

مطالعه شیمی کانی و آنکلوژیون های مذاب در فنوکریست های کلینوپیروکسن و کاربرد آن در تفسیرهای پترولوژیکی و کانه زائی: مطالعه موردی دایک های لامپروفیری در شمال غرب ایران

اعظم سلطان محمدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
آزمایشگاه علوم زمین تولوز، دانشگاه پل ساباتیه، فرانسه

محمد رهگشای

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

امیر مرتضی عظیم زاده

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
گروه زمین شناسی و ژئوفیزیک کاربردی، دانشگاه مونتان لئوین، اتریش
گروه کریستالوگرافی و کانی شناسی، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه بارسلونا، اسپانیا

تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۸

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۲/۲۷

azamsoltanmohammadi@gmail.com

چکیده

لامپروفیرهای کالک آلکان ارتباط زمانی مشخصی با کانی زایی طلا دارند. در دایک های لامپروفیری کالک آلکان در رشته کوه صلوات، شمال غرب ایران آنکلوژیون های مذاب چند فاز در کانی کلینوپیروکسن تشخیص داده شده است که از فاز شیشه، کانی دختر و حباب گاز تشکیل شده اند. ترکیب شیمیایی شیشه مذاب مشابه با ترکیب کلینوپیروکسن میزبان در لامپروفیرهای کالک آلکان است. مطالعات رامان اسپکتروسکوپی نیز بیانگر حضور فاز گازی نظیر CO_2 در آنکلوژیون های مورد مطالعه است. مجموع نتایج بدست آمده از شیمی کانی و مطالعات آنکلوژیون های مذاب، نشان دهنده نقش اساسی سیالات و فرایند متاسوماتیسم در منشاء ماگمای سازنده سنگ های لامپروفیری رشته کوه صلوات است. مطالعه حاضر کاربرد مهمی در تفسیر فرایندهای مرتبط با گوشته فوقانی دارد که در تحولات ماگمای آلکان، متاسوماتیسم گوشته ای و کانی زایی های مرتبط با آن از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

کلمات کلیدی: فازگازی CO_2 ، کلینوپیروکسن، آنکلوژیون مذاب، متاسوماتیسم، لامپروفیر

مقدمه

لامپروفیرها به خصوص انواع کالک آلکان، یکی از انواع سری های ماگمایی شناخته شده ویژه مناطق کوهزایی اند (Shand et al., 1994; Rock, 1991). از طرفی رخنمون های شاخص از لامپروفیرها نشان داده اند که ارتباط زمانی با کانی زایی طلا (به خصوص مزوترمال) دارند (Rock, 1991; Duggan and Jaques, 1996). بنابراین مطالعه پترولوژیکی این دسته از سنگ ها علاوه بر اهمیت ویژه ای که در شناخت تحولات و تاریخچه گوشته در مناطق کوهزایی و فلززایی دارد، در شناخت بهتر فرایند های مربوط به شرایط عمق (گوشته و پوسته) و کانی زایی های مرتبط با این دسته از سنگ ها از اهمیت ویژه ای برخوردار است. لامپروفیرها دسته ای از سنگ های آتشفشانی آلکان می باشند که حضور فنوکریست هایی از کانی های آمفیبول، بیوتیت و یا کلینوپیروکسن از مشخصه های اصلی کانی شناسی آن ها محسوب می شود (Rock, 1991). منشاء لامپروفیرها عموماً ماگمای اولیه مشتق شده از گوشته در نظر گرفته شده است (Rock, 1991; Bernard-Griffiths et al., 1991). بنابراین، مطالعه دقیق شیمی کانی های تشکیل دهنده این دسته از سنگ ها می تواند اطلاعات مهمی در ارتباط با ویژگی های منبع گوشته ای که از آن مشتق شده اند و تکامل ژئودینامیکی ماگمای لامپروفیری در اختیار محققین قرار دهد. علاوه بر ویژگی های شیمی کانی، مطالعه آنکلوژیون هایی که در زمان تشکیل فنوکریست ها محبوس شده اند حاوی اطلاعات با ارزشی در ارتباط با طبیعت ماگمای مادر، ترکیب گاز، شرایط تبلور، فوگاسیته اکسیژن

و سایر فرایندها در حین تکامل ماگما می باشند (de Vivo and Bodnar, 2003). در نتیجه در مطالعات مرتبط با منشاء ماگما، آنکلوژیون های مذاب سیلیکاته در سنگ هایی که مرتبط با منبع گوشته ای می باشند، منعکس کننده تمرکز گاز و نقش آن ها در تکامل فرایندهای ماگما است (e.g Hidas et al., 2010). تحقیق حاضر، برای نخستین بار به کاربرد مطالعه آنکلوژیون های مذاب سیلیکاته در فنوکریست های کلینوپیروکسن دایک های لامپروفیری رشته کوه صلوات پرداخته است. ضمن مطالعه آنکلوژیون های مذاب سیلیکاته و ترکیب شیمی آن، با کمک نتایج حاصله از شیمی کانی، از مجموع داده های بدست آمده بتوان در راستای پی بردن برخی از خصوصیات ماگمای سازنده این سنگ ها و پتانسیل های اقتصادی آن بهره برد.

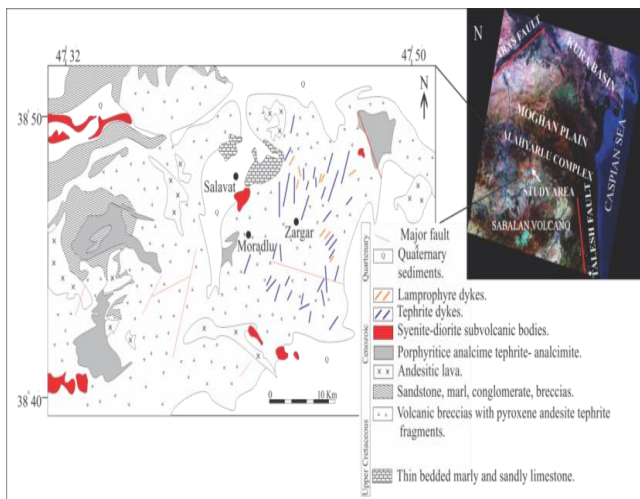
موقعیت زمین شناسی

با وجود آنکه بیشترین رخداد لامپروفیرها متعلق به زمان آرکئن و سنوزوئیک است (Rock, 1991)، در ایران، عمدتاً رخنمون این دسته از سنگ ها متعلق به دوران سنوزوئیک می باشد و در پهنه ماگمایی آذربایجان (Moayyed et al., 2008; Soltanmohammadi et al., 2014), (Aghazadeh et al., 2010) و ایران مرکزی (Torabi, 2011) گزارش شده اند. پهنه ماگمایی آذربایجان - ترکیه یکی از پهنه های ماگماتیسیم آلکان دوران سنوزوئیک در مدیترانه شرقی محسوب می شود. رشته کوه صلوات با سنگ های ماگمایی متعلق به سنوزوئیک، در بخش شرقی پهنه ماگمایی آذربایجان، با روند شرقی - غربی قرار گرفته است که در دامنه های جنوبی و

شود (شکل ۱؛ Babakhani et al., 1990). در شمال، واحدهای مافیک-کونفکال رامان (LABRAM, ISA Jobin Yvon) و الکترون مایکروپروب دستگاه Superprobe Jeol JXA 8200 با آنالیز نقطه ای ولتاژ ۲۵ Kv و جریان اشعه $nA10$ و زمان ۱۵ ثانیه در پیک ها در دانشگاه مونتان لئوبن بدست آمده است. تصاویر بک اسکتر از انکلوژیون های به وسیله همان دستگاه تهیه شده است.

پتروگرافی لامپروفیرها

حضور کانی های مافیک مانند میکا، آمفیبول و کلینوپیروکسن از مشخصات پتروگرافی لامپروفیر می باشد. (Woolly et al., 1996; Le maitre, 2002; Rock, 1991). لامپروفیرهای مورد مطالعه در رشته کوه صلوات به شدت پورفیریته می باشند (> ۵۰٪ فنوکریست) و حاوی فنوکریست های مافیک پانیدومورفیک در خمیره ای از میکروکریستال های کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و سانیدین، پلاژیوکلاز است. کانی های شکل دار کلینوپیروکسن (۳۰-۷mm)، میکا (۵۰-۱۰mm) و کمتر آمفیبول به ترتیب فراوانترین فنوکریست های مافیک می باشند (شکل ۲). بلورهای ستونی میکا علی رغم عدم دگرشکلی کل سنگ، دارای نوارهای تغییر شکل کینگ بانداند، این دگرشکلی از مشخصات کانی میکا در لامپروفیرها است (Rock, 1991). بر اساس مجموعه کانی های تشکیل شده و حضور فلدسپار در خمیره، لامپروفیرهای مورد مطالعه در گروه مینیت و کرسانتیت قرار می گیرند. همانطور که اشاره شد حضور بلورهای شکل دار کلینوپیروکسن در ابعاد فنوکریست مهمترین مشخصه لامپروفیرهای رشته کوه صلوات است. وجود پهنه بندی شیمیایی از مشخصه اصلی فنوکریست های کلینوپیروکسن در این سنگ ها می باشد (شکل ۳a,b,c) داده های حاصل از نتایج الکترون مایکروپروب در کلینوپیروکسن های با پهنه بندی شیمیایی نوسانی در جدول (۲) ارائه شده است. با توجه به مشاهدات پتروگرافی و نتایج حاصل از مطالعات شیمی کانی با انواع پهنه بندی شیمیایی زیر شناسایی شده اند. (۱) پهنه بندی شیمیایی نوسانی و ساعت شنی (۲) پهنه بندی شیمیایی عادی (شکل ۲a, b). علاوه بر تشکیل کانی های آپاتیت و تیتانومگنتیت به صورت پوئیکلیتیک، حضور انکلوژیون های مذاب سیلیکاته از مشخصات فنوکریست های کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای رشته کوه صلوات می باشد. (Azimzadeh et al., 2013).



