

زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان، شمال شرق سمنان (ایران مرکزی)

سعید کامران^۱، احمد احمدی خلجی^(۱،۲)، مهدی رضائی کهخانی^۳ و زهرا طهماسبی^۴

۱. دانش‌آموخته دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد
۳. استادیار گروه پتروالوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۲۸

چکیده

واحدهای سنگی مورد مطالعه در شمال شرقی شهرستان سمنان رخنمون دارند. این سنگ‌ها با ترکیب مونزوگابرو-مونزوادیوریت درون سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های عمده سازنده آن‌ها هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت پوئی کیلیتیک نیز بافت فرعی در این سنگ‌ها به شمار می‌رود. داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت و پلاژیوکلازها از نوع آندزین، لابرادوریت و بیتونیت هستند. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در دمای حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ و پلاژیوکلازها در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بر پایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، نمونه‌های بررسی‌شده در گستره کمان آتش‌فشانی حاصل از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی جای دارند.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی، سمنان، شیمی کانی، کمان آتشفشانی، گابرو.

مقدمه

توده نفوذی آهوان در شمال شرقی شهر سمنان قرار دارد. بر پایه پهنا بندی زمین ساختاری (نبوی، ۱۳۵۵)، گستره سمنان در پهنا ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱-الف). این گستره در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۵)، قرار دارد. در رابطه با برخی از مطالعات پیشین انجام شده بر روی توده‌های نفوذی در این گستره می‌توان به این موارد اشاره کرد: صمدی (۱۳۷۷) توده گرانیتوئیدی گستره نوکه را از

نوع I و مرتبط با حاشیه فعال قاره می‌داند. غیاثوند (۱۳۸۴) معتقد است که کانسارهای اسکارن آهن شمال سمنان از نوع کلسیمی و در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی نوکه به درون توف‌های آهکی ائوسن حاصل شده‌اند. شاه‌حسینی (۱۳۸۶) با بررسی توده‌های گابرویی و گرانیتوئیدی گستره، به ترتیب منشأ گوشته غنی‌شده و ذوب بخشی پوسته را برای آنها در نظر دارد و با توجه به موقعیت زمین‌شناسی گستره، فرضیه فرورانش را بعید دانسته و یک موقعیت حوضه پشت قوس را که در مراحل اولیه تکاملی خود قرار داشته در نظر می‌گیرد.

* نویسنده مرتبط: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

با ترکیب شیمیایی تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی با روند تقریبی شمالی-جنوبی و حداکثر ضخامت ۲ متر واحدهای سنگی فوق را قطع می‌کنند (شکل ۲-پ) (صمدی، ۱۳۷۷). واحدهای رسوبی شامل مارن‌های سازند شمشک، آهک‌های سازندهای دلیچای و تیزکوه، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومراها و گچ و رسوبات آبرفتی ائوسن-الیگوسن و کواترنری هستند (شکل ۲-ت). نبوی (۱۳۶۶) با توجه به یافت شدن قطعات دگرگونی از جنس شیست داخل رسوبات سازندهای باروت و کهر، پی‌سنگ گستره را از نوع دگرگونی در نظر می‌گیرد.

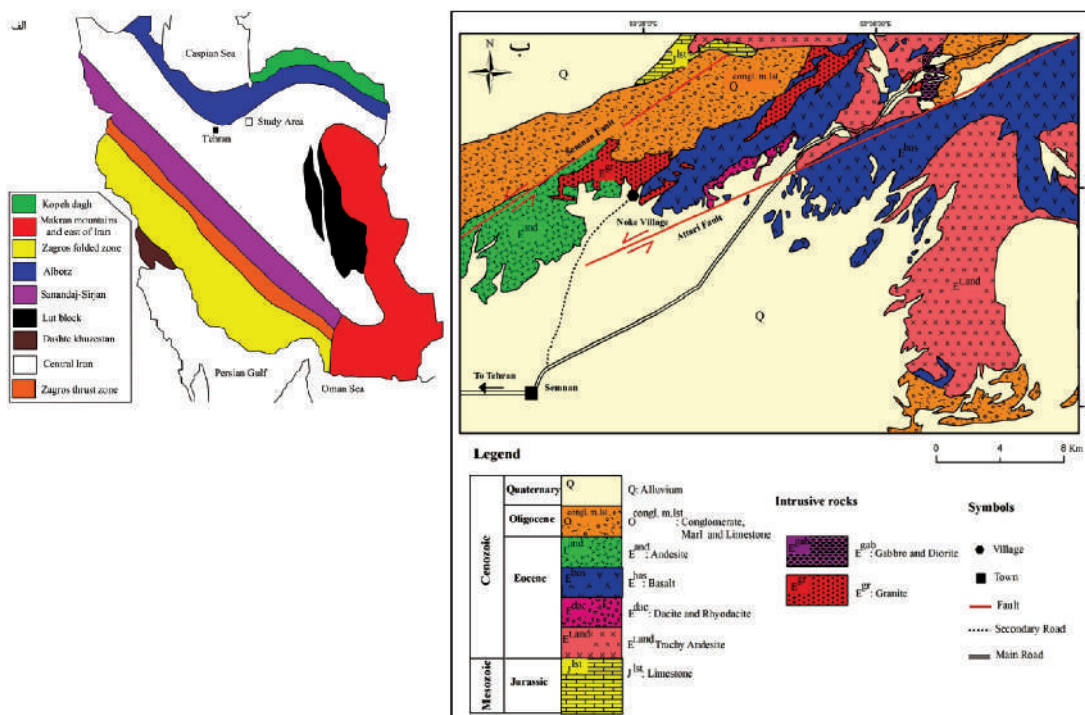
روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی، تعداد ۳۰ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه برداشته شد. سپس کانی‌شناسی و روابط بافتی آنها به‌طور دقیق بررسی شد. ۴ نمونه از این سنگ‌ها که کمترین دگرسانی را داشتند برای شناسایی عنصرهای اصلی، به روش ICP-AES و عنصرهای فرعی، کمیاب و خاکی، به روش ICP-MS، به آزمایشگاه ALS-CHEMEX کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). برای مقایسه از ۵ نمونه آنالیز شده توسط شاه‌حسینی ۱۳۸۶ استفاده شده است. دقت اندازه‌گیری برای تمامی عناصر اصلی در حد ۰/۱ درصد وزنی و حداکثر دقت اندازه‌گیری در گروه عناصر جزئی برای عناصر Cr، Li و Ti به میزان ۱۰ ppm می‌باشد. به‌منظور مطالعات آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی‌های قابل توجه در این سنگ‌ها، در ۲ مقطع نازک صیقلی در دانشگاه اسلو در کشور نروژ، تعداد ۲۳ نقطه از کانی کلینوپیروکسن و ۱۴ نقطه از کانی پلاژیوکلاز در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه، دقت آنالیز ۰/۱ درصد وزنی و قطر پرتو متمرکز ۱۰ میکرومتر برای پلاژیوکلاز و ۲-۵ میکرومتر برای کلینوپیروکسن مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول‌های ۲ و ۳).

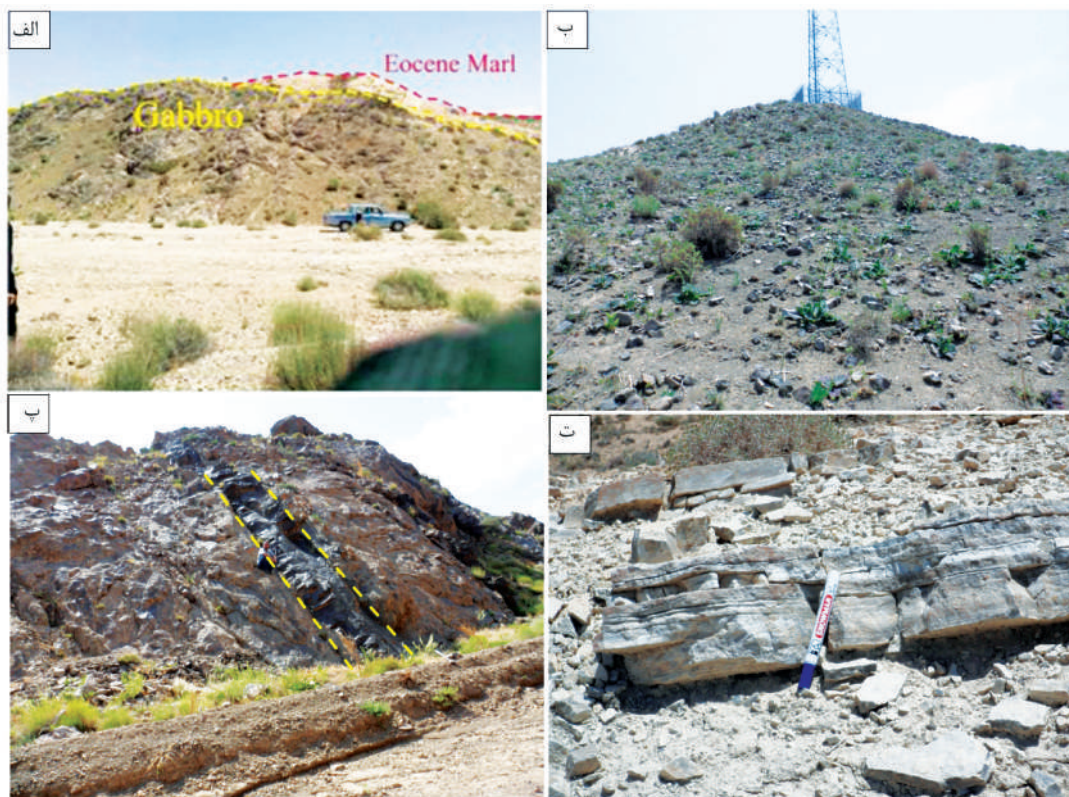
قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۲) با بررسی سنگ‌های اولیوین گابرویی تا مونزونیتی قاعده سازند شمشک در بخش‌هایی از استان سمنان، ماهیت قلیایی غیرکوهزایی و منشأ ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت لرزولیت را برای آنها در نظر می‌گیرند. نادری و همکاران (۱۳۹۹) با بهره‌گیری از شیمی کانی بیوتیت، توده گرانیتوئیدی تویه-دروار واقع در گستره دامغان را از نوع قلیایی غیرکوهزایی دانسته‌اند. با توجه به اینکه گستره مورد مطالعه میان دو کمربند ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار دارد و دو فرضیه حاشیه فعال قاره‌ای و حوضه پشت قوس برای این گستره مطرح شده است بنابراین در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از نتایج مطالعات صحرایی، پتروگرافی و زمین‌شیمی از جمله شیمی سنگ، شیمی کانی و دما-فشارسنجی، منشأ و محیط زمین‌ساختی این توده نفوذی مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی

