

مدل‌سازی ژئوشیمیایی ذوب بخشی در لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط، غرب سلماس

عبدالناصر فضل‌نیا^{۱*}، فهیمه کوزه‌کولانی^۲

۱- هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه ارومیه

*a.fazlnia@urmia.ac.ir

دریافت: ۹۰/۱۱/۱۵ پذیرش: ۹۰/۱۲/۱۳

چکیده

لامپروفیرهای کواترنری غرب سلماس همراه با سنگ‌های مرتبط، بر روی رسوبات دشت سیلابی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها در زون سنندج-سیرجان نزدیک مرز زون ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون یافته‌اند. همه سنگ‌های کواترنری غرب سلماس ماهیت آلکان دارند و شامل لامپروفیرهای کامپتونیتی، لامپروفیرهای آلیش یافته، آلکالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت می‌شوند. آن‌ها به صورت منشورهای بازالتی و اسکوری با بافت پورفیری و گلوپورفیری گسترش یافته‌اند. بالا بودن نسبت‌های La_n/Sm_n ، La_n/Yb_n و Sm_n/Yb_n ، رخداد اسپینل، دیوپسید و اوژیت، ماهیت آلکان همه نمونه‌ها و محاسبات درصد ذوب بخشی بر اساس ضرایب توزیع، بیانگر یک فرآیند ذوب حدود ۱ تا ۷ درصدی از یک گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت است. بر اساس ضرایب توزیع عناصر در کانی‌های مختلف، عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و سرب عمدتاً به وسیله آمفیبل، بیوتیت و کلینوپیروکسن‌های اوژیتی، عناصر خاکی نادر (REEs) به وسیله آمفیبل و کلینوپیروکسن، عناصر نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) به وسیله آمفیبل و کلینوپیروکسن و کمتر بیوتیت و سری اول فلزات واسطه جدول تناوبی عناصر، بسته به عنصر و سنگ مورد نظر به وسیله بیوتیت، آمفیبل، ارتوپیروکسن، الیون و کلینوپیروکسن در طول تبلور کنترل می‌شده‌اند.

پس از اتمام فرورانش نتوتیس به زیر ایران مرکزی، گسیختگی صفحه اقیانوسی فرو رو در زیر زون تصادمی عربی-اوراسیا تحت شرایط درون صفحه‌ای اتفاق افتاده است. فشار مایل از صفحه عربی و گسترش عملکرد گسل‌های امتداد لغز راستگرد که با شکست بقایای پوسته اقیانوسی همراه شدند، باعث برخاستگی حرارتی گوشته و کاهش فشار گردیده و در نتیجه ذوب کاهش فشاری در گوشته رخ داده است. تقدم و تاخر این فرآیندها باعث شده است تا نمونه‌های مورد مطالعه ماهیت درون صفحه‌ای با دخالت عناصر فرورانشی را نمایش دهند. مذاب‌های گوشته‌ای حاصل در امتداد همین سیستم‌های گسلی فوران نموده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آلکالی لامپروفیر؛ آلکالی تراکی بازالت و تراکی آندزیت؛ مدل‌سازی ژئوشیمیایی؛ ذوب بخشی؛ مدل تکتونوماگمایی

مقدمه

بنابراین نمی‌توان از نظر بافتی تفاوتی معنی‌دار بین آن‌ها و سنگ‌های همراهشان قائل شد.

لامپروفیرها سنگ‌های آلکان یا کالک‌آلکان غنی از H_2O و یا CO_2 بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها از سدیک تا پتاسیک و اولترامافیک تا حدواسط متغیر است. این سنگ‌ها شواهدی از مواد فرار موجود در گوشته دگرسان شده را نمایش می‌دهد و نشان می‌دهند که فرآیندهای پترولوژیکی حاصل از چنین موادی باعث تکامل تکتونوماگمایی آن‌ها شده است ([۵۳]؛ [۳۹]؛ [۱۸]؛ [۶۱]؛ [۲۷]؛ [۱۶]).

این سنگ‌ها در محیط‌های تکتونیکی مختلفی مانند قوس

لامپروفیرها و سنگ‌های همراه عمدتاً به صورت آتشفشانی یا نیمه آتشفشانی رخ می‌دهند. سنگ‌های همراه می‌توانند طیفی از بازالت تا تراکی آندزیت را شامل شوند. لامپروفیرها به دلیل داشتن کانی‌های فنوکریست بیوتیت و آمفیبول و در برخی مواقع همراه شدن با فنوکریست‌های دیوپسید، اوژیت و الیون بافت پورفیری دارند. فلدسپارها و فلدسپاتوئیدها در زمینه (به صورت شیشه یا بلورهای بسیار ریز) رخ می‌دهند. به دلیل چنین کانی‌شناسی بسیاری از لامپروفیرها از نظر شیمیایی و ظاهری هم پوشانی زیادی با دیگر سنگ‌ها مانند بازالت‌ها دارند.

ها و کراتون‌های پایدار ایجاد می‌شوند (۵۳؛ ۳۹؛ ۶۱)؛ مطالعه بر اساس داده‌های عناصر کمیاب و فرعی به نحوه ذوب و مقدار ذوب بخشی چنین گوشته‌ای می‌پردازد و بیان می‌دارد که چه عواملی باعث کنترل تمرکز عناصر در چنین سنگ‌هایی شده است. همچنین این مطالعه با توجه به زمان رخداد و مشخصات ژئوشیمیایی، مدل تکتونیکی تکامل چنین سنگ‌هایی را بررسی می‌نماید.

لامپروفیرها از زمان‌های پالئوسن تا الیگوسن در ایران مرکزی از محیط‌های تکتونیکی مختلف گزارش شده است (۳؛ ۴۳؛ ۸؛ ۶۱؛ ۶۰؛ ۱۶). اکثر این لامپروفیرها آتشفشانی تا نیمه آتشفشانی بوده و ترکیبی بازیک دارند (۶۱؛ ۱۶). لامپروفیرهای شمال شرق اصفهان (ناحیه پله‌هاوند) ماهیت آکالن دارند و جزء لامپروفیرهای کامیتونیتی هستند. آن‌ها معتقدند که این لامپروفیرها در یک محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای و در نتیجه ذوب بخشی درجه پایین یک گارنت لرزولیت در گوشته به وجود آمده‌اند. همچنین برخی دیگر از لامپروفیرها در ایران مرکزی در ناحیه معراج و چاه پلنگ در نتیجه درجات ذوب پایین یک اسپنل لرزولیت حاوی آمفیبل متاسوماتیسم شده به وسیله سیالات CO_2 دار ایجاد شده‌اند (۱۶). آن‌ها این لامپروفیرها را مرتبط با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌دانند. دایک‌های لامپروفیری از جزیره اسلامی (شمال غرب ایران)، ماهیت حدواسط بین کالک‌آکالن و آکالن دارند و احتمالاً در یک محیط تکتونیکی پس از برخورد در نتیجه ذوب بخشی یک گارنت لرزولیت با محتوای بالای CO_2/H_2O ایجاد شده‌اند (۴۳).

محیط زمین‌شناسی

لامپروفیرها و سنگ‌های همراه در غرب و جنوب غرب سلماس مابین عرض‌های جغرافیایی 38° و 33° تا 38° و 12° شمالی و طول‌های جغرافیایی 44° و 32° تا 44° شرقی قرار دارند (شکل ۱). این بخش از ایران به لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری ایران بخشی از زون سندج سیرجان است (۵۷). بر اساس وضعیت ساختمانی رخساره‌ای این ناحیه جزء زون خوی - مهاباد از زون البرز آذربایجان تقسیم‌بندی شده است (۷). تقسیم‌بندی‌ها بر اساس مطالعات سری‌های ماگمایی، این ناحیه را جزء زون

های اقیانوسی (جزایر قوسی)، حواشی قاره‌ای فعال، ریفت (۳۶؛ ۲۷؛ ۱۶) تشکیل شده‌اند. بر اساس کانی‌شناسی، ترکیب و جایگاه تکتونیکی، راک (۵۲) و گیل (۲۷) سه گروه از لامپروفیرها را معرفی نمودند. الف) لامپروفیرهای کالک آکالن که به وسیله فنوکریست‌های بیوتیت یا هورنبلند همراه با آکالی فلدسپار یا پلاژیوکلاز (بدون بلورهای فلدسپاتوئید) در زمینه مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها در کمربندهای کوهزایی با گرانیتوئیدها همراهی می‌شوند. ب) لامپروفیرهای آکالن که به وسیله فنوکریست‌های کرسوتیت یا اوژیت با زون‌بندی ترکیبی در یک زمینه‌ای شامل فلدسپار و فوئید مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها مجموعه‌های آذرینی سینیت-گابرو و سنگ‌های آکالن کربناتیت در دره‌های ریفتی قاره‌ای رخ می‌دهند. ج) لامپروفیرهای اولترامافیک به وسیله حضور فنوکریست‌های فلوگوپیت، الیوین و یا اوژیت در یک زمینه‌ای حاوی پروفوسکیت، کربنات و یا ملیلیت مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها SiO_2 متغیر اما کمتر از ۲۰ درصد داشته و بیش‌تر ماهیت تحولی تا کربناتیتی دارند. همچنین فراوانی آن‌ها از دیگر لامپروفیرها کمتر و با مراکز اولترامافیک آکالی-کربناتیت و سینیت‌ها در ریفت‌های قاره‌ای رخ می‌دهند (۱۹). راک (۵۲) لامپروفیرها و کیمبرلیت‌ها را جزئی از لامپروفیرها می‌داند، اما بر اساس تقسیم‌بندی IUGS (۳۸) آن‌ها جزء لامپروفیرها نیستند. سنگ‌های همراه لامپروفیرها می‌تواند گدازه‌های بازالتی و تراکی بازالتی و تراکی آندزیت باشند. لامپروفیرها و سنگ‌های همراه در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و از ذوب بخشی گوشته با ترکیبات مختلف تحت شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد می‌شوند. ماگماهای بازالتی آکالن معمولاً از ذوب گوشته در اعماق زیادتر نسبت به بازالت‌های کالک‌آکالن و توله‌ایتی تولید شوند. انواع آکالن هم در داخل صفحات اقیانوسی و هم در داخل صفحات قاره‌ای و همچنین مرزهای مخرب تکامل می‌یابند. ماهیت آکالن ماگماهای بازالتی می‌تواند در نتیجه دو سازوکار مهم: الف) نرخ کم ذوب سنگ منشأ (لرزولیت گارنت‌دار) و یا ب) ذوب بخشی گوشته دگرسان شده (بخش غنی شده منشأ) حاصل شوند (۲۹؛ ۶؛ ۱۸؛ ۵۰؛ ۲۷).

با توجه به اینکه ماگماهای لامپروفیری و سنگ‌های همراه از یک گوشته نیمه عمیق یا عمیق حاصل می‌شوند، این

شرکت Acme کانادا ارسال گردید. متوسط هر گروه سنگی محاسبه (جدول ۱) و سپس بر اساس معادلات ذوب بخشی و با توجه به ضرایب توزیع عناصر فرعی و کمیاب در کانی‌های موجود در سنگ که بر اساس مطالعه مقاطع نازک و نورم (CIPW) تعیین شدند، محاسبات مقدار ذوب گوشته انجام گردید. سپس بر اساس ضرایب توزیع عناصر، فازها (کانی‌ها) ی کنترل کننده فراوانی و توزیع عناصر در سنگ‌های مختلف گدازه‌ای غرب سلماس محاسبه شدند.

داده‌های ضریب توزیع به کار رفته در این مقاله برای کانی‌های مختلف از [۳۱] و [۲۳] استفاده شده است. نمودارهای عنکبوتی سنجدیده شده نسبت به گوشته اولیه از [۵۹] اقتباس گردیده است. با توجه به اینکه مذاب‌های تولیدی لامپروفیری و مذاب‌های همراه در گوشته در حین تولید با گوشته باقی‌مانده در تعادل بوده و سپس به صورت سریع منتقل شده‌اند بنابراین می‌توان از معادلات ذوب بخشی متعادل سود برد. بر این اساس از معادله ذوب بخشی متعادل [۵۵] برای محاسبه ذوب گوشته استفاده شد:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_{\frac{L}{L}}(F-1) + F}$$

در این معادله C_0 و C_L به ترتیب غلظت عنصر در مذاب تولیدی (لامپروفیر و سنگ‌های همراه) و تمرکز عنصر در جامد اولیه (ترکیب گوشته اولیه: گارنت لرزولیت یا اسپینل لرزولیت) می‌باشد. مقدار ذوب بخشی با F و ضریب توزیع کلی هر عنصر با $D_{S/L}$ نمایش داده شده است.

