شماره ۱۶	،٩۴	تابستان
----------	-----	---------

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته



مطالعه شیمی کانی و انکلوزیون های مذاب در فنوکریست های کلینوپیروکسن و کاربرد آن در تفسیرهای

پترولوژیکی و کانه زائی: مطالعه موردی دایک های لامپروفیری درشمال غرب ایران

اعظم سلطان محمدى

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 زادہ

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

تاريخ دريافت: ٩٣/١٢/٢٧ تاريخ پذيرش ٩۴/٢/٨

azamsoltanmohammadi@gmail.com

چکیدہ

لامپروفیرهای کالک آلکالن ارتباط زمانی مشخصی با کانی زایی طلا دارند. در دایک های لامپروفیری کالک آلکالن در رشته کوه صلوات، شمال غرب ایران انکلوزیون های مذاب چند فازی 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 آلکالن است. مطالعات رامان اسپکتروسکوپی نیز بیانگر حضور فاز گازی نظیر CO2 در انکلوزیون های مورد مطالعه است. مجموع نتایج بدست آمده از شیمی کانی و مطالعات انکلوزیون های مذاب، نشان دهنده نقش اساسی سیالات و فرایند متاسوماتیسم در منشاء ماگمای سازنده سنگ های لامپروفیری رشته کوه صلوات است. مطالعات انکلوزیون های مذاب، نشان دهنده نقش اساسی سیالات و فرایند متاسوماتیسم در منشاء ماگمای سازنده منگ های لامپروفیری رشته کوه صلوات است. مطالعه حاضر کاربرد مهمی در تفسیر فرایندهای مرتبط با گوشته فوقانی دارد که در تحولات ماگمای آلکالن،

كلمات كليدى: فازگازى CO₂ ، كلينوپيروكسن، انكلوزيون مذاب، متاسوماتيسم، لامپروفير

مقدمه

لامپروفیرها به خصوص انواع کالک آلکالن، یکی از انواع سری های ماگمایی شناخته شده ويـژه منـاطق كـوهزايي انـد (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) دارنـد (,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 بر خوردار است. لامپروفیرها دسته ای از سنگ های آتشفشانی آلکالن 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 لامپروفيرها عموما ماگماي اوليه مشتق شده از گوشته در نظر گرفته شده است (Bernard-Griffiths et) گوشته در نظر گرفته شده است (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 انکلوزیـون هـایی که در زمان تشکیل فنوکریست ها محبوس شده اند حاوی اطلاعات بـا ارزشـی در ارتباط با طبيعت ماگماي مادر، تركيب گاز، شرايط تبلور، فوگاسيته اكسيژن

و سایر فرایندها در حین تکامل ماگما می باشند (, 2003). در نتیجه در مطالعات مرتبط با منشاء ماگما، انکلوزیون های مذاب 2003). در نتیجه در مطالعات مرتبط با منبع گوشته ای می باشند، منعکس سیلیکاته در سنگ هایی که مرتبط با منبع گوشته ای می باشند، منعکس e.g Hidas). تحقیق حاضر، برای نخستین بار به کاربرد مطالعه انکلوزیون های مذاب سیلیکاته در فنوکریست های کلینوپیروکسن دایک های لامپروفیری رشته کوه صلوات پرداخته است. ضمن مطالعه انکلوزیون 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، عمدتا 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) (Torabi, 2011) و ایران مرکزی (Torabi, 2011) گزارش شده اند. پهنه ماگمایی آذربایجان- ترکیه یکی از پهنه های ماگماتیسم آلکالن 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

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

غربی به مجموعه فعالیت های ماگمایی جوانتر پلیوکواترنر سبلان منتهبی می الترامافيك كمپلكس الله يارلو (كرتاسه فوقانى؟) و رسوبات فليش ماننـد اليگـو-میوسن دشت مغان رشته کوه صلوات را محصور کرده اند (شکل ۱). نـوار چـین خورده رسوبات دشت مغان، پهنه ماگمایی آذربایجان را از فررفتگی کورا- خـزر جدا می کند. نوار ماگمایی البرز در غـرب و آنـاتولی در شـرق، پهنـه ماگمـایی آذربایجان را به سایر فعالیت های ماگماتیسم 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 ميزبان تفريتي را قطع كرده 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؛ على رغم آنكه هردوگره سنگي ياد شده به شدت پورفیریتیک می باشند، دایک های لامپروفیری فنوکریست های مافیک در یک خمیره ریز بلور سیاه رنگ پراکنده شده اند. ایـن درحـالی اسـت کـه، در دایـک های تفریتی خمیرہ متوسط بلور و به رنگ سبز تیـرہ مـی باشـند. فنوکریسـت 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 الترامافیک 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 تایید کننده درستی نتایج بدست آمده از داده های ماهواره ای است که در نهایت منجر به تفکیک واحدهای سنگی آلکالن در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ نقشه زمین شناسی لاهرود 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 الكترون مايكروپروب CamecaX50 با آناليز نقطه اي ولتـا(Kv۱۲ و جريـان اشعه nA۲۰ و زمان ۳۰ ثانیه در پیک ها در آزمایشگاه علوم زمین تولوز، دانشگاه پل ساباتیه انجام شده است. به منظور مطالعه انکلوزیون های مذاب، مقاطع نازک دو طـرف صـیقل خـورده از نمونـه هـای لامپروفیـر بـا توجـه بـه 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 انکلوزیون های مذاب با میکروسکوپ Olympus BX60 عدسے شئی با بزرگنمایی ۱۰۰ در آزمایشگاه فلوئید انکلوزیون دانشگاه مونتان لئوبن انجام شده است. ترکیب فازهای مختلف انکلوزیون های مذاب به ترتیب بوسیله اندازه گیری های رامان اسپکتروسکوپی (اسپکترومتر

تابستان ۹۴، شماره ۱۶

شود (شکل Babakhani et al., 1990؛۱). در شـمال، واحـدهای مافیـک-کونفکـال رامـان-LABRAM, ISA Jobin Yvon) و الکتـرون مـایکروپروپ دستگاه Rate Jobin Yvon ای ولتـاژ Superprobe Jeol JXA 8200 و جریان اشعه ۸۱۰ و زمان ۱۵ ثانیه در پیـک هـا در دانشـگاه مونتـان لئـوبن بدست آمده است. تصاویر بک اسکتر از انکلوزیون های به وسیله همان دسـتگاه تهیه شده است.