شکل ۱. موقعیت نقشه زمین شناسی ساده از محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ لاهورد با تغییرات از (Babakhani et al., 1990)، در این نقشه موقعیت دایک های لامپروفیری نسبت به سایر واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه مشخص شده است.

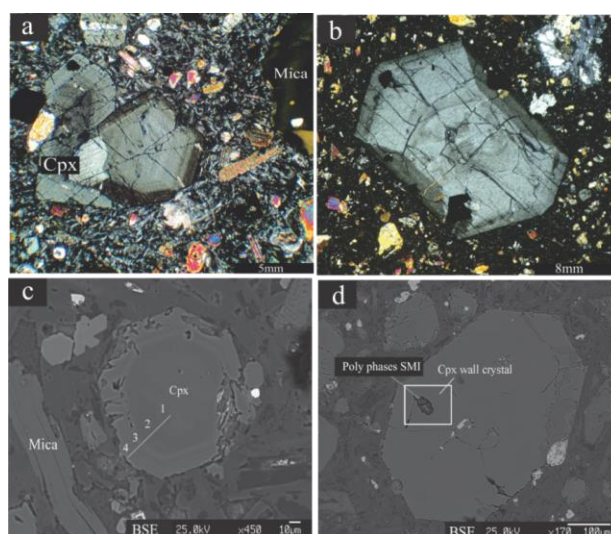
غربی به مجموعه فعالیت های ماگمایی جوانتر پلیوکواتر سبلان منتهی می الترمافیک کمپلکس الله یارلو (کرتاسه فوقانی؟) و رسوبات فلیش مانند الیگو-میوسن دشت مغان رشته کوه صلوات را محصور کرده اند (شکل ۱). نوار چین خورده رسوبات دشت مغان، پهنه ماگمایی آذربایجان را از فر رفتگی کورا-خزر جدا می کند. نوار ماگمایی البرز در غرب و آناتولی در شرق، پهنه ماگمایی آذربایجان را به سایر فعالیت های ماگماتیسیم سنوزوئیک متصل می کند. رخنمون های وسیعی از مجموعه دایک های مافیک (الیگوسن؟) در دامنه های جنوبی رشته کوه صلوات رخنمون دارند. دایک های یادشده، گدازه های برشی پالئوسن-ائوسن میزبان تفریتی را قطع کرده اند (Alberti et al., 1976). در محدوده مورد مطالعه، دایک های تفریتی و لامپروفیری از نظر مکانی در یک موقعیت به ترتیب با روند های تقریبی NNW-SSE و E-W رخنمون دارند طول دایک های رخنمون یافته از کمتر از ۵ متر با ترکیب لامپروفیر تا بیش از ۷ کیلومتر در انواع تفریتی متغیر است. برخی از ویژگی های شاخص صحرایی دایک های لامپروفیری در تفکیک از دایک های لامپروفیری و تفریتی موثر است. به طور مثال؛ علی رغم آنکه هردو گره سنگی یاد شده به شدت پورفیریته می باشند، دایک های لامپروفیری فنوکریست های مافیک در یک خمیره ریز بلور سیاه رنگ پراکنده شده اند. این در حالی است که، در دایک های تفریتی خمیره متوسط بلور و به رنگ سبز تیره می باشند. فنوکریست های دایک های تفریتی از کانی کلینوپیروکسن و آنالسیم تشکیل شده است، در مقابل میکا و پیروکسن فنوکریست های تشکیل دهنده در دایک های لامپروفیری می باشند و این کانی ها در تمامی نمونه های مورد مطالعه فاقد آلتراسیون و شواهد دگرشکلی و یا دگرگونی اند. حضور ساختارهای منشوری افقی با سطوح منظم چند وجهی در دایک های تفریتی معمول می باشد چنین ساختارهایی در دایک های با ترکیب لامپروفیر مشاهده نشد. به علاوه، در دایک های لامپروفیری انباشت های مافیک و الترمافیک از با ترکیب کانی های مشابه سنگ میزبان حضور دارند که در دایک های تفریتی مشاهده نشد.

روش کار

شناسایی واحدهای سنگی لامپروفیری با کمک روش های دورسنجی و ترکیب باندی، با کمک تصاویر ماهواره ای انجام شد، و منجر به تفکیک اولیه واحدهای فاقد آلتراسیون و نمونه های تحت اشباع از سیلیس شده است. برداشت های صحرایی و مطالعات پتروگرافی نیز تأیید کننده درستی نتایج بدست آمده از داده های ماهواره ای است که در نهایت منجر به تفکیک واحدهای سنگی آلکالین در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین شناسی لاهورد در این مناطق شده است (Soltanmohammadi et al., 2013). مطالعه سنگ شناسی بیش از پانزده عدد نمونه دارای حداقل آلتراسیون از دایک های لامپروفیری در آزمایشگاه های سنگ شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی و آزمایشگاه علوم زمین تولوز (فرانسه) انجام شده است. ترکیب اکسیدهای اصلی به منظور مطالعه ترکیب کانی پیروکسن در لامپروفیرها، توسط دستگاه الکترون مایکروپروب CamecaX50 با آنالیز نقطه ای ولتاژ ۱۲ Kv و جریان اشعه $nA20$ و زمان ۳۰ ثانیه در پیک ها در آزمایشگاه علوم زمین تولوز، دانشگاه پل ساباتیو انجام شده است. به منظور مطالعه انکلوژیون های مذاب، مقاطع نازک دو طرف صیقل خورده از نمونه های لامپروفیر با توجه به خصوصیات عبور نور کانی کلینوپیروکسن در ضخامت ۱۲۰ میکرومتر در آزمایشگاه آماده سازی نمونه در دانشگاه مونتان لئوبن (اتریش) تهیه شده است. مطالعه ویژگی های انکلوژیون های مذاب با میکروسکوپ Olympus BX60 عدسی شئی با بزرگنمایی ۱۰۰ در آزمایشگاه فلوتید انکلوژیون دانشگاه مونتان لئوبن انجام شده است. ترکیب فازهای مختلف انکلوژیون های مذاب به ترتیب بوسیله اندازه گیری های رامان اسپکتروسکوپی (اسپکترومتر

جدول ۱. درصد اکسیدهای اصلی فنوکریست های کلینوپیروکسن، لامپروفیرهای رشته کوه سلوات.

	M-71	M-71	M-71	M-71	M-71	M-71	M-147	M-147	M-147	M-147	M-147	M-159	M-159	M-159	M-159	M-159
SiO ₂	۵۲/۰	۵۱/۱	۴۹/۴	۵۱/۴	۴۹/۸	۵۱/۲	۵۱/۷	۵۱/۴	۵۱/۶	۵۲/۳	۵۱/۷	۵۰/۶	۴۸/۹	۴۷/۹	۵۰/۹	۵۲/۵
TiO ₂	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۷	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۷	۰/۸	۰/۴	۰/۳
Al ₂ O ₃	۲/۸	۳/۴	۴/۹	۲/۴	۵/۳	۳/۹	۳/۱	۳/۱	۳/۱	۲/۹	۳/۱	۳/۹	۵/۸	۶/۵	۳/۴	۱/۲
Cr ₂ O ₃	۰	۰/۴	۰	۰/۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰	۰	۰/۳	۰/۲
FeO t	۷/۵	۷/۶	۸/۵	۶/۳	۸/۶	۷/۱	۶/۵	۶/۵	۶/۴	۶/۵	۷/۳	۷/۱	۸/۹	۹/۰	۶/۵	۶/۱
Fe ₂ O ₃ (c)	۲/۹	۳/۱	۴/۴	۲/۰	۴/۷	۱/۵	۱/۴	۲/۲	۱/۴	۱/۴	۲/۲	۳/۶	۳/۸	۳/۸	۴/۰	۱/۳
FeO(c)	۴/۶	۴/۵	۱/۴	۴/۴	۳/۹	۵/۶	۵/۱	۴/۴	۵/۰	۵/۱	۵/۰	۳/۵	۵/۰	۵/۳	۲/۵	۴/۸
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
MgO	۱۵/۸	۱۵/۶	۱۴/۵	۱۵/۵	۱۴/۶	۱۴/۳	۱۵/۱	۱۵/۲	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۴/۹	۱۴/۷	۱۲/۶	۱۲/۳	۱۵/۴	۱۵/۷
CaO	۲۲/۱	۲۱/۷	۲۲/۰	۲۳/۳	۲۲/۱	۲۳/۳	۲۳/۰	۲۳/۵	۲۳/۵	۲۳/۵	۲۳/۲	۲۳/۷	۲۳/۵	۲۳/۳	۲۳/۹	۲۳/۴
Na ₂ O	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۱	۰/۱	۰	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰
K ₂ O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱	۰	۰	۰	۰
Sum Ox%	۱۰۰/۱	۱۰۰/۶	۱۰۰/۵	۹۸/۹	۱۰۰/۸	۱۰۰/۴	۹۹/۸	۱۰۰	۹۹/۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۸	۱۰۰	۱۰۰/۱۰	۱۰۰/۴	
<i>Site T</i>																
Si	۱/۹	۱/۹	۱/۸	۱/۹	۱/۸	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۸	۱/۸	۱/۹	۱/۹
Alt	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۰۷
<i>Site M1</i>																
Al ⁶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۷	۰	۰/۰۲
Cr	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe ³⁺	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۴
Fe ²⁺	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۵
<i>Sit M2</i>																
Mn ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۰	۰/۸۶	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۸۴	۰/۸۶
Ca	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۲
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰
Wo(Ca)	۴۶/۴	۴۶/۳	۴۸/۴	۴۷/۲	۴۸/۶	۴۹/۱	۴۷/۹	۴۸/۹	۴۸/۹	۴۸/۳	۴۸/۴	۵۰/۷	۵۲/۳	۵۲/۴	۵۰/۴	۴۷/۸
En(Mg)	۴۶/۱	۴۶/۲	۴۴/۶	۴۵/۶	۴۴/۷	۴۱/۷	۴۳/۸	۴۴/۰	۴۲/۰	۴۳/۴	۴۳/۴	۴۳/۶	۳۹/۰	۳۸/۴	۴۵/۴	۴۴/۷
Fs(Fe2+)	۷/۶	۷/۵	۷/۰	۷/۲	۶/۷	۹/۲	۸/۳	۷/۱	۸/۱	۸/۲	۸/۲	۵/۸	۸/۷	۹/۲	۴/۲	۷/۶
R ⁺³	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۰۷
#Mg	۰/۸۰	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۷۹	۰/۸۰	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۸۲	۰/۸۳



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی (a,b) و یک اسکتر (c,d) از فنوکریست های کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای رشته کوه سلوات. در این تصاویر پهنه بندی شیمیایی نوسانی (a,c) و ساعت شنی (b) در فنوکریست کلینوپیروکسن به خوبی قابل تشخیص می باشد. در تصاویر یک اسکتر (c) پهنه بندی شیمیایی نوسانی با تغییر رنگ تیره و روشن با تغییر تمرکز Fe²⁺, Ca, Al و Ti است، درحالیکه محدوده های تیره بیانگر غنی شدگی در Mg و Si می باشند. حضور انکلوزیون های مذاب چند فاز نیز از مشخصات اصلی این کانی ها است (d).