مذاب حاصل در مسیر انتقال و پس از خروج متحمل تبلور تفریقی شده و چندین نوع گدازه تولید نموده است. نمودارهای ژئوشیمیایی-کانی‌شناسی برای پیش‌بینی کانی‌ها (فازها) ی کنترل کننده فراوانی عناصر کمیاب و فرعی بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی و با استفاده از معادله [۵۵] زیر ترسیم شدند:

$$\frac{C_S}{C_0} = Df^{(D-1)}$$

که C_0 و C_S به ترتیب غلظت عنصر مورد نظر در بلور متبلور شده و غلظت اولیه عنصر فوق در مایع اولیه (لامپروفیر و سنگ‌های همراه)، D ضریب توزیع عنصر

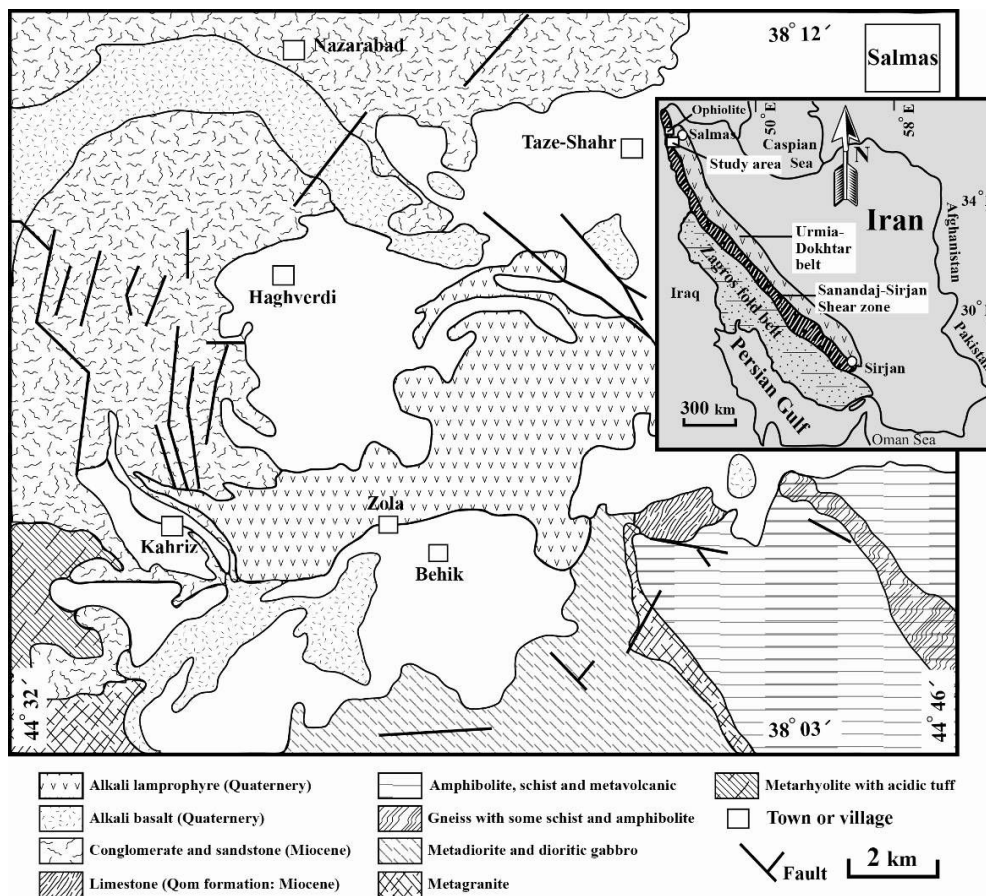
ماگمایی ارومیه- دختر و مجموعه ماگمایی البرز نامگذاری می‌نماید و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین درز حاصل از برخورد آن‌ها می‌داند [۱۰]. مطالعات ساختارهای تکتونیکی ایران نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه در زون ساختاری سنندج - سیرجان قرار دارد ([۱]؛ [۲]). مطالعات اخیر نشان داده است که محدوده مورد مطالعه بخشی از زون‌ها سنندج - سیرجان و نزدیک به مرز ارومیه - دختر می‌باشد [۱۵].

لامپروفیرها و سنگ‌های همراه شامل بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌اندزیت غرب سلماس دارای ساخت منشوری در قاعده و اسکوری در راس آن می‌باشند. ساخت آمیگدالوئیدال در بخش فوقانی توسعه شدیدی دارد، اما به سمت قاعده از حجم حفرات کاسته می‌شود. چنین وضعیتی نشان می‌دهد که ماگمای اولیه غنی از مواد فرار بوده است. واحدهای آتشفشانی مذکور در بخش وسیعی از منطقه بر روی رسوبات کواترنری قرار گرفته‌اند (شکل ۲) در نتیجه این سنگ‌ها همگی دارای سن جوانی بوده و دگرسانی و هوازدگی بسیار کمی را متحمل شده‌اند. حالت منشوری این سنگ‌ها به سمت قاعده رسوبات کواترنری کاسته شده و در نهایت در تماس با رسوبات کواترنری عهد حاضر، قطعات مختلفی از این سنگ‌ها و رسوبات دشت سیلابی قدیمی در هم آمیخته و مجموعه سست و ناپایداری را ایجاد کرده‌اند. خدابنده و همکاران [۴] معتقدند بازالت‌های منشوری سلماس، واحدهای جریانی گدازه‌ای بازالت-الیوین بازالت و اغلب حفره‌دار هستند که به همراه اسکوری به رنگ خاکستری تا تیره رخنمون دارند. ضخامت این مجموعه متغیر و از چندین متر تا چندین ده متر ارزیابی می‌شود (شکل ۲).

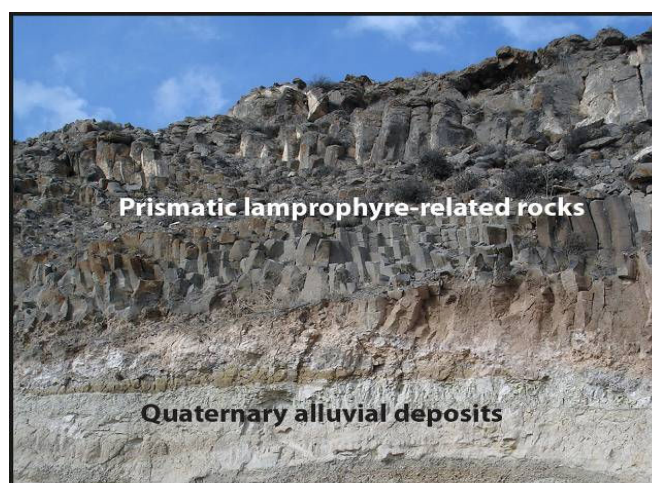
روش تحقیق و هدف از مطالعه

پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در غرب و جنوب‌غرب سلماس باعث شد تا پس از بررسی عکس‌های ماهواره‌ای، نمونه‌برداری منظم در طول و ضخامت (از منشورها در قاعده تا اسکوری‌های در راس) رخنمون این سنگ‌ها در غرب سلماس انجام پذیرد. نمونه‌های متنوع آلتزه نشده جمع‌آوری و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها، به منظور تجزیه شیمیایی انتخاب گردیدند. حدود ۲۰ نمونه سنگی جهت تجزیه با دستگاه ICP-MS به

مورد نظر در بلور متبلور شده نسبت به مایع، f نسبت مایع باقی مانده در طول تبلور است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی غرب و جنوب غرب سلماس (با تغییرات پس از [۴])



شکل ۲- رخنمونی از ساخت منشوری-اسکوری لامپروفیرها و سنگ‌های همراه از غرب سلماس. این سنگ‌ها بر روی رسوبات کواترنری بر جای گذاشته شده‌اند. بخش‌های فوقانی ساختارهای اسکوری و آمیگدالوئیدال دارند.

جدول ۱- میانگین تجزیه‌های سنگ‌های لامپروفیری، تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی غرب سلماس. به همراه آن میانگین ترکیب گوشته اولیه و گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت آورده شده است. میانگین تجزیه‌ها از منبع [۵] می‌باشد.

Element	McDonough 1990 (Spl lthre)	Sun & McDonough 1989 (PM)	Average of	Average of	Average of
			lamprophyre n=12	trachy andesite n=4	trachy basalt n=1
Ba	33.00	6.99	755	734	913
Cs		0.01	1.02	2.10	0.70
Co	112		41.9	20.9	28.8
Ni	2160		218	38	78
Sc	2690		24.6	14.0	16.0
Ga	2.40		14.6	17.9	16.3
Hf	0.27	0.31	3.83	5.00	3.90
Nb	4.80	0.71	26.9	24.5	28.6
Rb	1.90	0.64	41.3	88.8	40.4
Sr	49.00	21.10	945	702	1180
Ta	0.40	0.04	1.46	1.40	1.60
Th		0.09	9.64	18.43	19.80
U	0.0001	0.02	2.33	4.78	2.00
V	56.00		206	141	143
Zr	21.00	11.20	157	212	191
Y	4.40	4.55	23.9	23.2	25.2
La	2.60	0.69	51.8	55.6	83.6
Ce	6.29	1.78	103	98	144
Pr	0.56	0.28	11.37	10.62	15.35
Nd	2.67	1.35	42.1	36.7	51.0
Sm	0.47	0.44	6.82	6.13	8.03
Eu	0.16	0.17	1.80	1.51	2.02
Gd	0.60	0.60	5.46	5.01	6.34
Tb	0.07	0.11	0.82	0.80	0.96
Dy	0.51	0.74	4.37	4.03	4.42
Ho	0.12	0.16	0.83	0.88	0.91
Er	0.30	0.48	2.25	2.48	2.68
Tm	0.04	0.07	0.33	0.36	0.39
Yb	0.26	0.49	2.08	2.28	2.24
Lu	0.04	0.07	0.31	0.33	0.35
Mo	0.05		1.44	1.45	1.00
Pb	0.00	0.07	3.91	3.73	4.90
Zn	65.00		60.5	48.3	63.0
Au	0.0002		2.63	0.5	0.70
Cr	2690		469	3047	92
K	1062	250	17517	29354	23249
P	70	95	5442	3047	5777
Ti	1001	1330	17824	12484	15519

پتروگرافی

بافت غالب گدازه‌های منشوری لامپروفیری و سنگ‌های همراه پورفیری و گلومروپورفیری است. انواع اسکوری علاوه بر دو بافت فوق، دارای بافت حفره‌ای و گاه جریانی نیز می‌باشد. در برخی نمونه‌ها این حفرات به وسیله کلسیت‌های ثانویه پر شده‌اند. بر اساس رخداد کانی‌های کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت و دیوپسید)، بیوتیت، آمفیبل، پلاژیوکلاز، کوارتز به صورت فنوکریست یا به صورت بلورهای زمینه و همچنین شکل بلورهای

پلاژیوکلاز و کوارتز، این سنگ‌ها به سه دسته تقسیم می‌شوند: الف) آلکالی لامپروفیرها، ب) آلکالی لامپروفیرهای بیگانه بلورهای گرد شده کوارتز (با حواشی واکنشی) و پلاژیوکلاز و ج) آلکالی تراکی-بازالت-تراکی آندزیت‌ها دارای فنوکریست‌های خودشکل پلاژیوکلاز. فراوان‌ترین فنوکریست‌های آلکالی لامپروفیرها شامل اوژیت با زون‌بندی ترکیبی و دیوپسید هستند (شکل ۳ الف). بلورهای آمفیبل و بیوتیت در مقادیر متغیر (هر کدام بین ۲ تا ۳ درصد) با حواشی شدید یا به طور کامل

آلکالی بازالت‌ها، تراکی‌بازالت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها با فنوکریست‌های خود شکل پلاژیوکلاز دارای زمینه دانه ریز بوده که از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با پیروکسن و کانی‌های کدر تشکیل شده است. فنوکریست اصلی در این بازالت‌ها، بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک می‌باشد (شکل ۳ و). از دیگر فنوکریست‌های این نمونه‌ها، بلورهای ریز تا متوسط اوژیت و دیوپسید هستند. به طور کلی فراوانی این دو بلور کمتر از پلاژیوکلاز می‌باشند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری بوده و برخی نمونه‌ها بافت جریانی (تراکیتی) نیز نشان می‌دهند.

ژئوشیمی و مدل‌سازی ذوب

بررسی ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها ماهیت آلکالی دارند. همه نمونه‌های لامپروفیری در محدوده آلکالی بازالت و تراکی بازالت قرار بوده (شکل ۴) و در محدوده لامپروفیرهای آلکالی قرار می‌گیرند. لامپروفیرهای آلیش یافته با توجه به درصد مودال زونوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز آلیشی در محدوده گسترده‌ای از آلکالی بازالت تا تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. بنابراین تغییرات در مقدار CaO ، Na_2O ، SiO_2 و K_2O باعث پراکندگی این نوع از لامپروفیرها می‌گردد. نمونه‌های سنگی همراه با لامپروفیرها که دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز خودشکل هستند، دارای ترکیب متفاوتی از تراکی بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند.