يتروگرافي لامپروفيرها

حضور کانی های مافیک مانند میکا، آمفیبول وکلینوپیروکسن از مشخصات يتروگرافي لامپروفير مي باشد. (;Woolly et al ,1996 ;) لامپروفير مي باشد. Rock, 1991). لامپروفیرهای مورد مطالعه در رشته کوه صلوات به شدت پورفیریتیک 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 (۷-۳۰mm)، میکا (۵۰mm) و کمتر آمفیبول به ترتیب فراوانترین فنوکریست های مافیک می باشند (شکل۲). 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 (شکل۳a,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 پوئیکیلتیک، حضور انکلوزیون های مذاب سیلیکاته از مشخصات فنوكريست هاى كلينوپيروكسن در لامپروفيرهاى رشته كوه صلوات مى باشد.(2013, Azimzadeh et al).



شکل۱. موقعیت نقشه زمین شناسی ساده از محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ لاهرود با تعییرات از(Babakhani et al., 1990)، در این نقشه موقعیت دایک های لامپروفیری نسبت به سایر واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه مشخص شده است.

بالتأدشية بالمراجع

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

جدول ۱. درصد اکسیدهای اصلی فنوکریست های کلینوپیروکسن، لامپروفیرهای رشته کوه صلوات.																
	M-71	M-71	M-71	M-71	M-7 1	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	41/4	۵۱/۴	۴٩/٨	۵۱/۲	۵۱/۷	۵۱/۴	۵۱/۶	۵۲/۳	۵۱/۷	۵۰/۶	۴۸/۹	41/9	۵۰/۹	۵۲/۵
TiO ₂	٠/۴	٠/۴	• /Y	٠/٢	• /Y	٠/۴	۰/٣	۰/٣	٠/۴	٠/٣	٠/۴	• /۶	• /Y	۰/٨	٠/۴	۰/٣
Al_2O_3	۲/٨	٣/۴	۴/۹	۲/۴	۵/۳	٣/٩	٣/١	٣/١	٣/١	۲/٩	٣/١	٣/٩	Δ/A	۶/۵	٣/۴	1/2
Cr_2O_3	•	٠/۴	·	۰/۵	•	•	•	•	•	۰/۱	۰/۱	٠/٢	•	•	۰/٣	٠/٢
FeO t	٧/۵	٧/۶	Λ/Δ	۶/۳	٨/۶	٧/ ١	۶/۵	۶/۵	۶/۴	۶/۵	٧/٣	٧/١	٨/٩	٩/٠	۶/۵	۶/۱
$Fe_2O_3(c)$	۲/۹	٣/١	۴/۴	۲/۰	۴/۷	۱/۵	١/۴	۲/۲	۱/۴	۱/۴	۲/۲	٣/۶	٣/٨	٣/٨	۴/۰	١/٣
FeO(c)	۴/۶	۴/۵	1⁄4	۴/۴	٣/٩	۵/۶	۵/۱	۴/۴	۵/۰	۵/ ۱	۵/۰	۳/۵	۵/۰	۵/۳	۲/۵	۴/۸
MnO	٠/٢	٠/٢	٠/٢	۰/٣	٠/٢	•/١	•	۰/۱	۰/۱	۰/۱	٠/٢	• / \	• / ١	٠/١	• / ١	• / ١
MgO	۱۵/۸	۱۵/۶	۱۴/۵	۱۵/۵	۱۴/۶	۱۴/۳	۱۵/۱	۱۵/۲	۱۴/۸	Δ/τ	14/9	۱۴/۷	۱۲/۶	۱۲/۳	۱۵/۴	۱۵/۷
CaO	22/1	۲۱/۷	۲۲/۰	۲۳/۳	22/1	۲۳/۳	۲۳/۰	۳۳/۵	۳۳/۵	۳۳/۵	۲۳/۲	۲۳/۷	۳۳/۵	۳۳/۳	۲۳/۹	۲۳/۴
Na ₂ O	۰ /٣	٠/٢	۰/٣	٠/٢	٠/۴	•/١	• / \	•	۰/۱	۰/۱	۰/۱	٠/٢	۰/٣	٠/٢	• / \	·
K ₂ O	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	• / ١	•	•	•
Sum Ox%	1 • 1/1	۱۰۰/۶	۱۰۰/۵	१८/१	۱۰۱/۸	۱۰۰/۴	१९/٨	۱	१९/१	١٠١	1.1	١٠١	١٠٠/٨	1	۱۰۱/۰	۱۰۰/۴
Site T																
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	•/١١	•/١٣	•/\\	•/•٩	۰/۱۹	•/\\	•/•٩	•/\\	•/\•	•/•٩	•/\\	۰/۱۵	۰/۱۹	•/٢٢	•/1۵	•/•٧
Site M1																
Al ^o	•/•٢	•/•٢	۰/۰۳	•/•٢	•/•۴	۰/۰۵	•/•۴	۰/۰۳	•/•۴	۰/۰۳	•/•٢	•/•٢	•/•۶	•/•Y	•	•/•٢
Cr	•	•/• ١	•	•/• ١	•	•	•	•	•	•	•	•/• ١	•	•	•/•)	•/• ١
Fe ³⁺	•/•٨	۰/۰۹	•/17	•/•۶	۰/۱۳	•/•۴	•/•۴	•/•۶	•/•۴	•/•۴	•/•۶	•/١•	•/\\	•/\\	•/١١	•/•۴
Fe ²⁺	•/1۴	•/1۴	•/١٣	•/1۴	•/1٢	•/\\Y	•/1۶	•/١٣	•/1۶	•/1۶	•/\۵	•/١١	•/1۶	•/1۶	•/•٨	•/١۵
Sit M2																
Mn ²⁺	•/• ١	•/• ١	•/• ١	•/• ١	•/• ١	•	•	•	•	•	•/• ١	•	•	•	•	•
Mg	۰/ <i>۸۶</i>	۰/۸۵	•/X•	۰/۸۶	•/ \ •	• /YX	۰/۸۳	•/84	•/٨٢	۰/۸۳	۰/۸۲	•/ \ •	• / Y •	•/۶A	۰/۸۴	۰/٨۶
Ca	۰/ <i>۸۶</i>	۰/ <i>۸۶</i>	• /AY	۰/۸۹	۰/۸۶	•/٩٢	٠/٩١	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۲	٠/٩١	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	•/٩٢
Na	•/•٢	•/•٢	•/•٢	• / • ١	•/•٣	•/• \	•/• ١	•	•/• ١	•/• ١	•/• ١	•/• ١	•/•٢	•/• ١	•/• ١	·
Wo(Ca)	48/4	۴۶/۳	۴۸/۴	۴۷/۲	۴۸/۶	46/1	۴۷/۹	۴۸/۹	۴۸/۹	۴۸/۳	۴۸/۴	۵۰/۷	۵۲/۳	۵۲/۴	۵۰/۴	۴٧/٨
En(Mg)	48/1	48/2	44/8	۴۵/۶	۴۴/۷	۴۱/۲	۴۳/۸	۴۴/۰	۴۳/۰	477/4	42/4	43/8	۳٩/٠	۳۸/۴	۴۵/۴	۴۴/۷
Fs(Fe2+)	٧/۶	۷,۵	٧/٠	٧/٢	۶/۷	٩/٢	٨/٣	٧/١	٨/١	٨/٢	λ/۲	Δ/λ	A/Y	٩/٢	۴/۲	۷/۶
R^{+3}	٠/١١	٠/١٣	٠/١٧	۰/۰۹	٠/١٩	•/\\	۰/۰۹	٠/٠٩	٠/٠٩	•/•٨	•/\•	٠/١۴	•/\٨	•/٢•	٠/١٣	•/•Y
#Mg	•/ .	٠/٧٩	۰/۲۶	٠/٨٢	۰/۷۶	• /YA	۰/۸۱	٠/٨١	٠/٨١	۰/۸۱	۰/۲۹	•/ .	۰/۷۳	٠/٧٢	۰/۸۲	۰/۸۳