جدول ۲. درصد اکسید های اصلی فنوکریست کلینوپیروکسن با پهنه بندی شیمیایی نوسانی، در لامپروفیرهای رشته کوه صلوات.

Oscillatory-zoned Cpx Phenocryst

	rime																
SiO ₂	۱۱۹	۴۸/۶	۴۸	۱۵۲	۱۲۳	۱۲۶	۱۲۹	۴۶/۹۵	۴۵/۶	۱۷۸	۱۹۵	۱۲۲	۱۵۶	۴۹/۴	۱۳۳	۱۶۲	۱۸۷
TiO ₂	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۸۹	۰/۹۱	۱/۴	۱/۰۴	۰/۹	۰/۸۳	۱/۰۲	۰/۷۱	۰/۴	۰/۶۲	۰/۹۳	۰/۸۳	۰/۹۵
Al ₂ O ₃	۵۶/۸	۶/۱۳	۵/۷۷	۷/۰۸	۷/۰۸	۷/۱۵	۸/۴۸	۷/۴۶	۶/۴۴	۶/۱۸	۷/۱۴	۵/۹۹	۳/۰۳	۴/۹۲	۷/۰۴	۶/۹۳	۶/۶۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۶	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۳
FeO _t	۶/۵	۷/۳۴	۶/۵	۶/۲۵	۶/۱۳	۵/۹	۶/۸۳	۶/۰۸	۴/۳۲	۶/۷۴	۶/۸	۷/۷۹	۶/۷۹	۶/۶۵	۷/۱۱	۶/۴۹	۶/۸۲
Fe ₂ O ₃ (c)	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱	۲/۶۱
FeO(c)	۳/۸۹	۴/۷۳	۳/۸۹	۳/۶۴	۳/۵۲	۳/۲۹	۴/۲۲	۳/۴۷	۱/۷۱	۴/۱۳	۴/۱۹	۵/۱۸	۴/۱۸	۴/۰۴	۴/۵	۳/۸۸	۴/۲۱
MnO	۰/۳۱	۰/۲	۰/۳۲	۰/۲	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۱۴	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱
MgO	۱/۶۶	۱/۷۵	۱/۰۹	۱/۳۲	۱/۲۹	۱/۵۲	۱/۵۶	۱/۰۵	۱/۶۸	۱/۵۵	۱/۱۸	۱/۵۱	۱/۶۶	۱/۲۱	۱/۹۹	۱/۲۳	۱/۸۸
CaO	۱۲	۱۲	۱۳	۱۲	۱۲	۱۲	۱۰	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۴	۱۳	۱۱	۱۲	۱۱
Na ₂ O	۱/۶۹	۱/۷۲	۱/۲۷	۱/۸۶	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۷۸	۱/۷۲	۱/۱۹	۱/۷۳	۱/۷۴	۱/۲۲	۱/۷۵	۱/۸۱	۱/۵۱	۱/۸۷	۱/۵۲
K ₂ O	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳
Sum Ox%	۱۵	۱۷	۱۰	۱۱	۱۸	۱۳	۱۲	۱۳	۹۸/۷	۱۰۱	۱۵	۱۰۰	۱۸	۱۹	۱۵	۱۹	۹۸/۹
	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱									
Site T																	
Si	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۷	۱/۷	۱/۷	۱/۷	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۹	۱/۸	۱/۸	۱/۸	۱/۸
Alt	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱
Site M1																	
Al ⁶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ³⁺	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲
Fe ²⁺	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۳
Site M2																	
Mn ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰
Mg	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۵۹	۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۸۰	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۷
Ca	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۲	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۵
Na	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Wo(Ca)	۵۳/۴	۵۲/۵	۵۲/۳	۵۴/۴	۵۶/۶	۵۴/۴	۵۶/۹	۵۴/۹	۵۵/۰	۵۳/۴	۵۴/۷	۵۲/۰	۵۰/۱	۵۲/۵	۵۳/۸	۵۴/۴	۵۴/۳
En(Mg)	۳۹/۷	۳۹/۳	۴۰/۹	۳۹/۱	۳۹/۱	۳۹/۸	۳۵/۲	۳۸/۸	۴۱/۸	۳۹/۳	۳۷/۸	۳۹/۰	۴۳/۰	۴۰/۵	۳۸/۲	۳۸/۷	۳۸/۱
Fs(Fe ²⁺)	۶/۹	۸/۲	۶/۸	۶/۵	۶/۳	۵/۹	۷/۹	۶/۳	۳/۲	۷/۳	۷/۵	۹/۱	۶/۹	۶/۹	۸/۰	۶/۹	۷/۶
R ⁺³	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۲
#Mg	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۶۵	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۷۵	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲

مطالعه انکلوژیون های مذاب

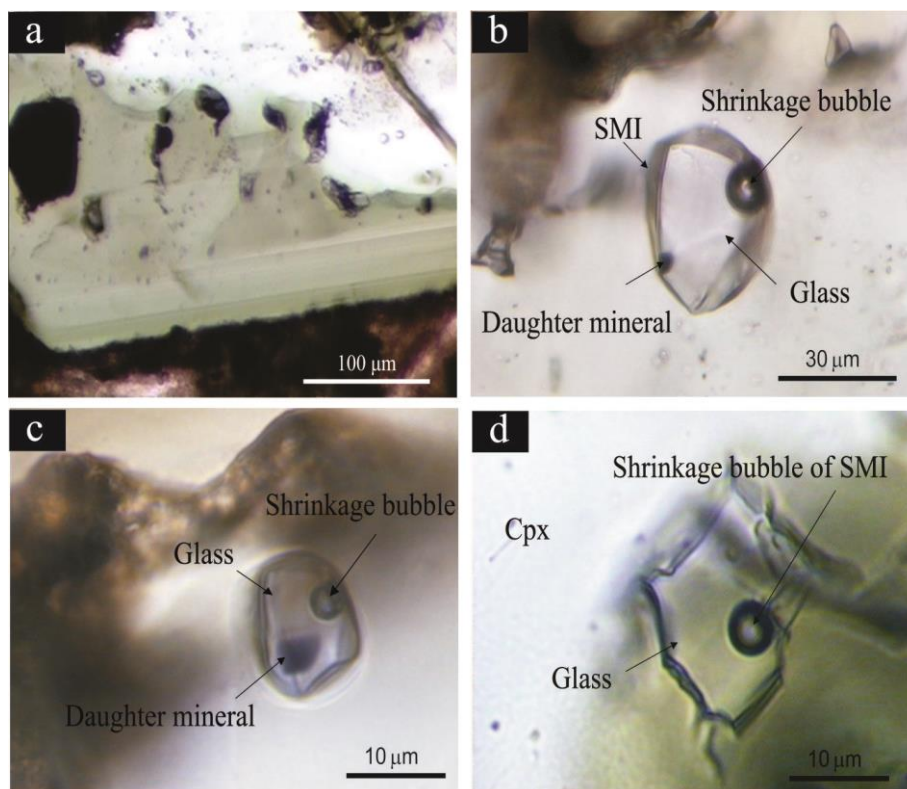
چند تایی در امتداد پهنه بندی های شیمیایی (نزدیک به مرز کانی) در اندازه های ۵ تا ۴۰ میکرومتر مشاهده می شوند (شکل ۳). انکلوژیون های مذاب سیلیکاته مورد بحث غالباً دارای شکل منظم می باشند و از فازهای glass+bubble+ mineral daughter تشکیل شده اند. شیشه با درصد حجمی ۹۰-۸۵، حباب گاز ۱۰-۵ درصد حجمی و کانی ایک حداکثر ۵ درصد حجمی به ترتیب بیشترین تا کمترین حجم فازهای تشکیل دهنده ی انکلوژیون های مذاب را در شرایط دمای اتاق به خود اختصاص می دهند. حجم فاز ایک در تمامی انکلوژیون های مورد مطالعه تقریباً ثابت است، که نشان دهنده حضور کانی دختر می باشد (شکل ۳ b,c). ترکیب فاز شیشه در انکلوژیون های مذاب سیلیکاته با ترکیب کانی کلینوپیروکسن میزبان اندازه گیری شده است. همانطور که در شکل ۶ دیده می شود ترکیب انکلوژیون های

انکلوژیون های مرتبط با ماگما، مانند انکلوژیون های مذاب سیلیکاته در فنوکریست ها، منعکس کننده ویژگی های ماگما می باشند. لازم به ذکر است در این مطالعه، تمرکز بر مطالعه انکلوژیون های مذاب سیلیکاته (silicate melt inclusion) است که به صورت اولیه همزمان با تشکیل کانی محبوس شده اند، انکلوژیون های سیالی (fluid inclusion) که به صورت ثانویه تشکیل می شوند هدف مطالعه حاضر نمی باشند.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی در فنوکریست های کلینوپیروکسن لامپروفیرهای رشته کوه صلوات، انکلوژیون های مذاب به دو صورت مشاهده می شوند. گروه اول بصورت منفرد در سطوح بیرونی کانی و گروه دوم بصورت

SiO₂ (۱۳/۷۲ - ۵۲/۱۹) و مقادیر کم TiO₂ (۰/۱۷ - ۰/۲۰) می باشند (جدول ۳)

مذاب و کلینوپیروکسن میزبان مشابه اند، که بیانگر حضور ترکیب بازالتی تا بازالت آندزیتی در تعادل با کانی میزبان است و دارای مقادیر MgO (۱۳/۹۵ -



شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از آنکلوژیون های مذاب سیلیکاته در میزبان کلینوپیروکسن (a)، در شرایط درجه حرارت اتاق، حاوی فازهای مختلف می باشند. در این تصاویر آنکلوژیون های مذاب به صورت شکل های تقریباً منظم (b) تا انواع نامنظم (d) تا ابعاد ۵۰ میکرومتر قابل مشاهده اند. همانطور که در تصاویر دیده می شود فاز شیشه < گاز > کانی دختر فازهای اصلی تشکیل دهنده می باشند.

