیر و فلوگوپیت در مینت قابل توجه است.

شکل ۵ نمودارهای تغییرات  $FeO$ ،  $K_2O$ ،  $Na_2O$ ،  $Al_2O_3$  و  $Mg\#$  را نسبت به  $Mg\#$  برای نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد. روند تغییرات مقادیر  $Al_2O_3$ ، با افزایش  $Mg\#$ ، در وگسیت و مینت‌ها کاهشی است (شکل ۵ الف) و جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. مقدار  $FeO$  با افزایش  $Mg\#$ ، در وگسیت‌ها روند افزایشی و در مینت‌ها روند کاهشی نسبی نشان می‌دهد (شکل ۵ ب). روند کاهشی  $FeO$  در مینت‌ها می‌تواند نشان دهنده جدایش هورنبلند و الیون باشد. همچنین، مقادیر  $Na_2O$  و  $K_2O$  با افزایش  $Mg\#$ ، در مینت‌ها با روند نزولی خطی و شیب متوسط کاهش می‌یابد و با جدایش هورنبلند و فلوگوپیت قابل توجه است (شکل‌های ۵ پ و ت). با این حال، مقادیر این اکسیدها در نمونه‌های وگسیتی روند افزایشی نشان می‌دهند. سدیم و پتاسیم در مراحل پایانی جدایش در کانی‌های دارای این عناصر چون آمفیبول، فلوگوپیت و فلدسپات‌های قلیایی متمرکز می‌شوند. افزایش  $Na_2O$  و  $K_2O$  همراه با کاهش  $Mg\#$  در نمونه‌های مورد بررسی، از انباشت فازهایی چون هورنبلند و فلوگوپیت و فلدسپات قلیایی ناشی می‌شود.



شکل ۴ نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO) و ب ( $\text{K}_2\text{O}$ -MgO- $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) در گستره لامپروفیر، پ نمودار TAS در گستره‌های تراکی آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، و تفریت بازالت، ت در نمودار Sm نسبت به Ce/Yb در گستره قلیایی، ث در نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{K}_2\text{O}$  در گستره لامپروفیرهای آهکی قلیایی و ج در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{K}_2\text{O}$  در گستره سری پتاسیمی قرار می‌گیرند.



شکل ۵ نمودارهای تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  را نسبت به  $\text{Mg}\#$  برای نمونه‌های مورد بررسی. نشانه‌های به کار رفته برای وگسیت و مینت‌ها در این شکل مانند شکل ۴ است.

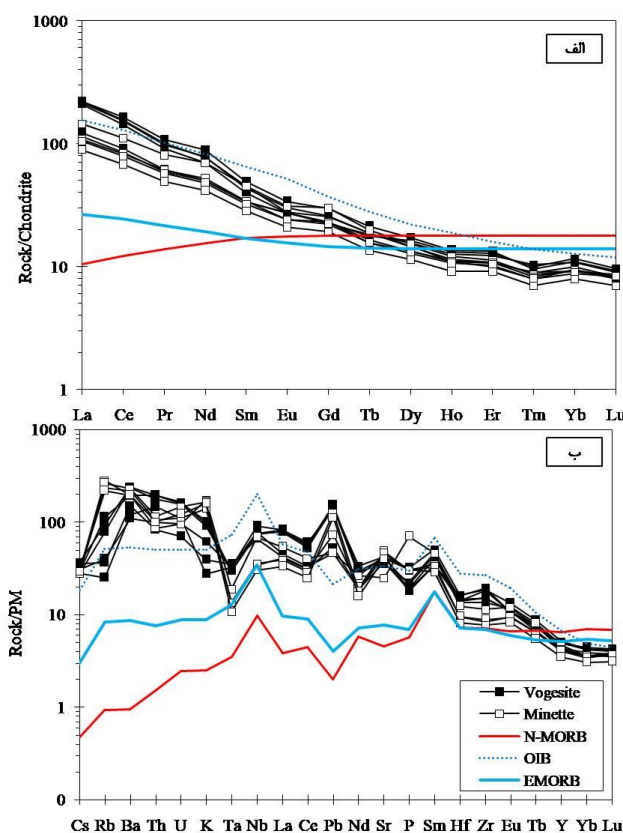
## عناصر کم مقدار

در شکل ۶ الف، الگوی تغییر مقدار عناصر خاکی نادر (REE) در سنگ‌های منطقه میان‌بازار بهنجار شده به ترکیب کندریت C1 [۲۹]، نشان داده شده است. بر این اساس، الگوی کلی تغییرات REE در این سنگ‌ها با غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) مشخص شده و الگوی موازی بین نمونه‌ها دیده می‌شود. نسبت  $La/Yb$  در نمونه‌های مورد بررسی بین ۱۰/۱۷ و ۲۲/۶، و  $Sm/Yb$  بین ۷/۶۶ و ۱۲/۴۵ برابر کندریت متغیر است.