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی (a,b) و بک اسکتر (c,d) از فنوکریست های کلینوپیروکس در لامپروفیرهای رشته کوه صلوات. در این تصاویر پهنه بندی شیمیایی نوسانی (a,c) و ساعت شنی (b) در فنوکریست کلینوپیروکسن به خوبی قابل تشخیص می باشد. در تصاویر بک اسکتر (c) پهنه بندی شیمیایی نوسانی با تغییر رنگ تیره و روشن با تغییر تمرکز Fe⁺², Ca, Al و Ti است، درحالیکه محدوده های تیره بیانگر غنی شدگی در Mg وS می باشند. حضور انکلوزیون های مذاب چند فازی 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.

						(Oscillat	tory-zo	ned Cp	ox Pher	nocryst						
	rime																rime
SiO	/19	۴۸/۶	/۴۸	/۵۲	/۲۳	/۲۶	/۲۹	48/90	40/8	/Υλ	/۹۵	/۲۲	/۵۶	49/4	/۳۳	/88	/٨٧
5102	۴۸		۴۸	41	41	41	۴۵			41	49	۴۸	۵١		41	41	48
TiO ₂	۰/٨۶	۰/۸۵	•/9۴	۰/٩۶	۰/٨٩	۰/۹۱	1/14	1/•۴	٠/٩	۰/٨٣	۱/۰۲	• /Y)	۰/۴	•/87	۰/۹۳	۰/٨٣	۰/۹۵
Al_2O_3	۵۶/۸	۶/۱۳	Δ/VV	γ/•۸	٧/•٨	۷/۱۵	٨/۴٨	۷/۴۶	8/44	۶/۱۸	۷/۱۴	۵/۹۹	٣/•٣	4/92	۲/۰۴	۶/۹۳	8184
Cr_2O_3	۰/۰۴	•/•۴	۰/۰۵	•/•٢	•/•,۶	•	•/• ١	•	•/•۶	•/•۶	•	•/•٣	•/•٨	•/• ١	•	•	• / • ٣
FeO _t	۶/۵	۷/۳۴	۶/۵	۶/۲۵	۶/۱۳	۵/۹	۶/۸۳	۶/۰۸	۴/۳۲	۶/۷۴	۶/٨	۲/۷۹	۶/۷۹	۶/۶۵	٧/١١	۶/۴۹	۶/۸۲
$Fe_2O_3(c)$	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)	٣/٨٩	۴/۷۳	٣/٨٩	٣/۶۴	۳/۵۲	٣/٢٩	4/22	۳/۴۷	١/٧١	4/13	4/19	۵/۱۸	۴/۱۸	4/•4	۴/۵	۳/۸۸	۴/۲۱
MnO	۰/۳۱	٠/٢	۰/۳۲	٠/٢	٠/١٣	•/٣٢	۰/۳۲	٠/١٩	٠/١٧	٠/٢٩	٠/١۴	۳۳/	•/٣٢	۰/۲۳	٠/١۴	٠/١۴	٠/١
MgO	188	/۷۵	/•٩	/۳۲	/29	/۵۲	/۵۶	۸ • ۵	/ ۶ λ	/۵۵	11/4	/۵١	188	/۲۱	/٩٩	/۳۳	/AA
MgO	17	١٢	۱۳	17	11	11	١.	١٢	11	11	11/1	11	14	١٣	11	11	11
CaO	/89	/٧٢	/۲۷	/እ۶	/٨٣	/84	/YX	/٧٢	/19	/٣	/٧۴	/۲۲	/Υ۵	/٨١	/۵۱	/λγ	/۵۲
	74	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	٢٣	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	٢٣
Na_2O	•/٢٧	•/\\Y	• /٣	•/٢٨	۰/۲۵	•/٢١	•/٣۴	•/٢٣	•/٢۴	•/١۵	•/٢٨	•/1۵	•/٢١	•/٢٧	•/٢٨	•/٢٧	•/٢٧