جدول ۳. ترکیب اکسیدهای اصلی فاز شیشه آنکلوژیون های مذاب

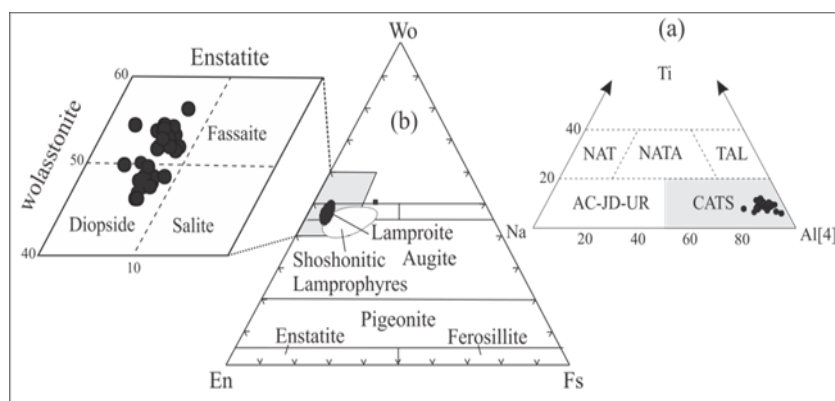
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	FeO	MgO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
La-gi 1	۵۱/۷۶	۲/۱۹	۲۳/۲۹	۰/۵۹	۸/۲۳	۱۳/۷۲	۰/۱۷	۰/۰۵	۱۰۰/۰۰
La-gi 2	۵۱/۷۷	۲/۰۹	۲۳/۴۴	۰/۵۴	۸/۰۱	۱۳/۹۵	۰/۱۷	۰/۰۴	۱۰۰/۰۰
La-gi 3	۵۲/۱۹	۲/۰۱	۲۳/۲۰	۰/۵۱	۸/۰۷	۱۳/۷۸	۰/۲۰	۰/۰۵	۱۰۰/۰۰

عدد منیزیم (۰/۷۱-۰/۸۱)، متغیر Al₂O₃ (۲/۱۱-۸/۴۸) و مقادیر کم TiO₂ (۰/۱۷-۰/۲۰)، Na₂O (<۰/۳۱) و Al₆/Al₄ (<۰/۵) می باشند. بر پایه دیاگرام طبقه بندی Morimoto (۱۹۸۹) کانی کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای مورد مطالعه، ترکیب دیوپسید دارند (شکل ۴) و محدوده پائین و بالای مرز تقسیم ۵۰ درصد ولستونیت گسترش دارند. باید توجه داشت قرار گرفتن برخی از ترکیبات کلینوپیروکسن در مرز بالایی میتواند به دلیل حضور مقادیر بالای ترکیباتی خارج از دیاگرام در این کانی ها باشد. در دیاگرام سه تایی Ti-Na-Al (Papike et al., 1974) تمام کانی های پیروکسن مورد مطالعه در محدوده CAST (Ca-Tschermakite) واقع شده اند (شکل ۴).

مطالعات رامان میکرو اسپکتروسکوپی به منظور تعیین ترکیب فاز گاز در آنکلوژیون سیلیکات های مذاب انجام شد که فاز گازی با قطر تقریبی < ۵ میکرومتر در اکثر آنکلوژیون های مذاب، با ترکیب CO₂ تشخیص داده شده است. همانطور که در تصویر رامان اسپکتروگراف در شکل ۹ دیده می شود پیک های ۱۲۸۶ و ۱۳۸۷/۷ cm⁻¹ معرف حضور گاز CO₂ با چگالی کم است.

شیمی کانی کلینوپیروکسن

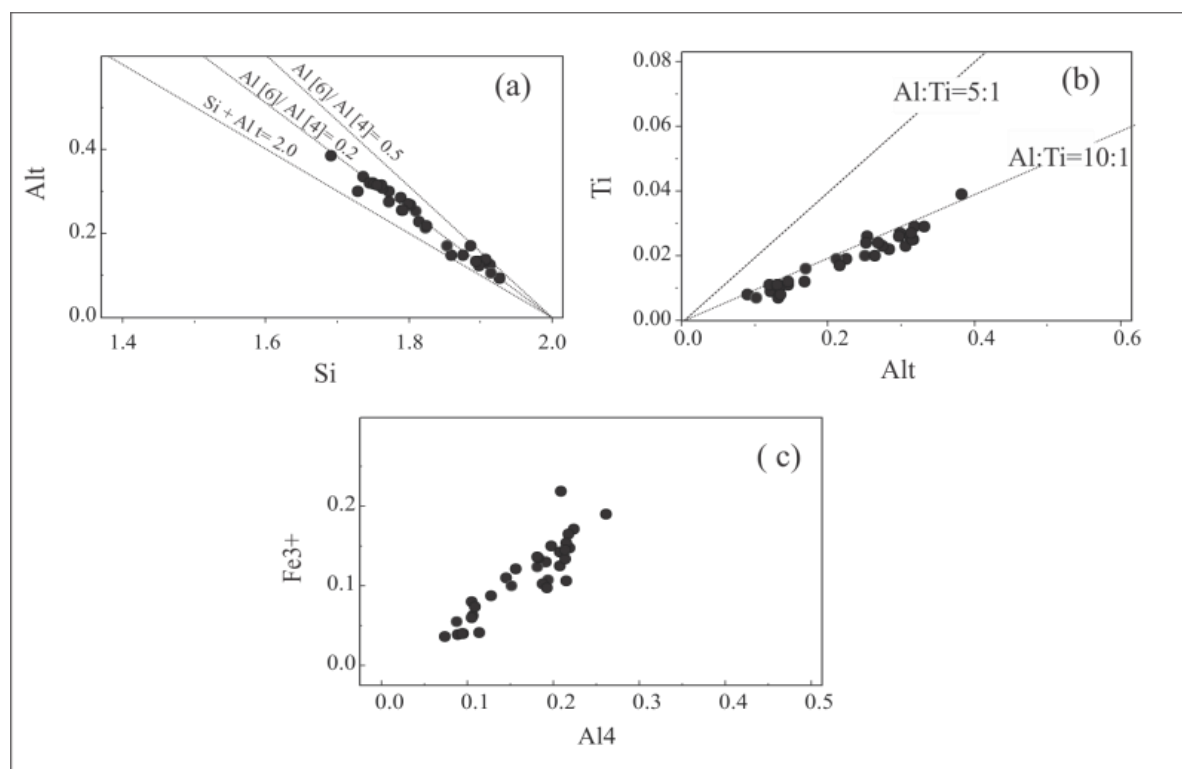
ترکیب اکسیدهای اصلی کانی کلینوپیروکسن و توضیح کاتیون ها در جدول ۱ خلاصه شده است کانی های پیروکسن مورد مطالعه دارای مقادیر نسبتاً بالای



شکل ۴. ترکیب دیوپسیدی فنوکریست های کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای رشته کوه سلوات، در نمودار سه تایی $Ti-Na-Al$ (a) (after Papike et al. 1974) NAT-NaTi_{0.5}SR_{0.5}+2Si₂O₆; NATAL-NaTiSiAlO₆; TAL-CaTiAl₂O₆; CATS-CaAlAlSiO₆ and شرح زیر می باشند: $CaFeAlSiO_6$; Ac-NaFeSi₂O₆; JD-NaAlSi₂O₆; UR-NaCrSi₂O₆ (Morimoto et al., 1989) در نمودار سه تایی $Ca-Mg-Fe$ (b) محدوده های ترکیب کانی کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرهای شوشونیتی و لامپروفیتی (Rock, 1991) به منظور مقایسه مشخص شده اند.

اندازه کافی است و تنها مقادیر اندکی در سایت M1 توزیع شده است که مشابه به کلینوپیروکسن های آلکان پتاسیک شمال شرق ترکیه می باشد (Aydin, 2003; Aydin et al., 2000). در سایت M1 اکثر با توزیع منیزیم و مقادیر اندک Fe^{+2} و R^{+3} ($Al^{6+} + Fe^{+3} + Cr^{+3} + Ti^{+4}$) اشغال شده است (جدول ۱). سایت M2 بیشتر توسط کلسیم (۰/۸۵-۰/۹۵) و کمتر توسط سدیم (<۰/۰۲) اشغال شده است (جدول ۱). در تمامی کانی های کلینوپیروکسن آلومینیوم به میزان کافی برای اشغال کامل سایت T در توازن با Si وجود دارد. تفاوت هایی که در میزان Fe^{+3} مشاهده می شود می تواند در ارتباط با شرایط متفاوت اکسیداسیون و فوگاسیته اکسیژن ماگما باشد.