بررسی نسبت‌های عنصری Sm/Yb در مقابل La/Sm (شکل ۵) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه از یک منشاء گوشته‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیت ایجاد شده‌اند. به علاوه با توجه به این نمودار مشخص می‌شود که فرآیند ذوب در این بخش از گوشته به صورت متعادل صورت پذیرفته است. بنابراین، سنگ منشاء لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط، یک اسپینل لرزولیت می‌باشد که دچار ذوب متعادل شده و پس از رسیدن به بخش‌های سطحی زمین مجموعه فوق را ایجاد نموده است. بر همین اساس از معادلات ذوب بخشی برای تعیین مقدار مذاب تولیدی سود برده شد. با توجه به شکل ۵ سنگ مادر اولیه که دچار ذوب شده است یک اسپینل لرزولیت می‌باشد و مذاب‌های حاصله ترکیبی معادل لامپروفیر، تراکی بازالت و

اکسیده شده به صورت فنوکریست حضور دارند (اشکال ۳ ب و ۳ ج). احتمالاً اکثر بلورهای کدر (۳ تا ۵ درصد)، بلورهای بیوتیت یا آمفیبل هستند که به شدت اکسیده شده‌اند. فنوکریست‌های اوژیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت بلورهای دانه درشت تا دانه ریز حضور دارند. این فنوکریست‌ها غالباً سالم بوده و دارای منطقه بندی ترکیبی و ماکل ساعت شنی هستند. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیوپسید مانند اوژیت‌ها، به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت بلورهای دانه درشت تا دانه ریز رخ می‌دهند و به دلیل اکسیده شدن، حواشی از این بلورها به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ الف). بلورهای فرعی اسپینل به خصوص در انواع اسکوری (شکل ۳ د) به وفور یافت می‌شود. این لامپروفیرها با توجه به طبیعت آلکالی (به بخش ژئوشیمی مراجعه شود)، داشتن میکا و آمفیبل و نورم بالاتر فلدسپارها از نفلین، جزء انواع کامپتونیت [۵۸] نامگذاری می‌شوند. در برخی نمونه‌های لامپروفیری، زونوکریست ناپایدار کوارتز با حاشیه واکنشی متشکل از بلورهای ریز پیروکسن دیده می‌شود که به خوبی فرآیند آلیش در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۳ ه).

آلکالی لامپروفیرهای دارای زونوکریست پلاژیوکلاز با حواشی گرد شده و کوارتزهای با حواشی گرد شده و واکنشی، دارای بافت‌های پورفیری و گلوپورپورفیری و زمینه دانه ریز و کمی شیشه هستند که نتیجه سرد شدن در مرحله نهایی تبلور می‌باشند (شکل ۳ ه). فنوکریست‌های این نمونه‌ها شامل زونوکریست‌های پلاژیوکلاز گرد شده، اوژیت‌های با منطقه‌بندی نوسانی و دیوپسید همراه با مقادیر کمی بلورهای درشت کوارتز گرد شده با حواشی واکنشی پیروکسن می‌باشد. پلاژیوکلازها، متوسط بلورند (۰/۴ تا ۳ میلی‌متر) و تقریباً بی‌شکل بوده و دارای حاشیه گرد شده هستند که می‌توانند نشان دهنده کاهش فشار ناگهانی در ماگمای در حین صعود و یا آلیش با پوسته باشد. با توجه به حضور زونوکریست‌های کوارتز گرد شده در ماگمای آلکالی فوق، زونوکریست‌های گرد شده پلاژیوکلاز حاصل آلیش ماگما با پوسته در حین حرکت ماگما به طرف سطح هستند. فنوکریست‌های اوژیت و دیوپسید به صورت دانه متوسط تا ریز (در زمینه) حضور دارند.

انجام گرفته و نمودارهای شیمیایی-کانی‌شناسی تمرکز یا نسبت‌های عنصری مختلف بر اساس ضریب توزیع ترسیم شده‌اند (اشکال ۷، ۸، ۹ و ۱۰).

عنصر پتاسیم جزء عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) است که در حین تبلور در مذاب به وسیله آمفیبل و پلاژیوکلاز و احتمالاً کلینوپیروکسن جذب می‌شود (شکل ۷). با توجه به طبیعت آلکالن و حضور فنوکریست‌های آمفیبل، کلینوپیروکسن اوزیتی، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در لامپروفیرها و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اوزیت و آمفیبل در سنگ‌های همراه باستی این مجموعه کانی‌شناسی عامل تغییرات در عیار تمرکز این عنصر شده باشند (شکل ۷ الف). عنصر لیتوفیل متحرک با شعاع یونی بزرگ دیگر Rb می‌باشد که می‌تواند به وسیله آمفیبل و بیوتیت و کلینوپیروکسن‌های سدیم-پتاسیم‌دار جذب شوند. در هر حال عامل اصلی تغییرات در عیار این عنصر در سنگ‌های مختلف مورد مطالعه آمفیبل و بیوتیت بوده است (شکل ۷ ب). استرانسیموم دیگر عنصر این گروه تغییراتی معنی‌داری را در لامپروفیرها نشان نمی‌دهد. اما در سنگ‌های همراه، این تغییرات شدید است. روند تغییرات در این سنگ‌ها با پلاژیوکلاز و کمی با بیوتیت هماهنگی دارد (شکل ۷ ج). بنابراین عدم فراوانی مودال پلاژیوکلاز در لامپروفیرها باعث ثابت بودن تقریبی غلظت این عنصر در این سنگ‌ها شده است. همچنین، این وضعیت نشان می‌دهد که بیوتیت نمی‌توانسته عامل مهمی در تغییرات Sr در سنگ‌های همراه باشد. سرب عنصری است که می‌تواند در شبکه بلوری کانی‌های آمفیبل، بیوتیت و کلینوپیروکسن وارد شود. در هر حال آمفیبل و بیوتیت بهترین فازها در کنترل Pb بوده‌اند (شکل ۷ د).

عناصر خاکی نادر در کلیه انواع سنگی مورد مطالعه، به طور عمده به وسیله آمفیبل و سپس کلینوپیروکسن (احتمالاً اوزیت) جذب شده‌اند. بیوتیت احتمالاً نقشی در تغییرات عیار این عناصر نداشته است (شکل ۸ الف). انطباق روند عناصر فوق سنگ‌های همراه (اشکال ۸ الف و ۸ ب)، با پلاژیوکلاز احتمالاً به این دلیل است که Y می‌تواند در مقادیر زیادی به وسیله پلاژیوکلاز جذب شود. چنین استدلالی با شکل ۸ ج تایید می‌شود که Y در این نمودار حضور ندارد. بنابراین با توجه به این شکل عامل

تراکی آندزیت دارند. محاسبات ذوب بر اساس این سه نوع سنگ انجام گردید.

از معادله ۱ می‌توان مقدار ذوب بخشی را محاسبه نمود. پس از محاسبات ضریب توزیع هر عنصر (Kd) برای مقادیر مذاب فرضی مختلف، می‌توان مقدار ضریب توزیع کلی سنگ (D_0) را برابر صفر فرض (به عبارت بهتر عنصری با حداکثر ناسازگاری) و نهایتاً مقدار ذوب بخشی (f) را برای عناصر ناسازگار مختلف محاسبه نمود. نتایج حاصل از محاسبات ذوب بخشی (جدول ۲، ۳ و ۴) نشان می‌دهند که همه مذاب‌های لامپروفیری و مذاب‌های همراه که ترکیب تراکی بازالت و تراکی آندزیت دارند، در نتیجه ذوب بخشی حدود ۱ تا ۸ درصدی یک گوشته دارای اسپینل ایجاد شده‌اند. چنین مذابی می‌تواند غنی از عناصر ناسازگار باشد و ترکیبی آلکالن نشان دهد. وجود بلورهای اسپینل در سنگ‌های اسکوری لامپروفیرها (شکل ۳ د) نشان می‌دهد که گوشته در این عمق دچار ذوب بخشی شده است. عدم وجود ناهنجاری در مقدار Eu (شکل ۶ الف) نشان می‌دهد که در حین ذوب بخشی بلورهای پلاژیوکلاز حضور نداشته‌اند. همچنین با توجه به رخداد اسپینل، پلاژیوکلاز نمی‌توانسته در گوشته ایجاد کننده این مذاب‌ها حضور داشته باشد.

مذاب‌های تولید شده در بخش گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه در زمان کواترنری، در طول صعود به سطح زمین متحمل تبلور تفریقی شده و فنوکریست‌های متفاوتی را ایجاد نموده است. مدل‌بندی سازی ژئوشیمیایی-کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که کانی (فاز) های متفاوتی در تغییرات تمرکز عناصر ناسازگار کمیاب و خاکی نادر دخیل بوده‌اند. این فازها بر اساس مطالعات پتروگرافی و نورم تعیین شدند (جدول ۵). بر این اساس کانی‌های مافیک و فلسیک در این فرآیند محاسبه شده و بر اساس تبلور تفریقی (معادله ۲) عامل اصلی فراوانی عناصر در هر گروه سنگی مورد بررسی قرار گرفتند. کانی های پیروکسن (کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن)، بیوتیت، پلاژیوکلاز، الیوین، نفلین، آپاتیت و مگنتیت به عنوان فازهایی که عیار عناصر را در حین تبلور تفریقی کنترل کرده‌اند، مورد بررسی قرار می‌گیرند. با استفاده از نرم‌افزار مدل سازی شیمیایی برای تغییرات عناصر مختلف

عناصر بوده‌اند. تیتانیوم به وسیله کانی‌های تیتانیت، آمفیبل، کلینوپیروکسن و بیوتیت به صورت اسیر شده جذب می‌گردد. در هر حال تیتانیوم در لامپروفیرها و سنگ‌های همراه غرب سلماس به وسیله بیوتیت کنترل می‌شده است (شکل ۱۰ الف). اسکاندیوم عمدتاً به وسیله کانی‌های فرومگنیزین فرومنیزین جذب می‌شود. کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبل و بیوتیت جذب کننده‌های اصلی این عنصر هستند (شکل ۱۰ ب).

وانادیوم به دلیل ایجاد یون سه بار مثبت می‌تواند در مگنتیت، کلینوپیروکسن، آمفیبل و بیوتیت متمرکز شوند. مگنتیت فقط در نورم سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. بنابراین احتمال دارد که بخشی از این عنصر در زمینه متمرکز شده باشد. به دلیل شباهت روند تغییرات این عنصر با روند تبلور بیوتیت و کلینوپیروکسن در نمودار نسبت عنصری V/Yb در مقابل V/Y (شکل ۱۰ ج)، نشان می‌دهد که دو کانی فوق جذب کننده مهمی برای وانادیوم بوده‌اند. کبالت به خوبی می‌تواند جانشین آهن فرو در کانی‌های فرومگنیزین فرومنیزین شود. به دلیل مشابهت روند تغییرات این عنصر با روند تبلوری الیوین و ارتوپیروکسن در نمودار نسبت عنصری Co/Yb در مقابل Co/Y (شکل ۱۰ د)، الیوین در لامپروفیرها و الیوین و ارتوپیروکسن در سنگ‌های همراه جذب کننده کبالت در سنگ‌های مورد مطالعه بوده‌اند.