K_2O	•	•/•٢	•/• ١	•/• ١	·	·	•	•	·	•/• \	·	•/• ١	•/•٢	•/•٢	·	•/• \	•
Sum Ox%	/۵	/Y	/•	/\	۸/	/٣	/٢	/٣	٩٨/٧	۱۰۱	/۵	۱۰۰	/٨	/٩	/۵	/٩	٩٨/٩
Site T	,	,	1.1	11	1.1	1.1		1.1			,		,	,	,	,	
Sile I	١/٨	١/٨	١/٨	١/٨	١/٨	1/Y)/Y	\/Y	\/Y	١/٨	١/٨	١/٨	۱/۹	١/٨	١/٨	١/٨	١/٨
	•/\\	•/\9	•/\\	•/٣١	•/77	•/77	•/78	•/٣٣	•/51	• / •	•/77	•/19	•/\\	•/18	•/٣١	•/٣١	•/51
Alt	, 10	11.	, 17	711	,	,	, , ,	,	,	/ 1	711	713	,	, , ,	, , , ,	,	1.1
Site M1																	
Al^6	•/•¥	•/•٨	•/•Y	•/١•	•/١•	•/١•	٠/١٢	•/11	٠/•٩	•/•٨	•/ \ •	•/•٨	•/•٢	•/•۶	•/ \ •	•/١•	٠/• ٩
Cr									•								
Fe ³⁺	۰/۱۴	•/\•	٠/١۴	۰/۱۴	۰/۱۵	•/1٧	٠/١٩	٠/١٧	•/٢٢	۰/۱۵	۰/۱۵	•/١•	•/•Y	•/1٢	۰/۱۳	۰/۱۴	٠/١٢
Fe ²⁺	•/1٢	۰/۱۵	•/1٢	•/\)	·/\)	•/\•	٠/١٣	•/11	۰/۰۵	٠/١٣	٠/١٣	۰/۱۶	۰/۱۳	٠/١٣	۰/۱۴	•/15	٠/١٣
Sit M2																	
Mn ²⁺	•/• 1	•/• 1	۰/۰۱	•/• 1		•/• 1	•/•1	•/•1	•/• 1	•/• ١	•/• 1	•/• ١	•/•1	•/•)			
Mg	•/٧•	•/Y•	٠/٧٢	•/88	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۵۹	• 188	۰/۲۲	۰/۶۹	• 188	• /Y •	•/٨٠	۰/۲۳	•/۶V	۰/۶۸	•/ % Y
Ca	٠/٩۴	٠/٩۴	٠/٩٢	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۵	٠/٩۴	•/9۴	•/9۴	۰/۹۵	۰/۹۳	٠/٩۴	•/9۴	•/9۴	۰/۹۵	۰/۹۵
Na	•			•	•	•			•	•	•	•		•	•	•	•
Wo(Ca)	۵۳/۴	۵۲/۵	۵۲/۳	۵۴/۴	58/8	۵۴/۴	۵۶/۹	54/9	۵۵/۰	۵۳/۴	۵۴/۷	۵۲/۰	۵۰/۱	۵۲/۵	۵۳/۸	۵۴/۴	۵۴/۳
En(Mo)	۳٩/٧	٣٩/٣	4.19	٣٩/١	٣٩/١	٣٩/٨	۳۵/۲	۳۸/۸	۴۱/۸	٣٩/٣	۳٧/٨	٣٩/٠	۴٣/۰	۴۰/۵	۳۸/۲	۳λ/γ	۳۸/۱
$F_{s}(Fe^{2+})$	۶/٩	٨/٢	۶/٨	۶/۵	۶/۳	۵/۹	٧/٩	۶/٣	٣/٢	٧/٣	γ/Δ	۹/۱	۶/٩	۶/۹	٨/٠	۶/۹	٧/۶
13(10)			, ,,,,			<i>w</i> ¹ ,	., .		.,,	.,,	.,.	., ,	,,,,		••1		.,,
R ⁺³	٠/٢	٠/٢	٠/٢	٠/٣	٠/٣	٠/٣	٠/۴	۰/٣	۰/٣	٠/٣	٠/٣	٠/٢	٠/١	٠/٢	۰/٣	٠/٣	٠/٢
#Mg	٠/٧٣	٠/٧۴	٠/٧۴	۰/۷۳	٠/٧٢	٠/٧٢	•/80	•/Y1	٠/٧٢	• /Y)	• /Y •	۰/۷۳	۰/ ۸ ۰	۰/۲۵	• /Y)	٠/٧٢	• /٧٢
0																	