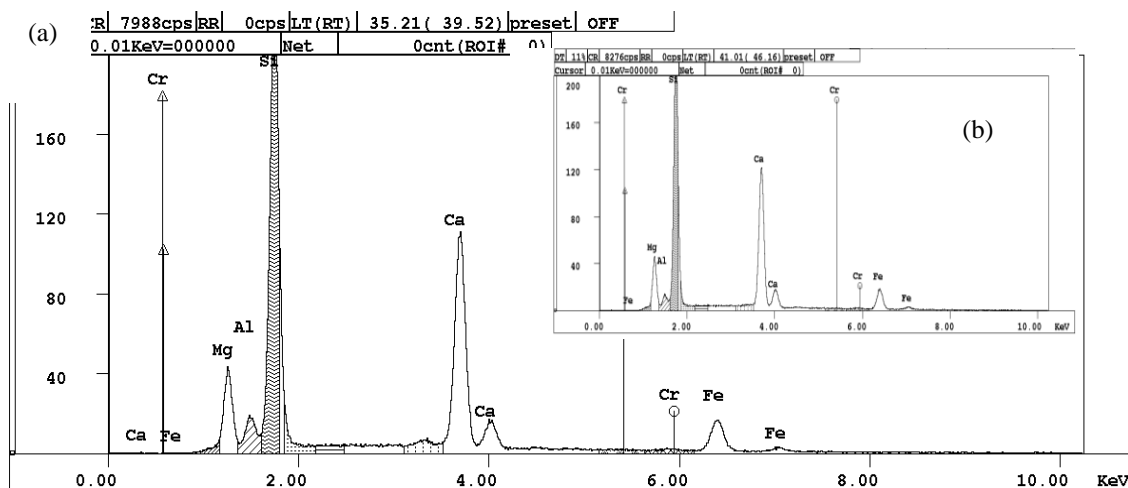
مقدار Al موجود در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در اکثر موارد دارای نسبت $Al^6/Al^4 < 0.5$ می باشند (شکل ۸) و دارای مقادیر کافی برای توازن Si در سایت T می باشند. نسبت Al:Ti در کلینوپیروکسن ها بالاتر از ۱۰:۱ است و دارای ارتباط مستقیم مقدار Fe^{+3} با Al^4 است (شکل ۵) که می تواند منعکس کننده ترکیب تشرمکایت ($CaR^{+3}R^{+3}SiO_6$) به عنوان جزء اصلی باشد. نسبت های بالای Al/Ti (۹/۸-۱۸/۹) و کم Al^6/Al^4 (۰/۴۸-۰/۰۴) با انواع کلینوپیروکسن های کم فشار در سنگ های آذرین مطابقت دارند (Aoki and Shiba, 1973). مقدار کم Na در کلینوپیروکسن ها نیز بیانگر مقدار ناچیز اکمیت در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه است. مقدار Al موجود در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه برای پر کردن سایت T به



شکل ۵. نمودارهای مقادیر Al_i در مقابل Si (a) Ti در مقابل Al_i (b) و Fe^{+3} در مقابل Al⁴ (c)، در نمونه های مورد مطالعه (a.u.f) کاتیون ها در واحد فرمول می باشند.

۸ محدوده تعادل تبادل یونی آهن-منیزیم بین کانی کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی مشخص شده است (Toplis and Carrol, 1995: 0.23 ± 0.05). کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در محدوده تعادل با مذاب قرار میگیرند؛ بدین معنی که ترکیب کانی کلینوپیروکسن مشابه به ترکیب مذاب در برگزیده آن بوده است و ضریب بخشی آهن و منیزیم بین کانی و مذاب در محدوده $0.18-0.28$ قرار داشته است.

مطالعات تجربی بسیاری به محاسبات ضریب بخشی آهن-منیزیم (Kd) بین کانی های کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی پرداخته اند (Grove et al., 1982; Sisson and Grove, 1993; Toplis and Carrol, 1995). در شکل ۸ عدد منیزیم کلینوپیروکسن در مقابل عدد منیزیم ترکیب سنگ کل میزبان ترسیم شده است. بر اساس این دیاگرام تعادل و یا عدم تعادل کانی کلینوپیروکسن با مذاب میزبان مورد بررسی قرار می گیرد. به علاوه، در شکل



شکل ۶. طیف پرتو ایکس پاشنده انرژی (Energy Dispersive Spectroscopy: EDS) مربوط به مذاب شیشه (a) و کلینوپیروکسن میزبان (b) از نمونه دایک های لامپروفیری رشته کوه صلوات.

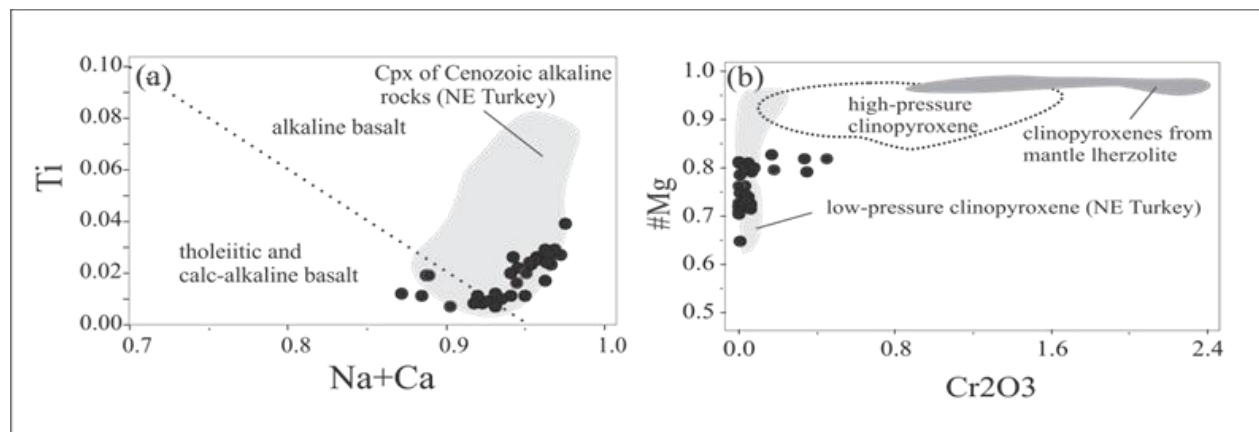
با توجه به نتایج شیمی کانی و سنگ میزبان درجه حرارت نیز بر اساس همین محاسبات تخمین زده شده است.

در نمونه های فاقد پهنه بندی نوسانی فشار و حرارت تخمین شده $1213-1028$ کیلو بار است. در حالیکه، تغییرات ترکیب شیمیایی با توجه به پهنه بندی های شیمیایی تغییراتی در مرکز و حاشیه کانی نشان میدهد. تغییرات اشاره شده در نمونه های با پهنه بندی شیمیایی دارای دامنه وسیعی نمی باشد، محاسبات زمین دما-فشار سنجی نشان میدهد درجه حرارت آغاز تبلور در مرکز بلور $1082-1100$ درجه سانتی گراد و فشار $8/7-11/9$ کیلو بار بوده است و فرایند تبلور تا فشار $11/9-11/6$ کیلو بار و حرارت $1107-1085$ درجه سانتی گراد برای حاشیه کانی ادامه پیدا کرده است. فشار محاسبه شده، عمق تقریبی گوشته بالایی-پوسته تحتانی را برای یک یا چند آشیانه ماگمایی در زیر پوسته پهنه ماگمایی آذربایجان تخمین می زند.

زمین - دما فشار سنجی

کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در محدوده انواع سنگ های آذرین قرار می گیرند (شکل ۷). نسبت کم Al^{6}/Al^{4} بیان گر شرایط کم فشار در زمان تبلور است که متفاوت از انواع زئولیت های مرتبط با گوشته لرزولیتی (Dawson, 1987) و کلینوپیروکسن های فشار بالا (Simonetti et al., 1996) می باشند (شکل ۱۰). کلینوپیروکسن های لامپروفیرهای رشته کوه صلوات، دارای مقادیر بسیار کم Cr_2O_3 ($0/0-0/3$) Al_2O_3 ($<8/48$) و Na_2O ($<0/31$) می باشند.

محاسبات متعددی برای تخمین فشار در کانی کلینوپیروکسن انجام شده است (Putrika et al., 2008; Putrika et al., 2003; Nimis, 1995;) (Dawson, 1987) و (Simonetti et al., 1996) می باشد. در این مطالعه از محاسبات دما-فشار سنجی Putrika (2000; 1999) و همکاران (2003) برای ارزیابی فشار در کلینوپیروکسن ها استفاده شده است،



شکل ۷. (a) نمودار $[Mg/(Mg/Fe^{2+}) \#Mg]$ در مقابل Cr_2O_3 (wt%) کلینوپیروکسن های مورد مطالعه، محدوده های تعریف شده کلینوپیروکسن در لرزولیت گوشته ای و محیط های فشار بالا به ترتیب از (Dawson, 1987) و (Simonetti et al., 1996) می باشد. (b) نمودار Ti در مقابل Na+Ca کانی کلینوپیروکسن (Leterrier et al., 1982) در لامپروفیرهای رشته کوه صلوات، در این نمودار محدوده کلینوپیروکسن های آلکان ترکیه برگرفته از Aydin (2003) می باشد.