در شکل ۶ الف همچنین، الگوی تغییرات مقادیر REE در نمونه‌های مورد بررسی با ترکیب بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) [۳۰]، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع عادی (NMORB) [۳۰] و نوع غنی شده (EMORB) [۳۰] مقایسه شده است. روند کلی نمودار OIB شبیه نمونه‌های مورد بررسی بوده، اما تا حدی از عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و HREE غنی‌تر است. نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با NMORB از LREE و MREE غنی‌تر و در مقایسه با

EMORB از LREE و MREE غنی‌شده‌تر، اما از HREE به نسبت فقیرشده‌اند.

الگوی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های مورد بررسی را می‌توان نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی خاستگاه و تعادل بلور-مذاب هنگام تشکیل ماگمایی این نمونه‌ها در نظر گرفت. معدل مقادیر ناهنجاری‌ها در بین نمونه‌های وگسیت ۰/۹۴ است که اثر ناچیز فلدسپات‌ها در دگرگونی‌های ماگمایی مربوط به این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. همچنین، دو نمونه وگسیت ناهنجاری یوروپیم نشان نمی‌دهند. ناهنجاری‌های Eu بیشتر با فلدسپات‌ها کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دوظرفیتی)، برخلاف Eu سه‌ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عنصری ناسازگار هستند، عنصری سازگار به شمار می‌آید. از این رو، جدایش فلدسپات از یک مذاب یا باقی‌ماندن فلدسپات هنگام ذوب بخشی خاستگاه، باعث ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. در مذاب‌های فلسی، هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت نیز ممکن است به مقدار کمتری در ناهنجاری Eu نقش داشته باشند.



شکل ۶ الف) الگوی REE بهنجار شده به ترکیب کندریت [۳۰] و ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به ترکیب PM [۲۹] به همراه نمودارهای OIB، NMORB و EMORB [۲۹] برای مقایسه.

## نمودارهای عنکبوتی

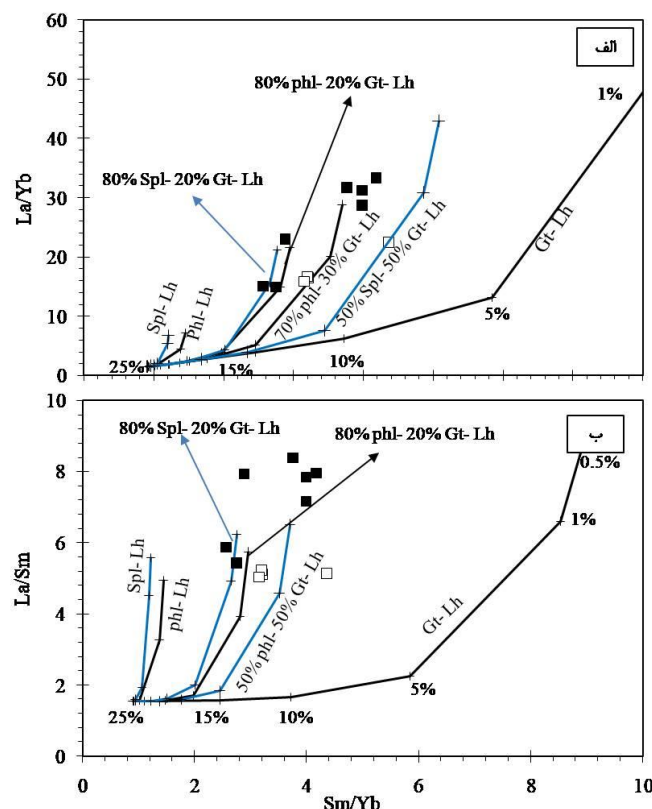
شکل ۶ ب نمودار عنکبوتی را برای سنگ‌های منطقه میان بازار نشان می‌دهد. در این نمودار، همه نمونه‌ها نسبت به ترکیب گوشته اولیه (PM) [۲۹] به‌نچار شده‌اند. همچنین، ترکیب OIB، N-MORB و E-MORB [۳۰] برای مقایسه در نمودار آورده شده‌اند. این نمودارها غنی‌شدگی کلی LILE نسبت به HFSE را در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند. با این حال، Cs در همه نمونه‌ها و Rb در دو نمونه فقیرشدگی نسبی نشان می‌دهد. همچنین، عنصر Ta فقیرشدگی جزئی نشان می‌دهد. نسبت LILE/HFSE از جمله Rb/Hf و Ba/Zr در وگسیت‌ها به ترتیب در گستره ۸/۰۷-۱/۵۵ و ۱۷/۴۷-۵/۶۳ و در مینت‌ها ۲۷/۵-۲۲/۷ و ۲۶/۰۶-۱۷/۱۱ است. همچنین، بر پایه شکل ۶ ب، نمونه‌های مورد بررسی نسبت به ترکیب NMORB و EMORB ماهیت غنی‌شده‌تری دارند. عناصر نامتحرک سمت راست نمودار شامل Lu، Y، Yb و Tm در نمونه‌های مورد بررسی فقیرشدگی قابل توجهی نشان می‌دهند. این تهی‌شدگی به احتمال بسیار به وجود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌ها مربوط است. در هر دو شکل ۶ الف و ب،

شباهت و نزدیکی الگوهای نمونه‌ها با الگوی بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) نمایان است.