در گستره‌های سمنان، دامغان و جام، نواحی واقع در بخش شمال غرب گسل سمنان (عطاری) وابسته به کمربند البرز مرکزی و گستره‌های واقع در قسمت جنوب شرق این گسل (از جمله بخش‌های شمال شرقی شهرستان سمنان) وابسته به کمربند ایران مرکزی می‌باشند (شکل ۱-الف) (علوی نائینی، ۱۳۵۱؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ علوی نائینی، ۱۳۷۵). چیرگی سنگی در گستره با سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی-آتشفشانی و رسوبی می‌باشد. در گستره مورد مطالعه به‌صورت یک سری از واحدهای چینه‌شناسی ژوراسیک تا کواترنری دیده می‌شوند (شکل ۱-ب) (نبوی، ۱۳۶۶؛ علوی نائینی، ۱۳۷۵). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به‌طور کلی شامل بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت و ریوداسیت هستند (رضائی کهخانی و همکاران، ۱۳۹۷؛ خلعت‌بری جعفری و اعتصامی، ۱۳۹۷). واحدهای آتشفشانی-رسوبی موسوم به سازند کرج به سن ائوسن میانی هستند و توده‌های نفوذی درون این مجموعه آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف و ب). علاوه بر این گاهی دایک‌هایی



شکل ۱. الف) جایگاه گستره مورد مطالعه (شمال شرقی سمنان) در نقشه پهنبندی زمین‌ساختی ایران برگرفته از (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۵) اقتباس از (قصابی فیض، ۱۳۹۶)



شکل ۲. تصاویر صحرایی از گستره مورد مطالعه (شمال شرقی سمنان)، الف) دورنمایی از نفوذ توده‌های مونزوغابرویی مورد مطالعه به درون تشکیلات رسوبی ائوسن (دید به سمت شمال شرقی)، ب) نمایی نزدیک از گابروها (دید به سمت جنوب)، پ) نفوذ دایک با روند شمال غرب-جنوب شرق درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، ت) نمایی نزدیک از سنگ‌های رسوبی ائوسن-الیگوسن

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-AES اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی، تجزیه ICP-MS عناصر کمیاب برحسب ppm نمونه‌های گستره آهوان. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: مونزوگابرو (MG)، مونزودیوریت (MD) و اندازه‌گیری نشده (NA)

Sample	GAF 8	GAF 13	GAF 19	GAF 42	S-25-1*	S-23-5**	S-23-1*	S-28-1**	S-24-1**
Name	MG	MG	MG	MG	MG	MD	MD	MD	MD
SiO ₂	۵۰/۹۹	۵۰/۵۱	۵۰/۳۲	۵۰/۰۶	۴۹/۱۴	۵۰/۷۹	۵۱/۵۴	۵۱/۲۸	۵۰/۵۴
Al ₂ O ₃	۱۸/۷۹	۱۷/۱۵	۱۹/۲۴	۱۹/۱۱	۱۹/۹۷	۱۹/۷۹	۱۸/۴۷	۱۸/۲۲	۱۷/۸۲
Fe ₂ O ₃	۰/۸۵	۰/۸۲	۰/۸۷	۰/۷۵	۱/۳۲	۱/۷۲	۱/۷۰	۱/۵۳	۱/۶۴
FeO	۸/۵۲	۸/۲۱	۸/۶۷	۷/۵۰	۵/۶۵	۷/۲۰	۷/۰۷	۶/۴۷	۶/۷۱
CaO	۶/۶۱	۹/۲۳	۶/۹۸	۹/۹۸	۱۰/۵۶	۴/۸۶	۵/۶۶	۶/۴۳	۶/۷۵
MgO	۶/۷۴	۶/۷۹	۶/۱۲	۴/۹۳	۶/۰۳	۵/۵۸	۵/۷۷	۶/۲۷	۷/۱۰
Na ₂ O	۴/۸۴	۳/۳۶	۴/۵۴	۴/۴۱	۴/۱۱	۴/۷۵	۴/۶۲	۴/۰۸	۳/۷۶
K ₂ O	۰/۸۷	۲/۰۲	۱/۴۳	۱/۳۰	۰/۹۱	۲/۱۰	۱/۹۱	۲/۹۱	۲/۳۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	NA	NA	NA	NA	NA
TiO ₂	۱/۲۳	۱/۲۸	۱/۳۱	۱/۳۶	۱/۲۱	۱/۷۵	۱/۷۸	۱/۴۶	۱/۸۵
MnO	۰/۱۴	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۶
P ₂ O ₅	۰/۳۱	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۳۸	۰/۴۷
SrO	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۷	NA	NA	NA	NA	NA
BaO	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۳	NA	NA	NA	NA	NA
Ba	۳۶۵	۱۱۰۰	۲۷۷	۲۷۶	۲۹۵/۸	۶۳۰/۷	۵۷۵/۲	۱۲۱/۰۶	۹۵۸/۸
Ce	۳۹/۳	۲۳/۲	۳۱/۱	۳۷/۶	۲۸/۹	۴۵/۱	۴۶/۸	۳۹/۳	۴۱/۳
Cr	۱۱۰	۴۲۰	۱۳۰	۳۰	NA	NA	NA	NA	NA
Cs	۸/۱۴	۵/۲	۱۵/۶	۰/۶۷	۰/۷	۳/۱	۰/۸	۳۰	۰/۸
Dy	۳/۹۱	۳/۷۴	۳/۶۶	۳/۹	۳/۴	۴/۵	۴/۷	۴/۰۵	۴/۶۸
Er	۲/۲۹	۲/۳۵	۲/۱۶	۲/۵۴	۲/۰۶	۲/۷۲	۲/۹۱	۲/۳۱	۲/۷۸
Eu	۱/۴	۱/۳۳	۱/۱۹	۱/۶	۱/۱۹	۱/۶۵	۱/۷	۱/۴۶	۱/۵۵
Ga	۱۹/۹	۱۶/۴	۱۷/۲	۱۹/۴	۱۸/۱	۱۹/۲	۲۰/۱	۱۸/۱	۱۹/۱
Gd	۴/۱۸	۳/۷۲	۳/۸	۴/۵۳	۳/۷۲	۵/۰۳	۵/۴۳	۴/۳۹	۵/۰۸
Hf	۲/۷	۱/۹	۲/۶	۳	۲/۶	۳/۹	۴	۳/۵	۳/۴
Ho	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۹	۰/۶۷	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۷۸	۰/۹۲
La	۱۸/۷	۱۰/۷	۱۵/۸	۱۸/۵	۱۳/۷	۲۱/۹	۲۰/۹	۱۸/۲	۱۸/۸
Lu	۰/۳۵	۰/۳	۰/۳۲	۰/۳۳	۱	۱	۱	۱	۱
Nb	۱۲/۵	۹/۳	۱۰/۳	۱۴/۶	۱۰/۹	۱۷/۷	۱۷/۲	۱۳/۳	۱۶/۴
Nd	۱۹/۶	۱۲/۴	۱۶/۴	۱۹/۲	۱۴/۹	۲۳/۹	۲۳/۸	۲۰/۸	۲۲/۵
Pr	۴/۵۷	۲/۹۷	۳/۷۶	۴/۸	۳/۷	۵/۸۱	۵/۷۹	۵/۰۱	۵/۴
Rb	۱۵/۵	۴۶	۲۰	۲۳	۱۴	۳۴/۵	۲۸/۷	۷۱/۸	۳۵
Sm	۴/۵۷	۳/۲۱	۳/۹۹	۴/۸۵	۳/۵	۵/۱	۵/۴	۴/۳	۴/۹
Sn	۱	۱	۱	۲	NA	NA	NA	NA	NA
Sr	۵۶۸	۷۸۷	۴۶۸	۷۹۱	۹۰۳/۵	۷۴۹/۴	۹۴۰/۵	۷۷۱/۷	۶۳۰/۸
Ta	۰/۸	۰/۷	۰/۶	۰/۹	۰/۷	۱/۴	۱/۲	۰/۸	۱
Tb	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۷۶	۰/۹
Th	۱/۸۱	۰/۸	۲/۱۸	۱/۷۷	۱/۸	۲/۵	۲/۴	۲	۱/۳
Tm	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۳۳	۰/۴۱
U	۰/۴۳	۰/۲۴	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۰/۶
V	۲۳/۵	۲۲/۱	۲۵/۷	۲۸/۵	۲۱/۵	۲۳/۹	۲۴/۷	۲۱/۸	۲۶/۳
W	۱۷۷	۲۲۶	۷۸	۲۶۸	۰	۰/۳	۰/۱	۰/۲	۰/۱
Y	۲۴/۵	۲۰/۹	۲۱	۲۴/۹	۲۰	۲۶/۲	۲۸/۲	۲۲/۹	۲۶/۶
Yb	۲/۱۸	۲/۱۲	۲/۱۲	۲/۱۱	۱/۷۱	۲/۳۹	۲/۶۱	۲/۰۵	۲/۴۴
Zr	۱۲۷	۸۹	۱۱۰	۱۲۶	۹۹/۶	۱۵۰/۹	۱۶۴/۷	۱۳۴/۵	۱۳۶/۱
Ag	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	NA	NA	NA	NA	NA
As	۲/۵	۷	۲/۵	۹	NA	NA	NA	NA	NA
Cd	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	NA	NA	NA	NA	NA
Co	۵۰	۵۳	۴۳	۵۹	۲۶/۲	۲۹/۹	۲۹/۱	۲۷/۳	۲۶/۲

ادامه جدول ۱.