بحث ویژگی های پتروژنتیکی کلینوپیروکسن ها

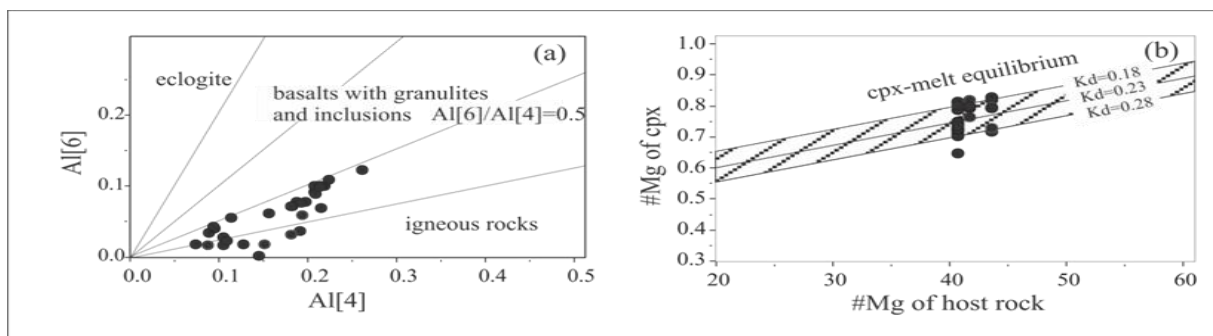
لامپروفیرها گروهی از سنگ های آکالن می باشند که همواره بحث در مورد منشاء تشکیل آنها بحث برانگیز بوده است. این دسته از سنگ ها بر اساس ویژگی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی به پنج گروه لامپروفیرهای کالک آکالن (شوشونیتی)، لامپروفیرهای آکالن، لامپروفیرهای الترامافیک، لامپروفیرهای لامپروفیریتی و لامپروفیرهای کیمبرلیتی تقسیم می شوند (Rock, 1987; 1991) که هر یک ویژگی های کانی شناسی مشخصی دارند. پیروکسن در لامپروفیرها از انواع کلینوپیروکسن اند و اورتو پیروکسن در این سنگ ها نادر است (Rock, 1987). به طور کلی فراوانی کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرها به ترتیب کالک آکالن = آکالن < لامپروفیریت = الترامافیک < کیمبرلیت است (Rock, 1987; Bergman, 1987; Rock, 1991). برپایه دیگرام های طبقه بندی کلینوپیروکسن، ترکیب این کانی در سنگ های لامپروفیری در مرز دیوپسید-اوزیت قرار می گیرند. این در حالی است که، کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرهای کالک آکالن و آکالن دارای غنی شدگی کمتر کلسیم است (شکل ۴). در مقابل، انواع لامپروفیرهای لامپروفیریتی کمترین مقدار غنی شدگی از آهن را دارند. کلینوپیروکسن شاخص در لامپروفیرهای کالک آکالن و لامپروفیریتی، اوزیت دیوپسیدی آلومینیوم-تیتان پائین است، ترکیب آن در لامپروفیرهای آکالن و الترامافیک به سمت ترکیب سالیس آهن-تیتان بالا تغییر می کند (Rock, 1991). کلینوپیروکسن های دیوپسیدی رشته کوه صلوات، بر اساس نمودارهای طبقه بندی انواع لامپروفیرها بر اساس مقدار #Mg در مقابل نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در محدوده مشترک لامپروفیرهای آکالن-الترامافیک-کالک آکالن قرار می گیرند (شکل ۱۰). در حالیکه در نمودار نسبت های MgO/FeO در مقابل $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ در محدوده لامپروفیرهای کالک آکالن واقع شده اند (شکل ۱۰). کانی شناسی لامپروفیرهای رشته کوه صلوات نیز مشابه ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ های آکالن (Aydin, 2003) و لامپروفیرها (Karsli et al., 2014) در شمال شرق ترکیه است که در محدوده انواع کالک آکالن قرار می گیرند (شکل ۷).

دلایل تشکیل پهنه بندی شیمیایی

ظهور پهنه بندی های شیمیایی در کانی کلینوپیروکسن بیشتر در لامپروفیرهای نوع آکالن و الترامافیک معمول می باشد (Dessai et al., 1990). در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه پهنه بندی شیمیایی نوسانی، با تغییر تمرکز زیاد منیزیم و سیلیسیم در مرکز بلور، و کاهش تمرکز عناصر آلومینیوم، آهن و تیتان در حاشیه کانی مشخص می شوند که نشان دهنده پهنه بندی های شیمیایی نوسانی عادی می باشد.

در ادامه بحث فرضیه های احتمالی در ارتباط با فاکتورهای موثر در تشکیل پهنه بندی های شیمیایی نوسانی عادی و ساعت شنی در نمونه های اندازه گیری شده، بررسی می شود. در ضمن فرایند تبلور کانی، تغییرات فشار یکی از دلایل تشکیل پهنه بندی شیمیایی معرفی شده است (Dobosi and Horvath, 1988). همانطور که اشاره شد کلینوپیروکسن های با پهنه بندی شیمیایی نوسانی مطالعه شده، در شرایط فشارهای تقریبی نزدیک به هم تبلور پیدا کرده اند. محاسبات فشار سنجی نیز بیانگر دامنه تغییرات اندک فشار از مرکز تا حاشیه کانی می باشد، بنابراین با وجود دامنه کم تغییرات فشار، این فاکتور نمی تواند نقش اساسی در تشکیل پهنه بندی های شیمیایی داشته باشد. از طرفی، دلایل دیگری نظیر حضور کانی به صورت زون کریست (گوشته ای یا ماگمایی) و یا تاثیر فرایندهای اختلاط ماگمایی نیز می تواند علت تشکیل پهنه بندی های یاد شده باشد (Shaw and Eyzaguirre, 2000). چنانچه کانی به صورت زون کریست تشکیل شده باشد در چنین موردی کانی با مذاب در برگیرنده خود در تعادل نمی باشد. به طور مثال در چنین مواردی حاشیه های واکنشی و یا تحلیل رفته تشکیل می شوند. مطالعه شواهد بافتی و شیمی کانی در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه نشان می دهد؛ علاوه بر آنکه کانی کلینوپیروکسن ترکیب مشابهی را در تمام نمونه های مختلف دارد (شکل ۴) که خود بیانگر شباهت پتروژنتیکی کلینوپیروکسن در نمونه های مختلف اندازه گیری شده است، با مذاب در برگیرنده خود نیز در تعادل می باشد (شکل ۸) و احتمال تشکیل آن ها به صورت زون کریست و یا در اثر فرایند اختلاط ماگمایی بعید است.

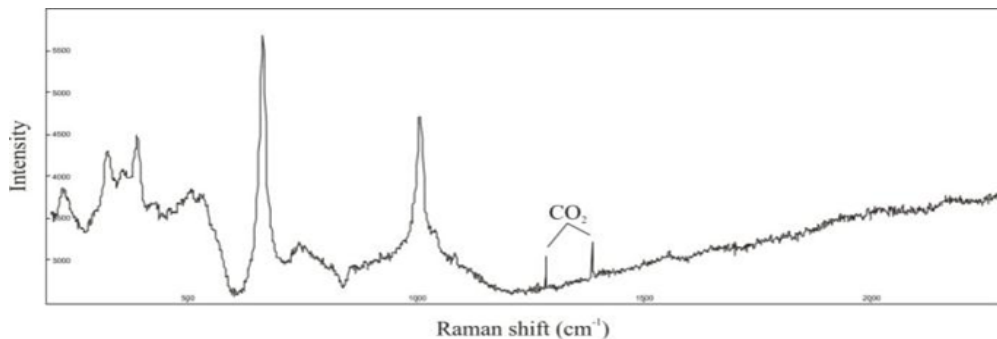
از طرفی تشکیل پهنه بندی شیمیایی ساعت شنی در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه مشاهده شده است. علت تشکیل پهنه بندی های ساعت شنی فاکتور کنتیکی معرفی شده است که تحت تاثیر فرایند های انتشار و جذب سطحی در سطوح کریستالین می باشند (Shimizu, 1981; Watson and Liang, 1995) و از نشانه های عدم تعادل به دلیل تغییرات سرعت تبلور است. به عقیده Rock (۱۹۹۱) مجموعه کانی هایی که به صورت پارائنز در لامپروفیر دیده می شود به صورت همزیست نمی باشند چرا که به طور همزمان می توان کانی های غنی از منیزیم و درجه حرارت بالا را در کنار کانی های غنی از پتاسیم-سدیم حرارت پائین مشاهده کرد. بنابراین پیش از آنکه تبلور در لامپروفیرها توسط واکنش های ترمودینامیکی کنترل شود تحت تاثیر کینتیک است و باید در نظر داشت در کلینوپیروکسن های با پهنه بندی شیمیایی ساعت شنی تغییر شرایط فیزیکی و یا ترکیب مذاب نمی توانسته منجر به تشکیل به چنین پهنه بندی هایی شود.



شکل ۸. نمودار Al^6 در مقابل Al^4 کلینوپیروکسن های مورد مطالعه، مزره های جداکننده کلینوپیروکسن در اکلوژیت، گرانولیت و انکلوزیون بازالت و سنگ های آذرین بر اساس Aoki and Shiba (۱۹۷۳) است. (b) مقدار #Mg محاسبه شده از کانی کلینوپیروکسن در مقابل #Mg از سنگ میزبان ($100 * \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$) لامپروفیرهای رشته کوه صلوات. محدوده هاشور خورده بیانگر محدوده تعادلی کلینوپیروکسن و ترکیب میزبان است ($\text{FeO} = 0.85 * \text{Fe}_2\text{O}_3$). مقدار K_d ($\text{Fe}^{Mg} K_{d \text{ min/liquid}}$) بر گرفته از Toplis and Carrol (۱۹۹۵) است.

رامان اسپکتروسکوپی در آنکلوژیون های مورد مطالعه بیانگر حضور فاز گاز CO_2 در آنکلوژیون های سیلیکاته مورد بحث است. حضور گازهای فرار نظیر CO_2 می تواند علت صعود و فوران ماگما محسوب شوند (Spera, 1984; Lowenstern, 2003) که صرف نظر از محلول یا خروجی بودن این گازها، به شدت بر روانروی و چگالی ماگما تاثیر بگذارد. بنابراین، حضور فاز گازی می تواند یکی از پارامترهای موثر در صعود ماگمای سازنده لامپروفیرهای رشته کوه سلوات باشد.

در مورد تشکیل فاز CO_2 در نمونه های مورد مطالعه دو فرض را میتوان در نظر گرفت: در زمان تشکیل فاز مذاب به صورت یک فاز ناهمگن به تله افتاده باشد. یا اینکه عدم اختلاط مذاب و ترکیبات O-C در شرایطی همزمان با تبلور کانی کلینوپیروکسن وجود داشته است، در نهایت در جریان از دست دادن حرارت کلی سیستم، بخش مذاب در آنکلوژیون های مذاب از گاز اشباع شده و به صورت فاز گاز CO_2 تشکیل شده است. در هر صورت هر یک از دو فرض نیازمند حضور ترکیبات کربن دار در ماگما سازنده این سنگ ها می باشد.