## بحث

## کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی خاستگاه

نسبت‌های REE به عنوان کم‌تحرک‌ترین و نامحلول‌ترین عناصر که دچار رخدادهای مختلف سطحی، گرمایی، جدایش، آلیش و دگرگونی نمی‌شوند، برای یافتن ترکیب احتمالی گوشته از سایر عناصر مناسب‌تر هستند. در این پژوهش برای محاسبه ترکیب گوشته خاستگاه افزون بر در نظر گرفتن نسبت‌های REE، از روش ذوب مستقیم استفاده شد. این روش بر پایه اعمال ذوب بخشی غیر مدال [۳۱] بر ترکیب پریدوتیت خاستگاه (در این پژوهش معادل PM) است. برای الگوسازی، از مقادیر Pi و Di [۳۲] پیشنهادی برای اسپینل، گارنت و فلوگوپیت لرزولیت استفاده شد. پس از اعمال درجه‌های ذوب به ترتیب ۰/۵، ۱، ۵، ۱۰، ۱۵ و ۲۵ درصد بر گوشته اسپینل لرزولیت، گارنت لرزولیت و فلوگوپیت لرزولیت، بر پایه مقدار Sm/Yb نسبت به La/Sm و La/Yb، منحنی‌های ذوب رسم شدند (شکل ۷).



شکل ۷ منحنی‌های ذوب گوشته اسپینل، فلوگوپیت و گارنت‌دار بر اساس تغییرات (الف) Sm/Yb نسبت به La/Yb و (ب) Sm/Yb نسبت به La/Sm. نشانه‌های روی منحنی‌ها ۰/۵، ۱، ۵، ۱۰٪، ۱۵ و ۲۵ درصد ذوب بخشی را نشان می‌دهند.

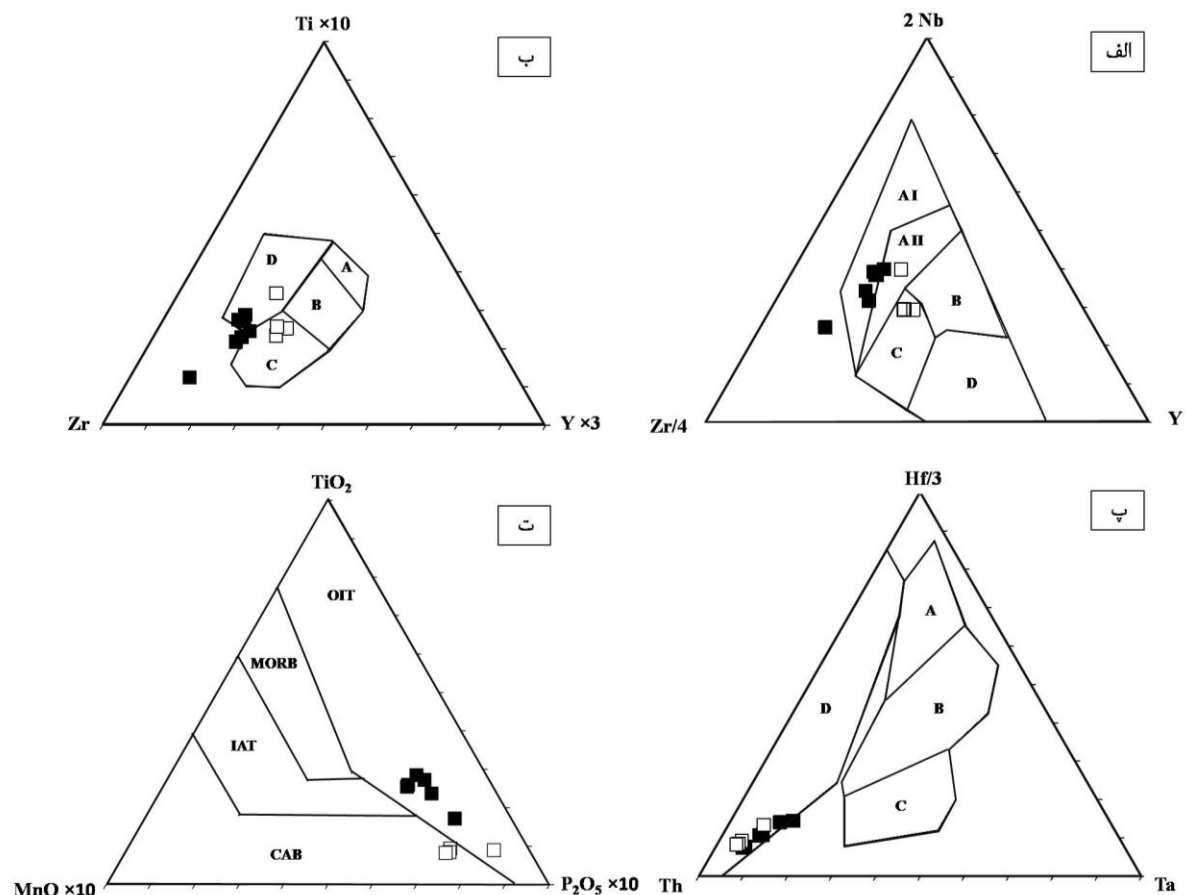
نفوذیمیم را برای لامپروفیرهای شمال زاهدان به دست آورده اند. در پژوهش آنها، افزون بر این که نمونه ها در میدان "زمین سیلیکاتی کل" قرار گرفته اند، از دیدگاه ایزوتوپی نیز شبیه بسیاری از بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) هستند. وگسیت‌های میان بازار با وجود تفاوت‌های کانی‌شناسی، بافتی و سنی، دارای ویژگی‌های زمین شیمیایی نزدیک و خاستگاه زمین شناسی مشابه هستند. این سنگ‌ها در محیط درون ورقه ای با خاستگاه کششی تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های زمین شیمیایی OIB را دارند.