مطالعه انكلوزيون هاي مذاب

انکلوزیون های مرتبط با ماگما، مانند انکلوزیون های مذاب سیلیکاته در فنوکریست ها، منعکس کننده ویژگی های ماگما می باشند. لازم به ذکر است در این مطالعه، تمرکز بر مطالعه انکلوزیون های مذاب سیلیکاته (silicate در این مطالعه، تمرکز بر مطالعه انکلوزیون های مذاب سیلیکاته (silicate مذاب سیلیکاته مخان می ای مدان با تشکیل کانی محبوس شده اند، انکلوزیون 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، انکلوزیون های مذاب به دو صورت مشاهده می شوند. گروه اول بصورت منفرد در سطوح بیرونی کانی و گروه دوم بصورت

چند تایی در امتداد پهنه بندی های شیمیایی (نزدیک به مرز کانی) در اندازه های ۵ تا ۴۰ میکرومتر مشاهده می شوند (شکل۳). انکلوزیون های مذاب سیلیکاته مورد بحث غالبا دارای شکل منظم می باشند و از فازهای معرمی ۹۰–۸۵ ،حباب گاز ۱۰–۵ درصد حجمی و کانی ایک حداکثر ۵ درصد حجمی ۹۰–۸۵ ،حباب گاز ۱۰–۵ درصد حجمی و کانی ایک حداکثر ۵ درصد انکلوزیون های مذاب را در شرایط دمای اتاق به خود اختصاص می دهند. محجم فاز ایک در تمامی انکلوزیون های مورد مطالعه تقریبا ثابت است، که نشان دهنده حضور کانی دختر می باشد (شکل ۳ b,c). ترکیب فاز شیشه در انکلوزیون های مذاب سیلیکاته با ترکیب کانی کلینوپیروکسن میزبان اندازه انکلوزیون های مذاب سیلیکاته با ترکیب کانی کلینوپیروکسن میزبان اندازه گیری شده است. همانطور که در شکل ۶ دیده می شود ترکیب انکلوزیون های



لجله زمين شناسي كاربردي ييشرفته

مجله زمين شناسي كاربردي ييشرفته

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



تابستان ۹۴، شماره ۱۶ ۱۳/۷۲) SiO₂ (۱۳/۷۲ - ۵۱/۷۶) و مقادیر کم SiO₂ (۱۳/۷۲ می باشـند (جدول ۳)



شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از انکلوزیون های مذاب سیلیکاته در میزبان کلینوپیروکسن (a). در شرایط درجه حرارت اتاق، حاوی فازهای مختلف می باشند. در این تصاویر انکلوزیون های مذاب به صورت شکل های تقریبا منظم (b) تا انواع نا منظم (b) 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.

مذاب	های	انكلوزيون	شيشه	فاز	اصلى	کسیدهای	. ترکيب ا	جدول ۳
------	-----	-----------	------	-----	------	---------	-----------	--------

	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	22/28	۰/۵۹	۸/۲۳	۱۳/۷۲	•/14	•/•۵	۱۰۰/۰۰
La-gi 2	۵۱/YY	۲/•۹	22/46	۰/۵۴	٨/• ١	۱۳/۹۵	•/14	•/•۴	۱··/· ·
La-gi 3	۵۲/۱۹	۲/۰۱	۲۳/۲۰	• / ۵ N	٨/•٧	١٣/٧٨	•/٢•	•/•۵	۱۰۰/۰۰

مطالعات رامان میکرو اسپکتروسکوپی به منظور تعیین ترکیب فاز گاز در انکلوزیون سیلیکات های مذاب انجام شد که فاز گازی با قطر تقریبی <۵ میکرومتر در اکثر انلکوزیون های مذاب، با ترکیب CO_2 تشخیص داده شده است. همانطور که درتصویر رامان اسپکتروگراف در شکل ۹ دیده می شود پیک های ۱۲۸۶ و ۱۳۸۷/ 1 ۱۳۸۷/ معرف حضور گاز CO_2 با چگالی کم است.

شيمى كانى كلينو پيروكسن

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

عدد منیزیم (۰/۷۱-۰/۸۱)، متغیر Al₂O₃ (۸۱/۸–۲/۱۱) و مقادیر کم TiO₂ (<//٢) Na₂O (<//٢) می باشند. بر پایه دیاگرام (۵/۰/۰) می باشند. بر پایه دیاگرام طبقه بندی Morimoto (۱۹۸۹) کانی کلینوپیروکسن در لامپروفیرهای مورد مطالعه، ترکیب دیوپسید دارند (شکل۴) و محدوده پائین و بالای مرز تقسيم ۵۰ درصد ولاستونيت گسترش دارند. بايد 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 تـایی -Ti Papike et al., 1974) Na-Al) تمام کانی های پیروکسن مورد مطالعه در محدوده Ca-Tschermakite) CAST) واقع شده اند (شكل۴).

دانگادشهدتدان ابواز

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

AI[4]



En

شكل ۴. تركيب ديوپسيدى فنوكريست هاى كلينوپيروكسن در لامپروفيرهاى رشته كوه صلوات، در نمودار سه تايى ^[4] Ti-Na-Al (^{4]} (a) (after Papike et al. 1974) Ti-Na-Al (^{4]} (a) نوشتارهاى اختصارى به شرح زير مى باشند: NAT-NaTi0.5R0.5+2Si₂O₆; NATAL-NaTiSiAlO₆; TAL-CaTiAl₂O₆; CATS-CaAlAlSiO₆ and; نوشتارهاى اختصارى به شرح زير مى باشند: CaFeAlSiO₆ and در نمودار سه تايى (b) (Morimoto et al., 1989) Ca-Mg-Fe. در نمودار سه تايى CaFeAlSiO₆; Ac-.NaFeSi₂O₆; JD-NaAlSi₂O₆; UR-NaCrSi₂O₆ كلينوپيروكسن در انواع لامپروفيرهاى شوشونيتى و لامپروئيتى (Rock, 1991)، به منظور مقايسه مشخص شده اند.

