

زمین‌شیمی و شیمی‌کانی سنگ‌های فوق بازی پهنه کوپان، جنوب بوانات، استان فارس

مریم زورمند سنگری^۱، احمد احمدی خلجی^(۲)، کمال نوری خانکهدانی^۳ و زهرا طهماسبی^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۰

چکیده

ناحیه مورد مطالعه در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و جزئی از افیولیت نیریز محسوب می‌شود. در این پهنه، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی شده هستند. واحد اصلی سنگ‌شناختی شامل سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی شده‌اند و دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها عبارتند از: الیون، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره، سرپانتین و اسپینل. الیون‌ها به سرپانتین و پیروکسن‌ها به بستایت تبدیل شده‌اند. بر اساس شیمی سنگ کل، سنگ‌های مورد مطالعه از نوع بازیک و فوق بازیک انباشتی (لرزولیتی-هارزبورژیتی) با ترکیب نزدیک به میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان اقبانوسی اطلس (MAR) هستند. بر اساس شیمی کانی، پیروکسن‌ها از نوع کلسیک و در گستره دیوپسید و اوژیت و آمفیبول‌ها جزء گروه کلسیک و در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند. پیروکسن‌ها در شرایط گریزندگی اکسیژن پایین، دمای بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد (گستره‌ی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار بیش از دو کیلوبار (گستره دو تا ۱۰ کیلوبار) متبلور شده‌اند. آمفیبول‌ها در دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشاری کمتر از ۱ کیلوبار تشکیل شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و شیمی کانی، سنگ‌های فوق بازی پهنه کوپان در یک محیط فرورانش تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بوانات، افیولیت، زاگرس مرتفع، فرورانش، فوق بازی.

مقدمه

خاستگاه ژئودینامیکی و تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه‌های کانیایی سنگ‌ها، از سنجش شیمیایی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول استفاده می‌شود. پیروکسن در سنگ‌های ماگمایی گسترده است و تا

زمین‌شیمی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناخت ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌ها موثر باشد. به‌عنوان مثال، برای شناخت ترکیب شیمیایی، منشأ،

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

جنوب شرق رخنمون دارند (شکل ۱). این افیولیت‌ها از نظر ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری شبیه افیولیت عمان هستند (Stocklin, 1974). افیولیت‌نی‌ریز از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است و از سه واحد اصلی سنگ‌شناسی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل شده است. هارزبورژیت‌ها، پریدوتیت‌های غالب این افیولیت هستند (Sarkarinejad, 1994) و سنگ‌های نفوذی شامل مجموعه‌ای از پریدوتیت‌ها، گابروهای ایزوتروپ و لایه‌ای و پلاژیوگرانیت می‌باشند. بعد از پریدوتیت‌ها، گابروها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی در این افیولیت‌را تشکیل می‌دهند (Arvin, 1982, Ricou, 1976). تعیین سن انجام گرفته به روش U-Pb بر روی زیرکن پلاژیوگرانیت‌ها و گابروها به ترتیب سن‌های $100/1 \pm 2/3$ و $93/4 \pm 1/3$ میلیون سال را نشان می‌دهند (Monsef et al., 2018). همچنین تعیین سن به روش $^{39}Ar/^{40}Ar$ برای پلاژیوگرانیت‌ها سن‌های $92/07 \pm 1/69$ و $93/19 \pm 2/48$ را نشان داده است (Babaie et al., 2006). سنگ‌های آتشفشانی از پایه شامل دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت تا آندزیت هستند. علاوه بر سنگ‌های مجموعه افیولیتی، می‌توان به واحد کنگلومرای-آهک دولومیتی به سن پالئوسن-ائوسن زیرین که شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی است، اشاره کرد. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل می‌دهد و دربرگیرنده قطعه‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق بازی است (رجب‌زاده و هدایتی، ۱۳۹۹).

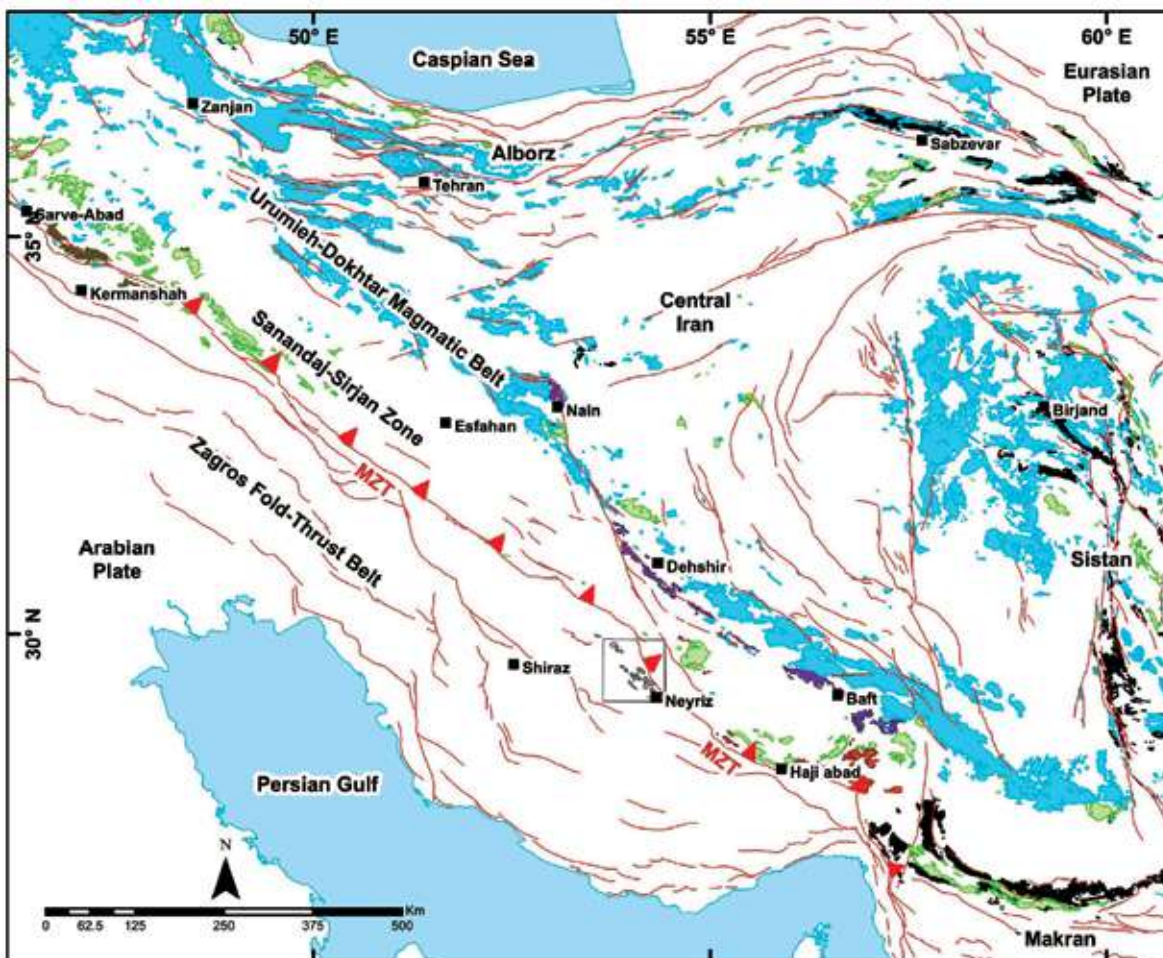
روش مطالعه

در طی بازدید صحرایی از سنگ‌های فوق بازی، تعداد ۴۰ نمونه برداشت شد. در مطالعه‌های آزمایشگاهی در ابتدا از این نمونه‌های سنگی مقاطع نازک تهیه و پس از بررسی مقاطع نازک، برای شناسایی دقیق کانی‌ها، ۴ نمونه توسط پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین این ۴ نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) برای عناصر

حدی به دلیل نقش آن به‌عنوان میزبان اصلی عناصر کمیاب شاخص (Akinin et al., 2005) و تا حدی به دلیل غنی‌شدگی از عناصر شیمیایی اصلی و جزئی، نقش مهمی در مطالعه منشأ سنگ‌های آذرین ایفا می‌کند (کامران و همکاران، ۱۴۰۲). محتویات عناصر جزئی بلورهای پیروکسن مانند Ti, Al, Na, Cr و به‌ویژه محتوای Si آن‌ها شاخصی برای درک تکامل زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان و محیط زمین ساختی است. آمفیبول‌ها نیز در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی مشاهده می‌شوند، می‌تواند تأییدکننده پایداری آن‌ها در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما (۴۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار (۱-۲۳ کیلوبار) باشد و همین موجب می‌شود، به‌عنوان شاخص مناسبی برای ارزیابی شرایط تبلور ماگما مانند فشار، دما، میزان آب مذاب و گریزندگی اکسیژن از آن‌ها استفاده کرد (Blundy and Holland, 1990). بنابراین یکی از روش‌های برآورد شرایط دما و فشار تبلور سنگ‌ها استفاده از تبادل کاتیونی در کانی آمفیبول است. علاوه بر این، ترکیب آمفیبول وضعیت اکسیداسیون را در شرایط مختلف دما و فشار ثبت می‌کند (Gualda and Vlach, 2007). هدف از این مطالعه استفاده از شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول برای تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، جایگاه زمین ساختی و فهم فرآیندهای موثر بر سنگ‌های فوق بازی پهنه کوپان در جنوب یوانات می‌باشد.