شکل ۹. اسپکتروگراف نمونه از کانی کلینوپیروکسن میزبان آنکلوژیون های مذاب، پیک های CO_2 مربوط به فاز گازی در شرایط دمایی آزمایشگاهی است.

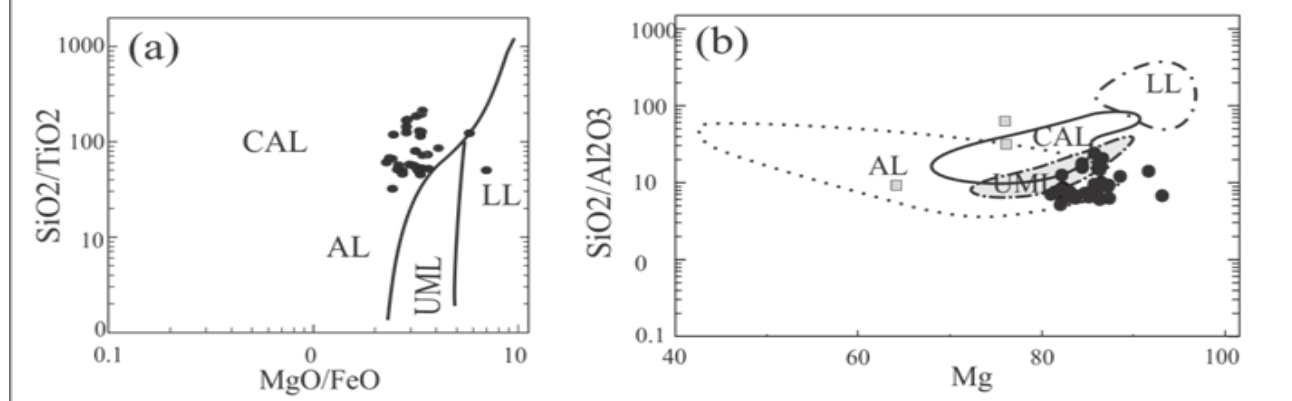
ها نیز ویژگی لامپروفیرهای کالک آلکان (شوشونیتی) را تایید میکند (Rock, 1991).

هرچند سنگ های غنی از طلا مانند لامپروفیرها همراه با کانی زایی طلا می باشند، اما باید توجه داشت که در سنگ های لامپروفیری به شدت توسط فرایند های تکنیکی کنترل می شود (Wyman and Kerrich, 1988) تشکیل لامپروفیرهای کالک آلکان می تواند ناشی از فرایند فرورانش قبلی و مشتقات آن باشد که منبع سازنده این دسته از سنگ ها را تحت تاثیر قرار داده است و منجر به تشکیل ماگمای شوشونیتی شده باشد (Rock, 1991). براساس مطالعاتی که در انواع سری های آلکان پتاسیک در مدیترانه شرقی (Karsli et al., 2014; Shafaii moghadam et al., 2013; Aghazadeh et al. 2011, Aghazadeh et al. 2010 Castro et al., 2013) و لامپروفیرها (Karsli et al., 2014) صورت گرفته است، نقش منبع لیتوسفری که تحت تاثیر مشتقات فرورانش متاسوماتیسم بوده است در تشکیل این دسته از سنگ ها اثبات شده است.

کربناته می باشند (Wyman and Kerrich, 1988) بنابراین با توجه به آنچه بیان شد می توان گفت ماهیت ماگمای تشکیل دهنده لامپروفیرهای رشته کوه سلوات، دارای مقادیر بالایی از فاکتورهای متاسوماتیسم کننده گوشته ای است که مستعد حمل طلا می باشند.

مطالعه آنکلوژیون ها یکی از کارآمدترین روش ها برای بدست آوردن شاهدهی بر حضور سیستم های سیال در گوشته فوقانی است (Roedder, 1984; Anderson and Neumann, 2001). مطالعات زیادی به منظور حضور سیال آب انجام شده است اما اطلاعات کافی از حضور سیال دی اکسید کربن و تاثیر آن در پریدوتیت گوشته ای در دسترس نیست. به طور کلی آنکلوژیون های سیالی که در شرایط گوشته ای محبوس شده اند عمدتاً حاوی CO_2 می باشند (Szabó; Roedde, 1965; Török and de Vivo, 1995; and Bodnar, 1996; Metrich et al., 1999; Andersen and Neumann, 2001; Guilhaumou et al., 2005; Frezzotti and Peccerillo, 2007) حضور مستقیم سایر سیالات مانند H_2O , H_2S ، ندرتا گزارش شده اند. بر خلاف شواهدی مانند؛ حضور فازهای آبدار متاسوماتیک (آمفیبول و میکا) و ندرتا کانی های بدون فاز آبدار که محتوی مقادیر جزئی H_2O ppm ۱۰۰ در ساختار خود اند، شاهد دیگری که منعکس کننده حضور آب در بخش های عمیق لیتوسفری است، وجود ندارد (Roedder, 1965; Török and de Vivo, 1995 Guilhaumou et al., 2005; Frezzotti and Peccerillo, 2007). همانطور که اشاره شد، مطالعات

حضور فاز گاز یادشده می تواند دلیلی بر شرایط غیر قابل اختلاط در ماگمای سیلیکاته با ترکیبات کربن دار مانند ماگمای کربناتیتی، آلیش پوسته ای ضمن صعود و یا فرایند های متاسوماتیسم باشد (Roedder, 1965; Andersen and Neumann, 2001). از طرفی، فرضیات مختلفی در مورد منشأ ماگمای تشکیل دهنده انواع مختلف لامپروفیرها ارائه شده است مهمترین آن ها ماگمای آلکان شوشونیتی است که معمولاً از ذوب گوه گوشته ای منشأ میگیرد و طی فرایند های آب زدایی در فرایند فرورانش تحت تاثیر سیالات، رسوبات مشتق شده از صفحه فرو رونده و لیتوسفر فوقانی متاسوماتیسم شده است (e.g; Rock, 1991, 1987). بر این اساس مذاب تشکیل دهنده لامپروفیرها میتواند از ذوب بخشی لیتوسفر گوشته ای تحت قاره ای (Subcontinental lithospheric mantle) که قبلاً از عناصر ناسازگار غنی شده است، تشکیل شود. از طرفی، بنابر نتایج بدست آمده از شیمی کانی کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای رشته سلوات، ترکیب کلینوپیروکسن های مطالعه شده مشابه به ترکیب کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرهای کالک آلکان است. به علاوه حضور فلدسپار در خمیره این سنگ Ishimaru و همکاران (2009, 2011) معتقد است مذاب سیلیکاته مشتق شده از گوشته که غنی از گوگرد و یا سیالات است، میزبان خوبی برای تمرکز طلا و عناصر گروه پلاتین محسوب می شود. به طوریکه متاسوماتیسم ناشی از فاکتور سیال/مذاب با گوشته را به عنوان عامل اصلی غنی شدن گوشته فوقانی از فازهای گازی می داند. از طرفی مذاب لامپروفیری که غنی از H_2O , CO_2 , F, Ba, Rb است حامل مناسبی برای طلا محسوب می شود (Rock, et al., 1988) به طوریکه لامپروفیرهای همراه طلا معمولاً دارای فازهای



شکل ۱۰. نمودارهای دو تایی نسبت های $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ در مقابل MgO/FeO (a) و $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل Mg (b) در کلیتوپیروکسن های لامپروفیرهای رشته کوه سلوات. در این نمودارها محدوده های انواع مختلف لامپروفیر بر اساس Rock (۱۹۹۱) است. CAL; calc alkaline lamprophyres. AL; alkaline lamprophyres. UML; ultramafic lamprophyres. LL; lamproitic lamprophyres

نتیجه گیری

ماهیت ماگمای آلكالین می باشد. به علاوه حضور فازهای گازی نقش متاسوماتیسم گوشته ای را در تشکیل این دسته از سنگ ها قوت می بخشد که منبع گوشته ای تشکیل دهنده این سنگ ها تحت تاثیر فاکتورهای متاسوماتیسم کننده (سیالات) بوده است. که با توجه به منشاء گوشته فوقانی برای این دسته از سنگ ها، کاربرد مطالعه حاضر در تفسیرهای پترولوژیکی امروزی که مرتبط با فرایند های گوشته فوقانی است از اهمیت ویژه ای برخوردار است. از طرفی، تمرکز فاز گازی CO_2 و عناصری مانند LILE بیانگر ویژگی های لامپروفیرهای انواع کوهزایی است که دارای ترکیباتی مشابه به ژئوشیمی نهشته های طلا دار است. بنابراین نتایج مطالعه حاضر در شناسایی مذاب تشکیل دهنده این سنگ ها به عنوان پتانسیل های حمل کننده عناصر اقتصادی، از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

دایک های لامپروفیری مورد مطالعه در میزان برش های تفریتی سنزوتیک (پالئوسن- ائوسن؟) تزریق شده اند. خصوصیات سنگ شناسی آن ها تفات آشکاری با انواع سنگ های آلكالین در این منطقه دارد. دایک های لامپروفیری در رشته کوه سلوات مشخصات انواع لامپروفیرهای کالک آلكالین را دارند. ترکیب انکلوژیون های مذاب در فنوکریست کلیتوپیروکسن بیانگر ترکیب مذاب اولیه تشکیل دهنده این سنگ ها و ماهیت غنی از مواد فرار آن می باشد که در ابتدای فرایند تبلور در داخل کانی میزان حبس شده اند. حضور فاز گاز CO_2 در زمان تشکیل کانی کلیتوپیروکسن، نقش آن در تسریع صعود ماگما را قوت می بخشد و در نهایت تشکیل پهنه بندی های شیمیایی در این دسته از سنگ ها بیانگر شرایط کننتیکی و سرعت صعود ماگما به دلیل فازهای گازی و