Sample	GAF 8	GAF 13	GAF 19	GAF 42	S-25-1*	S-23-5*	S-23-1*	S-28-1*	S-24-1*
Cu	۵	۱۰۱	۴۰	۶۰	NA	NA	NA	NA	NA
Li	۴۰	۴۰	۵۰	۱۰	NA	NA	NA	NA	NA
Mo	۰٫۵	۱	۲	۱	NA	NA	NA	NA	NA
Ni	۵۵	۵۸	۵۶	۲۳	۴۶	۴۶	۴۰	۵۴	۲۵
Pb	۱	۳	۳	۸	NA	NA	NA	NA	NA
Sc	۲۲	۳۵	۲۳	۲۸	۳۳	۲۰	۲۲	۲۸	۳۰
Tl	۱۰	۵	۵	۵	NA	NA	NA	NA	NA
Zn	۵۱	۶۷	۸۲	۹۰	NA	NA	NA	NA	NA

*نمونه‌های اکتیاس شده از شاه‌حسینی (۱۳۸۶)

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در توده نفوذی آهوان. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

Sample	GAF 13										
	Cpx	Cpx 1				Cpx 2		Cpx 3			Cpx 4
Location	Core	Core	Rim	Rim	Core	Rim	Core	Core	Rim	Rim	Core
SiO ₂	۵۰٫۳۳	۵۰٫۰۱	۵۱٫۴۷	۵۱٫۳۷	۵۰٫۷۳	۵۱٫۰۰	۵۰٫۶۴	۵۱٫۵۵	۵۱٫۳۸	۵۱٫۲۹	۵۱٫۰۲
TiO ₂	۱٫۱۰	۱٫۰۴	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۱٫۰۸	۱٫۰۰	۱٫۰۹	۰٫۷۴	۱٫۳۰	۰٫۹۱	۰٫۷۷
Al ₂ O ₃	۳٫۲۶	۳٫۲۷	۱٫۳۴	۲٫۴۰	۲٫۱۷	۱٫۶۵	۲٫۲۵	۲٫۸۴	۲٫۱۶	۲٫۷۸	۳٫۰۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۰۰	۰٫۲۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۸۰	۰٫۰۰	۰٫۴۳	۰٫۹۰
FeO	۷٫۳۵	۷٫۵۴	۱۰٫۳۵	۶٫۸۵	۸٫۵۵	۱۱٫۱۰	۸٫۸۹	۶٫۲۴	۹٫۴۶	۶٫۷۱	۶٫۲۷
MnO	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۰٫۱۸	۰٫۲۶	۰٫۳۸	۰٫۲۵	۰٫۱۷	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۱۵
MgO	۱۵٫۱۴	۱۵٫۱۵	۱۴٫۱۸	۱۵٫۷۳	۱۵٫۰۰	۱۴٫۳۲	۱۴٫۸۱	۱۵٫۵۰	۱۴٫۳۵	۱۵٫۷۰	۱۵٫۷۵
CaO	۲۱٫۴۵	۲۱٫۳۴	۲۰٫۵۳	۲۱٫۴۹	۲۰٫۷۴	۱۹٫۹۹	۲۱٫۱۳	۲۱٫۶۱	۲۰٫۸۴	۲۱٫۶۸	۲۱٫۸۱
Na ₂ O	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۳۳	۰٫۴۰	۰٫۳۴	۰٫۳۷
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Total	۹۷٫۷۱	۹۹٫۱۹	۹۹٫۱۵	۹۹٫۲۹	۹۹٫۱۹	۹۹٫۱۶	۹۹٫۰۵	۹۹٫۷۸	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۵
Cations											
Si	۱٫۸۶۵	۱٫۸۵۹	۱٫۹۳۳	۱٫۹۰۲	۱٫۹۰۰	۱٫۹۰۸	۱٫۸۸۷	۱٫۹۰۳	۱٫۹۱۰	۱٫۸۸۸	۱٫۸۷۶
Ti	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۱
Al	۰٫۱۴۲	۰٫۱۴۳	۰٫۰۶۰	۰٫۱۰۵	۰٫۰۹۶	۰٫۰۷۳	۰٫۰۹۹	۰٫۱۲۴	۰٫۰۹۵	۰٫۱۲۱	۰٫۱۳۱
Cr	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۶
Fe ³⁺	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۵	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۵	۰٫۰۹۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۴۱	۰٫۰۶۵	۰٫۰۷۶
Fe ²⁺	۰٫۱۴۶	۰٫۱۳۹	۰٫۲۶۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۹۹	۰٫۲۶۳	۰٫۱۸۲	۰٫۱۶۴	۰٫۲۵۳	۰٫۱۴۲	۰٫۱۱۷
Mn	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
Mg	۰٫۸۳۶	۰٫۸۴۰	۰٫۷۹۴	۰٫۸۶۸	۰٫۸۳۸	۰٫۷۹۹	۰٫۸۲۳	۰٫۸۵۳	۰٫۷۹۵	۰٫۸۶۲	۰٫۸۶۳
Ca	۰٫۸۵۱	۰٫۸۵۰	۰٫۸۲۶	۰٫۸۵۳	۰٫۸۳۲	۰٫۸۰۲	۰٫۸۴۴	۰٫۸۵۵	۰٫۸۳۰	۰٫۸۵۵	۰٫۸۵۹
Na	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۷
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Total	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰

ادامه جدول ۲.

Parameters											
En	۰/۴۵۶	۰/۴۵۹	۰/۴۲۱	۰/۴۶۵	۰/۴۴۸	۰/۴۲۹	۰/۴۴۵	۰/۴۵۶	۰/۴۲۳	۰/۴۶۴	۰/۴۶۹
Fs	۰/۰۸۰	۰/۰۷۶	۰/۱۴۲	۰/۰۷۸	۰/۱۰۶	۰/۱۴۱	۰/۰۹۹	۰/۰۸۷	۰/۱۳۵	۰/۰۷۶	۰/۰۶۳
Wo	۰/۴۶۴	۰/۴۶۵	۰/۴۳۸	۰/۴۵۷	۰/۴۴۵	۰/۴۳۰	۰/۴۵۶	۰/۴۵۷	۰/۴۴۲	۰/۴۶۰	۰/۴۶۷
T(C)	۱۱۹۹	۱۱۰۶	۱۱۹۱	۱۱۵۹	۱۱۶۸	۱۱۱۰	۱۱۶۷	۱۱۸۱	۱۱۹۹	۱۱۱۹	۱۱۹۱
P(Kbar)	۳/۹	-۱/۳	۳/۱	۱/۰	۳/۹	۳/۲	۳/۶	۲/۸	۳/۹	-۱/۱	۳/۱

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در توده نفوذی آهوان. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

Sample	GAF 13			GAF 43								
	Cpx 4		Cpx 1	Cpx 2			Cpx 3					
Location	Rim	Core	Rim	Rim	Core	Core	Core	Core	Rim	Rim	Core	
SiO ₂	۵۰/۳۹	۵۱/۳۳	۵۱/۲۵	۵۰/۱۸	۵۱/۲۳	۴۹/۵۰	۵۱/۲۲	۵۰/۹۶	۵۱/۲۷	۴۹/۱۳	۵۰/۲۰	۵۰/۸۸
TiO ₂	۱/۳۹	۰/۷۸	۰/۹۵	۱/۶۰	۰/۹۹	۱/۶۵	۱/۰۳	۱/۰۵	۰/۹۶	۱/۷۵	۱/۳۵	۱/۰۷
Al ₂ O ₃	۲/۴۰	۳/۰۰	۲/۸۵	۳/۰۱	۱/۵۷	۳/۸۱	۲/۹۷	۲/۶۴	۲/۴۴	۳/۷۷	۳/۲۳	۳/۰۲
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱
FeO	۹/۶۸	۶/۵۶	۷/۰۰	۹/۲۷	۱۱/۰۹	۸/۳۸	۶/۵۷	۷/۴۶	۷/۲۵	۹/۱۳	۸/۳۱	۶/۵۴
MnO	۰/۲۸	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۳۰	۰/۴۵	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۱۶
MgO	۱۴/۵۳	۱۵/۵۴	۱۵/۴۶	۱۳/۵۵	۱۲/۹۵	۱۴/۱۰	۱۵/۲۸	۱۴/۹۴	۱۵/۴۱	۱۳/۷۵	۱۴/۲۲	۱۵/۲۲
CaO	۲۰/۶۲	۲۱/۴۰	۲۲/۱۵	۲۱/۶۰	۲۱/۱۰	۲۱/۷۶	۲۲/۱۴	۲۲/۱۷	۲۲/۱۶	۲۱/۶۳	۲۱/۷۸	۲۲/۹۰
Na ₂ O	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۴۰	۰/۳۹	۰/۲۹
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Total	۹۹/۷۶	۹۹/۸۴	۱۰۰/۱۵	۹۹/۹۶	۹۹/۸۲	۹۹/۸۹	۹۹/۸۵	۹۹/۷۳	۱۰۰/۰۲	۹۹/۸۵	۹۹/۷۲	۱۰۰/۱۱