زمین‌شناسی

ناحیه مورد مطالعه از نظر ساختاری در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت‌نی‌ریز می‌باشد (شکل ۱). این افیولیت در حقیقت بخشی از سری افیولیتی زاگرس به سن کرتاسه بالایی می‌باشد (میرنژاد و بازآمد، ۱۳۹۳). پهنه زمیندرز زاگرس که از مرز ایران-ترکیه تا شمال تنگه هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست (تاجور و همکاران، ۱۳۹۹) و برخی از افیولیت‌های مهم ایران از جمله افیولیت‌نی‌ریز را شامل می‌شود. افیولیت‌های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس هستند و به‌صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سندنج-سیرجان در راستای شمال غرب-



شکل ۱. نقشه پراکنندگی افیولیت‌های ایران، افیولیت نی‌ریز در کادر مستطیل نشان داده شده است (اقتباس از Monsef et al., 2018)

شد. شیمی این کانی‌ها توسط دستگاه ریزکاونده الکترونی مدل CAMECA SX Five با رشته تنگستن/تفنگ الکترونی LaB6، ولتاژ شتاب‌دهنده 5~30 kV، جریان پرتو 20nA (اندازه پرتو 5 μm) و طیف‌سنج 5 کانالی (مجهر به 10 کریستال طیف‌سنجی) سنجش شدند (جدول‌های ۲ و ۳). پردازش و تفسیر داده‌ها نیز به کمک نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و Corel Draw انجام شده است.

اصلی (برحسب درصد وزنی) و روش طیف‌سنجی جرمی گسیلی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای عناصر فرعی و کمیاب (برحسب ppm) در آزمایشگاه زراژما تهران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). برای بررسی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول پس از تهیه، مطالعه و بررسی مقاطع نازک صیقلی، تعدادی از این کانی‌ها انتخاب و برای سنجش نقطه‌ای به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (IGG-CAS) در کشور چین ارسال

ویژگی‌های صحرایی

جدول ۱. نتیجه‌های سنجش شیمیایی عناصر اصلی (به روش XRF) و عناصر فرعی و کمیاب (به روش ICP-MS) سنگ‌های کوپان، جنوب بوانات

Sample	KP-10	KP-17	KP-18	KP-20
	%Wt	%Wt	%Wt	%Wt
SiO ₂	۴۷/۱۴	۴۱/۸	۳۹/۱۷	۴۱/۱۷
TiO ₂	۰/۱	۰/۹۵	۰/۸۸	۱/۲۷
Al ₂ O ₃	۱۸/۶۶	۱۴/۵۳	۱۴/۸۶	۱۵/۰۶
Fe ₂ O ₃	۷/۸۲	۱۰/۳۴	۱۰/۳۵	۱۱/۸۶
MgO	۱۲/۰۹	۱۱/۲۸	۱۷/۸۹	۸/۸۹
MnO	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲۳	۰/۱۹
CaO	۹/۰۶	۱۴/۶۴	۷/۶۴	۱۵/۴۱
Na ₂ O	۰/۶۶	۰/۴	۰/۴۴	۰/۴۱
K ₂ O	۰/۲۹	۰/۰۵>	۰/۰۵>	۰/۰۵>
P ₂ O ₅	۰/۰۵>	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵
LOI	۳/۸۹	۵/۷۶	۸/۲۶	۵/۵۹
Cs(ppm)	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۵	۰/۴
Ba	۶۲۲	۴۲	۱۷	۲۲
Rb	۵	۱	۰/۸	۰/۶
Sr	۲۹/۸	۵۶/۴	۳۴/۹	۶۹/۴
Th	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۶
U	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Pb	۱۱	۳	۰/۰۸	۱
V	۱۵۳	۲۶۴	۲۶۵	۴۱۳
Cr	۱۰۸	۴۷	۴۶	۳۵
Co	۳۸/۴	۳۲/۴	۳۳/۲	۳۴/۵
Ni	۲۷۲	۳۹	۴۰	۳۶
Hf	۱/۴۶	۲/۲۵	۲/۲۵	۲/۱۲
Ta	۰/۵۵	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۲۷
Zr	۵	۳۲	۳۰	۲۸
Nb	۵/۹	۲/۷	۲/۶	۲
La	۱	۲	۲	۲
Ce	۰/۹	۴	۳	۳
Pr	۰/۱۸	۱/۱	۰/۸۴	۰/۹۸
Nd	۰/۴	۴/۴	۳/۷	۴/۳
Sm	۰/۰۲	۱/۴۴	۱/۱۳	۱/۰۸
Eu	۰/۳۸	۰/۷۳	۰/۸۶	۰/۷۲
Gd	۰/۵۱	۲/۶	۲/۳۲	۲/۲
Tb	۰/۱۲	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۷
Dy	۰/۶۵	۴/۵۸	۴/۲۵	۳/۹۹
Y	۱/۸	۱۸/۴	۱۶	۱۶/۱
Er	۰/۳۷	۲/۷۶	۲/۲۷	۲/۳۶
Tm	۰/۰۹	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۴
Yb	۰/۷	۲/۷	۲/۵	۲/۹
Lu	۰/۰۹	۰/۴۲	۰/۳۶	۰/۳۵

مجموعه سنگ‌های افیولیتی جنوب بوانات در شمال شرق روستای کوپان به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی شده هستند (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی، گستره مورد مطالعه شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، لاتریت‌های قرمز، لاتریت‌های زرد، آهک‌های ائوسن و رسوبات جوان کواترنری می‌باشد. لاتریت‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار معادل سازند جهرم به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۳ الف). بنابراین زمان رخداد لاتریتی شدن می‌باید بعد از کرتاسه بالایی و قبل از ائوسن باشد، در این صورت سن پالئوسن را می‌توان برای این رخداد فرض کرد. لاتریت‌ها حاصل هوازدگی شدید سنگ‌های پریدوتیتی می‌باشند (شکل ۳ الف و ب). واحد اصلی سنگ‌شناختی شامل توده‌های پریدوتیتی به‌طور عمده سرپانتینی شده‌اند، دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند (شکل ۳ پ و ت).

پetroگرافی

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های پریدوتیتی ناحیه عبارتند از: الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره (به‌عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ اولیه)، سرپانتین و اسپینل می‌باشند (شکل ۴ الف-ت). در این سنگ‌ها، الیوین به‌شدت به سرپانتین تبدیل شده است. بنابراین کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۴ الف-پ). پیروکسن در پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی‌شده به بستایت تبدیل شده است (شکل ۴ پ). اسپینل نیز به‌صورت بی‌شکل و آمیبی در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ الف-پ). نتیجه‌های سنجش XRD نیز حاکی از وجود الیوین، پیروکسن (انستاتیت و دیوپسید)، سرپانتین (لیزاردیت و آنتی‌گوریت) و آمفیبول در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۵).

جدول ۲. نتیجه‌های سنجش نقطه‌ای (EPMA) پیروکسن در سنگ‌های پهنه کویان. محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (بر حسب ۶ اتم اکسیژن و به صورت .a.p.f.u)