وگسیت‌های میان بازار در نمودار سه تایی Y-Zr-Nb [۳۵]، در میدان ماگماهای درون صفحه قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). از این نمودار نمی‌توان اقیانوسی بودن یا قاره‌ای بودن خاستگاه ماگما را برداشت کرد. بر پایه نمودار [۳۶] Ti-Zr-Y، نمونه‌ها در میدان درون صفحه‌ای و در میدان MORB نزدیک به درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل ۸ ب). از پراکندگی نمونه‌ها در میدان‌های MORB و درون صفحه‌ای معلوم میشود که فعالیت ماگمایی درون صفحه اقیانوسی رخ داده است. همچنین، در نمودار Ta-Hf-Th، نمونه‌های مورد بررسی در گستره تولیت جزایر کمائی واقع هستند (شکل ۸ پ). بر پایه نمودار [۳۷]  $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$ ، نمونه‌ها به روشنی در میدان بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی قرار دارند (شکل ۸ ت). به این ترتیب، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها گویای خاستگاه اقیانوسی آنهاست. در راستای توجیه این خاستگاه اقیانوسی، گفته شد که پی سنگ ایالت زمین‌شناسی سیستان افیولیتی و بازمانده پوسته فسیل شده اقیانوسی است [۱۸]. این پی‌سنگ افیولیتی، بازمانده پوسته اقیانوس سیستان بوده [۳۸] که در زمان کرتاسه بوجود آمده‌است [۱۷، ۱۹]. از این رو، پی‌سنگ ایالت زمین‌شناسی سیستان در واقع بخشی از سنگ کره اقیانوسی است. سنگ‌های بررسی شده از منطقه و به طور کلی سنگ‌های ایالت زمین‌شناسی سیستان پوسته قاره‌ای از انواع سنگ‌های رسوبی آواری و گاه نشان دهنده رخساره‌های فلیش‌گونه و مولاس هستند که بیشتر در زمان‌های (اشکوب‌های) ائوسن و الیگوسن تشکیل شده‌اند و بیش از ۴۰۰۰ متر ضخامت ندارند [۱۷]. از این رو، به گمان ما در ایالت زمین‌شناسی سیستان، پوسته قاره‌ای وجود ندارد و حتی ضخامت نهشته‌های رسوبی آواری نیز قابل توجه نیست. با این دیدگاه فعالیت ماگمایی در ایالت زمین‌شناسی سیستان در محیطی اقیانوسی رخ داده و بر این اساس باید شبیه فعالیت ماگمایی در صفحه‌های اقیانوسی باشد. افزون بر شواهد زمین‌شناسی، الگوها و روندهای عناصر خاکی نادر و کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نیز خاستگاه OIB لامپروفیرهای میان بازار را تأکید می‌کنند.