منابع

- Aghazadeh. M., Castro. A., Badrzadeh. Z., Vogt. K., 2011, Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran, Geological Magazine, Vol: 148, p: 980-1008.
- Aghazadeh. M., Castro. A., Omrani. N.R., Emami. M.H., Moivaziri. H., Badrzadeh. Z., 2010, The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran, Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 38, p: 199-219.
- Aoki. K., Shiba. I., 1973, Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan, Lithos, Vol: 6, p: 41-51.
- Alberti. AA., Comin-Chiaramonti. P., Dibattistini. G., Nicoletti. M., Petrucciani. C., Siniqoi. S., 1976, Geochronology of the eastern Azarbaijan volcanic plateau (north- west Iran). Rendiconti della Societa Italiana di Mine et Petr, Vol: 32, p: 579-589.
- Andersen. T., Neumann. E.R., 2001, Fluid inclusions in mantle xenoliths, in Fluid Inclusion Studies-Principles and Applications, edited by T. Andersen, M.L. Frezzotti and E. Burke, Lithos, Vol: 55, p: 301-320.
- Aydin. F., 2003, Değirmendere Vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) Vulkanitlerinin Mineral Kimyası, Petrolojisi and Petrojenezi [Mineral Chemistry, Petrology and Petrogenesis of the Değirmendere Valley Volcanics (Trabzon-Esiroğlu, NE-Turkey)]. PhD Thesis, Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey.
- Aydin. F., Karsli. O., Sadiklar. M.B., 2000, Petrologic significance of the complexly zoned clinopyroxenes in the volcanic rocks from Eastern Pontides (NE-Turkey), Beihefte zum European Journal of Mineralogy, Vol: 12, p: 5.
- Azimzadeh. A. M., Soltanmohammadi. A., Bakker. R. J., Rahgoshay M., 2013, Study of Silicate Melt Inclusions in Lamprophyre Dykes from Salavat Mountain, Azarbaijan Magmatic Plateau, NW IRAN. 22nd meeting of the European Current Research on Fluid Inclusions, Abstract book, p: 181-182.
- Babakhani. A.R., Lesquier. J.L., Rico. R., 1990, Geological map of Ahar quadrangle (scale 1:250,000). Geol Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Bergman. S.C., 1987, Lamproites and other potassium-rich igneous rocks A review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In Alkaline Igneous Rocks, (Eds.) Fitton, J.G and Upton, B.G.J. Geological Society Special Publication, No: 30, p: 103-190.

- Bernard-Griffiths. J., Fourcade. S., Dupuy. C., 1991, Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination process and source characteristics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol: 103, p: 190–199.
- Castro. A., Aghazadeh. M., Badrzadeh. Z., Chichorro. M., 2013, Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, *Lithos*, Vol: 180-181, p :109-127.
- Dawson. J.B., 1987, Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and 'flushed' lherzolites, In: Menies, M.A., Hawkesworth, C.J. (eds), *Mantle Metasomatism*, Academic Press, London, p: 125–144.
- De Vivo. B., Bodnar. R.J., 2003, *Melt inclusions in volcanic systems : methods, applications and problems*, Amsterdam , Elsevier, P: 258.
- Dessai. A.G., Rock. N.M.S., Griffin. B.J., Gupta. D., 1990, Mineralogy and petrology of some xenolith bearing alkaline dykes associated with Deccan magmatism, south of Bombay, India. *Eur. J. Miner.*, Vol: 2, p: 667-85.
- Dobosi. G., Horvarth. I., 1988, High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda mountains, Hungary, *Neues Jahrbuch, Fur Mineralogie Abhandlungen*, Vol: 158, p: 241–256.
- Duggan, M. B. and Jaques, A. L., 1996, Mineralogy and geochemistry of Proterozoic shoshonitic lamprophyres from the Tennant Creek Inlier, Northern Territory. *Aust. Journal of Earth Science*, Vol: 43, p: 269–278.
- Frezzotti. M.L., Peccerillo. A., 2007, Diamond-bearing COHSfluids in the mantle beneath Hawaii, *Earth and Planetary Science Letters*, No: 262, p: 273–283
- Grove. T.L., Gerlach. D.C., Sando. T.C., 1982, Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No: 80, p: 160– 182.
- Guilhaumou. N., Sautter. V., Dumas. P., 2005, Synchrotron FTIR microanalysis of volatiles in melt inclusions and exsolved particles in ultramafic deep-seated garnets, *Chemical Geology*, Vol: 223, No: 1–3, p: 82–92.
- Hidas. K., Guzmics. T., Szabó. C., Kovács. I., Bodnar. R. J., Nédli.Z., Vaccari. L., Perucchi. A., 2010, Coexisting silicate melt inclusions and H₂O-bearing, CO₂-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary), *Chemical Geology*, Vol: 274, p: 1–18.
- Ishimaru, S., Arai, S., Shukuno, H., 2009, Metal-saturated peridotite in the mantle wedge inferred from metal-bearing peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 284, p: 352-360.
- Ishimaru, S., Arai, S., 2011, Possible high-PGE-Au silicate melt/aqueous fluid in mantle wedge: Inferred from Ni metasomatism in Avacha peridotite xenolith, *Goldschmidt 2011 conference*, No: 1087.
- Karsli. O., Dokuz. A., Kaliwoda. M., Uysal. I., Aydin. F., Kandemir. R., Fehr. K., 2014, Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment, *Lithos*, Vol: 196-197, p: 181-197.
- Leterrier. J., Maury. R.C., Thonon. P., Girard. D., Marchal. M., 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 59, p: 139–154.
- Le Maitre. R.W., 2002, *Igneous Rock: A Classification and Glossary of Terms*, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, p: 236.
- Lowenstern. J.B., 2003, Melt inclusions come of age: Volatiles, Volcanoes, and Sorby's Legacy, In: B. De Vivo and R.J. Bodnar (eds). *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. *Developments in Volcanology* 5, Elsevier Press, Amsterdam, p: 1-22.
- Metrich. N., Schiano. P., Clocchiatti. R., Maury. R.C., 1999, Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines), *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 167, No: 1–2, p: 1–14.
- Moayyed. M., Moazzen. M., Calagari. A.A., Jahangiri. A., Modjarrad. M., 2008, Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implication for deep mantle metasomatism, *Chemie der Erde Geochem*, Vol: 68, p: 141–154.
- Morimoto. N., 1989, Nomenclature of pyroxenes, *Canadian Mineralogy*, Vol: 27, p: 143-156.
- Nimis. P., 1995, A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modelling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 121, p: 115–125.
- Nimis. P., 1999, Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks: Part 2 structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 135, p: 62–74.
- Nimis. P., 2000, CpxBar-Excel version program, Available from <http://dmp.unipd.it/Nimis/researche.html>.
- Papike. J.J., Cameron. K.L., Baldwin. K., 1974, Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geology Society of America*, Vol: 6, p: 1053–1054.
- Putirka. K., Ryerson. F.J., Mikaelian. H., 2003, New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene+liquid equilibria. *Am. Mineral*, Vol: 88, p: 1542-1554.
- Putirka. K.D., 2008, Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka. K.D., Tepley. F., (Eds.), *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol: 69, p: 61-120.
- Rock. N.M.S., 1991, *Lamprophyres*, Thomson Litho Ltd, East Kilbride, p:285.

- Rock, N.M.S., Groves, D., 1988, Do lamprophyres carry gold as well as diamonds?. *Nature*, Vol: 332, p: 253-255.
- 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*, Geological Society Special publications, Vol: 30, p: 191–226.
- Roedder, E., 1965, Liquid CO₂ inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts, *American Mineralogist*, Vol: 50, No: 10, p: 1746–1782.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Vol: 12, p: 1–646.
- Szabó, Cs., Bodnar, R.J., 1996, Changing magma ascent rates in the Nögrad-Gömör volcanic field, Northern Hungary/Southern Slovakia: evidence from CO₂-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths., *Petrologiya*, Vol: 4, No: 3, p: 240–249.
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A., Arai, S., 2013, Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish–Iranian High Plateau, *Gondwana Research*, Vol: 26, p: 1028-1050.
- Shand, P., Gaskarth, J. W., Thirlwell, M. F. and Rock, N. M. S., 1994, Late Caledonian lamprophyre dyke swarms of Siuth-Eastern Scotland, *Mineralogy and Petrology* Vol: 51, p: 277–298.
- Spera, F.J., 1984, Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 88, p: 217-232.
- Soltanmohammadi, A., Rahgoshay, M., Zadsaleh, M., 2013, Detection of silica-undersaturated igneous rocks by using remote sensing techniques: a case study in the Salavat Mountain, NW of Iran, 4th ISGC, abstract book, p: 135.
- Soltanmohammad, A., Rahgoshay, M., Ceuleneer, G., Gregoire, M., Benoit, M., 2014, Metasomatism in the Subcontinental Lithospheric Mantle beneath Azarbayjan Magmatic Plateau, NW Iran: Evidence from potassic lamprophyres from the Salavat range, *Goldschmidt 2014*, abstracts No: 2349.
- Shaw, C.S.J., Eyzaguirre, J., 2000, Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany, *Lithos*, Vol: 50, p: 75–95.
- Shimizu, N., 1981, Trace element incorporation into growing augite phenocrysts, *Nature*, Vol: 289, p: 575–577.
- Simonetti, A., Shore, M., Bell, K., 1996, Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing, *Canadian Mineralogist*, Vol: 34, p: 411–421.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993, Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 113, p: 143–166.
- Torabi, G., 2011, Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust, *Journal Petrology*, Vol: 19, p: 675-689.
- Török, K., de Vivo, B., 1995, Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from the Balaton Highland, Western Hungary. *Acta Vulcanologica*, Vol: 7, p: 277–284.
- Toplis, M.J., Carro, M.R., 1995, An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems, *Journal of Petrology*, Vol: 36, p: 1137–1170.
- Watson, E.B., Liang, Y., 1995, A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks, *American Mineralogist*, Vol: 80, p: 1179–1187.
- Woolley, AR., Bergman, SC., Edgar, A., Lebas, MJ., Mitciell, RH., Rock, NMS., Scott Smith, BH., 1996, Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks, *Canadian Mineralogy*, Vol: 34, p: 175-186.
- Wyman, D., Kerrich, R., 1988, Lamprophyres a source of gold, *Nature*, Vol: 332, p: 209-210.