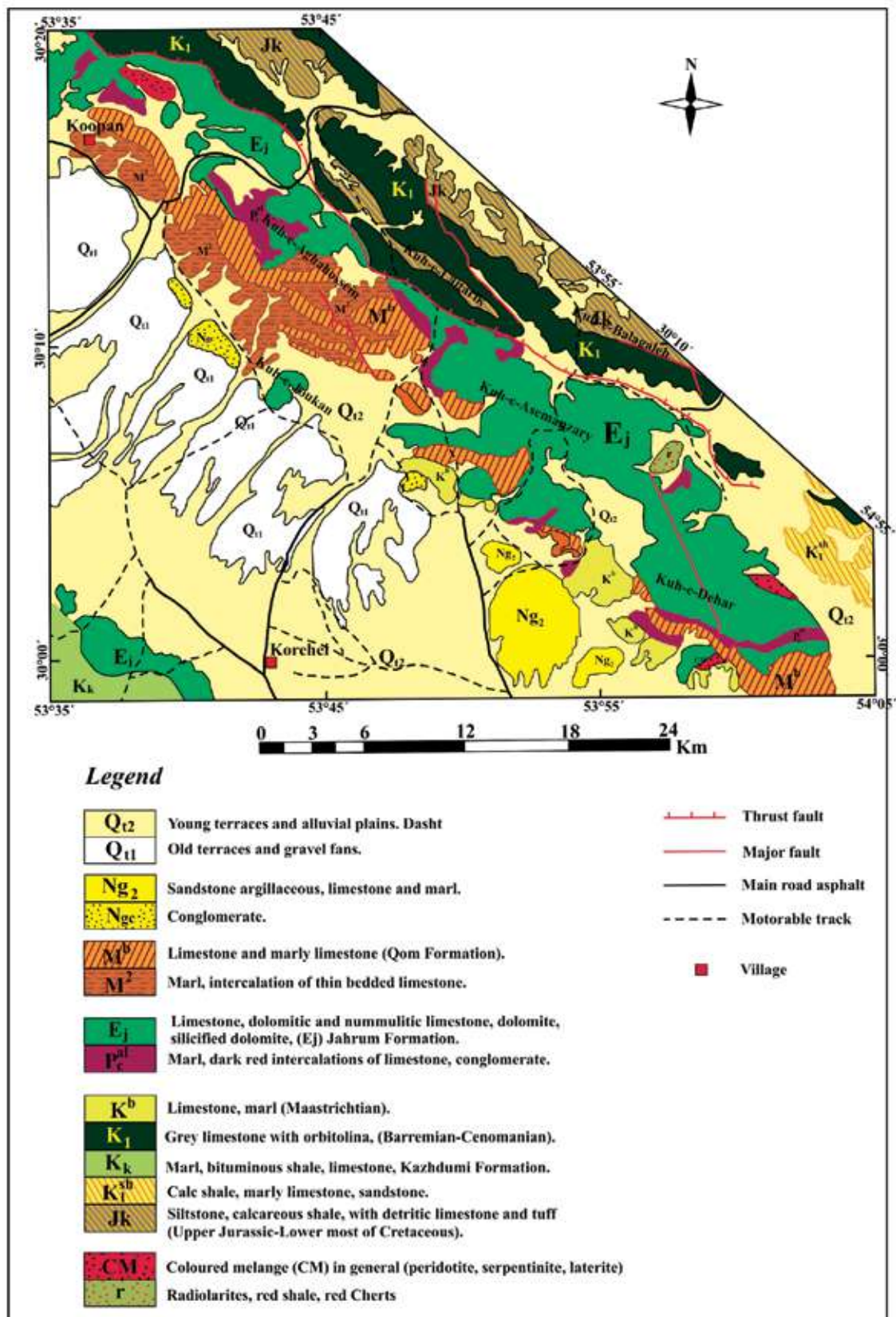
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
No.	۳۱	۳۲	۳۳	۳۴	۳۵	۳۶	۳۷	۴۱	۴۲	۴۳
SiO ₂	۵۲/۸۲	۵۲/۷۴	۵۲/۶۸	۵۳/۳۲	۵۳/۰۵	۵۲/۶۹	۵۴/۷۲	۵۴/۱۱	۵۳/۲۳	۵۳/۰۸
TiO ₂	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۴۱	۰/۳۷
Al ₂ O ₃	۳/۷۵	۳/۵۸	۳/۸۶	۲/۴۹	۲/۰۲	۳/۰۰	۲/۶۱	۲/۱۷	۳/۷۸	۲/۶۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۱۷	۰/۰۳
FeO	۷/۲۱	۶/۶۱	۶/۲۰	۶/۵۵	۶/۴۱	۷/۷۳	۶/۴۳	۵/۸۳	۶/۱۴	۶/۶۴
MnO	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۲۵
MgO	۱۵/۱۶	۱۴/۹۵	۱۵/۰۷	۱۶/۵۹	۱۵/۵۰	۱۶/۱۵	۱۵/۴۲	۱۶/۳۰	۱۵/۳۸	۱۵/۸۳
CaO	۱۹/۷۱	۲۰/۳۷	۲۰/۶۲	۱۹/۲۸	۲۰/۲۶	۱۹/۲۴	۲۰/۲۷	۲۰/۷۶	۲۰/۰۸	۲۰/۰۸
Na ₂ O	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۶
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
TOTAL	۹۹/۵۳	۹۹/۱۶	۹۹/۴۶	۹۹/۲۱	۹۷/۹۵	۹۹/۶۳	۹۹/۱۲	۹۸/۸۴	۹۹/۵۱	۹۹/۱۳
O=6										
Si	۱/۹۴	۱/۹۵	۱/۹۴	۱/۹۶	۱/۹۸	۱/۹۴	۱/۹۸	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۶
Al	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Al	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۸
Fe(iii)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe(ii)	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Mg	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۹۱	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۹۰	۰/۸۴	۰/۸۷
Ca	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۸۰	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۷۹
Na	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
TOTAL	۳/۹۷	۳/۹۷	۳/۹۸	۳/۹۸	۳/۹۷	۳/۹۹	۳/۹۶	۳/۹۹	۳/۹۶	۳/۹۸
Wo	۴۱/۹۰	۴۲/۴۶	۴۳/۷۸	۴۰/۰۳	۴۲/۷۴	۳۹/۸۵	۴۲/۹۱	۴۲/۸۵	۴۲/۹۶	۴۲/۰۱
En	۴۴/۸۴	۴۴/۳۹	۴۴/۵۳	۴۷/۹۴	۴۵/۵۲	۴۶/۵۴	۴۵/۴۲	۴۶/۸۲	۴۵/۷۸	۴۶/۰۸
Fs	۱۲/۳۵	۱۱/۳۴	۱۰/۷۳	۱۰/۹۹	۱۰/۹۵	۱۲/۷۳	۱۱/۰۴	۹/۷۲	۱۰/۵۶	۱۱/۳۱
Ac	۰/۹۱	۰/۸۱	۰/۹۶	۱/۰۵	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۷۰	۰/۶۱
T(°C) France et al., 2010	۱۰۹۱/۰۳	۱۰۷۵/۶۶	۱۱۰۱/۳۸	۹۷۳/۷۹	۹۳۰/۴۵	۱۰۲۱/۳۲	۹۸۵/۵۳	۹۴۴/۳۴	۱۰۹۲/۸۳	۹۹۳/۰۸
Xpt	۳۷/۶۹	۳۷/۷۴	۳۷/۵۸	۳۸/۴۰	۳۸/۵۴	۳۸/۲۱	۳۸/۶۰	۳۸/۷۹	۳۷/۷۴	۳۸/۴۱
Ypt	-۲۹/۲۲	-۲۹/۳۳	-۲۹/۶۴	-۲۹/۹۶	-۲۹/۳۵	-۲۹/۲۳	-۲۹/۷۴	-۳۰/۰۹	-۲۹/۹۲	-۲۹/۵۹
F ₁	-۰/۸۰	-۰/۸۱	-۰/۸۱	-۰/۷۸	-۰/۸۰	-۰/۷۸	-۰/۸۰	-۰/۸۰	-۰/۸۰	-۰/۷۹
F ₂	-۲/۵۲	-۲/۵۰	-۲/۵۱	-۲/۵۱	-۲/۴۸	-۲/۵۰	-۲/۵۲	-۲/۴۸	-۲/۵۲	-۲/۵۱

ادامه جدول ۲.