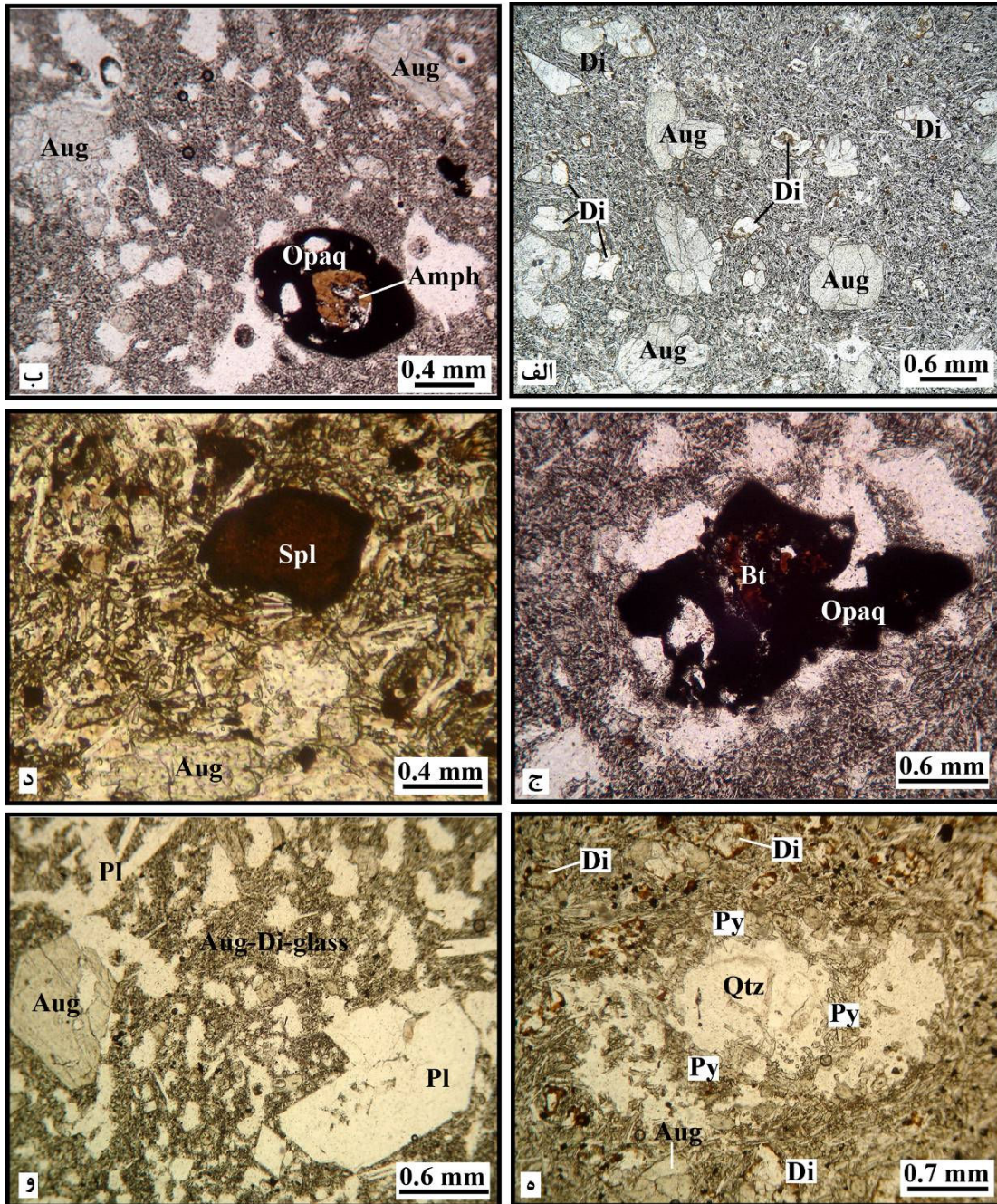
اساساً یون نیکل از نظر بار و شعاع یونی مشابه یون منیزیم می‌باشد که در کانی‌های فرومنیزین حضور دارند. الیوین در سنگ‌های لامپروفیری و الیوین و ارتوپیروکسن در سنگ‌های همراه عامل اصلی جذب نیکل بوده‌اند (شکل های ۱۰ ه و ۱۰ و). البته نیکل می‌تواند جانشین آهن فرو نیز گردد، بنابراین با توجه به شکل ۱۰ ه کلینوپیروکسن دارای آهن فرو (برای مثال اوژیت) نیز می‌توانند جذب کننده نیکل باشد. با توجه به اینکه آمفیبل و بیوتیت می‌توانند در بنیان‌شان آهن فرو داشته باشند و عدد اشتراکی مشابهی با نیکل ایجاد نمایند، بنابراین دو کانی فوق نیز می‌توانند پس از الیوین و پیروکسن‌ها جذب کننده نیکل باشند.

اصلی جذب REEs آمفیبل و احتمالاً کلینوپیروکسن بوده است. هم‌چنین با توجه به اینکه نبود ناهنجاری Eu در نمودار عنکبوتی (شکل ۷ الف)، پلاژیوکلاز در تغییرات Eu نقشی نداشته است. تغییرات جزئی در مقدار این عنصر در سنگ‌های همراه لامپروفیرها احتمالاً ناشی از تغییرات مودال آمفیبل و شاید کلینوپیروکسن باشد.

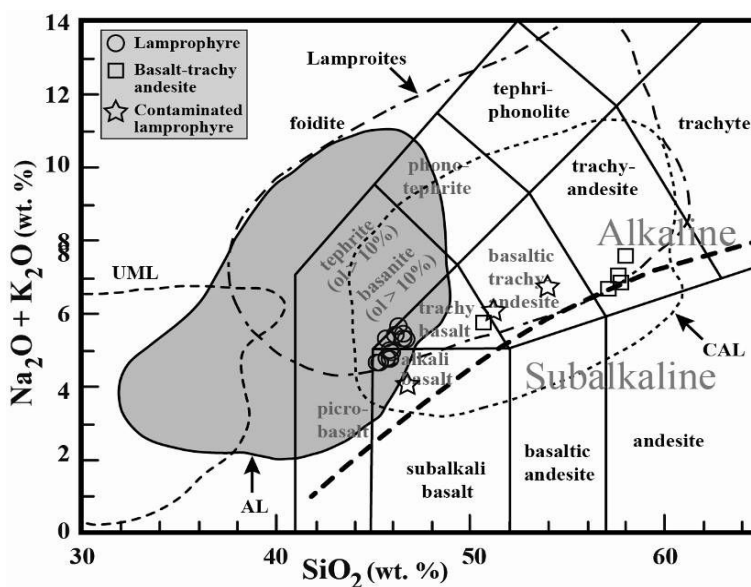
بررسی عناصر نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) نشان می‌دهد که به طور کلی آمفیبل، بیوتیت و کلینوپیروکسن عوامل مهمی در کنترل این عناصر بوده‌اند. بررسی نمودار Nb/Hf در مقابل Ta/Hf نشان می‌دهد که این سه عنصر به شدت ناسازگار و نامتحرک، به وسیله کانی‌های آمفیبل، بیوتیت، کلینوپیروکسن و ایلمنیت کنترل شده‌اند (شکل ۹ الف). اما بررسی نمودارهای دیگر از این عناصر (اشکال ۹ ب، ۹ ج و ۹ د) نشان می‌دهند که این سه عنصر به وسیله آمفیبل، بیوتیت و کلینوپیروکسن کنترل شده‌اند. اسپینل یکی از کانی‌های جذب کننده این سه عنصر است. با توجه به اینکه در برخی نمونه‌های اسکوری مورد مطالعه اسپینل مشاهده می‌شود، سنگ منشاء غنی از این کانی بوده است. به همین علت ممکن است دلیل ناهنجاری منفی این سه عنصر در نمودار عنکبوتی (شکل ۶ ب) وجود اسپینل در سنگ منشاء باشد.

دو عنصر دیگر از گروه HFSE، U و Th هستند که می‌توانند به وسیله کانی‌های آمفیبل و کلینوپیروکسن کنترل شوند (اشکال ۹ ه و ۹ و). احتمالاً بلورهای بیوتیت کنترل کننده مناسبی برای این عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه نبوده‌اند. به طور کلی عناصر گروه HFSE و مخصوصاً نسبت‌های عنصری این عناصر به دلیل ناسازگاری شدید و نامتحرک بودن، به خوبی برای تعیین منشاء به کار می‌روند. ترسیم شدن همه نمونه‌های لامپروفیری و سنگ‌های همراه در کنار هم در این نمودارها (شکل ۹) نشانگر منشاء مشترک آن‌ها است. علاوه بر این در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶)، مشابه بودن کاهش و ازدیاد عناصر در همه انواع سنگی لامپروفیرها و سنگ‌های همراه غرب سلماس، چنین استدلالی را تایید می‌نماید.

بررسی عناصر واسطه جدول تناوبی (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که بیوتیت، آمفیبل و کلینوپیروکسن در سنگ‌های همراه و تا حدودی ارتوپیروکسن عامل اصلی کنترل این



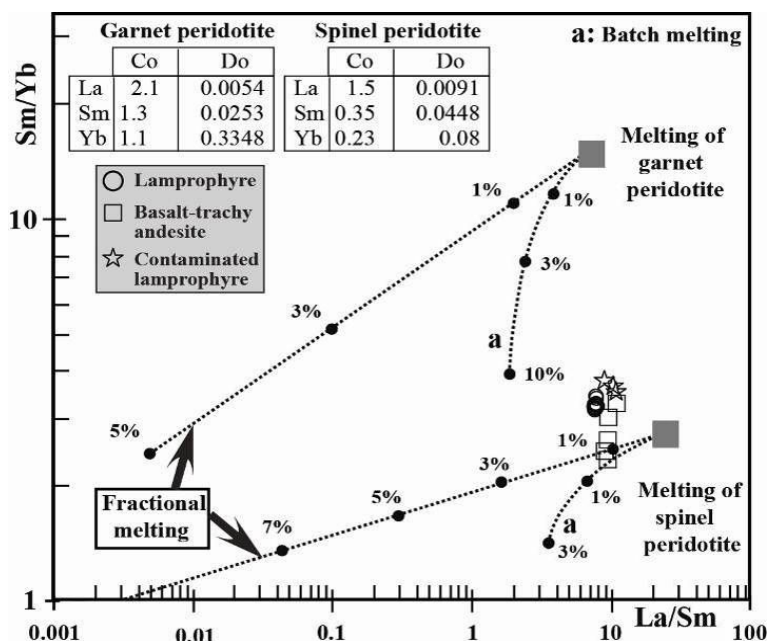
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از گدازه‌های لامپروفیری و سنگ‌های همراه. الف) بافت پورفیری با فنوکریست‌های اوژیت و دیوپسید همراه با بلورهای ریز زمینه شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و دو نوع پیروکسن (نور PPL). ب) بافت پورفیری و حفره‌ای با فنوکریست‌های اوژیت و بلورهای آمفیبل‌های با حواشی اکسیده شده (نور PPL). ج) بافت پورفیری و حفره‌ای با بلور بیوتیت به شدت اکسیده شده (نور PPL). د) بلور اسپینل و اوژیت در لامپروفیرهای اسکوری (نور PPL). ه) رخداد بلورهای کوارتز گرد شده به صورت بیگانه بلور با حواشی واکنشی پیروکسن‌دار (نور PPL). و) تصویر میکروسکوپی یک تراکی بازال با بافت پورفیری و بلورهای درشت اوژیت و پلاژیوکلاز (نور PPL). مخفف کانی‌ها از [۳۵].



شکل ۴- تقسیم بندی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار [۳۷]. محدوده‌های لامپروفیر و لامپروئیت و خط تفکیکی سری‌های ماگمایی از [۲۷] می‌باشد.

جدول ۲- محاسبه مقدار ذوب بخشی متوسط لامپروفیرها نسبت به گوشته (جدول ۱). اختصارات: f: مقدار ذوب، Kd: ضریب توزیع عنصر مورد نظر، D_0 : ضریب توزیع اولیه. هنگامی که ضریب توزیع اولیه معادل صفر گردد، می‌توان مقدار ذوب بخشی را محاسبه نمود.

Source Table 1.								
	f	f	f	f	f	f	f	D_0
Value	0.01	0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0
	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	f
Ba	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
Cs	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
Hf	0.07	0.03	-0.02	-0.15	-0.31	-0.53	-0.84	0.08
Nb	0.02	-0.02	-0.08	-0.22	-0.39	-0.62	-0.95	0.03
Rb	0.01	-0.04	-0.09	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.02
Sr	0.01	-0.03	-0.09	-0.22	-0.40	-0.63	-0.96	0.02
Ta	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.39	-0.62	-0.94	0.03
Th	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
U	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
Zr	0.06	0.02	-0.03	-0.16	-0.33	-0.55	-0.86	0.07
Y	0.18	0.15	0.10	-0.01	-0.16	-0.35	-0.62	0.19
La	0.00	-0.04	-0.10	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.01
Ce	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.97	0.02
Pr	0.01	-0.03	-0.08	-0.22	-0.39	-0.63	-0.95	0.02
Nd	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.38	-0.61	-0.94	0.03
Sm	0.06	0.02	-0.04	-0.17	-0.34	-0.56	-0.87	0.07
Eu	0.08	0.05	-0.01	-0.13	-0.30	-0.51	-0.81	0.09
Gd	0.10	0.06	0.01	-0.11	-0.27	-0.48	-0.78	0.11
Tb	0.12	0.09	0.04	-0.08	-0.24	-0.45	-0.73	0.13
Dy	0.16	0.12	0.08	-0.04	-0.19	-0.39	-0.66	0.17
Ho	0.19	0.16	0.11	0.00	-0.15	-0.34	-0.61	0.20
Er	0.21	0.17	0.13	0.02	-0.12	-0.31	-0.57	0.21
Tm	0.22	0.19	0.14	0.03	-0.10	-0.29	-0.55	0.23
Yb	0.23	0.20	0.15	0.05	-0.09	-0.27	-0.53	0.24
Lu	0.23	0.20	0.16	0.05	-0.08	-0.27	-0.52	0.24
Pb	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.96	0.02
K	0.00	-0.04	-0.10	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.01
P	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.97	0.02
Ti	0.07	0.03	-0.03	-0.16	-0.32	-0.54	-0.85	0.07



شکل ۵- نمودار La/Sm در Sm/Yb به منظور پیش‌بینی ذوب بخشی متعادل و نامتعادل برای سنگ منشاءهای گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت (۳۲).