Cations

Si	۱/۸۸۰	۱/۸۹۴	۱/۸۸۶	۱/۸۷۴	۱/۹۲۹	۱/۸۴۱	۱/۸۹۰	۱/۸۸۹	۱/۸۹۱	۱/۸۳۳	۱/۸۶۸	۱/۸۷۳
Ti	۰/۰۳۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶	۰/۰۴۵	۰/۰۲۸	۰/۰۴۶	۰/۰۲۸	۰/۰۲۹	۰/۰۲۷	۰/۰۴۹	۰/۰۳۸	۰/۰۳۰
Al	۰/۱۰۶	۰/۱۳۰	۰/۱۲۴	۰/۱۳۲	۰/۰۷۰	۰/۱۶۷	۰/۱۲۹	۰/۱۱۵	۰/۱۰۶	۰/۱۶۶	۰/۱۴۲	۰/۱۳۱
Cr	۰/۰۰۱	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۸۹	۰/۰۴۲	۰/۰۷۶	۰/۰۵۹	۰/۰۴۷	۰/۰۸۶	۰/۰۵۵	۰/۰۷۰	۰/۰۸۲	۰/۰۹۹	۰/۰۷۳	۰/۰۸۴
Fe ²⁺	۰/۲۱۳	۰/۱۶۱	۰/۱۴۰	۰/۲۳۰	۰/۳۰۲	۰/۱۷۵	۰/۱۴۸	۰/۱۶۱	۰/۱۴۱	۰/۱۸۶	۰/۱۸۵	۰/۱۱۷
Mn	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۱۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵
Mg	۰/۸۰۸	۰/۸۵۵	۰/۸۴۸	۰/۷۵۴	۰/۷۲۷	۰/۷۸۲	۰/۸۴۱	۰/۸۲۶	۰/۸۴۷	۰/۷۶۵	۰/۷۸۹	۰/۸۳۵
Ca	۰/۸۲۴	۰/۸۴۶	۰/۸۷۳	۰/۸۶۴	۰/۸۵۱	۰/۸۶۷	۰/۸۷۵	۰/۸۸۱	۰/۸۷۶	۰/۸۶۵	۰/۸۶۹	۰/۹۰۳
Na	۰/۰۳۲	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۲۸	۰/۰۲۴	۰/۰۲۲	۰/۰۲۴	۰/۰۲۹	۰/۰۲۸	۰/۰۲۱
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰

Parameters

En	۰/۴۳۸	۰/۴۵۹	۰/۴۵۶	۰/۴۰۸	۰/۳۸۷	۰/۴۲۹	۰/۴۵۱	۰/۴۴۲	۰/۴۵۴	۰/۴۲۱	۰/۴۲۸	۰/۴۵۰
Fs	۰/۱۱۵	۰/۰۸۶	۰/۰۷۵	۰/۱۲۵	۰/۱۶۱	۰/۰۹۶	۰/۰۷۹	۰/۰۸۶	۰/۰۷۶	۰/۱۰۳	۰/۱۰۱	۰/۰۶۳
Wo	۰/۴۴۷	۰/۴۵۴	۰/۴۶۹	۰/۴۶۷	۰/۴۵۳	۰/۴۷۵	۰/۴۷۰	۰/۴۷۲	۰/۴۷۰	۰/۴۷۶	۰/۴۷۱	۰/۴۸۷
T(C)	۱۱۰۷	۱۱۶۸	۱۱۹۹	۱۰۷۰	۱۱۹۱	۱۱۳۳	۱۱۶۸	۱۱۳۳	۱۱۶۷	۱۱۰۴	۱۱۹۹	۱۰۹۲
P(Kbar)	۲/۳	۳/۹	۳/۹	-۱/۴	۳/۱	۲/۱	۳/۹	۰/۵	۳/۶	۰/۴	۳/۹	-۱/۸

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز در توده نفوذی مورد مطالعه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

Sample	GAF 13						GAF 43							
	Plg 1		Plg 2		Plg 3		Plg 1		Plg 2					
Location	Core	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	
SiO ₂	۵۲/۴۱	۵۲/۱۱	۵۲/۷۰	۵۲/۷۷	۵۹/۱۵	۵۲/۰۵	۴۹/۷۰	۴۸/۵۱	۶۲/۸۰	۴۸/۸۷	۵۵/۵۲	۴۸/۴۰	۵۳/۲۹	۴۷/۵۷
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۶
Al ₂ O ₃	۲۹/۶۵	۲۹/۴۸	۲۹/۰۵	۲۹/۲۲	۲۵/۲۳	۲۹/۵۰	۳۱/۱۱	۳۱/۷۰	۲۲/۰۷	۳۱/۸۶	۲۷/۳۱	۳۲/۲۲	۲۸/۵۲	۳۲/۴۲
FeO	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۶۶	۰/۴۴	۰/۶۳	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۲۷	۰/۵۳	۰/۴۴	۰/۶۵	۰/۵۹	۰/۵۷
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
MgO	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷
CaO	۱۲/۹۵	۱۳/۰۷	۱۲/۷۳	۱۲/۴۰	۷/۳۷	۱۲/۷۶	۱۴/۹۵	۱۵/۷۳	۳/۵۵	۱۵/۶۳	۱۰/۱۶	۱۵/۹۱	۱۱/۸۸	۱۶/۶۳
Na ₂ O	۴/۴۲	۴/۳۷	۴/۴۷	۴/۵۵	۷/۲۴	۴/۴۱	۳/۳۲	۲/۸۰	۸/۴۷	۲/۸۷	۵/۷۱	۲/۴۹	۴/۸۹	۲/۳۲
K ₂ O	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۳۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۱/۸۷	۰/۱۱	۰/۳۸	۰/۱۰	۰/۲۸	۰/۱۰
Total	۱۰۰/۳۹	۹۹/۸۸	۹۹/۹۱	۹۹/۸۸	۹۹/۹۵	۱۰۰/۶۷	۹۹/۸۴	۹۹/۵۴	۹۹/۱۷	۹۹/۹۸	۹۹/۶۸	۹۹/۹۰	۹۹/۶۳	۹۹/۷۳
Si	۲/۳۷۸	۲/۳۷۷	۲/۴۰۰	۲/۴۰۲	۲/۶۴۹	۲/۳۹۶	۲/۲۸۱	۲/۲۳۹	۲/۸۱۹	۲/۲۴۳	۲/۵۱۵	۲/۲۲۵	۲/۴۳۱	۲/۱۹۶
Al	۱/۵۸۶	۱/۵۸۵	۱/۵۶۰	۱/۵۶۸	۱/۳۳۲	۱/۵۷۱	۱/۶۸۳	۱/۷۲۴	۱/۱۶۸	۱/۷۲۴	۱/۴۵۸	۱/۷۴۶	۱/۵۳۳	۱/۷۶۵
Ti	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Fe	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۵	۰/۰۱۶	۰/۰۲۴	۰/۰۲۰	۰/۰۲۲	۰/۰۱۰	۰/۰۲۱	۰/۰۱۷	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۲
Mn	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴
Ca	۰/۶۳۰	۰/۶۳۹	۰/۶۲۱	۰/۶۰۵	۰/۳۵۴	۰/۶۱۸	۰/۷۳۵	۰/۷۷۸	۰/۱۷۱	۰/۷۶۹	۰/۴۹۳	۰/۷۸۴	۰/۵۸۱	۰/۸۲۳
Na	۰/۳۸۹	۰/۳۸۷	۰/۳۹۵	۰/۴۰۲	۰/۶۲۹	۰/۳۸۶	۰/۲۹۵	۰/۲۵۱	۰/۷۳۷	۰/۲۵۵	۰/۵۰۲	۰/۲۲۲	۰/۴۳۳	۰/۲۰۸
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۲۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۱۰	۰/۰۰۶	۰/۰۲۲	۰/۰۰۶	۰/۰۱۶	۰/۰۰۶
Total	۵/۰۲۵	۵/۰۲۶	۵/۰۱۸	۵/۰۱۷	۵/۰۰۷	۵/۰۱۳	۵/۰۲۷	۵/۰۲۶	۵/۰۱۶	۵/۰۲۴	۵/۰۱۴	۵/۰۱۴	۵/۰۲۵	۵/۰۲۶
Or	۰/۸۰۸	۰/۷۶۳	۰/۷۲۱	۰/۷۹۳	۲/۱۳۷	۰/۷۵۹	۰/۷۵۸	۰/۶۴۸	۱/۰۵۶۳	۰/۶۲۳	۲/۱۸۵	۰/۵۸۴	۱/۵۹۷	۰/۵۸۳
Ab	۳۷/۸۷۶	۳۷/۴۱۳	۳۸/۶۰۰	۳۹/۶۰۵	۶۲/۶۲۲	۳۸/۱۷۱	۲۸/۴۲۴	۲۴/۲۴۰	۷۲/۶۲۴	۲۴/۷۵۷	۴۹/۳۴۱	۲۱/۹۵۸	۴۲/۰۰۸	۲۰/۰۶۸
An	۶۱/۳۱۶	۶۱/۸۲۴	۶۰/۶۷۹	۵۹/۶۰۱	۳۵/۲۴۱	۶۱/۰۶۹	۷۰/۸۱۸	۷۵/۱۱۲	۱۶/۸۱۳	۷۴/۶۲۰	۴۸/۴۷۴	۷۷/۴۵۸	۵۶/۳۹۵	۷۹/۳۴۹

سنگ‌نگاری

نشان می‌دهند (شکل ۳-الف). پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-ب). پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است و در بعضی از مقاطع در اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. همچنین در برخی از مقاطع پلاژیوکلازها با دربرگرفتن کلینوپیروکسن، بافت پوئی‌کیلیتیک نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، با درصد حجمی بالا هستند و گاهی اکتینولیتی یا اورالیتی شده‌اند (شکل ۳-پ). در آن‌ها دو دسته رخ به صورت واضح مشاهده می‌شود. در برخی مقاطع نیز ادخال‌هایی