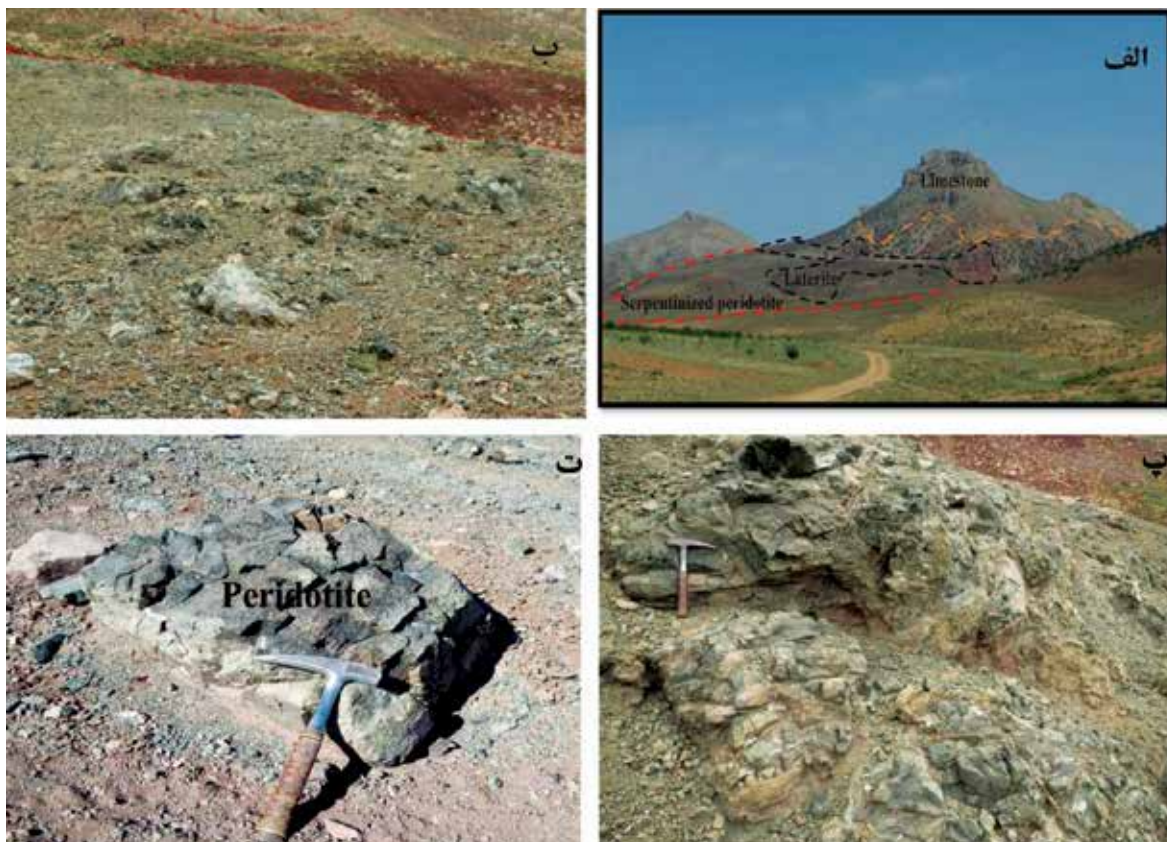
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
No.	۴۴	۴۵	۴۹	۵۰	۵۱	۵۲	۵۳	۵۴	۵۵
SiO ₂	۵۳/۳۶	۵۳/۶۶	۵۲/۹۶	۵۳/۲۸	۵۳/۲۲	۵۳/۱۷	۵۲/۶۰	۵۲/۶۵	۵۲/۸۲
TiO ₂	۰/۳۵	۰/۱۱	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۵۶	۰/۳۸
Al ₂ O ₃	۳/۱۲	۲/۷۱	۳/۱۶	۳/۱۶	۳/۰۵	۲/۸۵	۲/۵۵	۳/۷۳	۳/۰۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۲۳
FeO	۶/۷۴	۶/۷۰	۶/۵۰	۶/۸۸	۷/۳۲	۶/۱۳	۷/۰۲	۶/۵۰	۵/۸۵
MnO	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۲
MgO	۱۵/۴۸	۱۵/۶۰	۱۵/۶۷	۱۵/۰۳	۱۵/۴۸	۱۵/۴۲	۱۵/۶۹	۱۵/۴۴	۱۵/۸۰
CaO	۲۰/۳۸	۲۰/۵۰	۱۹/۹۴	۱۹/۹۷	۱۹/۳۶	۲۱/۰۰	۲۰/۶۵	۲۰/۰۸	۲۰/۵۴
Na ₂ O	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۳
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰
TOTAL	۹۹/۷۵	۹۹/۶۰	۹۹/۰۷	۹۹/۱۷	۹۹/۱۸	۹۹/۲۹	۹۹/۲۴	۹۹/۶۱	۹۹/۰۵
O=6									
Si	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۴	۱/۹۵
Al	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵
Al	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۸
Fe(iii)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Ti	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Fe(ii)	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۱۸
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۸۷
Ca	۰/۸۰	۰/۸۱	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۸۱
Na	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
TOTAL	۳/۹۷	۳/۹۷	۳/۹۸	۳/۹۶	۳/۹۷	۳/۹۸	۳/۹۹	۳/۹۷	۳/۹۸
Wo	۴۲/۷۷	۴۲/۸۹	۴۲/۰۹	۴۲/۶۳	۴۱/۰۷	۴۳/۹۳	۴۲/۶۸	۴۲/۶۱	۴۳/۱۳
En	۴۵/۲۰	۴۵/۴۳	۴۶/۰۳	۴۴/۶۶	۴۵/۶۹	۴۴/۹۰	۴۵/۱۲	۴۵/۵۸	۴۶/۱۵
Fs	۱۱/۳۹	۱۱/۴۷	۱۰/۹۳	۱۱/۸۸	۱۲/۴۶	۱۰/۳۶	۱۱/۵۸	۱۱/۰۹	۹/۸۴
Ac	۰/۶۳	۰/۲۱	۰/۹۴	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۶۲	۰/۷۲	۰/۸۸
T(°C) France et al., 2010	۱۰۳۲/۴۱	۹۹۴/۷۶	۱۰۳۶/۵۱	۱۰۳۶/۵۱	۱۰۲۶/۳۵	۱۰۰۷/۳۴	۹۷۹/۳۸	۱۰۸۹/۸۲	۱۰۲۸/۶۸
Xpt	۳۸/۴۲	۳۸/۷۹	۳۷/۹۹	۳۸/۱۰	۳۸/۱۳	۳۸/۴۶	۳۸/۵۹	۳۷/۶۶	۳۸/۰۳
Ypt	-۲۹/۶۹	-۲۹/۸۵	-۲۹/۶۶	-۲۹/۲۷	-۲۹/۲۷	-۲۹/۸۳	-۲۹/۳۰	-۲۹/۵۳	-۲۹/۹۶
F1	-۰/۸۰	-۰/۷۸	-۰/۸۰	-۰/۸۱	-۰/۷۹	-۰/۸۱	-۰/۸۰	-۰/۸۱	-۰/۸۰
F2	-۲/۵۲	-۲/۵۲	-۲/۴۹	-۲/۵۲	-۲/۵۲	-۲/۴۹	-۲/۴۷	-۲/۵۱	-۲/۴۸

جدول ۳. نتیجه‌های سنجش نقطه‌ای (EPMA) آمفیبول در سنگ‌های پهنه کوپان. محاسبه فرمول ساختاری (Leake et al., 1997) و مقادیر اعضای نهایی آن‌ها (برحسب ۲۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u).

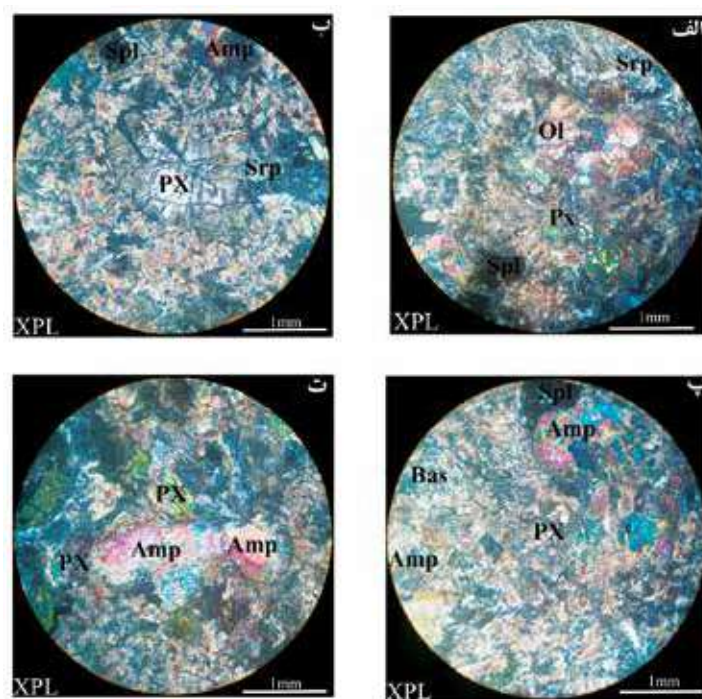
Mineral	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph
No.	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۸	۳۹	۴۰	۴۶	۴۷	۴۸
SiO ₂	۵۳/۳۱۹	۵۴/۱۴۹	۵۴/۵۱۴	۵۳/۷۶۲	۵۴/۵۸۹	۵۳/۶۸۶	۵۳/۴۵۶	۵۱/۰۳۸	۵۳/۶۱۵	۵۳/۹	۵۳/۶۳۹
TiO ₂	۰/۱۷۲	۰/۳۱۳	۰/۱۴۱	۰/۸۷۶	۰/۲۰۱	۰/۲۶۳	۰/۱۴۴	۰/۴۳۴	۰/۲۲۵	۰/۱۳۳	۰/۱۶۹
Al ₂ O ₃	۲/۹۴	۳/۱۳۱	۲/۰۸۷	۲/۷۶۷	۲/۰۸۵	۳/۱۲۷	۲/۶۶۴	۳/۵۳۹	۳/۳۲۹	۳/۰۷۶	۳/۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴۱	۰/۰۳۶	۰/۱۴۵	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰	۰	۰/۰۲۵	۰/۰۰۵	۰/۰۷۲	۰/۰۸۳
FeO	۱۱/۳۴۹	۱۰/۴۰۵	۹/۲۸۶	۹/۲	۷/۸۹۸	۱۰/۹۶۲	۱۰/۹۷۶	۱۴/۹۲۷	۹/۸۸۹	۸/۸۵۱	۸/۰۳۸
MnO	۰/۲۴۲	۰/۲۲۳	۰/۱۹۳	۰/۱۷۳	۰/۲۱۶	۰/۲۱۹	۰/۱۷۷	۰/۲۷۴	۰/۱۴۲	۰/۱۹۲	۰/۲۲
MgO	۱۵/۴۷۲	۱۶/۳۴۷	۱۷/۷۲۴	۱۶/۶۴۷	۱۷/۴۰۵	۱۵/۴۲۸	۱۵/۰۸۹	۱۵/۳	۱۵/۹۷۱	۱۶/۳۱	۱۷/۵۴۷
CaO	۱۱/۴۱۱	۱۰/۷۳۱	۱۱/۴۱۶	۱۱/۷۵۵	۱۱/۹۴۲	۱۲/۵۶۴	۱۲/۵۰۴	۱۰/۵۴۴	۱۲/۲۰۱	۱۱/۸۴	۱۱/۸۷۱
Na ₂ O	۰/۳۳۷	۰/۳۱۳	۰/۳۳۷	۰/۶۳۴	۰/۲۸۴	۰/۳۲۱	۰/۳۳۱	۰/۵۰۷	۰/۳۶۳	۰/۲۸۷	۰/۲۴۷
K ₂ O	۰/۰۴۶	۰/۰۶۶	۰/۰۵۹	۰/۱۴۱	۰/۰۵۵	۰/۰۵۳	۰/۰۲	۰/۱۸۶	۰/۰۳۵	۰/۰۳۸	۰/۰۴۳
O=22											
Si	۷/۷۹	۷/۸۱	۷/۸۳	۷/۷۴	۷/۸۹	۷/۷۴	۷/۸۱	۷/۵۰	۷/۷۵	۷/۸۳	۷/۶۹
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
Al	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۶۱	۰/۵۷	۰/۵۳	۰/۶۴
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe	۱/۳۹	۱/۲۶	۱/۱۲	۱/۱۱	۰/۹۶	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۸۴	۱/۲۰	۱/۰۷	۰/۹۶
Mn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۳/۳۷	۳/۵۲	۳/۸۰	۳/۵۷	۳/۷۵	۳/۳۲	۳/۲۹	۳/۳۵	۳/۴۴	۳/۵۳	۳/۷۵
Ca	۱/۷۹	۱/۶۶	۱/۷۶	۱/۸۱	۱/۸۵	۱/۹۴	۱/۹۶	۱/۶۶	۱/۸۹	۱/۸۴	۱/۸۲
Na	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷
K	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Tot	۱۴/۹۹	۱۴/۹۴	۱۵/۰۲	۱۵/۰۳	۱۴/۹۵	۱۵/۰۱	۱۴/۹۹	۱۵/۲۳	۱۵/۰۰	۱۴/۹۴	۱۵/۰۰
Si	۷/۷۹	۷/۸۱	۷/۸۳	۷/۷۴	۷/۸۹	۷/۷۴	۷/۸۱	۷/۵۰	۷/۷۵	۷/۸۳	۷/۶۹
AlIV	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۵۰	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۳۱
Tsite	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
AlVI	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۲	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۳۳
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe	۱/۳۹	۱/۲۶	۱/۱۲	۱/۱۱	۰/۹۶	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۸۴	۱/۲۰	۱/۰۷	۰/۹۶
Mn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۳/۳۷	۳/۵۲	۳/۸۰	۳/۵۷	۳/۷۵	۳/۳۲	۳/۲۹	۳/۳۵	۳/۴۴	۳/۵۳	۳/۷۵
Csite	۵/۱۰	۵/۱۸	۵/۱۶	۵/۰۱	۵/۰۱	۴/۹۷	۴/۹۴	۵/۳۹	۵/۰۰	۵/۰۱	۵/۱۰
C-5	۰/۱۰	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۰۱	-۰/۰۳	-۰/۰۶	۰/۳۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۰
Ca	۱/۷۹	۱/۶۶	۱/۷۶	۱/۸۱	۱/۸۵	۱/۹۴	۱/۹۶	۱/۶۶	۱/۸۹	۱/۸۴	۱/۸۲
Na	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۱	-۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۰۷
Bsite	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Na	-۰/۰۲	-۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۰	-۰/۰۶	۰/۰۰	-۰/۰۱	۰/۲۰	-۰/۰۱	-۰/۰۷	۰/۰۰
K	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Asite	-۰/۰۱	-۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۳	-۰/۰۵	۰/۰۱	-۰/۰۱	۰/۲۳	۰/۰۰	-۰/۰۶	۰/۰۰