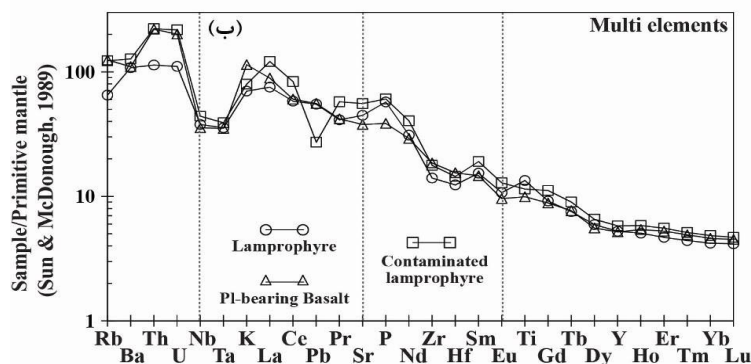
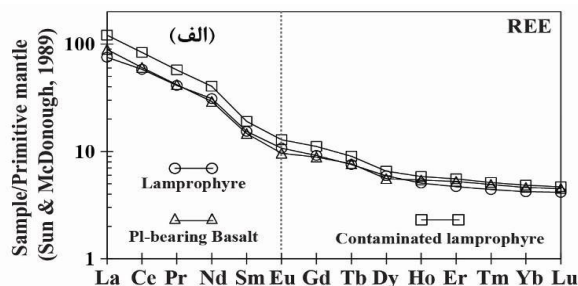
جدول ۳- محاسبه مقدار ذوب بخشی متوسط تراکی بازالت نسبت به گوشته (جدول ۱). اختصارات: f: مقدار ذوب، Kd: ضریب توزیع عنصر مورد نظر، D_0 : ضریب توزیع اولیه. هنگامی که ضریب

Source Table 1

	f	f	f	f	f	f	f	D_0
Value	0.01	0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0
	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	f
Ba	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
Cs	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
Hf	0.07	0.03	-0.02	-0.15	-0.32	-0.53	-0.84	0.08
Nb	0.02	-0.03	-0.08	-0.22	-0.39	-0.63	-0.95	0.02
Rb	0.01	-0.04	-0.09	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.02
Sr	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.96	0.02
Ta	0.02	-0.03	-0.08	-0.22	-0.39	-0.62	-0.95	0.03
Th	-0.01	-0.05	-0.11	-0.24	-0.42	-0.66	-0.99	0.00
U	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
Zr	0.05	0.01	-0.05	-0.18	-0.34	-0.57	-0.88	0.06
Y	0.17	0.14	0.09	-0.02	-0.17	-0.37	-0.64	0.18
La	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
Ce	0.00	-0.04	-0.10	-0.23	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
Pr	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.96	0.02
Nd	0.02	-0.02	-0.08	-0.22	-0.39	-0.62	-0.95	0.03
Sm	0.05	0.01	-0.05	-0.18	-0.35	-0.57	-0.89	0.06
Eu	0.07	0.03	-0.02	-0.15	-0.31	-0.53	-0.83	0.08
Gd	0.08	0.05	-0.01	-0.13	-0.29	-0.51	-0.81	0.09
Tb	0.10	0.07	0.01	-0.11	-0.27	-0.48	-0.78	0.11
Dy	0.16	0.12	0.07	-0.04	-0.19	-0.39	-0.67	0.17
Ho	0.17	0.14	0.09	-0.02	-0.17	-0.37	-0.64	0.18
Er	0.17	0.14	0.09	-0.03	-0.17	-0.37	-0.64	0.18
Tm	0.18	0.15	0.10	-0.01	-0.16	-0.35	-0.62	0.19
Yb	0.21	0.18	0.13	0.03	-0.11	-0.30	-0.56	0.22
Lu	0.20	0.17	0.12	0.01	-0.13	-0.31	-0.58	0.21
Pb	0.00	-0.04	-0.10	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.01
K	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
P	0.01	-0.04	-0.09	-0.23	-0.41	-0.64	-0.97	0.02
Ti	0.08	0.04	-0.02	-0.14	-0.31	-0.52	-0.83	0.09

جدول ۴- محاسبه مقدار ذوب بخشی متوسط تراکی آندزیت نسبت به گوشته (جدول ۱). اختصارات: f: مقدار ذوب، Kd: ضریب توزیع عنصر مورد نظر، D_0 : ضریب توزیع اولیه. هنگامی که ضریب توزیع اولیه معادل صفر گردد، می‌توان مقدار ذوب بخشی را محاسبه نمود.

Source	Table 1							D_0
	f	f	f	f	f	f	f	
	0.01	0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	
Value	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	f
Ba	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
Cs	-0.01	-0.05	-0.11	-0.25	-0.42	-0.66	-0.99	0.00
Hf	0.05	0.01	-0.04	-0.17	-0.34	-0.56	-0.88	0.06
Nb	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.39	-0.62	-0.94	0.03
Rb	0.00	-0.05	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.99	0.01
Sr	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.39	-0.62	-0.94	0.03
Ta	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.39	-0.62	-0.94	0.03
Th	-0.01	-0.05	-0.11	-0.24	-0.42	-0.66	-0.99	0.00
U	-0.01	-0.05	-0.11	-0.24	-0.42	-0.66	-0.99	0.00
Zr	0.04	0.00	-0.05	-0.18	-0.35	-0.58	-0.89	0.05
Y	0.19	0.15	0.11	-0.01	-0.15	-0.34	-0.61	0.20
La	0.00	-0.04	-0.10	-0.23	-0.41	-0.65	-0.98	0.01
Ce	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.64	-0.96	0.02
Pr	0.02	-0.03	-0.08	-0.22	-0.39	-0.62	-0.95	0.03
Nd	0.03	-0.01	-0.07	-0.20	-0.38	-0.61	-0.93	0.04
Sm	0.06	0.02	-0.03	-0.16	-0.33	-0.55	-0.86	0.07
Eu	0.10	0.06	0.01	-0.11	-0.27	-0.48	-0.78	0.11
Gd	0.11	0.07	0.02	-0.10	-0.26	-0.47	-0.76	0.12
Tb	0.13	0.09	0.04	-0.08	-0.23	-0.44	-0.73	0.14
Dy	0.17	0.14	0.09	-0.02	-0.17	-0.36	-0.63	0.18
Ho	0.18	0.14	0.10	-0.02	-0.16	-0.36	-0.63	0.19
Er	0.19	0.15	0.10	-0.01	-0.15	-0.34	-0.61	0.19
Tm	0.20	0.17	0.12	0.01	-0.13	-0.32	-0.59	0.21
Yb	0.21	0.18	0.13	0.02	-0.12	-0.31	-0.57	0.22
Lu	0.22	0.18	0.14	0.03	-0.11	-0.29	-0.55	0.22
Pb	0.01	-0.03	-0.09	-0.23	-0.40	-0.63	-0.96	0.02
K	0.00	-0.04	-0.10	-0.24	-0.42	-0.65	-0.98	0.01
P	0.02	-0.02	-0.08	-0.21	-0.38	-0.61	-0.94	0.03
Ti	0.10	0.06	0.01	-0.12	-0.28	-0.49	-0.79	0.11

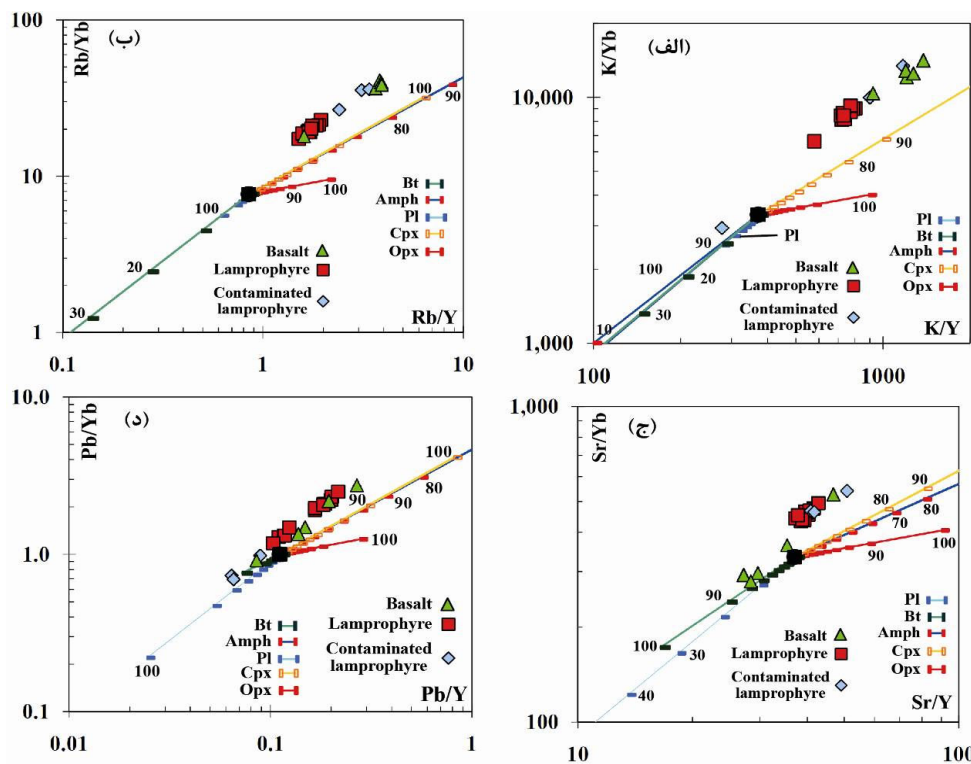


شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (۵۹) برای لامپروفیرها و سنگ‌های همراه. الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر. ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری.

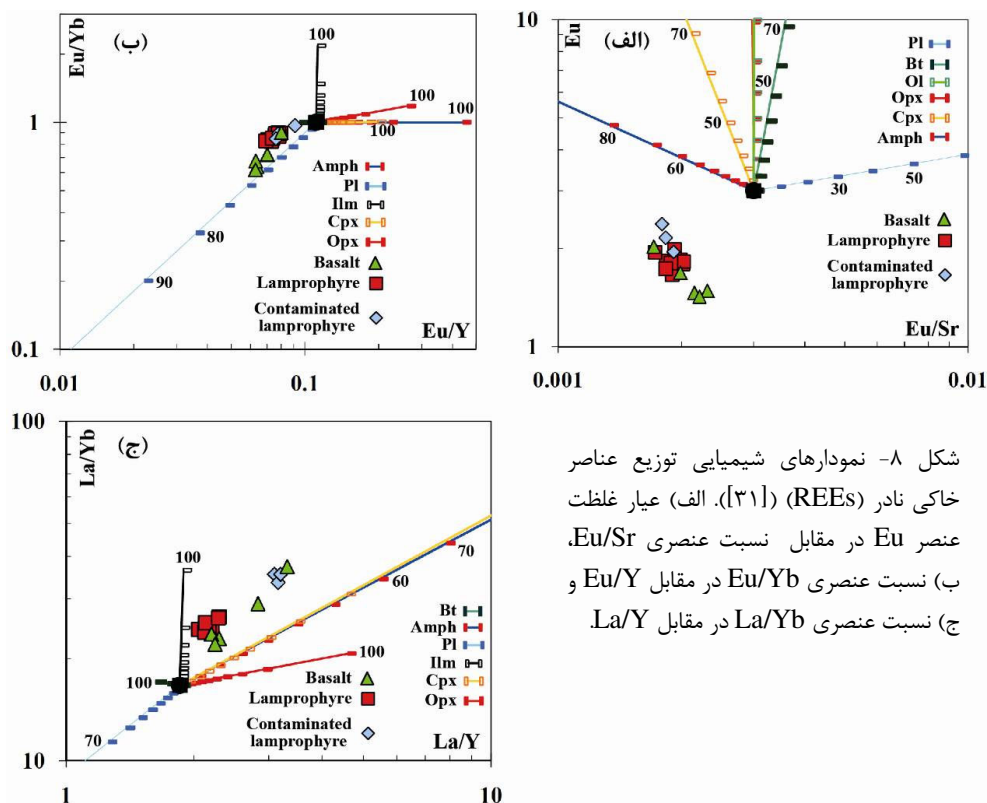
جدول ۵- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و مقدار متوسط نورم هر گروه سنگی. Lamp: لامپروفیر؛ C. Lam: لامپروفیر
آلایش یافته؛ Pl. Bas: سنگ‌های همراه شامل تراکی‌بازالت، تراکی آندزیت و بازالت.