با توجه به مطالعات صحرایی، توده‌های نفوذی شمال و شمال شرق سمنان، گسترش کمتری نسبت به واحدهای آتشفشانی دارند. این سنگ‌ها به طور عمده شامل گرانیتوئید و گابرو هستند. توده نفوذی نوکه در این گستره از دو واحد اصلی سنگی شامل مونزونیت-کوارتز مونزونیت و گرانیت-گرانودیوریت تشکیل شده است (کامران، ۱۳۹۸). سنگ‌های مونزوگابرو-مونودیوریت آهوان که موضوع بحث این نوشتار هستند در نمونه دستی، دانه متوسط و به رنگ سبز متمایل به خاکستری و سبز تیره می‌باشند. در مقاطع نازک، بافت‌های میکروسکوپی گرانولار و پوئی‌کیلیتیک

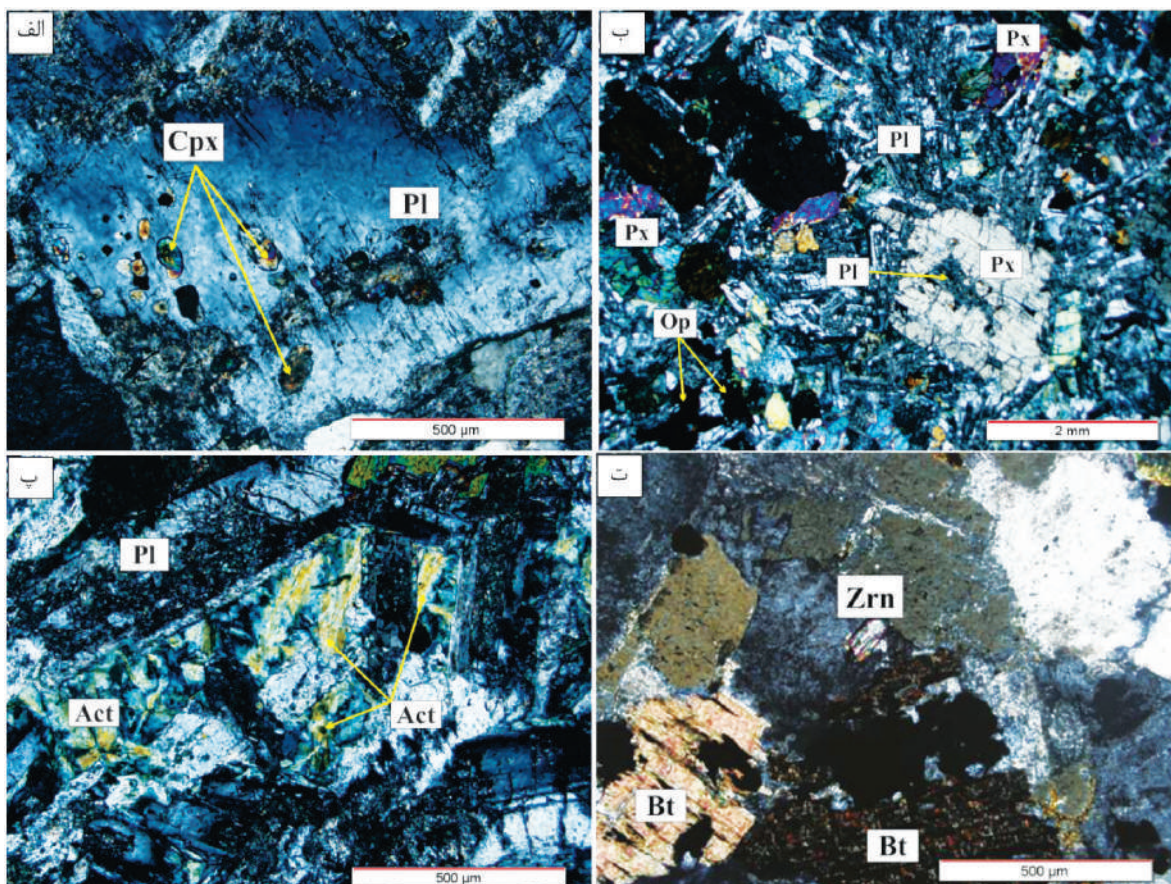
سنگ‌های آذرین نفوذی را به انواع مختلفی تقسیم می‌کند، در گستره مونزوگابرو و مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). برای شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های بررسی شده از نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر مجموع مقادیر Na_2O و K_2O (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های بررسی شده در گستره سری آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب) که می‌تواند به دلیل متاسوماتیسم آلکان رخ داده در نمونه‌ها باشد. در نمودار مثلی مجموع Fe_2O_3 و MgO ، FeO و مجموع مقادیر Na_2O و K_2O (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)، تمام نمونه‌های مورد مطالعه در گستره کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۴-پ و ت).

از کانی پلاژیوکلاز در کانی کلینوپیروکسن دیده می‌شود. پتاسیم فلدسپار نیز به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و بلورهای آن گاهی به کائولینیت تجزیه شده‌اند. کانی فرعی این سنگ‌ها بیشتر اکسید آهن، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند (شکل ۳-ت). آپاتیت به‌عنوان کانی فرعی ریزبلور در مقاطع دیده می‌شود. کانی‌های ثانوی سنگ شامل ایدنگزیت، سریسیت و ژئولیت می‌باشند. در برخی مقاطع نیز بقایای اولیوین مشاهده می‌شود و در حال تبدیل شدن به ایدنگزیت است.

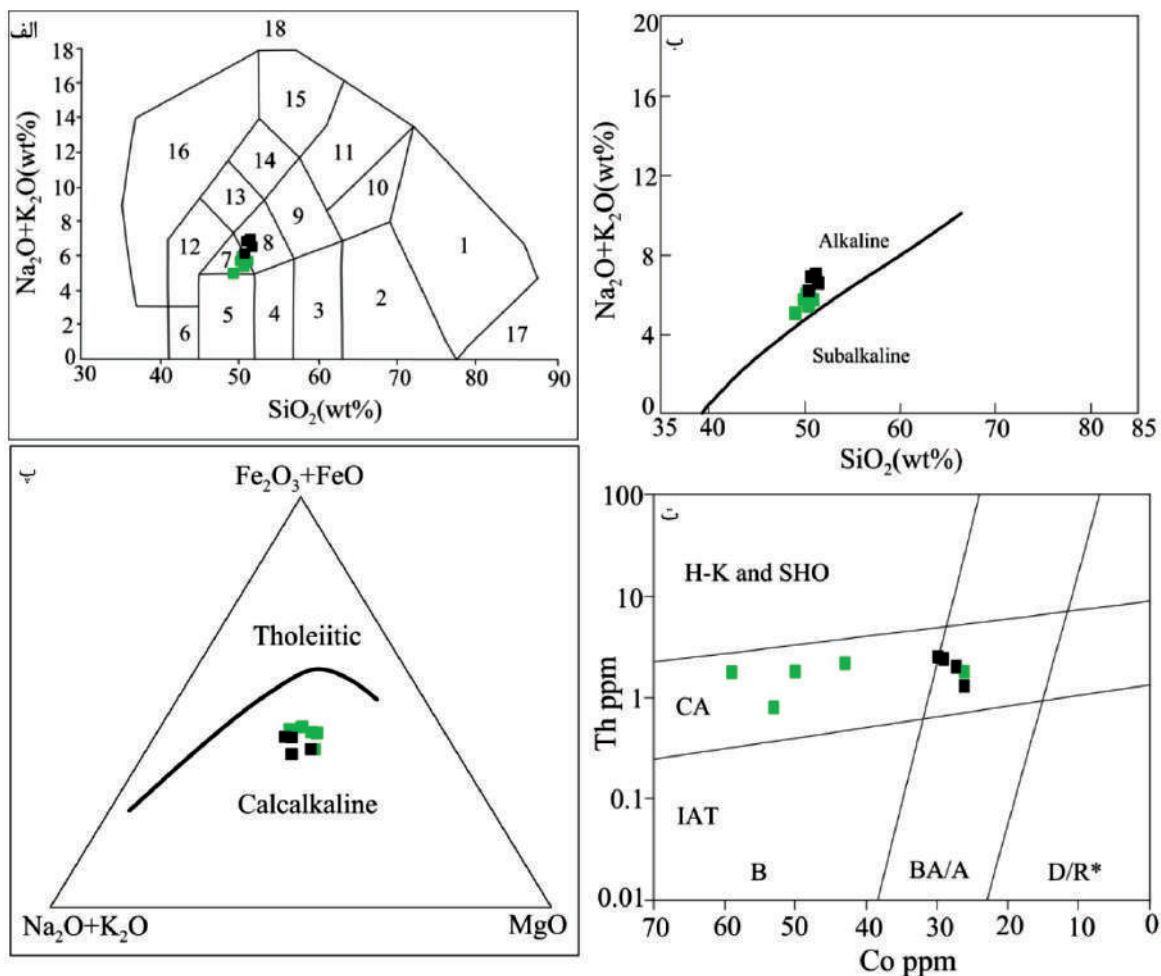
بحث

زمین‌شیمی

ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در نمودار مجموع Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) که



شکل ۳. الف) بافت پوئی کیلیتیک و دگرسانی سریسیتی کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مونزودیوریتی (XPL)، ب) بافت پوئی کیلیتیک به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سنگ‌های مونزوگابرویی (XPL)، پ) دگرسانی کانی کلینوپیروکسن به اکتینولیت در سنگ‌های مونزوگابرویی (XPL)، ت) کانی‌های بیوتیت و زیرکن در سنگ‌های مونزودیوریتی گستره مورد مطالعه (XPL)



شکل ۴. الف) جایگاه ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994). گستره‌ها عبارتند از: ۱- گرانیت، ۲- گرانودیوریت، ۳- دیوریت، ۴- دیوریت گابرویی، ۵- گابرو، ۶- گابروی پریدوتیتی، ۷- مونزو گابرو، ۸- مونزودیوریت، ۹- مونزونیت، ۱۰- کوآرتز مونزونیت، ۱۱- سینیت، ۱۲- فوئیدگابرو، ۱۳- فوئیدمونزودیوریت، ۱۴- فوئیدمونزوسینیت، ۱۵- فوئیدسینیت، ۱۶- فوئیدولیت، ۱۷- کوآرتزولیت و ۱۸- تاویت/اورتیت/ایتالیت، ب، پ و ت) شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه در ب) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971)، پ) نمودار Fe_2O_3+FeO ، MgO ، Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971)، ت) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007). B: بازالت، BA/A: آندزیت بازالتی/آندزیت، D/R: داسیت/ریولیت، IAT: تولنیت‌های جزایر کمائی، CA: کالک آلکان، SHO: شوشونیتی، H-K: پتاسیم بالا. در تمام نمودارها مربع سبز نشانگر نمونه‌های مونزوگابروئی و مربع سیاه نشانگر مونزودیوریت‌ها می‌باشد

می‌باشد.