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از ناحیه مورد مطالعه (بر اساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید اقتباس از Hoshmandzade and Sohili, 1990 با اندکی تغییرات)

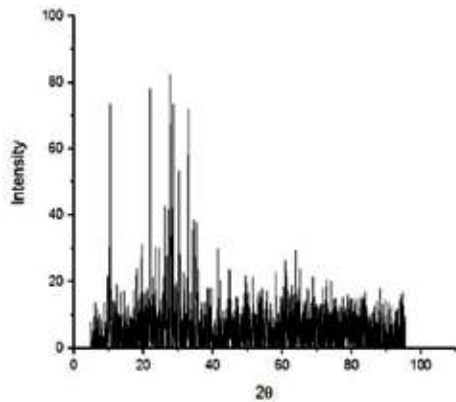


شکل ۳. الف) نمایی از واحدهای سنگی در ناحیه مورد مطالعه، ب) ارتباط صحرایی لالیتها با پریدوتیت‌های سرپانتیتی شده در شمال شرقی کوپان، پ و ت) نمایی نزدیک از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده

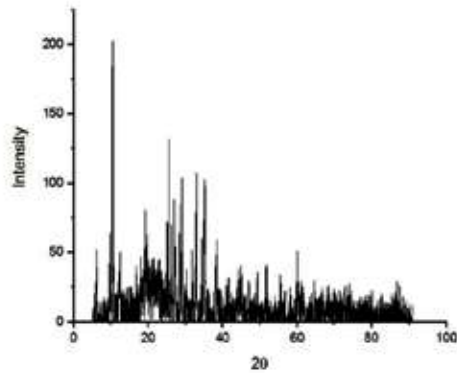


شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های پهنه کوپان، الف) پیروکسن، الیون و اسپینل در پریدوتیت‌های شمال شرق کوپان، ب) پیروکسن، آمفیبول، سرپانتین و اسپینل در سنگ‌های مورد مطالعه، ج) پیروکسن تبدیل شده به بستایت به همراه اسپینل بی‌شکل، آمفیبول و پیروکسن، د) آمفیبول به همراه پیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه، (علائم اختصاری از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010): Sep: سرپانتین، SPl: اسپینل، Px: پیروکسن، Bas: باستیت)

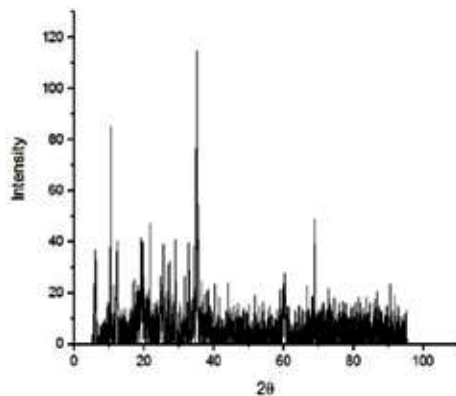
Kp10: Olivine + pyroxene (diopsid) + Amphibole



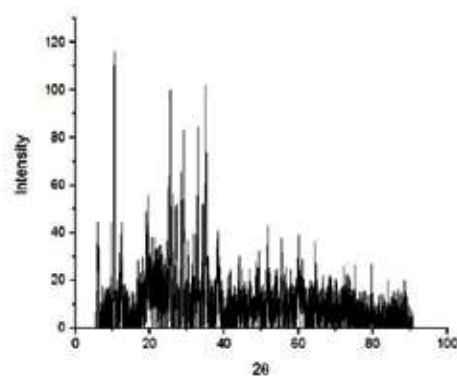
Kp17: Serpentine (lizardite, antigorite) + albite+ pyroxene (enstatite)



Kp 18: Serpentine (lizardite, antigorite)