Fs

مقدار AI موجود در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در اکثر موارد دارای نسبت AI⁶/AI⁴ > ۵/۰ می باشند (شکل۸) و دارای مقادیر کافی AI برای توازن SI در سایت T می باشند. نسبت AI:Ti در کلینوپیروکسن ها بالاتر از ۱۰:۱ است و دارای ارتباط مستقیم مقدار ^{Fe+3} با Al⁴ است (شکل۵) که می تواند منعکس کننده ترکیب تشرماکیت (Al⁷⁺³R⁺³SiO₆) به عنوان جزء اصلی باشد. نسبت های بالای Al/Ti (Al/۱۰–۹) و کم Al⁶/Al⁶ Al⁶⁺-۰ ۱۰٬۴۰) با انواع کلینوپیروکسن های کم فشار در سنگ های آذرین مطابقت دارند (Aoki and Shiba, 1973). مقدار کم Na در کلینوپیروکس ها نیز بیانگر مقدار ناچیز اکمیت در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه است. مقدار Al موجود در کلینوپیروکس های مورد مطالعه برای پرکردن سایت T به

اندازه کافی است و تنها مقادیر اندکی در سایت M1 توضیع شده است که مشابه به کلینوپیروکسن های آلکالن پتاسیک شـمال شـرق ترکیـه مـی باشـد (Aydin, 2003; Aydin et al., 2000). در سایت M1 اکثـرا بـا توضیع (Aydin, 2003; Aydin et al., 2000) منیزیم و مقـادیر انـدک $Fe^{+2} = Fe^{+3} + Cr^{+3} + Ti^{+4}$ و $Fe^{+3} + Fe^{+3} + Cr^{+3} + Ti^{+4}$ و کمتر شده است (جدول ۱). سایت M2 بیشتر توسط کلسیم (۵۰/۰۹–۰۸/۵) و کمتر توسط سدیم (۲۰/۰۶) اشغال شده است (جـدول ۱). در تمامی کانی هـای توسط سدیم (۲۰/۰۶) مشغال شده است (جـدول ۱). میزان Sager مشاور کمتر می این این Sager مشاور کانی مای توسط سدیم (۲۰/۰۶) ان کانی در توان Sager کانی (۲۰ می این Sager Sa



شکل ۵. نمودارهای مقادیر Alt در مقابل Ti (a) Si در مقابل b) Alt (b) Al (c) Al⁴ در مقابل c) Al⁴ در نمونه های مورد مطالعه (a.u.f) کاتیون ها در واحد فرمول می باشند.

مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته



مطالعات تجربی بسیاری به محاسبات ضریب بخشی آهن- منیزیم (Kd) بین کانی های کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی پرداخته اند (,Kd) (Kd) (Kd) (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

تابستان ۹۴، شماره ۱۶

۸ محدوده تعادل تبادل یونی آهن-منیزیم بین کانی کلینوپیروکسن و مذاب بازالتی مشخص شده است (Toplis and Carrol, 1995؛۰/۲۳۰±۰/۰۵). کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در محدوده تعادل با مذاب قرار میگیرند؛ بدین معنی که ترکیب کانی کلینوپیروکسن مشابه به ترکیب مذاب در برگیرنده آن بوده است و ضریب بخشی آهن و منیزیم بین کانی و مذاب در محدوده ۲۰/۸–۰/۱۸ قرار داشته است.



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.

زمین- دما فشار سنجی

کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در محدوده انواع سنگ های آذرین قرار می گیرند (شکل ۷). نسبت کم Al⁶/Al⁴ بیان گر شرایط کم فشار در زمان تبلور است که متفاوت از انواع زنولیت های مرتبط با گوشته لرزولیتی (, Dawson) می (Simonetti et al., 1996) و کلینوپیروکسن های فشار بالا (Simonetti et al., 1996) می باشند (شکل ۱۰). کلینوپیروکسن های لامپروفیرهای رشته کوه صلوات، دارای مقادیر بسیار کم Cr₂O₃ (۲/۰۰–۰/۳) (۸/۴۸) و Na₂O) و (۸/۴۸) می

محاسبات متعددی برای تخمین فشار در کانی کلینوپیرکسن انجام شده است Putrika et al., 2008; Putrika et al., 2003; Nimis, 1995;) Putrika . در این مطالعه از محاسبات دما- فشار سنجی Putrika و همکاران (۲۰۰۳) برای ارزیابی فشار در کلینوپیروکسن ها استفاده شده است،

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 ۱۲۱۳ -۱۰۲۸ و ۹/۴–۱/۷ کیلوبار است. درحالیکه، تغییرات ترکیب شیمایی 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 ۱۰۸۲–۱۱۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱۸/۸–۱۱/۹ کیلوبار بوده است و فرایند تبلور تا فشار –۱۱/۹–۱۱/۶ کیلوبار و حرارت ۱۱۸۹ ماگمایی در زیر پوسته پهنه ماگمایی آذربایجان تخمین می زند.



شکل۷. (a) نمودار [Mg/(Mg/Fe⁺²) در مقابل Cr₂O₃ ((wt%) کلینوپیروکسن های مورد مطالعه، محدوده های تعریف شده کلینوپیروکسن در لزرولیت 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., 1992) در لامپروفیرهای رشته کوه صلوات، در این نمودار محدوده کلینوپیروکسن های آلکالن ترکیه برگفته از Aydin) می باشد.