گستره فشار و دمای پایداری فلوگوپیت و گارنت در گوشته شبیه است [۳۳] و از این رو، در نظر گرفتن منحنی‌های ذوب این دو نوع گوشته با واقعیت‌های زمین‌شناسی همخوانی بیشتری دارد. منحنی‌های ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی برای مقایسه نشان داده شده‌اند. در شکل ۷ الف (نمودار Sm/Yb نسبت به La/Yb)، منحنی ذوب مربوط به ترکیب گوشته‌های گارنت و فلوگوپیت لرزولیت و ترکیب این دو با نسبت‌های ۲۰-۸۰٪، ۳۰-۷۰٪، ۵۰-۵۰٪ و ۸۰-۲۰٪ نشان داده شده‌است تا به ترکیب احتمالی خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی تا حد ممکن نزدیک باشد. با جایابی نمونه‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد که ترکیب خاستگاه این نمونه‌ها بیشترین همخوانی را با منحنی ذوب گوشته گارنت و فلوگوپیت لرزولیتی دارد. درجه ذوب بخشی برای تشکیل ماگمای این نمونه‌ها پایین، و کمتر از حدود ۱٪ است. با این حال، نمونه‌های مینت در مقایسه با وگسیت‌ها درجه ذوب بخشی بیشتری نشان می‌دهند. از بین نمونه‌های مورد بررسی، ۵ نمونه با ذوب بخشی تا حدود ۱٪ مخلوطی از گارنت لرزولیت و فلوگوپیت لرزولیت با طیفی از نسبت‌های گارنت به فلوگوپیت ۲۰-۸۰ تا ۵۰-۵۰ همخوانی بیشتری دارند. در شکل ۷ ب (نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm)، ترکیب گوشته خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی با گارنت لرزولیت - فلوگوپیت لرزولیت به نسبت ۵۰-۵۰ همخوانی بیشتری دارد و ذوب بخشی تا حدود ۱٪ به دست آمده‌است. وایت [۳۳] با مرور مراجع، به این نتیجه رسیده است که جدایش مذاب‌های قلیایی غنی از آب و مواد فرار در شرایط ذوب بخشی کمتر از ۱٪ خاستگاه گوشته ای نیز ممکن است.

#### فعالیت ماگمایی درون ورقه شبیه OIB

از ویژگی‌های بارز وگسیت‌های منطقه میان‌بازار شباهت‌های زمین شیمیایی آن‌ها با بازالت‌های جزایر اقیانوسی است. پیش از این پانگ و همکاران [۲۰] و خیرخواه و همکاران [۳۴] دریافتند که بازالت‌های منطقه سیستان-لوت دارای ماهیت OIB هستند. تأکید این پژوهشگران بر اساس شباهت الگوهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی این بازالت‌ها با بازالت‌های جزایر قوسی بوده‌است. پانگ و همکاران [۲۰] نسبت‌هایی چون La/Yb و Sm/Yb را که الگوهای جدایشی REE عنوان کرده‌اند را نیز به طور کلی شبیه OIB یافتند. سنگ‌های بررسی شده توسط آنها بیشتر در منطقه نهپندان تا سیستان گسترده شده‌اند و فعالیت‌های آتشفشانی قلیایی در محیط‌های کششی را نشان می‌دهند که در منطقه لوت از ۱۴ میلیون سال پیش و در منطقه نهپندان - شمال زاهدان از ۱۱ میلیون سال پیش آغاز شده‌اند. این پژوهشگران بازالت‌های بررسی شده را از نوع درون ورقه قاره‌ای، اما با ماهیت OIB دانسته‌اند. سرگزی و همکاران [۸] نسبت‌های ایزوتوپی سامانه‌های استرانسیم و



شکل ۸ الف) نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Y-Nb-Zr در میدان ماگمای درون صفحه قرار گرفته‌اند. بازالت‌های قلیایی درون صفحه در میدان AI، بازالت‌های قلیایی درون صفحه و تولیت‌های درون صفحه در میدان AII، EMORB در میدان B، تولیت‌های درون صفحه و بازالت‌های کمانی در میدان C و NMORB و بازالت‌های کمانی در میدان D جایابی می‌شوند. ب) نمونه‌ها در نمودار Y-Ti-Zr در گستره‌های درون صفحه و MORB نزدیک به درون صفحه قرار می‌گیرند. میدان‌های A، B، C و D به ترتیب نشان‌دهنده تولیت‌های جزایر کمانی، MORB، بازالت‌های آهکی قلیایی، بازالت‌های درون صفحه هستند. پ) نمونه‌ها در نمودار Ta-Hf-Th در گستره تولیت‌های جزایر کمانی جایابی شده‌اند. میدان‌ها عبارتند از A: NMORB، B: EMORB و تولیت‌های درون صفحه، C: بازالت‌های قلیایی درون صفحه و D: بازالت‌های کمانی. ت) نمونه‌ها در نمودار TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در گستره بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی واقع هستند. میدان‌های OIT، IAT و CAB به ترتیب نشان‌دهنده بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی، تولیت جزایر کمانی، و بازالت آهکی قلیایی جزایر کمانی هستند.