Sample		NF-1	NF-2	NF-3	NF-4	NF-5	NF-6	NF-7	NF-8	NF-9	NF-10	NF-11	NF-12
Uncertainty	wt. %	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp	Lamp
SiO ₂	0.01	45.25	45.41	44.89	45.40	46.21	45.49	45.67	46.07	44.75	45.20	46.07	45.83
TiO ₂	0.01	1.38	1.39	1.35	1.36	1.46	1.44	1.49	1.48	1.25	1.40	1.52	1.57
Al ₂ O ₃	0.01	14.18	13.67	13.29	13.66	14.20	14.04	14.54	14.24	13.68	14.31	14.55	14.45
Fe ₂ O ₃	0.04	9.03	8.99	8.79	8.93	9.20	8.92	9.25	9.23	8.70	8.85	9.25	9.45
Cr ₂ O ₃	0.002	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.04	0.09	0.11	0.09	0.08	0.05
MgO	0.01	9.67	10.30	11.09	10.79	9.83	10.39	9.08	9.94	11.45	10.74	9.79	9.33
MnO	0.01	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.13	0.14	0.16	0.14
CaO	0.01	11.21	11.34	11.23	11.19	11.44	11.24	11.26	11.64	11.45	11.39	11.61	11.62
Na ₂ O	0.01	3.46	3.22	3.12	3.45	3.55	3.30	3.65	3.58	3.04	3.52	3.62	3.84
K ₂ O	0.01	1.31	1.53	1.53	1.54	1.74	1.63	1.76	1.73	1.61	1.79	1.82	1.81
P ₂ O ₅	0.01	0.75	0.75	0.71	0.75	0.75	0.74	0.84	0.76	0.73	0.79	0.81	0.89
LOI		3	2.7	3.3	2.2	0.9	2.1	1.8	0.6	2.7	1.4	0.5	0.7
Total	0.01	99.54	99.57	99.55	99.56	99.56	99.55	99.54	99.57	99.59	99.62	99.78	99.68
CIPW norm													
Qtz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	7.74	9.04	9.04	9.10	10.28	9.63	10.40	10.22	9.51	10.58	10.76	10.70	10.70
Ab	14.18	12.50	10.93	11.40	11.63	11.73	12.05	10.47	8.63	8.13	10.08	10.04	10.04
An	19.29	18.33	17.74	17.24	17.67	18.68	18.09	17.68	18.93	17.96	18.08	16.85	16.85
Ne	8.18	7.99	8.38	9.64	9.97	8.77	10.20	10.74	9.26	11.73	11.13	12.16	12.16
Di	25.01	26.25	26.44	26.50	27.19	25.60	25.72	27.92	26.27	26.49	27.22	27.86	27.86
Hy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	12.83	13.46	14.66	14.25	12.35	13.62	11.49	12.27	15.54	13.95	12.17	11.20	11.20
Mgt	4.18	4.19	4.13	4.15	4.29	4.26	4.34	4.32	3.99	4.20	4.38	4.45	4.45
Hlm	2.62	2.64	2.56	2.58	2.77	2.73	2.83	2.81	2.37	2.66	2.89	2.98	2.98
Ap	1.74	1.74	1.64	1.74	1.74	1.71	1.95	1.76	1.69	1.83	1.88	2.06	2.06

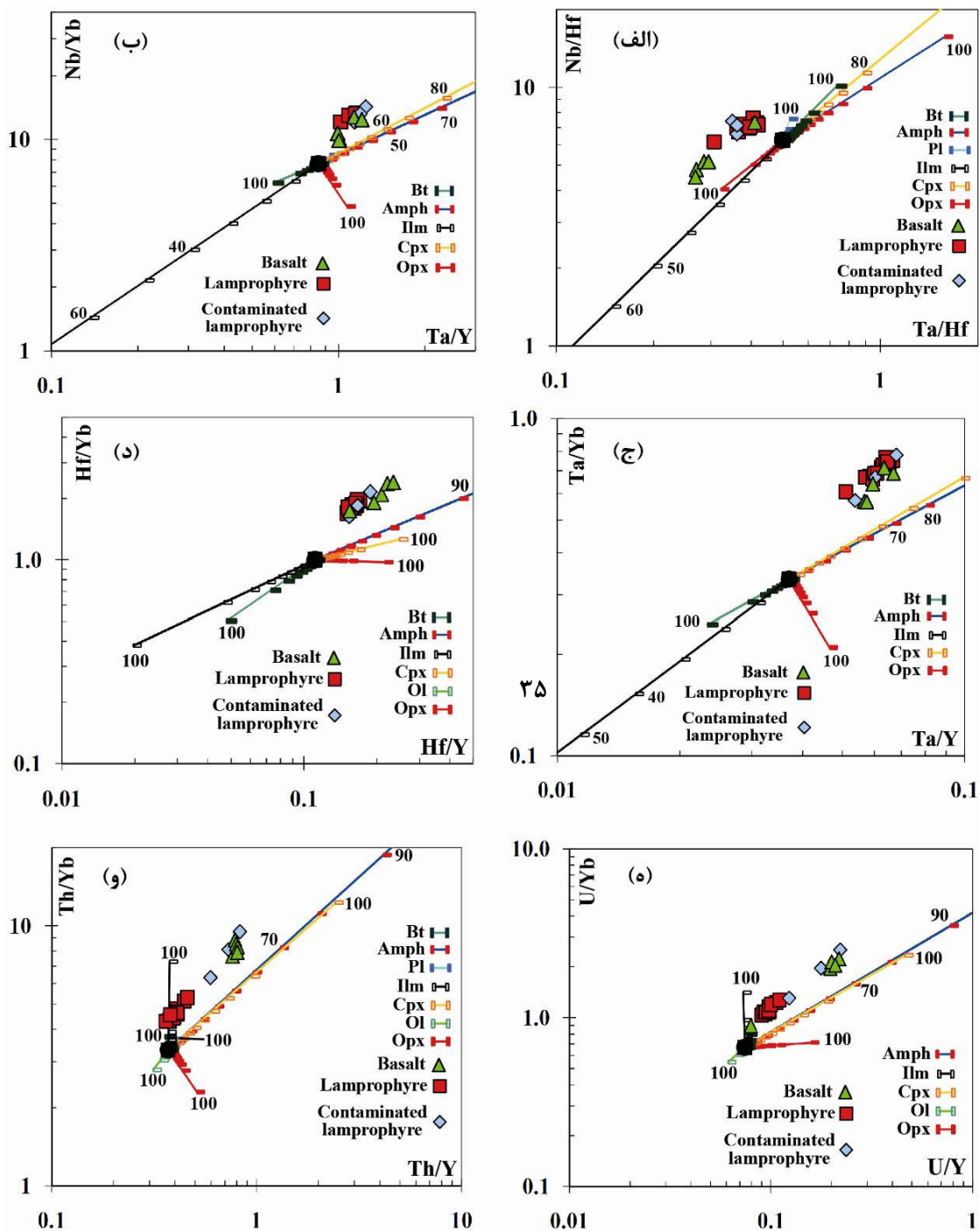
Sample	F-1-2	F-1-8	F-1-15	F-1-11	G-1-21	G-1-10	G-1-23	G-1-18
	C. Lam	C. Lam	C. Lam	Pl. Bas	Pl. Bas	Pl. Bas	Pl. Bas	Pl. Bas
SiO ₂	53.29	46.28	50.58	50.09	56.33	56.89	57.2	56.96
TiO ₂	1.04	1.37	1.28	1.24	1.03	1.05	0.92	0.99
Al ₂ O ₃	15.22	14.96	16.26	15.96	16.35	16.66	17.77	16.47
Fe ₂ O ₃	7.27	9.11	8.44	8.27	6.63	6.61	6.12	6.55
Cr ₂ O ₃	0.039	0.045	0.014	0.017	0.005	0.003	0.005	0.002
MgO	5.37	8.78	5.31	6.55	3.75	4.05	2.26	4.1
MnO	0.1	0.15	0.17	0.14	0.1	0.11	0.09	0.1
CaO	8.24	11.93	8.3	9.09	6.89	6.43	5.35	6.69
Na ₂ O	4	3.37	3.6	3.52	4.08	4.25	4.49	4.13
K ₂ O	2.76	0.68	2.39	2.19	2.6	2.65	3.1	2.71
P ₂ O ₅	0.75	0.88	0.87	0.82	0.42	0.43	0.49	0.39
LOI	1.5	1.9	2.3	1.6	1.5	0.6	1.9	0.6
Total	99.6	99.49	99.54	99.54	99.7	99.71	99.68	99.71
CIPW norm								
Qtz	0.00	0.00	0.00	0.00	3.02	5.26	6.82	2.35
Or	16.31	4.02	14.12	12.94	15.36	15.66	18.32	16.01
Ab	33.85	18.86	30.46	29.57	34.52	35.96	37.99	34.95
An	15.42	30.51	27.28	22.40	26.86	14.13	12.66	27.95
Ne	0.00	5.23	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	16.45	18.29	6.21	13.87	3.67	11.96	8.65	2.16
Hy	4.19	0.00	3.02	0.00	10.75	7.44	4.21	12.38
Ol	3.95	13.67	8.99	10.60	0.00	0.00	0.00	0.00
Mgt	3.68	4.16	4.03	3.97	3.67	3.70	3.51	3.61
Hlm	1.98	2.60	2.43	2.36	1.96	1.99	1.75	1.88
Ap	1.74	2.04	2.02	1.90	0.97	1.00	1.14	0.90



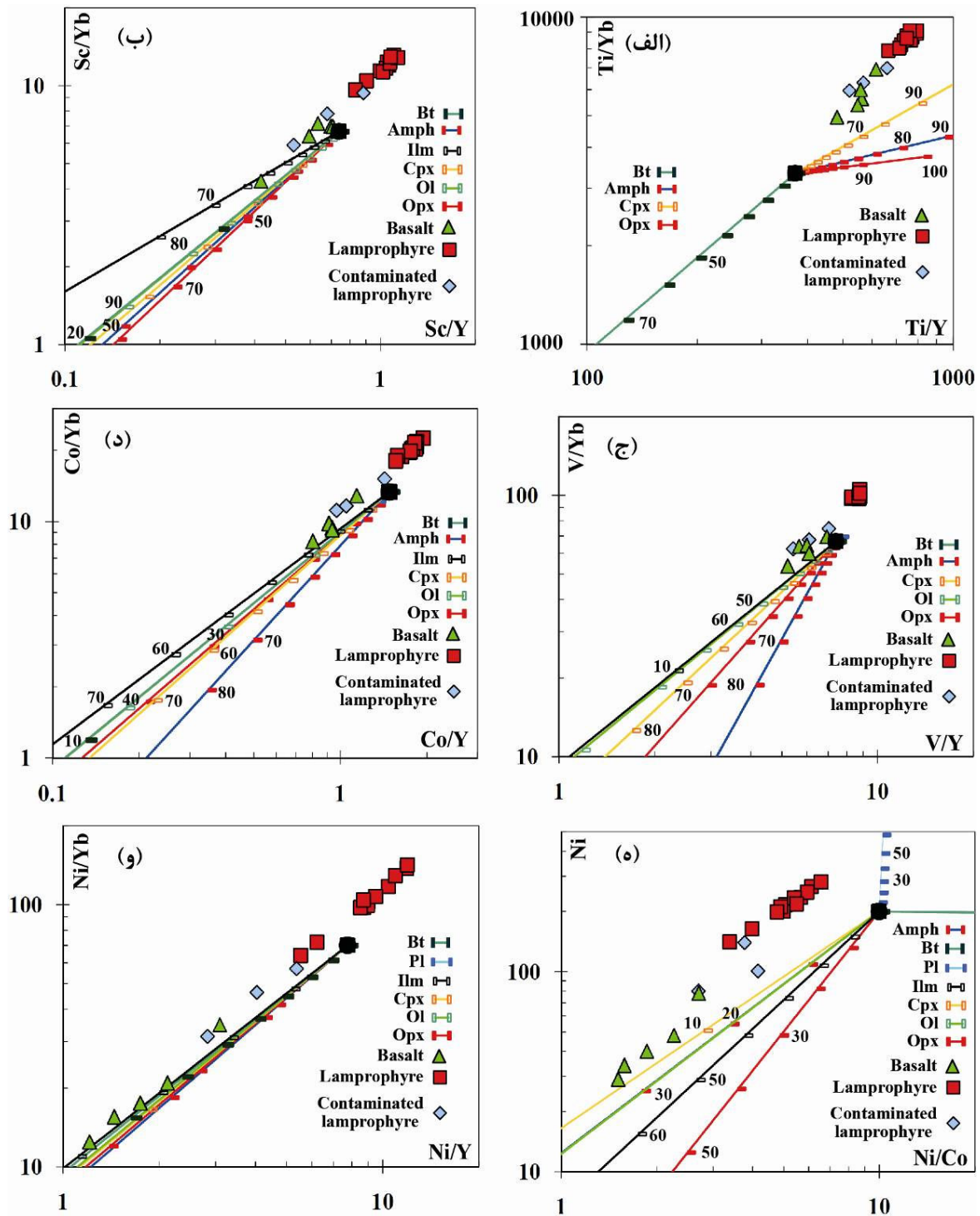
شکل ۷ نمودارهای شیمیایی توزیع عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و سرب. الف) نسبت عنصری K/Yb در مقابل K/Y، ب) نسبت عنصری Rb/Yb در مقابل Rb/Y، ج) نسبت عنصری Sr/Yb در مقابل Sr/Y، د) نسبت عنصری Pb/Yb در مقابل Pb/Y. اعداد روی منحنی‌ها مقدار تبلور تفریقی هر کانی را نمایش می‌دهد [۳۱].