Kp20: Serpentine (lizardite, antigorite) + albite



شکل ۵. نمودارهای سنجش XRD سنگ‌های مورد مطالعه کوپان

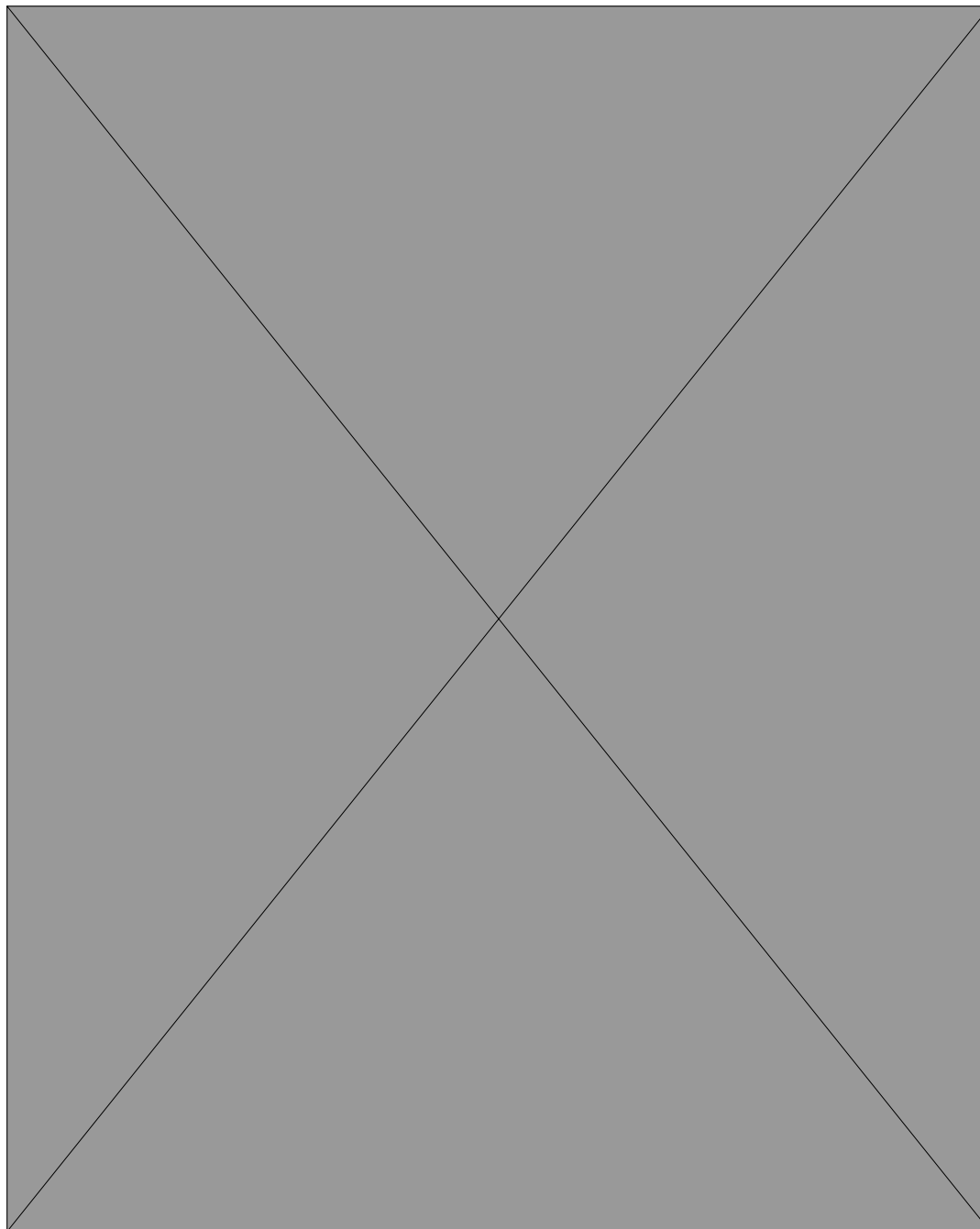
بحث

زمین‌شیمی

(میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان‌اقیانوسی اطلس) قرار می‌گیرند (Dana, 1985) و در نمودار سه‌تایی تغییرات عناصر اصلی (Coleman, 1977) $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ که برای تفکیک نمونه‌های گوشته‌ای از انباشتی بکار می‌رود، نمونه‌های کوپان از نوع سنگ‌های مافیک انباشتی هستند (شکل ۶-ت). در نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\text{FeO}_4/(\text{FeO}_4+\text{MgO})$ (Zhihong and Huafu, 1998)، نمونه‌های مورد مطالعه کوپان به‌طور تقریبی در امتداد خط جداکننده افیولیت‌های پرتیتانیم از افیولیت‌های کم تیتانیم قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ث).

به‌منظور رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه کوپان، از نمودارهای رده‌بندی دومتغیره SiO_2 در مقابل درصد وزنی مجموع عناصر آلکالن (Middlemost, 1994) و $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche et al., 1980) استفاده شد. در نمودار SiO_2 در مقابل درصد وزنی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، نمونه‌های مورد بررسی در ناحیه گابرو و گابرو-پریدوت قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف) و در نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ در گستره‌های گابرو-نوریت و سنگ‌های فوق‌بازی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). در نمودار AFM (شکل ۶-پ)، نمونه‌های کوپان در ناحیه فوق‌بازیک انباشتی با ترکیب نزدیک به MAR^1

1. Mid-Atlantic Ridge (MAR)

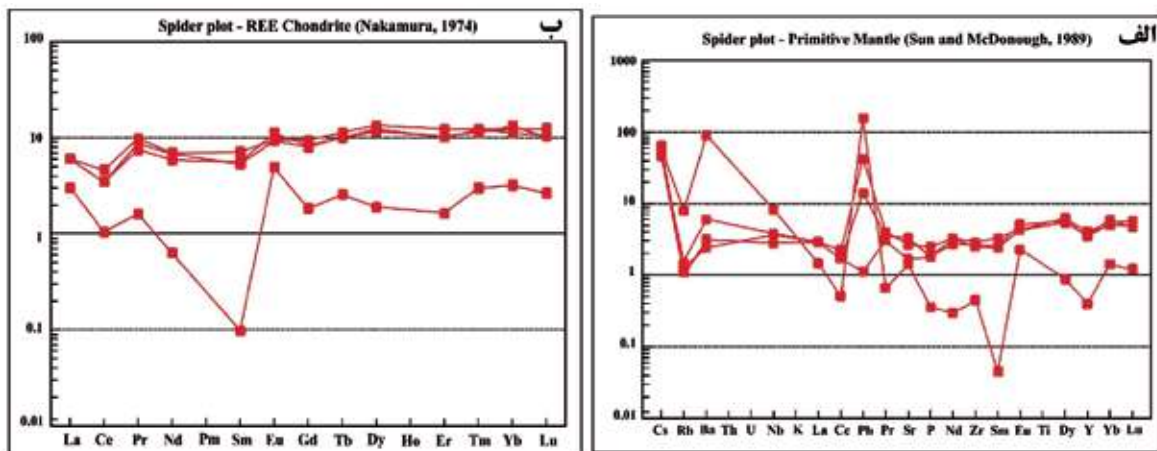


شکل ۶. الف) نمودار دومتغیره SiO_2 در مقابل درصد وزنی مجموع عناصر آکالین (Middlemost, 1994)، ب) نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche et al., 1980)، پ) نمودار AFM که نمونه‌های کوپان بر روی آن در ناحیه سنگ‌های فوق بازی انباشتی قرار می‌گیرند، MAR: میانگین ترکیب شیمیایی پشته میان اقیانوسی اطلس از Dana (1985)، ت) نمودار سه‌تایی $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Coleman, 1977) که نمونه‌های کوپان بر روی آن در ناحیه سنگ‌های مافیک انباشتی قرار می‌گیرند، ث) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\text{FeO}^{2+}/(\text{FeO}^{2+}+\text{MgO})$ (Zhihong and Huafu, 1998)

از آنجاکه فراوانی تیتانیم در سنگ‌های افیولیتی معرف درجه تهی‌شدگی گوشته منشأ این سنگ‌ها است و با در نظر گرفتن این‌که انواع پرتیتان و کم‌تیتان به ترتیب دارای ترکیب لرزولیتی و هارزبورژیته-دونیتی هستند (Zhihong and Huafu, 1998) از این‌رو، می‌توان اظهار داشت، سنگ‌های مورد مطالعه کوپان معرف یک گوشته اولیه تهی‌شده با ترکیب لرزولیتی-هارزبورژیته می‌باشند. در شکل ۷-الف، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به

فرورانش می‌دانند (Hugh et al., 1993). در شکل ۷-ب عناصر کمیاب نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ناحیه کوپان در این نمودار، تهی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان می‌دهند. چیرگی کانی‌شناسی این سنگ‌ها توسط کلینوپیروکسن و آمفیبول باعث ایجاد الگوی مسطح در عناصر MREE تا HRRE شده است.

گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند، عناصر La, Sm, Rb, Nb, Y, Ce و P آنومالی منفی و عناصر Ba, Pb, Cs و Sr آنومالی مثبت دارند. وجود آنومالی مثبت Pb نشان‌دهنده آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Kamber et al., 2002). غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Sr و Ba را در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Nb و P را دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با



شکل ۷. نمودارهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه کوپان بهنجار شده با مقادیر الف) کندریت، ب) گوشته اولیه

شیمی کانی

از آنجایی که ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناخت ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین موثر باشد (Zhou et al., 1997)، برای شناخت ترکیب شیمیایی، منشأ، خاستگاه ژئودینامیکی و تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه‌های کانیایی سنگ‌های مورد مطالعه کوپان، از سنجش شیمیایی نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن و آمفیبول استفاده شده است.

مقابل (Leterrier et al., 1982) Ca+Na، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره سری‌های تولییتی و کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۹-الف). همچنین پیروکسن‌های مورد مطالعه از Si غنی‌شده و در زمینه سنگ‌های ساب‌آلکان (تولییتی و کالک‌آلکان) قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب) و با توجه به محتوای کم Ti و در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، گستره کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۹-پ). براساس نمودار دومتغیره $Al^{IV*}100$ در برابر TiO_2 (Ao et al., 2010)، نمونه‌های مورد مطالعه روندی مشابه با کمان‌های ماگمایی (محیط مرتبط با فرورانش) را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف). از طرف دیگر، پایین بودن میزان Ti و بالا بودن میزان SiO_2 در فرمول ساختاری پیروکسن از ویژگی‌های پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی محسوب می‌شود (Beccaluva et al., 1989) (شکل ۱۰-الف و ب). در نمودار Ti+Cr در برابر Ca (Leterrier et al., 1982)