#### فعالیت ماگمایی کششی

لامپروفیرها نتیجه تبلور ماگماهای اغلب اولیه در ارتباط با مذاب‌های عمیق برآمده از گوشته دگرزهاد هستند [۳۹]. همه این سنگ‌ها نشانگر یک ماگمای غنی از آب و مواد فرار هستند که به سرعت صعود کرده و بیشتر در اثر نظام‌های زمین ساختی کششی در پوسته زمین جایگزین شده‌اند [۴۰]. لامپروفیرها به صورت دایک‌های نیمه آتشفشانی، سیل، پلاگ، استوک و رگه هستند یا لبه توده‌های بزرگتر را شکل می‌دهند [۱]. فعالیت ماگمایی لامپروفیری در جنوب و غرب [۴۱] و بویژه در شمال زاهدان [۸، ۱۳، ۲۳] به صورت دسته

دایک‌هایی است که اغلب روند شمالی- جنوبی دارند. وجود دسته دایک همواره نشان‌دهنده وجود یک اتاق ماگمایی کم عمق است [۴۲]. اتاق‌های ماگمایی مربوط به دسته دایک‌های لامپروفیری در شمال زاهدان به دو دلیل، به احتمال بسیار دراز و کم پهنا هستند، نخست به دلیل روند شمالی- جنوبی دایک‌ها که هم‌روند با گسل‌های غالب بزرگ منطقه چون گسل‌های زاهدان، شمیدر و میان بازار و دیگر گسل‌های کوچک‌تر اما فراوان هستند. دوم، به دلیل محدود شدن و غالب بودن وگسیت‌های شمالی جنوبی به گستره گسلی میان بازار- شمیدر و فراوانی چشمگیر مینت‌ها در پهنه‌های گسل‌های

(۵) الگوها و نسبت‌های عناصر کم‌مقدار نشانگر مشابهت قابل توجه ماگمای سازنده لامپروفیرها به ماگمای بوجود آورنده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است.

(۶) ماگماهای لامپروفیری منطقه میان بازار در یک محیط کششی همراستا و موازی گسل‌های فراوان منطقه با راستای شمالی-جنوبی جای گرفته‌اند.

#### قدردانی

از زحمات داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران قدردانی می‌کنیم.

#### مراجع

- [1] Rock N.M.S., "Lamprophyres", (1991) 285p. Blackie, Glasgow. <https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0929-2>
- [2] Soder C., Romer R. L., "Post-collisional potassic-ultrapotassic magmatism of the Variscan Orogen: implications for mantle metasomatism during continental subduction", Journal of Petrology 59 (2018) 1007-1034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy053>
- [3] Ghent E.D., Edwards B.R., Russell J.K., "Pargasite-bearing vein in spinel lherzolite from the mantle lithosphere of the North America Cordillera", Canadian Journal of Earth Sciences, 56 (2019). <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0239>
- [4] Murphy D., Moore T.A., Amijaya D.H., Anggaram F., Friederich, M., Gaina C., Trofimov J., Dalton H., Ominigbo E., "Constraints from lamprophyre petrogenesis on the timing of Eocene lithospheric thinning and associated rifting of Borneo and Sulawesi", Journal of Asian Earth Sciences, 260 (2024). <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2023.105952>
- [5] Hou Q., Yang X.Y., Tang J., Liu L., "Geochemical constraints of lamprophyres: Clues of Mesozoic tectonic interaction between the South China Block and North China Craton in Northern Jiangsu Province", Lithos 424-425 (2022) 106757 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106757>
- [6] Raeisi D., Gholizadeh K., Navebi N., Babazadeh Sh., Nejadhadad M., "Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dikes, central Iran: implications for petrogenesis and mantle evolution", Journal of Earth System Science 128 (2019). <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1110-0>
- [7] Omrani H., Günter Ch., Shamanian G.H., Omrani M., "Post-collisional alkaline lamprophyre magmatism in northern Iran: Implications from whole-rock geochemistry and mineral compositions", Island Arc 31 (2022). <https://doi.org/10.1111/iar.12469>
- [8] Sargazi M., Bagheri S., Ma X., "Oligocene calc-alkaline lamprophyres and K-rich association in the eastern Iranian ranges: Products of low-