شکل ۸- نمودارهای شیمیایی توزیع عناصر خاکی نادر (REEs) ([۳۱]). الف) عیار غلظت عنصر Eu در مقابل نسبت عنصری Eu/Sr، ب) نسبت عنصری Eu/Yb در مقابل Eu/Sr، ج) نسبت عنصری La/Yb در مقابل La/Y.



شکل ۹- نمودارهای شیمیایی توزیع عناصر نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) (۳۱). الف) نسبت عنصری Nb/Hf در مقابل Ta/Hf، ب) نسبت عنصری Nb/Yb در مقابل Ta/Y، ج) نسبت عنصری Ta/Yb در مقابل Ta/Y، د) نسبت عنصری Hf/Yb در مقابل Hf/Y، ه) نسبت عنصری U/Yb در مقابل U/Y، و) نسبت عنصری Th/Yb در مقابل Th/Y.



شکل ۱۰- نمودارهای شیمیایی توزیع عناصر (فلزات) واسطه جدول تناوبی (۳۱). (الف) نسبت عنصری Ti/Yb در مقابل Ti/Y . (ب) نسبت عنصری Sc/Yb در مقابل Sc/Y . (ج) نسبت عنصری V/Yb در مقابل V/Y . (د) نسبت عنصری Co/Yb در مقابل Co/Y . (ه) عیار عنصر Ni در مقابل نسبت عنصری Ni/Y . (و) نسبت عنصری Ni/Yb در مقابل Ni/Y .

محیط تکتونیکی

لامپروفیرهای آلکالن و سنگ‌های آلکالن همراه، در دره‌های ریفتی رخ می‌دهند. بنابراین رخداد چنین سنگ‌هایی با سن کواترنری در این بخش از ایران می‌تواند به دلیل فعالیت‌های بعد از بسته شدن نئوتتیس باشد. بررسی نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی (شکل ۱۱) نشان می‌دهد که کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در یک محیط تکتونیکی مرتبط با فعالیت‌های درون صفحه‌ای در ارتباط هستند. آن‌ها همگی در محدوده‌های بازالتی آلکالن حاصل از درون صفحه، ایجاد شده‌اند (اشکال ۱۱ الف و ۱۱ ب). بررسی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی محیط تکتونیک $Ce/P_2O_5 - Zr/3 - Nb/50$ (شکل ۱۱ ج) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های تولیدی بعد از تصادم یک محیط قوسی ایجاد شده است. بنابراین فرآیندهای بعد از تصادم باعث تولید چنین مذاب‌هایی شده‌اند.

در زمان کواترنری در این بخش از ایران فعالیت ریفتی وجود نداشته است تا لامپروفیرها ایجاد شوند. بررسی فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و جهت فشاری که صفحه عربی پس از بسته شدن نئوتتیس به سرزمین ایران وارد می‌نماید (برای مثال: [۱۷]؛ [۴۴]؛ [۲۲]؛ [۴۰]؛ [۴۵])، به صورت مایل بوده و از جنوب غرب به سمت شمال شرق با یک زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه [۴۱] فشار وارد می‌نماید (شکل ۱۲). اثر چنین عملکردی توسعه گسل‌های امتداد لغز راستگرد می‌باشد. چنین گسل‌هایی در شمال غرب ایران بخصوص در استان آذربایجان غربی به وفور یافت می‌شود. حرکت چنین گسل‌هایی باعث ایجاد بخش‌های کششی در امتداد گسل‌های فوق شده و حوضه‌های کوچک کششی را ایجاد می‌نماید. همین حوضه‌ها می‌توانند نقشی مانند ریفت‌های درون صفحه‌ای بازی نمایند. این امکان وجود دارد که مذاب‌های فوق تحت چنین فرآیندی ایجاد شده باشند.

حال چگونه چنین مذاب‌هایی در گوشته تولید شده‌اند؟ چرا چنین مذاب‌هایی غنی از Sr و Ba ، Na ، K هستند؟ بسیاری از محققین (برای مثال: [۱۷]؛ [۱۱]؛ [۱۴]؛ [۱۵]؛ [۱۲]) زمان بسته شدن نئوتتیس را الیگوسن - میوسن می‌دانند، بنابراین فرورانش نمی‌تواند مدل تکتونوماگمایی قابل قبولی برای ایجاد چنین مذاب‌هایی باشد. سن

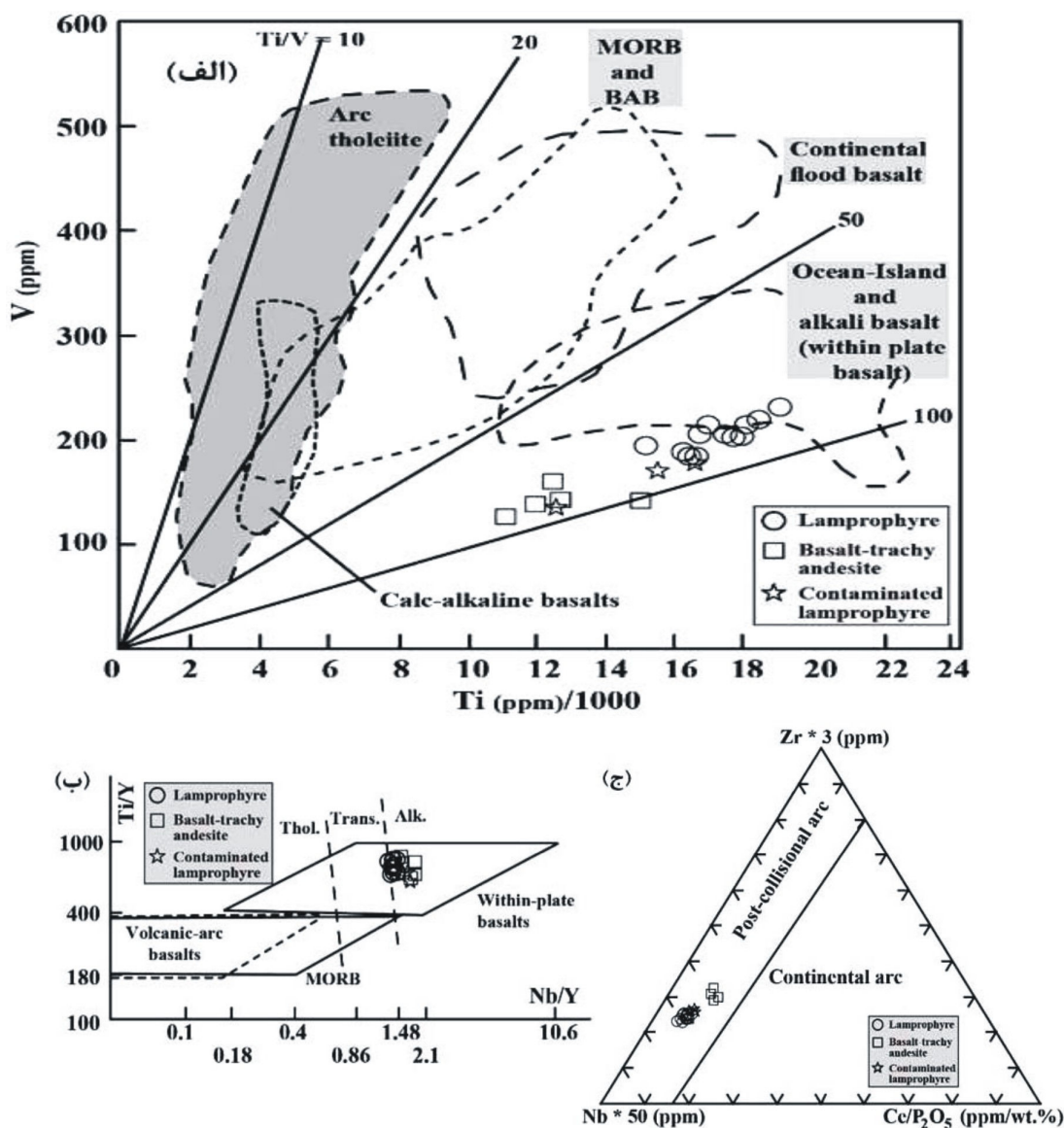
کواترنری سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که مدل تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها می‌تواند مرتبط با بعد از بسته شدن کامل و تصادم قاره‌ای باشد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، ژئوشیمی و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در ساختار تکتونیکی ایران می‌توان مدلی تکاملی برای این سنگ‌ها ارایه نمود (شکل ۱۲). فرآیند فرورانش در زمان ژوراسیک و کرتاسه و همچنین در بخش عمده‌ای از سنوزوئیک به زیر زون سنندج - سیرجان باعث شده است تا در زمان ژوراسیک و کرتاسه ماگماتیسیم کالک آلکالن (شکل ۱۲ الف) در زون فوق توسعه یابند (برای مثال: [۱۷]؛ [۴۴]؛ [۵۴]) و در زمان‌های بعد در زون ارومیه - دختر تداوم یابند (شکل ۹ ب). احتمالاً در اواسط یا اواخر سنوزوئیک نئوتتیس بسته شده و تصادم قاره‌ای بین اوراسیا و صفحه عربی رخ داده است (برای مثال: [۱۷]؛ [۴۴]؛ [۵۴]؛ [۴۵]).

با بسته شدن کامل نئوتتیس، احتمالاً در زمان پلیستوسن و کواترنری گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی فرورو (slabbreak-off) درست در زیر زون‌های سنندج - سیرجان و ارومیه - دختر [۴۵]؛ [۲۸]؛ [۲۴]؛ [۳۰]؛ [۴۷]؛ [۳۴]؛ [۱۳]؛ [۴۲]؛ [۱۹]؛ [۲۰]؛ [۵۱]؛ [۲۶]؛ [۹])، باعث شده است تا در مرز بین دو زون ساختاری، صعود دیاپیر گوشته‌ای و در نتیجه فرآیند برخاستگی حرارتی در استنوسفر ایجاد گردد. در نتیجه این فرآیند، کاهش فشار در بخش فوقانی گوشته صورت پذیرفته است (شکل ۹ ج). در نتیجه این فرآیند، بخشی از گوشته که قبلاً تحت تاثیر فرورانش قرار گرفته بود، همراه با بخش‌های اضافه شده، دچار ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار شده و باعث تولید مذاب‌هایی با مشخصات ماگمایی ذکر شده در بالا گردیده است.