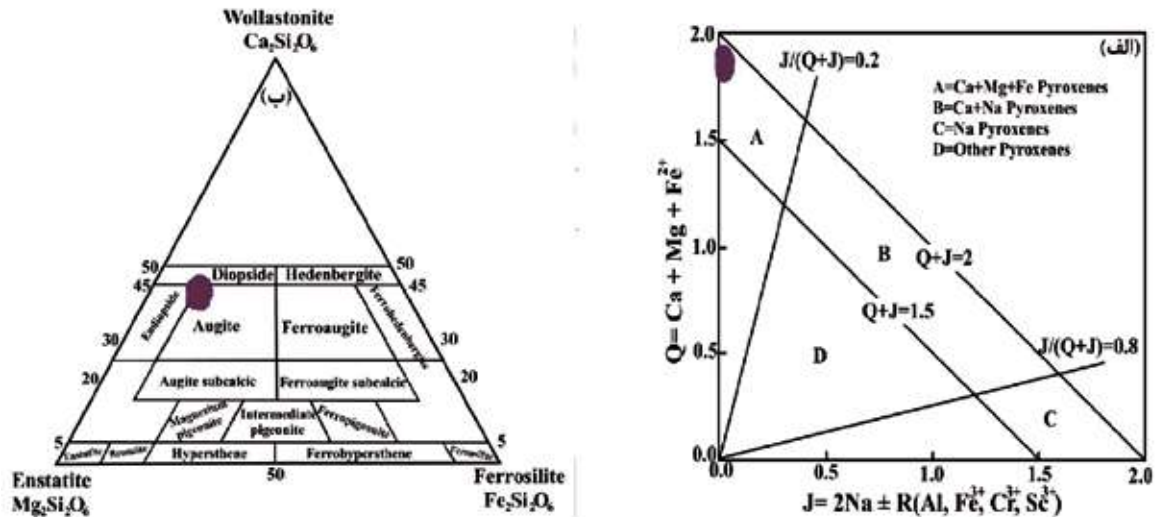
ترکیب شیمی کانی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های پهنه کوپان در جدول ۲ ارائه شده است. طبق طبقه‌بندی میدلموست (Morimoto et al., 1988)، پیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند و از نوع کلسیک هستند (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی Wo-En-Fs بیشتر در گستره دیوپسید و اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). براساس نمودار Ti در

پیروکسن

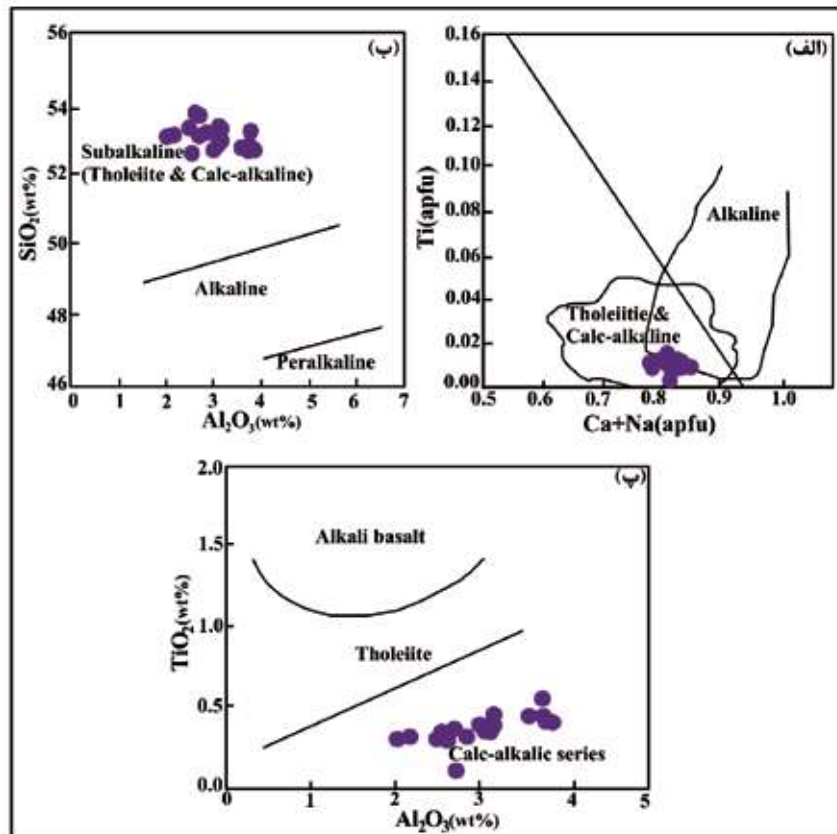
ترکیب شیمی کانی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های پهنه کوپان در جدول ۲ ارائه شده است. طبق طبقه‌بندی میدلموست (Morimoto et al., 1988)، پیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند و از نوع کلسیک هستند (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی Wo-En-Fs بیشتر در گستره دیوپسید و اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). براساس نمودار Ti در

این کلینوپیروکسن‌ها، محیط مرتبط با محیط کف اقیانوسی تا کمان آتشفشانی (فرافروانش) را نشان می‌دهند.

کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در یک محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-پ) و در نمودار F1 در برابر F₂ (شکل ۱۰-ت) (Nisbet & Pearce, 1977)، نیز

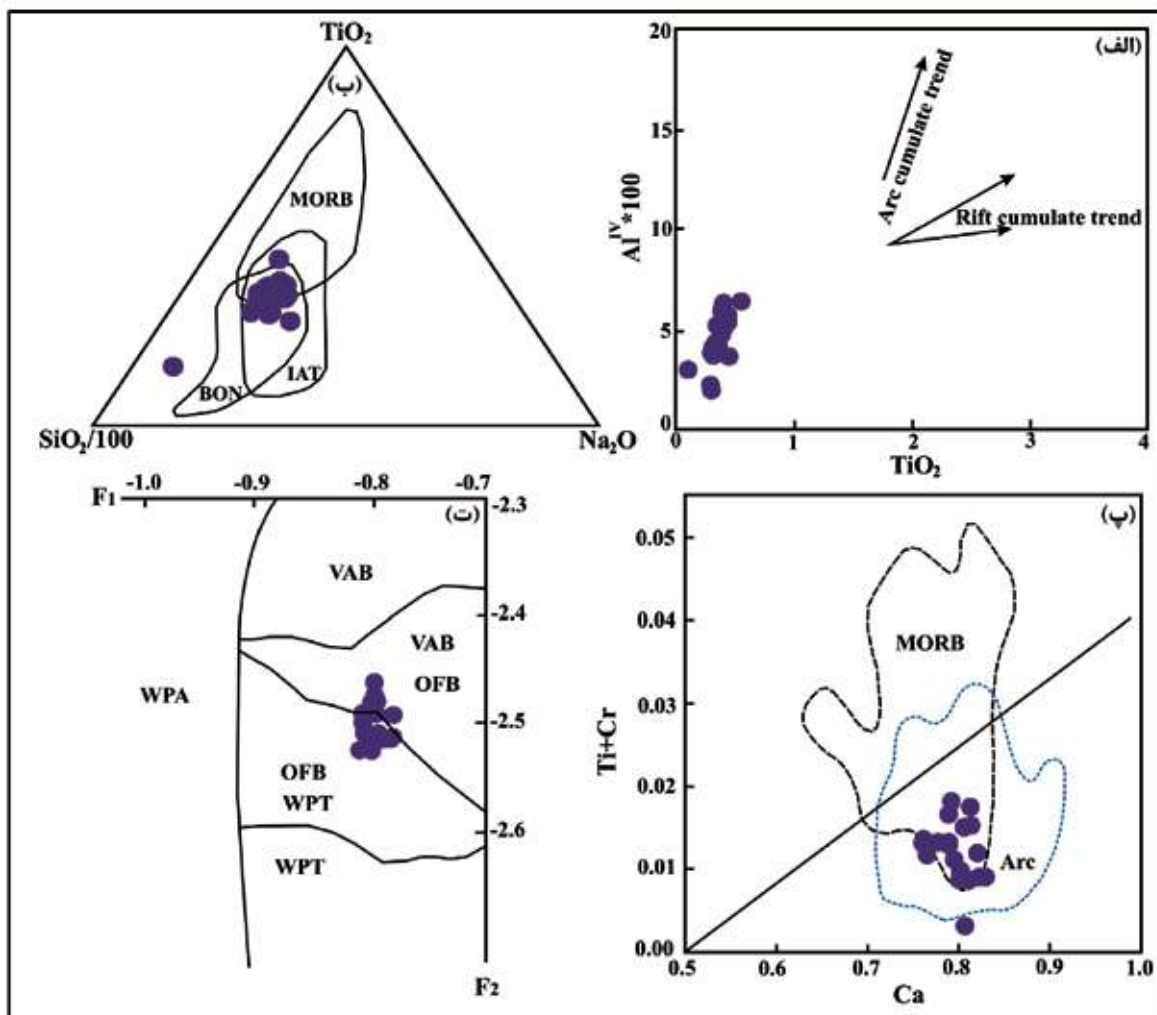


شکل ۸. طبقه‌بندی پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از الف) نمودار Q در برابر J (Morimoto et al., 1988)، ب) نمودار مثلثی Enstatite-Wollstonite-Ferrosilite (Morimoto et al., 1988)، نشان می‌دهد پیروکسن‌های مورد مطالعه از نوع دیوپسید-اوپتیت هستند



شکل ۹. تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه براساس شیمی کانی پیروکسن الف) نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Leterrier et al., 1982)، ب) نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)، پ) نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)، نشان‌دهنده متعلق بودن نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکالی است

برای تعیین دمای تبلور پیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار دو متغیره YPT در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997) استفاده شده است (شکل ۱۱-الف). این روش داماسنجی برای انواع پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe دار و Fe-Mg دار مورد استفاده قرار می‌گیرد، همچنین حضور توام دو پیروکسن الزامی نیست. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه گستره‌ی دمایی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-الف). فرانس و همکاران (France et al., 2010) براساس رابطه بین مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 ، دمای کانی پیروکسن را به دست آوردند، زیرا این اکسیدها به شدت وابسته به دما هستند (شکل ۱۱-ب). همان‌گونه که در شکل ۱۱-ب مشاهده می‌شود، پیروکسن‌های مورد مطالعه دمایی بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند.