شمیدر و زاهدان. ذوب بی‌دررو ناشی از کاهش فشار سنگ کره اقیانوسی یا سست کره باعث کافت‌شدگی و کشش در منطقه شده‌اند، آن‌چنان‌که به پیشنهاد پدرسون و رو [۴۳]، کُنسیسائو و همکاران [۴۴]، گادمانسون [۴۵] دو پدیده ذوب بخشی و نازک‌شدگی پوسته [۴۶، ۴۲] منجر به اتاق‌های ماگمایی کوچک در سنگ کره اقیانوسی یا سست کره گشته است. چنانکه گفته شد، شواهد صحرایی نشان می‌دهد که اتاق‌های ماگمایی با وجود کوچک بودن، دارای گسترش وسیعی در راستای هم‌روند با گسل‌های شمالی-جنوبی منطقه هستند. فعالیت‌های کششی در ایالت زمین‌شناسی سیستان از دوران کرتاسه، هم‌زمان با تشکیل پوسته اقیانوسی سیستان، شروع شده و پس از آن در زمان الیگوسن [۲۴] و میوسن [۲۰] تا عهد حاضر ادامه یافته‌است. می‌توان که حرکت‌های کششی الیگوسن تا عهد حاضر ممکن است که از نظر ماهیت شبیه همان فعالیت‌های کششی منجر به کافت‌شدگی و شکل‌گیری اقیانوس سیستان در زمان کرتاسه بوده، و حتی از همان زمان در این پهنه به ارث رسیده باشد.

#### برداشت

از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی، و زمین‌شیمیایی نتایج زیر برداشت شده است:

(۱) لامپروفیرهای منطقه میان بازار آهکی-قلیایی و از دو نوع وگسیت و مینت هستند که تفاوت‌های سنگ‌شناسی آن‌ها فراوانی فلوگوپیت، کلینوپروکسن و الیون در مینت، و فراوانی آمفیبول و کمبود یا نبود فلوگوپیت و الیون در وگسیت است. کلسیت ماگمایی در وگسیت‌ها و کانی‌های فلزی و آپاتیت در هر دو نوع سنگ فراوان هستند.

(۲) مجموع مقادیر عناصر قلیایی در هر دو نوع لامپروفیر زیاد است و از دیدگاه متعارف سری‌های ماگمایی قلیایی بوده اما از دیدگاه رده بندی لامپروفیرها، از خانواده لامپروفیرهای آهکی-قلیایی و از زیررده سری پتاسیمی (سری-K) هستند. مقادیر MgO و عدد منیزی به نسبت بزرگ و کم تغییر لامپروفیرها نشان می‌دهد که ماگمای این سنگ‌ها به ماگماهای اولیه نزدیک بوده است و دگرگونی‌های ماگمایی کمی را از سر گذرانده‌اند.

(۳) با وجود تفاوت‌های کانی‌شناسی، هر دو نوع لامپروفیر از نظر فراوانی عناصر کم‌مقدار دارای ترکیب به نسبت مشابهی هستند. ویژگی‌های بارز آن‌ها نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE است.

(۴) لامپروفیرهای میان بازار مخلوطی از فراورده‌های ذوب بخشی درجه پایین پریدوتیت فلوگوپیت دار و پریدوتیت گارنت دار به ترتیب با نسبت‌های ۸۰٪ و ۲۰٪ هستند.

477-494.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.018>

[17] Tirrul R., Bell L. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin 84 (1983) 134-150.

[http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)

[18] Aghanabati A., "Geology of Iran (in Persian)", Geological Survey of Iran (2004) 640p.

[19] Zarrinkoub M.H., Pang K.N., Chung S.L., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Lee H.L., "Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos 154 (2012) 392-405.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>

[20] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., "Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos, 180-181 (2013), 234-251.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>

[21] Bröcker M., Hövelkröger Y., Fotoohi Rad, Gh., Berndt J., Scherer E., Kurzawa, T., Moslempour M. E., "The magmatic and tectono-metamorphic history of the Sistan suture zone, Iran: New insights into a key region for the convergence between the Lut and Afghan blocks", Journal of Asian Earth Sciences, 234 (2022).

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105313>

[22] Farokh-Nezhad M., "Geochemical characterization of potassic mafic rocks, monzonites and syenites from Lar complex, eastern Iran", MSc Thesis (2011), University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

[23] Aghanabati A., "Geological map of Kuh-e-Doposhti, 1:100000 series, sheet 8150", Geological survey of Iran (1987) Tehran.

[24] Camp V., Griffis R., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7)

[25] Muller D., Groves D., Bhattachargi S., "Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization", (1997) Springer, Berlin. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-59665-0\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-642-59665-0_7)

[26] Le Maitre R.W., "Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms", (2002), 236 p. Cambridge University Press, New York.

[27] Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M., "Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections", second edition, W.H. Freeman, 1983, New York, NY, 626p.

[28] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American

degree melting of subduction-modified lithospheric mantle in post-orogenic setting", Lithos, 430-431 (2022),

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106864> FF

[9] Badrzadeh Z., Aghazadeh M., Fayaz F., "Geochemistry, Petrogenesis and dating of lamprophyric dykes in the Kaleybar area, NW Iran (in oersian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 30 (2022) 639-652.