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

دانتگاه شهد جمران ابواز

بحث ویژگی های پتروژنتیکی کلینوپیروکسن ها

لامپروفیرها گروهی از سنگ های آلکالن 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 ژئوشیمایی به پنج گروه لامپروفیرهای کالک آلكالن (شوشونيتي)، لامپروفيرهاي آلكالن، لامپروفيرهاي الترامافيك، لامپروفیرهای لامپروئیتی و لامپروفیرهای کیمبرلیتی تقسیم می شوند (Rock, 1987; 1991) که هریک 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 لامپروفيرها به ترتيب كالـك ألكـالن = ألكـالن> لامپروئيت=الترامافيـك> كيمبرليت است (Rock, 1987; Bergman, 1987; Rock, 1991). برپایه دیاگرام های طبقه بندی کلینوپیروکسـن، ترکیـب ایـن کـانی در سـنگ های لامپروفیری در مرز دیوپسید- اوژیت قرا می گیرند. این درحالی است که، کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرهای کالک آلکالن و آلکالن دارای غنی شدگی كمتر كلسيم است (شكل ۴). درمقابل، انواع لاميروفيرهاي لاميروئيتي كمترين مقدار غنی شدگی از آهن را دارند. کلینوپیروکسن شاخص در لامپروفیرهای كالك آلكالن و لامپروئيتي، اوژيت ديوپسيدي آلومينيوم- تيتان پائين است، ترکیب آن در لامپروفیرهای آلکالن و الترامافیک به سمت ترکیب سالیت آهن-تيتان بالا تغيير مي كند (Rock, 1991). كلينوپيروكسن هاي ديوپسيدي رشته کوه صلوات، بر اساس نمودارهای طبقه بندی انواع لامپروفیرها بـر اسـاس مقـدار Mg# در مقابـل نسـبت SiO₂/Al2O₃ در محـدوده مشـترک لامپروفیرهای آلکالن-الترامافیک- کالک آلکالن قرار میگرند (شکل ۱۰). در حالیکه در نمودار نسبت های MgO/FeO در مقابل SiO/TiO₂ در محدوده لامپروفیرهای کالک آلکالن واقع شده اند (شکل ۱۰). کانی شناسی لامپروفیرهای رشته کوه صلوات نیز مشابه ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ هاى آلكالن (Aydin, 2003) و لامپروفيرها (Karsli et al., 2014) در شمال شرق ترکیه است که در محدوده انواع کالک آلکالن قرار می گیرند (شكل ۷).

دلایل تشکیل پهنه بندی شیمیایی

ظهور پهنه بندی های شیمیایی در کانی کلینوپیروکسن بیشتر در لامپروفیرهای نوع آلکالن و الترامافیک معمول می باشد (,Dessai et al. (1990). در کلینوپیروکسن های مورد مطالعه پهنه بندی شیمیایی نوسانی، با تغییر تمرکز 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.

تابستان ۹۴، شماره ۱۶

در ادامه بحث فرضیه های احتمالی در ارتباط با فاکتورهای موثردر 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 كه اشاره شد كلينوپيروكسن هاى با پهنه بندى 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 مركز تا حاشيه كاني مي باشد، بنابراين با وجود دامنه كم تغييرات فشار، اين فاکتور نمی تواند نقش اساسی در تشکیل پهنـه بنـدی هـای شـیمیایی داشـته باشد. از طرفی، دلایل دیگری نظیر حضور کانی به صورت زنوکریست (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 زنوکریست 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 برآنکه کانی کلینوپیروکسن ترکیب مشابهی را درتمام نمونه های مختلف دارد (شکل۴) که خود بیانگر شباهت پتروژنتیکی کلینوپیروکسن در نمونه های مختلف اندازه گیری شده است، با مذاب در برگیرنده خود نیز در تعادل می باشد (شکل۸) و احتمال تشکیل آن ها به صورت زنوکریست 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 فاکتورکنتیکی معرفی شده است. علت تشکیل پهنه بندی های انتشار و جذب سطی در سطوح کریستالین می باشند (Katson and) انتشار و جذب سطی در سطوح کریستالین می باشند (Liang, 1981; Watson and است. به عقیده Nock) و از نشانه های عدم تعادل به دلیل تغییرات سرعت تبلور است. به عقیده Nock (۱۹۹۱) مجموعه کانی هایی که به صورت پاراژنز در لامپروفیر دیده می شود به صورت همزیست نمی باشند چرا که به طور 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 Al⁶ در مقابلAl⁶ کلینوپیروکسن های مورد مطالعه، مزرهای 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 کلینوپیرکسن در مقابل Mg# از سنگ میزبان (^{Fe/Mg} Mg/Mg+Fe⁺²) لامپروفیرهای رشته کوه صلوات. محدوده هاشـور خورده بیانگر محدوده تعادلی کلینوپیروکسن و ترکیب میزبان است (FeO= 0.85*Fe₂O₃). مقدار (۱۹۹۵) بر گرفته از Toplis and Carrol) است.

حضور فاز گازی CO₂

الكوشيتران ابراز مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

رامان اسپکتروسکوپی در انکلوزیون های مورد مطالعه بیانگر حضور فازگاز CO₂ در انکلوزیون های سیلیکاته مورد بحث است. حضور گازهای فرار نظیر CO₂ 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 صلوات باشد.

در مورد تشکیل فاز CO 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 C-O در شرایطی همزمان با تبلور کانی کلینوپیروکسن وجود داشته است، در نهایت در جریان از دست دادن حرارت کلی سیستم، بخش مذاب در انکلوزیون های مذاب از گاز اشباع شده و به صورت فاز گاز CO2 تشکیل شده است. در هر صورت هر یک از دو فرض نیازمند حضورترکیبات کربن دار در ماگما سازنده این سنگ ها می باشد. مطالعه انکلوزیون ها یکی ازکارامدترین روش ها برای بدست آوردن شاهدی بر حضور سیستم های سیال در گوشته فوقانی است (;Roedder, 1984 Anderson and Neumann, 2001). مطالعات زيادي به منظور حضور سيال آب انجام شده است اما اطلاعات كافي از حضور سيال دى اكسيد كربن و تاثیر آن در پریدوتیت گوشته ای در دسترس نیست. به طور کلی انکلوزیون CO_2 های سیالی که در شرایط گوشته ای محبوس شده اند عمدتا حاوی مى باشند (Roedde, 1965; Török and de Vivo, 1995; مى باشند (Roedde, 1965; Török and de Vivo, 1995) and Bodnar, 1996; Metrich et al., 1999; Andersen and Neumann, 2001; Guilhaumou et al., 2005; Frezzotti and ندرتا (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 H₂O ppm۱۰۰ 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



Raman shift (cm⁻¹) شکل ۹. اسپکتروگراف نمونه از کانی کلینوپیروکسن میزبان انکلوزیون های مذاب، پیک های CO₂ مربوط به فاز گازی در شرایط دمای آزمایشگاهی است.