این غنی‌شدگی می‌تواند نشان‌دهنده درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای در حدود ۲/۵ درصد و آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Wass and Roger, 2004; Sirvastava and Singh, 1980) یا منشأ به نسبت غنی از عناصر قلیایی مرتبط با مناطق فرورانش باشد (Parada et al., 1999). میزان آنومالی Eu از رابطه

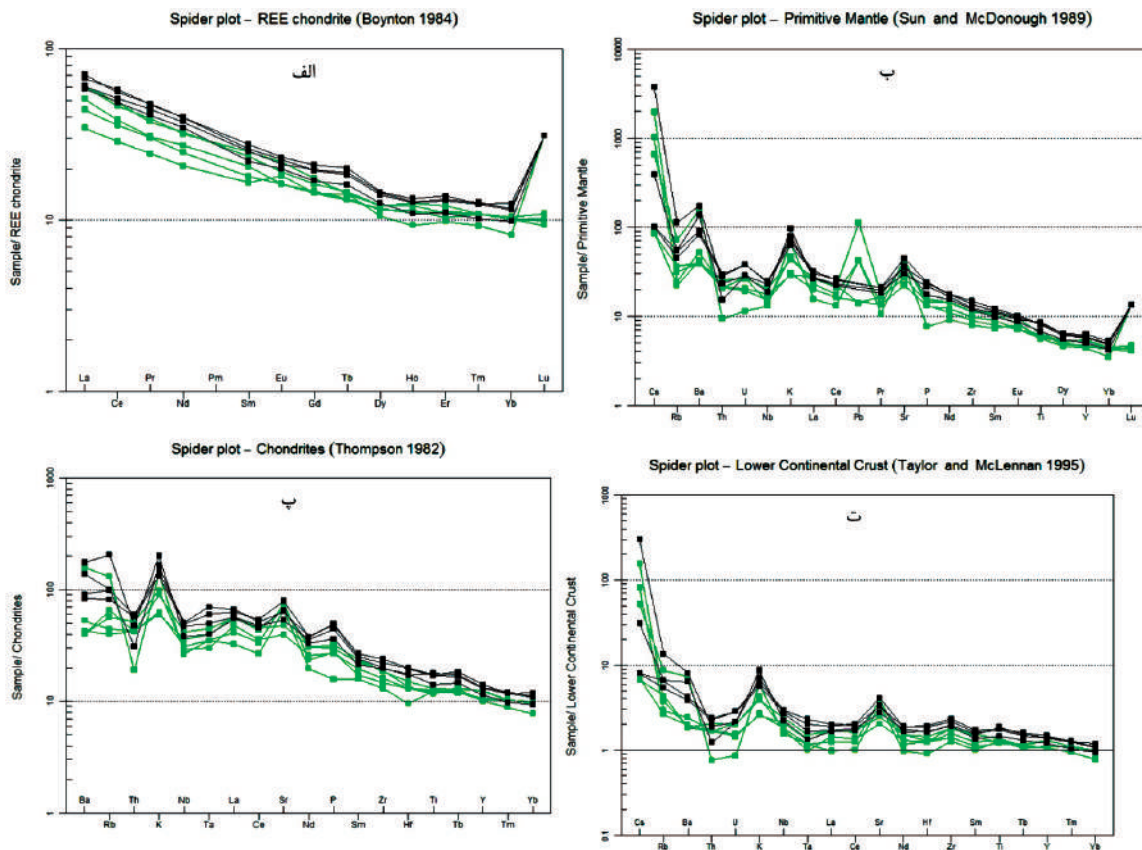
1. Light Rare Earth Elements
2. Middle Rare Earth Elements
3. Heavy Rare Earth Elements

بررسی نمودارهای عناصر نادر خاکی و ناسازگار

نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، کندریت (Thompson, 1982) و پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and McLennan, 1995) برای نمونه‌های آهوان رسم شد (شکل ۵). نمودار شکل ۵-الف به‌طور کلی نشانگر کاهش میزان غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک به‌طرف عناصر نادر خاکی میانه^۲ و عناصر نادر خاکی سنگین^۳

به خاطر متاسوماتیسم سدیک-پتاسیک افزایش یافته باشد (Harris, 1983; Harris et al., 1986). نمودار شکل ۵ به‌طور کلی روندی خطی به‌موازات خط یک را برای هر دو گروه از عناصر REEs^۱ و ناسازگار را نشان داده و مشابه منبع پوسته زیرین می‌باشد. آنومالی مثبت Pb، نشان از تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد توده نفوذی و یا آلیش با ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته عمیق که در ترازهای بالاتر متحمل تفریق شده است، می‌باشد.

$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$ (Rollinson, 1993) برای نمونه‌های مورد بررسی ۱/۲۵ تا ۱/۱۰۰ محاسبه شد. در نتیجه در الگوی REE به‌دست آمده، Eu در نمونه‌های گستره مورد مطالعه دارای آنومالی مثبت می‌باشد. آنومالی مثبت Eu نتیجه انباشت پلاژیوکلاز می‌باشد (Jung et al., 2007) و آنومالی مثبت Sr نیز آن را تأیید می‌کند. در نمودارهای شکل ۵، ب، پ و ت، غنی‌شدگی از عناصر به‌شدت ناسازگار همچون K دیده می‌شود و می‌تواند



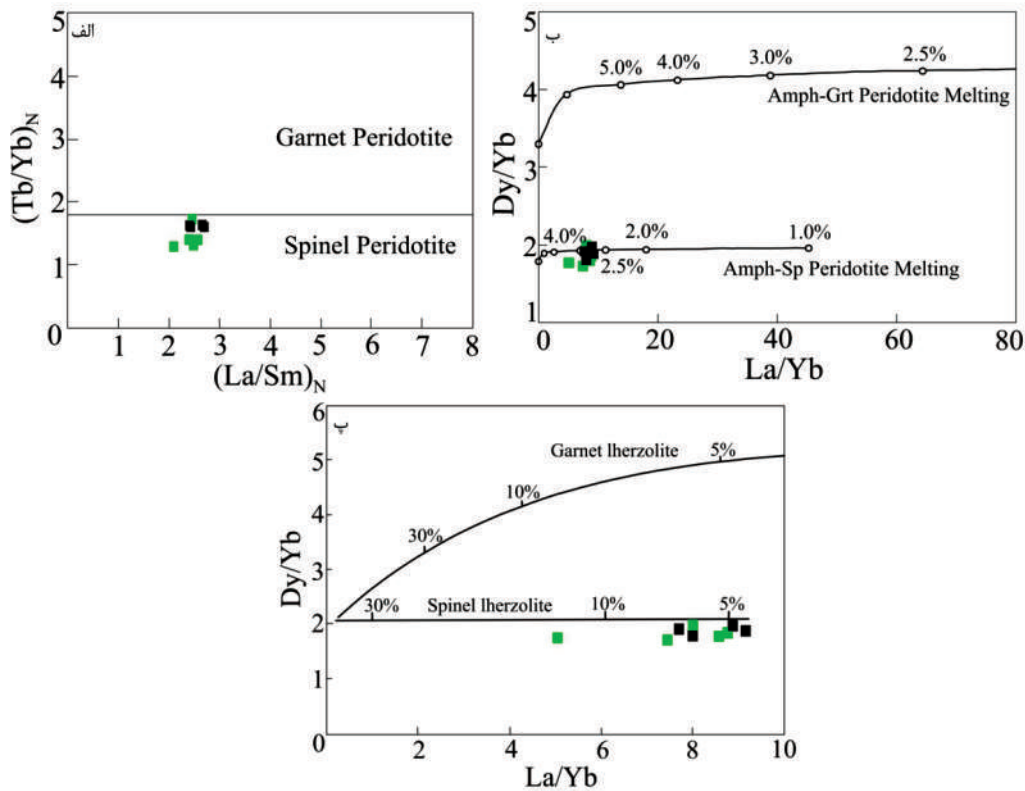
شکل ۵. نمودارهای فراوانی نمونه‌های مورد مطالعه، الف) عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، ب) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، پ) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)، ت) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and McLennan, 1995)

جایگاه زمین‌ساختی و منشأ

به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای گوناگون استفاده شد و در تمام این نمودارها تا جای ممکن از عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار نسبت Ti/Y در برابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977) تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه در گستره بازالت‌های حاشیه صفحات و تعدادی دیگر در گستره بازالت‌های درون صفحات قرار گرفتند (شکل ۶-الف). سپس در نمودار $Ti/100-Zr-Sr/2$

مورد مطالعه، از نمودارهای گوناگون استفاده شد و در تمام این نمودارها تا جای ممکن از عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار نسبت Ti/Y در برابر Zr/Y

1. Rare earth elements



شکل ۷. جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سنگ منشأ، الف) نمودار $(La/Sm)_N$ در برابر $(Tb/Yb)_N$ (Wang et al., 2002)، ب) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Jung et al., 2006)، پ) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Thirlwall et al., 1994)