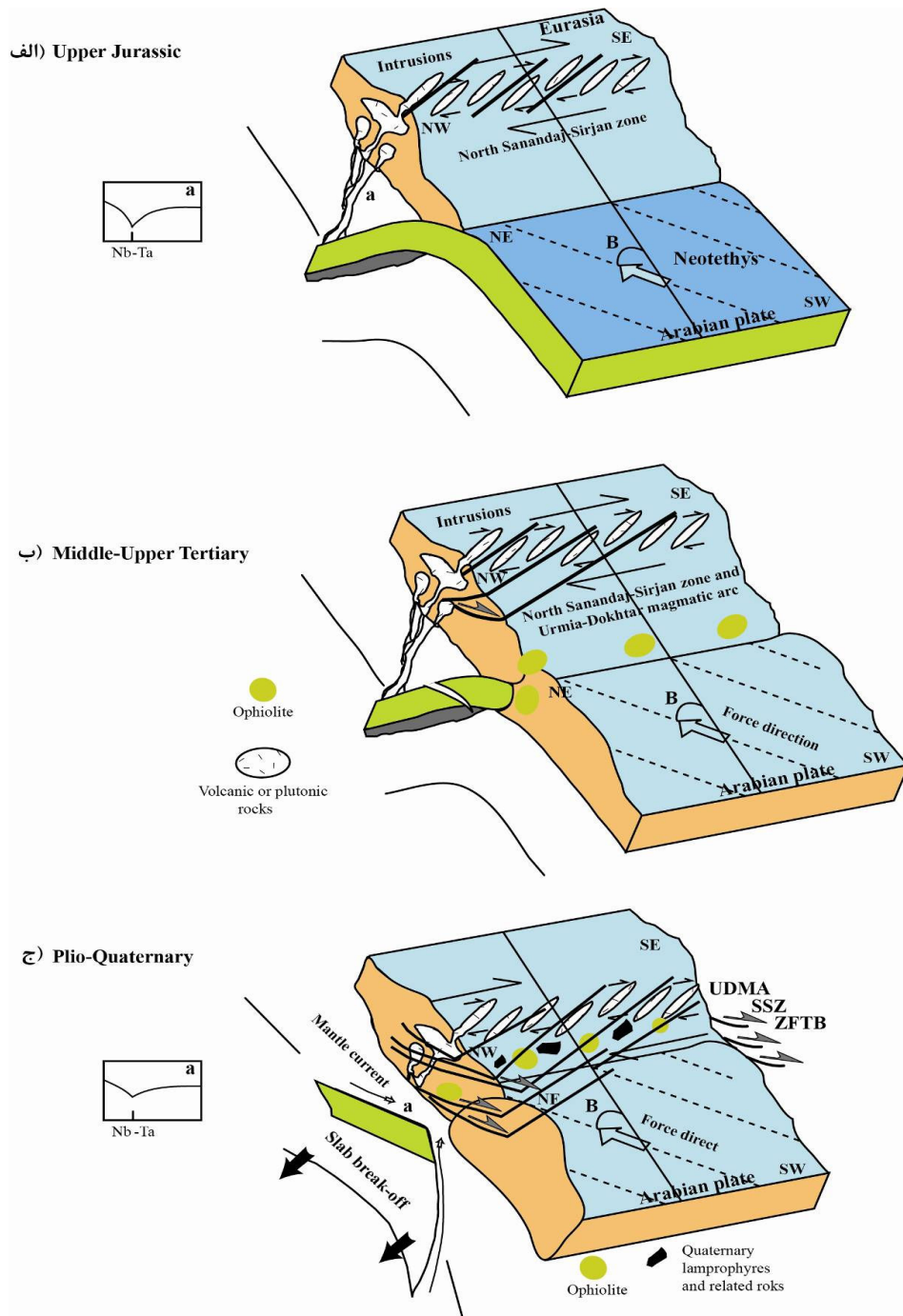
همچنین فرآیند فرورانش مایل به زیر ایران مرکزی (برای مثال: [۴۱]) و تداوم فشارش به صورت مایل پس از اتمام فرورانش از سمت صفحه عربی، باعث شده است تا تعدادی گسل‌های امتداد لغز راستگرد عمیق بزرگ مقیاس تا اعماق پوسته زیرین در زون سنندج - سیرجان و مرز مشترکش با زون ارومیه - دختر فعال شوند. این گسل‌های عمیق خود نیز باعث کاهش فشار بیش‌تر در بخش فوقانی گوشته شده و فرآیند ذوب بخشی را تسریع نموده‌اند (شکل ۹ ج). بعلاوه این گسل‌ها محل بسیار مناسبی برای

شده‌اند (برای مثال: [۱۷]؛ [۲۵]؛ [۴۴]؛ [۳۳]؛ [۵۴]؛ [۴۹]؛ [۱۵]) و در نتیجه فعالیت چنین گسل‌هایی رخ‌نمون سطحی یافتند.

انتقال مواد مذاب از گوشته فوقانی به سطح زمین شده‌اند. بقایای نئوتتیس به صورت افیولیت در نزدیکی محدوده مورد مطالعه (شمال خوی و جنوب غرب سلماس نزدیک مرز سرو) احتمالاً در اوایل و یا اواسط سنوزوئیک جایگزین



شکل ۱۱- نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی. الف) نمودار دو متغیره V در مقابل Ti [۵۶]، ب) نمودار دو متغیره Ti/Y در مقابل Nb/Y [۴۸]، ج) نمودار مثلثی Nb*50-Zr*3-Ce/P₂O₅ [۴۶].



شکل ۱۲- مدل تکتونوماگمایی برای تحولات تکتونیکی و ماگمایی اطراف سلماس. الف) فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و ایجاد مجموعه سنگ‌های دگرگونی زون SSZ. سنگ‌های بالای زون فرورانشی در این زمان ناهنجاری منفی Nb و Ta دارند. ب) فرورانش کامل نئوتتیس و برخورد صفحه عربی و اوراسیا و تشکیل سه زون ساختاری ایران (UDMA: قوس ماگمایی ارومیه-دختر؛ SSZ: زون سندج-سیرجان؛ ZFTB: کمربند تراستی زاگرس چین‌خورده)، فرایند slab break off منجر به دلامینیشن آستنوسفری یا همان جریان گوشته‌ای می‌شود. ج) شکسته شدن کامل تیغه فرورانده نئوتتیس. نتیجه آن دیاپیر گوشته‌ای یا دلامینیشن استنوسفری. تداوم فشارش مایل از سمت صفحه عربی، گسل‌های امتداد لغز راستگرد عمیق بزرگ مقیاس را توسعه بیشتری داده است. مجموعه عوامل فوق باعث تشکیل لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط با آن شده است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های لامپروفیری سلماس و سنگ‌های مرتبط با آن به صورت گدازه‌های منشوری و اسکوری با سن کواترنر بر روی رسوبات دشت سیلابی قدیمی در مرز زون‌های سنندج-سیرجان و ارومیه دختر رخنمون یافته‌اند. این لامپروفیرها طبیعت آکالن داشته و ترکیب کامپتونیت دارند. آن‌ها عمدتاً از کانی‌های دیوپسید، اوژیت، بیوتیت و آمفیبل تشکیل شده‌اند. سنگ‌های مرتبط با این سنگ‌ها ترکیب لامپروفیر آلاپش یافته، آکالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت دارند. این سنگ‌ها همان ترکیب کانی شناسی لامپروفیرها را داشته، اما پلاژیوکلازها و کوارتزهای گرد شده یا پلاژیوکلازهای خود شکل به ترکیب کانی‌شناسی اضافه می‌شوند. شواهد صحرایی، رخداد اسپینل و شواهد ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب و نسبت‌های آن‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گوشته ای لرزولیتی اسپینل‌دار غنی شده از این عناصر خارج شده‌اند. احتمالاً در طول کواترنر و پس از تصادم صفحه های عربی و اوراسیا با هم، شکستگی در بقایای پوسته اقیانوسی زیر این زون تصادمی باعث شده است تا یک برخاستگی حرارتی در گوشته ایجاد شود. ادامه فشارش از صفحه عربی به ایران به صورت مایل باعث شده است تا گسل‌ها امتداد لغز راستگرد توسعه بیشتری یابند. این دو عامل باعث ذوب حدود ۱ تا ۷ درصدی کاهش فشاری در قاعده لیتوسفری و احتمالاً بخش فوقانی استنوسفر گردیده است. در نتیجه مذابی حاصل شده است که طبیعت درون صفحه‌ای دارد که تحت تاثیر عوامل فرورانشی قدیمی (بعد از تکتونیک) قرار گرفته است. بررسی ضرایب توزیع عناصر در کانی‌های مختلف نشان می‌دهد که عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ و سرب عمدتاً به وسیله آمفیبل، بیوتیت و کلینوپیروکسن‌های اوژیتی، عناصر خاکی نادر به وسیله آمفیبل و کلینوپیروکسن، عناصر نامتحرک با پتانسیل یونی بالا به وسیله آمفیبل و کلینوپیروکسن و کمتر بیوتیت و سری اول فلزات واسطه جدول تناوبی عناصر، بسته به سنگ و عنصر مورد مطالعه به وسیله بیوتیت، آمفیبل، ارتوپیروکسن، الیون و کلینوپیروکسن در طول تبلور کنترل شده‌اند. نهایتاً گسل‌های نامبرده به انتقال این مذاب‌ها از محل تولید به سطح زمین کمک کرده‌اند.

منابع

- [۱] آقائاتی، ع (۱۳۷۱) نقشه ماگمایی ایران، ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] آقائاتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ صفحه.
- [۳] بیات، ف (۱۳۸۸) پترولوژی متابازیت‌هایی از نواحی معراج و چاه‌پلنگ (شمال‌شرق استان اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی. دانشگاه اصفهان، ایران.
- [۴] خداینده، ع. ا.، سلطانی، ع.، سرتیپی، ع.، امامی، م. ه (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلماس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۵] کوزه‌کولانی، ف (۱۳۹۰) پترولوژی و مدل‌بندی ژئوشیمیایی بازالت‌های منشوری جنوب‌غرب سلماس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی. دانشگاه ارومیه، ایران.
- [۶] معین‌وزیری، ح.، احمدی، ع (۱۳۷۲) پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین. دانشگاه تربیت معلم. ۴۵۵ صفحه.
- [۷] نبوی، م. ح (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۰۹ صفحه.
- [۸] همتی، ع (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های قاعده غرب بیاض (استان اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی. دانشگاه اصفهان، ایران.
- [9] Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Cambridge University Press. Mineralogical Magazine 1-34.
- [10] Alavi, M (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin 103, 983-992.
- [11] Alavi., M (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238.
- [12] Alizadeh, A., López Martínez, M., and Sarkarinejad, K (2010) ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt. C.R. Geoscience 342, 837-846.
- [13] Arfania, R., and Shahriari, S (2009) Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Island Arc 18, 555-576.
- [14] Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A (2007)

- [26] Ghorbani, M.R., and Bezenjani, R.N (2011) Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc* 20, 188–202.
- [27] Gill, R (2010) *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Wiley-Blackwell. 428 pp.
- [28] Hafkenscheid, E., Wortel, M.J.R., and Spakman, W (2006) Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 111 (B8) (Art. No. B08401).
- [29] Hyndman, D.Y (1985) *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. McGraw-Hill, 522 pp.
- [30] Jahangiri, A (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433–447.
- [31] Keskin, M (2002) FC-modeler: a Microsofts Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers and Geosciences* 28, 919–928.
- [32] Keskin, M (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.MantlePlumes.org.
- [33] Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J., and Emami, H., 2004. New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 507–535.
- [34] Kheirkhah, M., Allen, M.B., and Emami, M (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, 1–12.
- [35] Kretz, R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277–279.
- [36] Krmíček, L (2010) Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian Massif (Czech Republic, Poland, Germany, Austria). In: Awdankiewicz, M., Awdankiewicz, H., (Ed.), *Lamprophyres and related mafic hypabyssal rocks. Abstracts and field trip guide*. 14-17 October 2010. *Mineralogia, Special Papers* 37, 37-46.
- [37] LeBas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- [38] LeMaitre, R. W (2002) *Igneous rocks – a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction*. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474-489.
- [15] Azizi, H., and Moinevaziri, H (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47, 167–179.
- [16] Bayat, E., and Torabi, G (2011) Alkaline lamprophyric province of Central Iran. *Island Arc* 20, 386–400.
- [17] Berberian, M., and King, G.C.P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265.
- [18] Best, M.G (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell. 730 pp.
- [19] Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115, 190–204
- [20] Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52, 536–578.
- [21] Downes, H., Balaganskayab, E., Bearda, A.R.L., and Demaiffe, D (2005) Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos* 85, 48–75.
- [22] Elmas, A., and Yilmaz, Y (2003) Development of an oblique subduction zone-Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey: *International Geology Review* 45, 827–840.
- [23] Ersoy, Y., and Helvac, C (2010) FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel & spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers and Geosciences* 36, 383–390.
- [24] Ghasemi, A., and Talbot, C.J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683–693.
- [25] Ghazi, A.M., Pessagno, E.A., and Hasanipak, A.A (2003) Biostratigraphic zonation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 311-323.

- northwestern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2, 49-63.
- [50] Raymond, L.A (2007) *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. McGraw Hill. 720 pp.
- [51] Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R.J., and Esmaeily, D (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 499-514.
- [52] Rock, N.M.S (1987) The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds.) *Alkaline igneous rocks*. London: Geological Society of London, 30, 191 – 226.
- [53] Rock, N.M.S (1991) *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow 285pp.
- [54] Shahabpour, J (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 405-417.
- [55] Shaw, D.M (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- [56] Shervais, J.W (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.
- [57] Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229–1258.
- [58] Streckeisen, A (1979) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 7, 331–335.
- [59] Sun, S.S., and McDonough, W.F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.S., Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313–345.
- [60] Torabi G (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central–East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc* 19, 277–91.
- [61] Torabi, G (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwanaland. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 85–94.
- subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press. 2nd edn.
- [39] Luhr JF (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist* 35, 473–500.
- [40] McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T., and Richards, M (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21, 857–877.
- [41] McDonough, W. F (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1–18.
- [42] Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B.L., and Taylor, B. E (2010) Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 288–296.
- [43] Moayyed, M., Moazzen, M., Calagaria, A.A., Jahangiri, A., and Modjarrad, M (2008) Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde* 68, 141–154
- [44] Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M. R (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412.
- [45] Molinaro, M., Zeyen, H., and Laurencin, X (2004) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova* 17, 1–6.
- [46] Müller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259–289.
- [47] Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380–398.
- [48] Pearce, J.A (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Eds.), *Andesites*. Wiley, Chichester. Pp. 525-548.
- [49] Pessagno, E.A., Ghazi, A.M., Kariminia, M., Duncan, R.A., and Hassanipak, A.A (2005) Tectonostratigraphy of the Khoy Complex,