حضور فازگاز یادشده می تواند دلیلی بر شرایط غیر قابـل اخـتلاط در ماگمـای سیلیکاته با ترکیبات کربن دار مانند ماگمای کربناتیتی، آلایش پوسته ای ضمن صعود و يا فرايند هاي متاسوماتيسم باشد (;Roedder, 1965 Andersen and Neumann, 2001). از طرفی، فرضیات مختلفی در مورد منشاء ماگمای تشکیل دهنده انواع مختلف لامپروفیرها ارائه شده است مهمترین آن ها ماگمای آلکالن شوشونیتی است که معمولا از ذوب گوه گوشته ای منشاء میگیرد و طی فرایند های آب زدایی در فرایند فرورانش تحت تاثیر سیالات، رسوبات مشتق شده از صفحه فرو رونده و لیتوسفر فوقانی متاسوماتيسم شده است (e.g; Rock, 1991, 1987). بر اين اساس مذاب تشکیل دهنده لامپروفیرها میتواند از ذوب بخشی لیتوسفر گوشته ای تحت قارہ ای (Subcontinental lithospheric mantle) کے قبلا از عناصر ناسازگار غنی شده است، تشکیل شود. از طرفی، بنابر نتایج بدست آمده از شـــیمی کـانی کلینوپیروکســن در لامپروفیرهـای رشــته صـلوات، ترکیــب کلینوپیروکسن های مطالعه شده مشابه به ترکیب کلینوپیروکسن در انواع لامپروفیرهای کالک آلکالن است. به علاوه حضور فلدسپار در خمیره این سنگ Ishimaru و همكاران (2009, 2011) معتقد است مذاب سيليكاته 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 (H₂O, CO₂, از فازهای گازی می داند. از طرفی مذاب لامپروفیری که غنی از , Ba, است حامل مناسبی برای طلا محسوب می شود (Rock, et al., 1988) به طوریکه لامپروفیرهای همراه طلا معمولا دارای فازهای

ها نیز ویژگی لامپروفیرهای کالک آلکالن (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 تکتونیکی کنترل می شود (Wyman and Kerrich, 1988) تشکیل لامپروفیرهای کالک آلکالن 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). داده است و منجر به تشکیل ماگمای شوشونیتی شده باشد (Rock, 1991). داده است و منجر به تشکیل ماگمای شوشونیتی شده باشد (Rock, 1991). براساس مطالعاتی که در انواع سری های آلکالن پتاسیک در مدیترانه شرقی (Karsli et al., 2014; Shafaii moghadam et al., 2013;) Aghazadeh et al.2011, Aghazadeh et al.2010 Castro et al., در 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 صلوات، دارای مقادیر بالایی از فاکتورهای متاسوماتیسم کننده گوشته ای است که مستعد حمل طلا می باشند.



شکل ۱۰. نمودار های دو تایی نسبت های SiO2/TiO2 در مقابل BMgO/FeO (و SiO2/Al₂O3 و SiO2/Al₂O3) در مقابل b) #Mg) (b) در کلینوپیروکسن های لامپروفیرهای رشته کوه صلوات. در این نمودارها محدوده های انواع مختلف لامپروفیر بر اساس Rock (۱۹۹۱) است. CAL; calc alkaline lamprophyres. AL; alkaline lamprophyres.UML;ultramafic lamrophyres. LL; lamproitic lamprophyres

نتيجه گيرى

دایک های لامپروفیری مورد مطالعه در میزبان برش های تفریتی سنوزوئیک (پالئوسن- ائوسن؟) تزریق شده اند. خصوصیات سنگ شناسی آن ها تفات آشکاری با انواع سنگ های آلکالن در این منطقه دارد. دایک های لامپروفیری در رشته کوه صلوات مشخصات انواع لامپروفیرهای کالک آلکالن را دارند. ترکیب انکلوزیون های مذاب در فنوکریست کلینوپیروکسن 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 میزبان حبس شده اند. حضور فاز گاز O2 در زمان تشکیل کانی کلینوپیروکسن، نقش آن در تسریع صعود ماگما را قوت می بخشد و در نهایت تشکیل پهنه بندی های شیمیایی در ایـن دسته از سنگ ها بیانگر شرایط کنتیکی و سرعت صعود ماگما به دلیل فازهای گازی و

ماهیت ماگمای آلکالن 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 2O2 و عناصری مانند HLL به ژئوشیمی نهشته های طلا دار است. بنابراین نتایج مطالعه حاضر در شناسایی مذاب تشکیل دهنده این سنگ ها به عنوان پتانسیل های حمل شناسایی مذاب تشکیل دهنده این سنگ ها به عنوان پتانسیل های حمل کننده عناصر اقتصادی، از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

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., Moinvaziri. 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) Volkanitlerinin 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., Lesquyer. 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 Specia L Publication, No: 30, p: 103-190.

لجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته



- 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, NWIran. 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 shoshonotic 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-richfluid 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 2011conference, 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. RW., 2002, Igneous Rock: A Classification and Glossory 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 CO2inclusions 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., Mitciiell. 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.