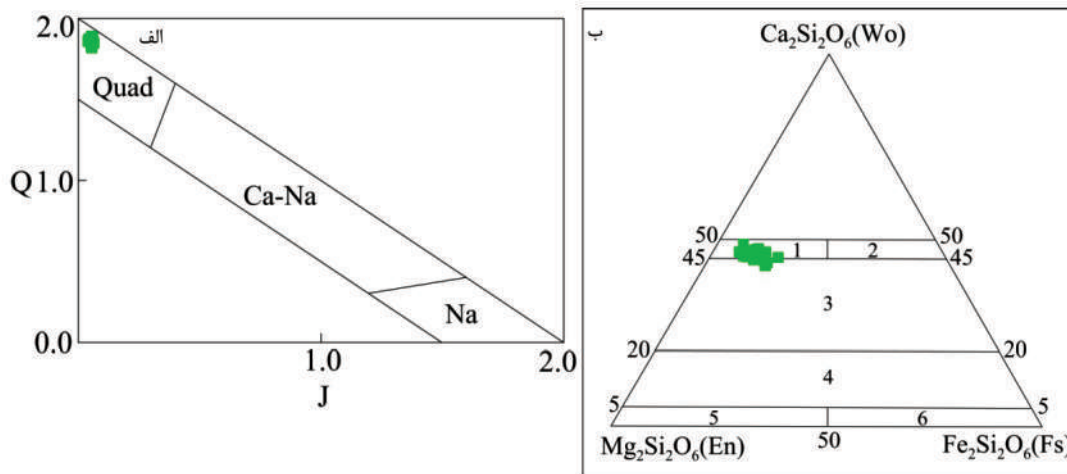
شیمی کانی

کانی کاربرد گسترده‌ای برای تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها دارد. سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌های فوق در نمودارهای ۹-الف و ب مشخص شد و به ترتیب بر اساس درصد وزنی Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Lebas, 1962) و Mg در برابر Ti (Aparicio, 2010) رسم می‌شوند. براساس نمودار اول که محدوده‌های ساب‌آلکانل، آلکانل و پراآلکانل را از یکدیگر متمایز می‌کند و نمودار دوم که گستره‌های سری‌های آلکانل، ساب‌آلکانل و پتاسیک را از یکدیگر متمایز می‌کند، این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور عمده در محدوده ساب‌آلکانل و کمی در گستره آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف و ب).

علت واقع شدن بخشی از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مونزوگابروبی در گستره آلکانل، می‌تواند در اثر متاسوماتیسم رخ داده در گستره مورد مطالعه باشد. جایگاه زمین‌ساختی این کانی‌ها توسط نمودار F_1 در برابر F_2

به‌منظور طبقه‌بندی، تعیین سری ماگمایی، دما، فشار و محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نتایج تجزیه نقطه‌ای عناصر اصلی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز استفاده شد. تمامی پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع کلینوپیروکسن هستند. پیروکسن‌ها را با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در جایگاه‌های M_1 و M_2 در فرمول عمومی آن‌ها $(M_1M_2T_2O_6)$ به گروه‌های مختلفی طبقه‌بندی می‌کنند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در مونزوگابروهای مورد مطالعه در نمودار $J=2Na$ در برابر $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ (Morimoto, 1988) در گستره پیروکسن‌های $Ca-Mg-Fe$ دار (Quad) (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی $Wo-En-Fs$ (Morimoto, 1988) در گستره دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۸-ب).

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای میزبان وابسته است، به همین دلیل این



شکل ۸. جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی، الف) نمودار دو تایی J-Q (Morimoto, 1988)، ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988). محدوده‌ها عبارتند از: ۱- دیوپسید، ۲- هیدنبرژیت، ۳- اوژیت، ۴- پیژونیت، ۵- کلینوانستاتیت و ۶- کلینوفروسیلیت

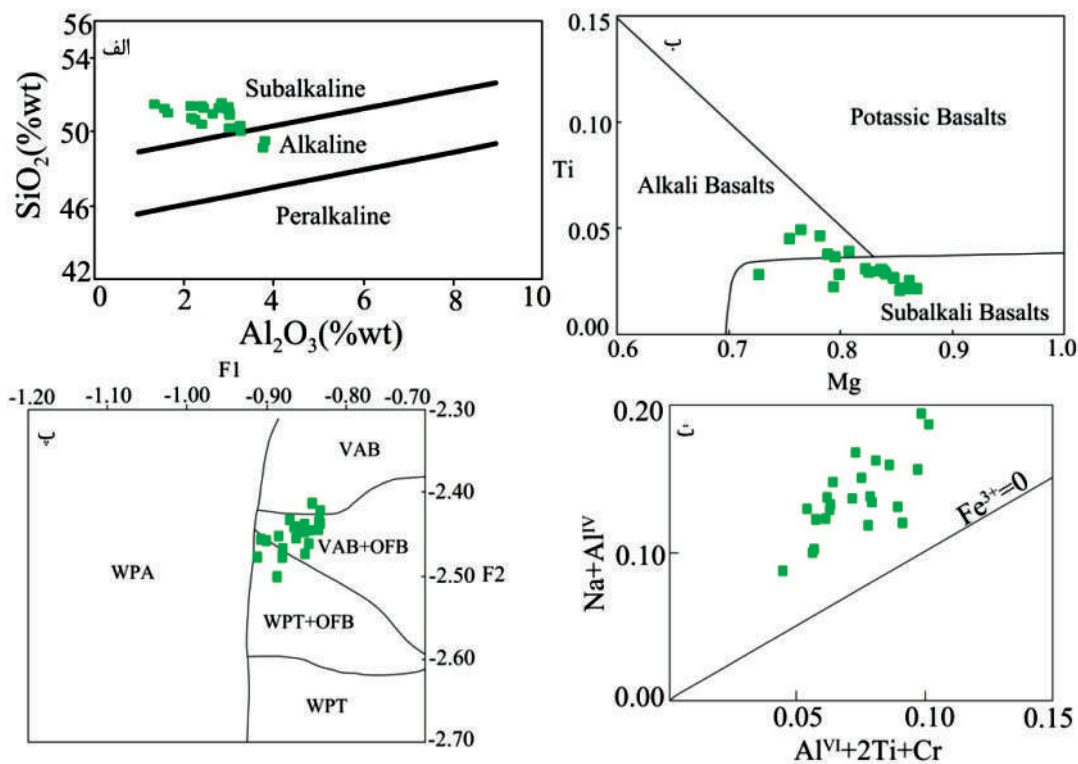
0.235 MnO-0.516 MgO-0.167 CaO-0.153 Na₂O محاسبه می‌شوند، استفاده شد. در این نمودارها که به صورت گرافیکی است، گستره دمایی بین ۱۰۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشاری در گستره بین کمتر از ۲ تا بیشتر از ۲۰ کیلوبار را برای تشکیل کانی کلینوپیروکسن در نظر می‌گیرد و کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی مورد بررسی در دمایی در حدود ۱۱۰۰ تا ۱۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود کمتر از ۲ تا حداکثر ۴ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰). در روش معادلاتی (Putirka, 2008) با استفاده از معادلات زیر:

$$T(^{\circ}K) = \frac{93100 + 544P(kbar)}{61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95}$$

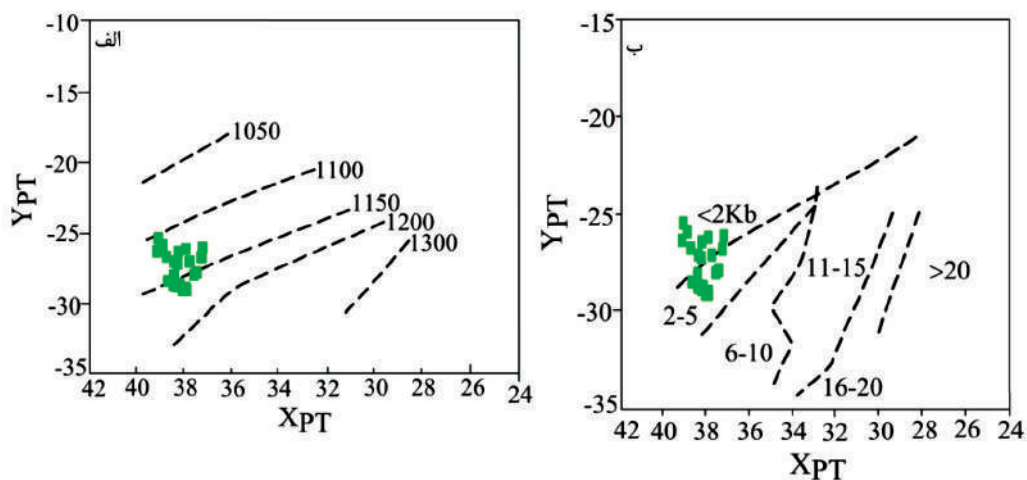
$$\left(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx} \right) + 0.395 \left[\ln(a_{En}^{cpx}) \right]^2$$

$$P(kbar) = 1458 + 0.197T(^{\circ}K) - 24 \ln T(^{\circ}K) + 0.453(H_2O^{liq}) + 55.5(X_{Al(VI)}^{cpx}) + 8.05(X_{Fe}^{cpx}) - 277(X_K^{cpx}) + 18(X_{Jd}^{cpx}) + 44.1(X_{DiHd}^{cpx}) + 2.2 \ln(X_{Jd}^{cpx}) - 17.7(X_{Al}^{cpx})^2 + 97.3(X_{Fe(M2)}^{cpx})^2 + 30.7(X_{Mg(M2)}^{cpx})^2 - 27.6(X_{DiHd}^{cpx})^2$$