<http://dx.doi.org/10.52547/ijcm.30.4.639>

[10] Tabatabaei Manesh, S., Veysi. S., "Thermobarometry and mineral chemistry of Central Iran Permo-Triassic lamprophyres in Chahrisseh Region, northeast Isfahan (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29 (2021) 463-478.

<https://doi.org/10.52547/ijcm.29.2.463>

[11] Arzhangnezhad F., Ghadami Gh., Moradian A., Poosti M., "Petrography, geochemistry and determination of temperature and pressure of crystallization of pyroxene and plagioclase minerals in diabasic and lamprophyre dykes of Jupar block (south of Kerman) (in persian)". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2019) 707-722

<http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.27.3.707>

[12] Ghafari Bijar S., Arvin M., Dargahi S., "Geochemistry and petrogenesis of potassic monzonites in the Lar igneous suite, north of Zahedan, eastern Iran: Constraints on the origin of C-type adakites (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29 (2021) 837-852.

<https://doi.org/10.52547/ijcm.29.4.837>

[13] Ahmadi A., Biabangard H., "Geothermobarometry of minettes from Kouleh sangi area, north of Zahedan, southeast Iran (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32 (2024) 537-550.

<http://dx.doi.org/10.61186/ijcm.32.3.537>

[14] Biabangard H., Fatameian M., Moridi Farimani A.A., Bakhshi Mohabi M.R., "Petrography, geochemistry and tectono-magmatic setting of the dykes of the north and the west of Zahedan (Southeast Iran) (in persian)", Petrological Journal, 31 (2017) 147-164.

<https://doi.org/10.22108/ijp.2017.81975.0>

[15] Moradi R., Boomeri M., Bagheri S., Nakashima K., "Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: implications for P, T, and fO<sub>2</sub>", Turkish Journal of Earth Sciences 25 (2016) 1-17.

<https://doi.org/10.3906/yer-1510-5>

[16] Boomeri M., Moradi R., Stein H., Bagheri S., "Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, Southeast Iran", Ore Geology Review 104 (2019)

- (2010) 209-228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>
- [39] Stoppa F., Rukhlov A. S., Bell K., Schiazza M., Vichi G. "Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany Italy", *Lithos*, 188 (2013) <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.010>
- [40] Casetta F., Ickert R. B., Mark D. F., Bonadiman C., Giacomoni P. P., Ntaflos T., Coltorti M., "The alkaline lamprophyres of the Dolomitic Area (Southern Alps, Italy): markers of the Late Triassic change from orogenic-like to anorogenic magmatism", *Journal of Petrology*, 60 (2019), 1263-1298. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egz031>.
- [41] Sarhaddi N., Ahmadi A., Firoozkoobi Z., Jami M., "Petrological and geochemical nature of mesocratic and melanocratic dykes in Lakhshak granodiorite, Northwest of Zahedan (in Persian)", *Scientific quarterly Journal of Geosciences*, 104 (2017) 149-162. <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50183>
- [42] Ma L., Jiang S.Y., Hofmann A.W., Dai B.Z., Hou M., Zhao K., Chen H., Li J.W., Jiang Y.H., "Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton?", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 124 (2014) 250-271. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.09.035>
- [43] Pedersen T., Ro E.H., "Finite duration extension and decompression melting", *Earth and Planetary Science Letters* 113 (1992) 15-22. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90208-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90208-D)
- [44] Conceição R.V., Green D.H., "Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite", *Lithos* 72 (2004) 209-229. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.09.003>
- [45] Gudmundsson A., "Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 237-238 (2012) 19-41. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.015>
- [46] Kjoll J., Galland O., Labrousse L., Anderson T.B., "Emplacement mechanisms of a dyke swarm across the brittle-ductile transition and the geodynamic implications for magma-rich margins", *Earth and Planetary Science Letters*, 518 (2019) 223-235. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.016>.
- Mineralogist* 95 (2010) 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- [29] McDonough W.F., Sun S.S., "The composition of the earth", *Chemical Geology*, 120 (1995) 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- [30] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society of London, Special publications*, 42 (1989) 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- [31] Shaw D.M., "Trace element fractionation during anatexis", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34 (1970) 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- [32] McKenzie D., O'Nions R.K., "Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations", *Journal of Petrology*, 32 (1991) 1021-1091. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- [33] White W.M., "Geochemistry", Wiley-Blackwell, (2013) California, USA. 668 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000708>
- [34] Kheirkhah M., Neill M.I., Allen M.B., "Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran", *J of Asian Earth Sciences*, 106 (2015) 19-33.
- [35] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", *Chemical Geology* 56 (1986) 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- [36] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth and Planetary Science Letters*, 19 (1973) 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- [37] Mullen E.D., "MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis", *Earth and Planetary Sciences and Letters* 62 (1983) 53-62. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)
- [38] Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean", *Lithos* 117