(Nisbet and Pearce, 1977) مشخص شد. طبق این نمودار که گستره وسیعی از نواحی زمین ساختی مختلف را از یکدیگر متمایز می‌کند، تمرکز اصلی نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای و کف اقیانوسی (VAB+OFB) و برخی از نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای (VAB) و تولیت‌های درون صفحات و بازالت‌های کف اقیانوس (WPT+OFB) واقع می‌شوند (شکل ۹-پ). فوگاسیته اکسیژن تشکیل کانی‌های مورد اشاره توسط نمودار 2Ti+Cr+Al^{VI} در برابر Na+Al^{IV} (Schweitzer et al., 1979) بررسی شد. میزان Fe³⁺ داخل کانی کلینوپیروکسن وابسته به فوگاسیته اکسیژن است. طبق این نمودار، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در بالای خط Fe³⁺=0 قرار دارند و بیانگر تبلور آنها در یک محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا است (شکل ۹-ت). در نهایت به منظور تعیین دما و فشار تشکیل این کلینوپیروکسن‌ها از دو روش گرافیکی و معادلاتی استفاده شد. در روش گرافیکی از نمودارهای XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997) که بر اساس پارامترهای XPT= 0.446 SiO₂+0.187 TiO₂-0.404 Al₂O₃+0.346 FeO-0.052 MnO+0.309 MgO+0.431 CaO-0.446 Na₂O و YPT= -0.369 SiO₂+0.535 TiO₂-0.317 Al₂O₃+ 0.323 FeO+



شکل ۹. جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی، الف و ب) تعیین سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌ها در الف) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Lebas, 1962)، ب) نمودار Mg در برابر Ti (Aparicio, 2010)، پ) تعیین جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $F1$ در برابر $F2$ (Nisbet and Pearce, 1977)، ت) تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Schweitzer et al., 1979)

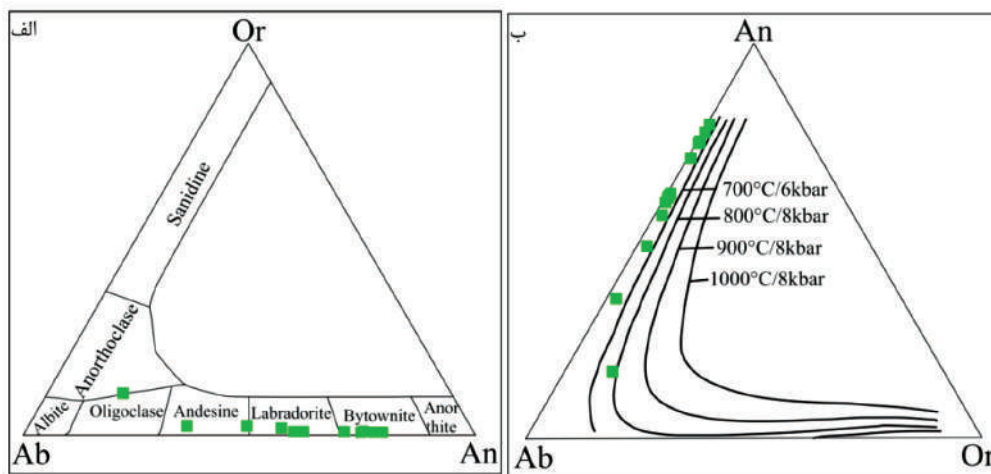


شکل ۱۰. نمودار XPT در برابر YPT برای تعیین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997)

مقادیر دما و فشار به ترتیب ۱۰۷۰ تا ۱۱۹۹ درجه سانتی‌گراد و ۰/۴ تا ۳/۹ کیلو بار محاسبه شد. از مجموع دو روش فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی در دمایی در حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود ۰/۴ تا ۳/۹ کیلو بار تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به‌عنوان فراوان‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز سنگ‌های آذرین، سری محلول جامدی را بین دو قطب آلبیت به فرمول $NaAlSi_3O_8$ و آنورتیت به فرمول $CaAl_2Si_2O_8$ تشکیل می‌دهند و به گروه سیلیکات‌های

۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (شکل ۱۱-ب). نبود هماهنگی بین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با دما و فشار پیش‌بینی شده برای تشکیل آنها می‌تواند به علت دگرسانی نمونه‌ها و فرآیندهای ساب-سالیدوس باشد.

داریستی تعلق دارند. از شیمی کانی پلاژیوکلاز به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی و دمای تشکیل این کانی در توده نفوذی آهوان استفاده شد (شکل ۱۱). در نمودار مثلثی (Deer et al., 1986) Ab-An-Or ترکیب شیمیایی این کانی (An= ۱۶/۸۱ تا An= ۷۹/۳۵) در گستره آندزین، لابرادوریت و بیتونیت (شکل ۱۱-الف) و در نمودار مثلثی



شکل ۱۱. الف) تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای توده نفوذی مورد مطالعه در نمودار مثلثی (Deer et al., 1986) Or-Ab-An، ب) تعیین دما و فشار تشکیل این کانی در نمودار مثلثی (Raasei, 1998) An-Ab-Or.

نتیجه‌گیری

همچنین براساس ماهیت ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت و ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی آهوان حاصل ذوب بخشی ترکیبی از مواد گوشته‌ای و پوسته زیرین می‌باشد و از یک اسپینل پریدوتیت منشأ دارد.

۵. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های این توده نفوذی در حد دیوپسید و اوزیت است و در دمایی در حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود ۰/۴ تا ۳/۹ کیلوبار تشکیل شده‌اند.

۶. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از An= ۱۶/۸۱ تا An= ۷۹/۳۵ متغیر است و در گستره آندزین، لابرادوریت و بیتونیت قرار می‌گیرند و دمای تشکیل آن‌ها کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. نبود هماهنگی بین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با دما و فشار پیش‌بینی شده برای تشکیل آنها می‌تواند به علت دگرسانی نمونه‌ها و فرآیندهای ساب-سالیدوس باشد.

۱. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب توده نفوذی آهوان، مونزوکابرو-مونزودیوریت است و پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن و زیرکن کانی‌های فرعی سازنده آن هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها، دانه‌ای است و بافت پوئی‌کیلیتیک به‌عنوان بافت فرعی در آن حضور دارند.

۲. در نمودار رده‌بندی SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در گستره مونزوکابرو و مونزودیوریت قرار می‌گیرند.

۳. سری ماگمایی سازنده توده نفوذی بررسی شده کالک‌آلکالن است و در پهنه کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده است.

۴. غنی‌شدگی LREEs/HREEs در کنار آنومالی منفی عناصری همچون P، Nb، Ti نشانگر پهنه فعال حاشیه قاره‌ای و نشان‌دهنده درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما به‌وسیله مواد پوسته‌ای است.

منابع

- خلعت‌بری جعفری، م. و اعتصامی، ص.، ۱۳۹۷. جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان (سمنان). زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۶)، ۴۹-۶۴.
- رضائی کهخائی، م.، قصابی فیض، آ. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۷. شیمی کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ائوسن گردنه آهوان، شمال شرق سمنان. بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶(۲)، ۳۳۹-۳۵۴.
- شاه‌حسینی، ا.، ۱۳۸۶. پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵.
- صمدی، م.، ۱۳۷۷. پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۱۵۰.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۵۱. بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۲۹۰.
- غیاثوند، ع. ر.، ۱۳۸۴. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌مدرس تهران، ۱۵۰.
- قاسمی، ح. ا. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲. بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. زمین‌شناسی ایران، ۷(۲۷)، ۱۷-۲۹.
- قصابی فیض، آ.، ۱۳۹۶. شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان، ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۷.
- کامران، س.، ۱۳۹۸. پترولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان، ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه لرستان، ۱۴۷.
- نادری، آ.، قاسمی، ح. ا. و پاپادوپولو، ل.، ۱۳۹۹. شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیوم کل بیوتیت در تشخیص کانی‌زایی در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری. زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۳)، ۱-۱۵.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۶۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Aparicio, A., 2010. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks. *IUP Journal of Earth Sciences*, 4, 1-11.
- Boynton, W. V., 1984. *Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. Elsevier, 63-114.
- Deer, W. A., Howie, A. and Zussman, J., 1986. *An introduction to the rock-forming minerals*. 17th ed, Longman Ltd, 528.
- Harris, C., 1983. The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *Journal of petrology*, 24, 424-470.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. *Geochemical characteristics of collision zone magmatism*. Geological society of london special publications, 19, 67-81.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2354.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. and Berndt, J., 2006. Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47, 1637-1671.
- Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S., 2007. Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, 96, 415-435.
- Lebas, M. J., 1962. The role of aluminum

- in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
 - Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
 - Nisbet, E. G. and Pearce, J. A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.
 - Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B., 1999. Multiple source for the coastal batholith of central Chile: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos*, 46, 505-521.
 - Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J., (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 230-249.
 - Pearce, J.A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
 - Pearce, J.A. and Gale, G. H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7, 14-24.
 - Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.
 - Raasei, P., 1998. Feldspar thermometry: A valuable tool for deciphering the thermal history of granulite-facies rocks, as illustrated with metapelites from srilanka. *Canadian Mineralogist*, 36, 67-86.
 - Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352.
 - Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-513.
 - Sirvastava, R. K. and Singh, R. K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
 - Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden, (Geologiska Foreningen)*, 119, 55-60.
 - Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications*, 42, 313-345.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
 - Thirlwall, M. F., Upton, B. G. J. and Jenkins, C., 1994. Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35, 839-879.
 - Thompson, R. N., 1982. British tertiary volcanic province. *Scottish journal of geology*, 18, 49-107.
 - Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-21.
 - Wass, S. Y. and Roger, N. W., 1980. Mantle metasomatism precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et cosmochimica acta*, 44, 1811-1823.
 - Yang, J. S., Dobrzhinetskaya, L., Bai, W. J., Fang, Q. S., Robinson, P. T., Zhang, J. and Green, H. W., 2007. Diamond-and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology*, 35, 875-878.