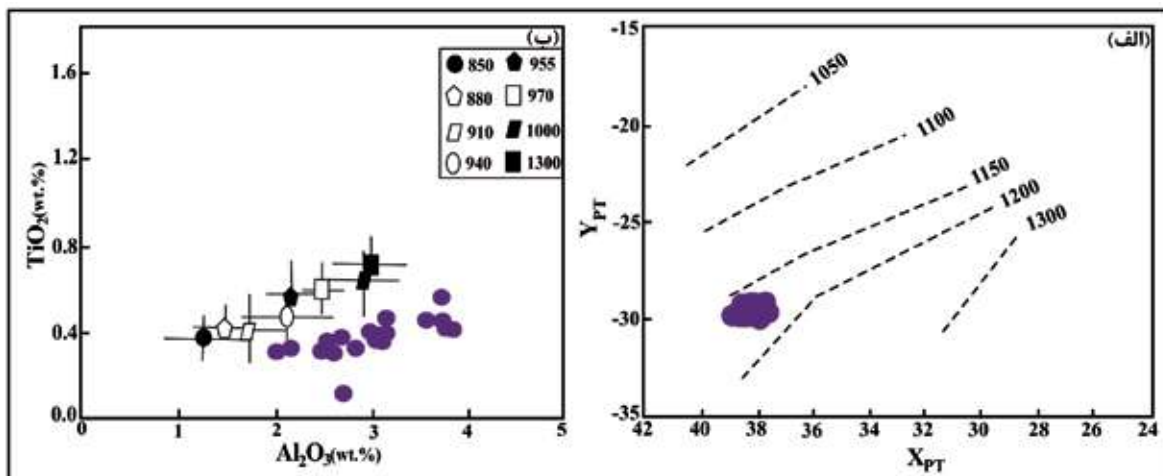


شکل ۱۰. تعیین موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، الف) نمودار دوتایی $TiO_2-Al^{IV} \times 100$ (Ao et al., 2010)، ب) نمودار سه تایی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989)، پ) نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca (Leterrier et al., 1982)، ت) نمودار F_1 در برابر F_2 (Nisbet and Pearce, 1977)

اجزای تشکیل دهنده پارامترهای F_1 و F_2 :

$$F_2 = -(0.0469 \times SiO_2) - (0.0818 \times TiO_2) - (0.0212 \times Al_2O_3) - (0.0041 \times FeO) - (0.1435 \times MnO) - (0.0029 \times MgO) + (0.0085 \times CaO) + (0.016 \times Na_2O)$$

$$F_1 = -(0.012 \times SiO_2) - (0.0807 \times TiO_2) + (0.0026 \times Al_2O_3) - (0.0012 \times FeO) - (0.0026 \times MnO) + (0.0087 \times MgO) - (0.0128 \times CaO) - (0.0419 \times Na_2O)$$



شکل ۱۱. دماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه براساس ترکیب کلینوپیکروکسن با استفاده از نمودارهای الف) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997)، ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (France et al., 2010)

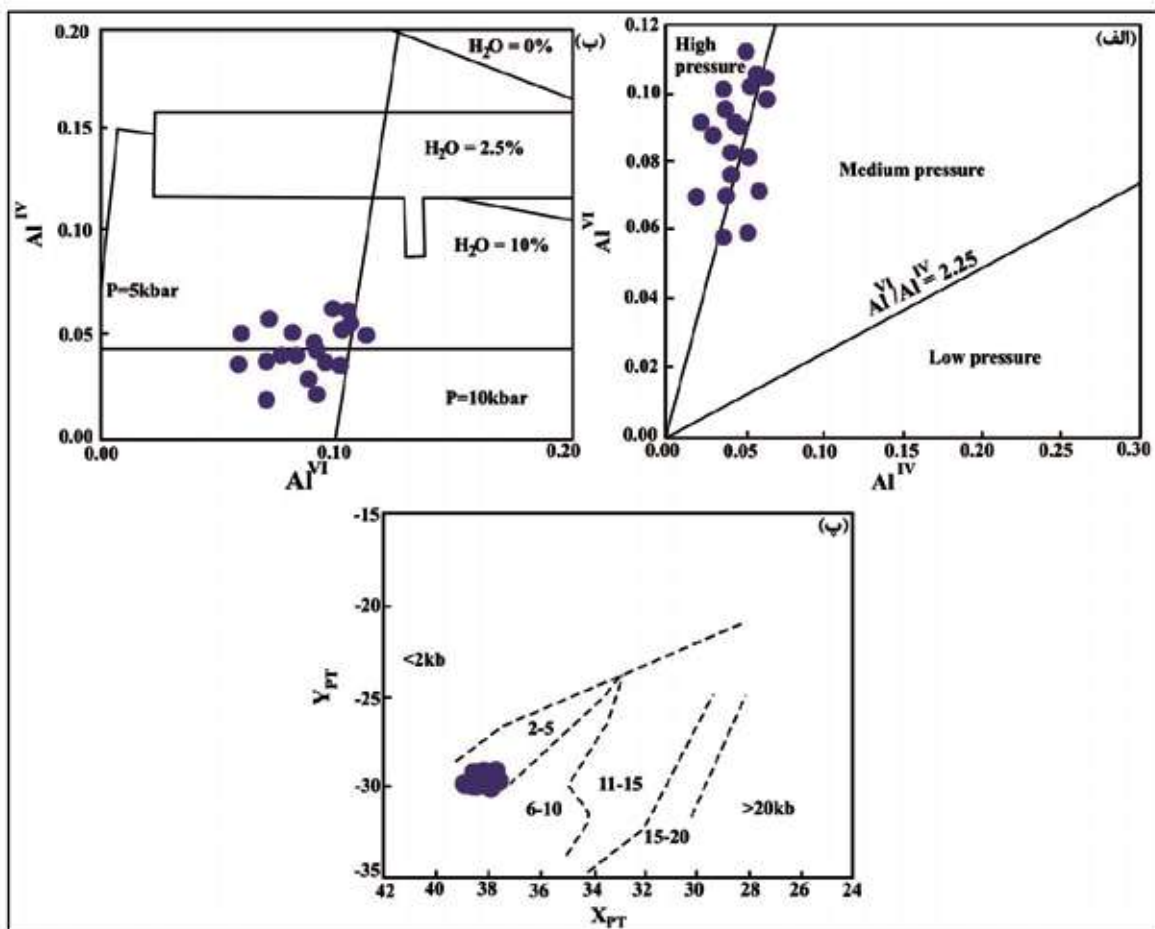
$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^I - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^I + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

براساس این مقادیر در شکل ۱۲-پ، کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه در فشار متوسط (حدود دو تا پنج کیلوبار) متبلور شده‌اند.

طبق نظر کوشیرو (Kushiro, 1960) و (Le Bas, 1962) مقدار Ti و Al در پیکروکسن‌ها به فعالیت سیلیس آبگونی که از آن متبلور شده‌اند بستگی دارد. با توجه به نمودار Al^{IV} -Ti (Gamble and Taylor, 1980) میزان Ti در حفاصل بین خطوط $Al^{IV}=5Ti$ و $Al^{IV}=3Ti$ قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-الف). بنا به پیشنهاد پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979)، مقدار TiO_2 در پیکروکسن‌ها بیانگر فعالیت Ti در ماگمای مادری است و سنگ‌ها از آن منشأ گرفته‌اند. در نمودار توزیع Al و Si (Schweitzer et al., 1979)، کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه در بالای خط اشباعی جایگاه ویژه قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). بنابراین می‌توان استنباط کرد، در این

برای تعیین فشار کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (شکل ۱۲-الف) (Aoki and Shiba, 1973) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه گستره فشار متوسط تا بالا را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-الف). ترکیبات Al کلینوپیکروکسن برای تعیین عمق محفظه ماگما استفاده شده است. در واقع، هرچه فشار پایین‌تر باشد، کلینوپیکروکسن‌ها از Al غنی‌تر هستند (Foley and Venturelli, 1989; Liu et al., 2000). از نحوه توزیع Al در جایگاه‌های چهاروجهی (Al^{IV}) و هشت وجهی (Al^{VI}) کلینوپیکروکسن‌ها، علاوه بر به دست آوردن میزان فشار، می‌توان میزان آب ماگما در محیط تشکیل سنگ‌های آذرین را به دست آورد. براساس نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (شکل ۱۲-ب) (Helz, 1973)، نمونه‌های مورد مطالعه در محیطی با محتوای آب ۱۰ درصد و بیشتر و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند، یعنی کلینوپیکروکسن‌ها از یک ماگمای مادر در فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند و حاکی از تبلور این کانی‌ها در فشار متوسط تا بالا می‌باشد. همچنین با استفاده از مقادیر X_{PT} و Y_{PT} (Soesoo, 1997)، به ترتیب از طریق معادلات زیر به دست می‌آیند، می‌توان فشار تبلور کلینوپیکروکسن‌ها را به دست آورد:

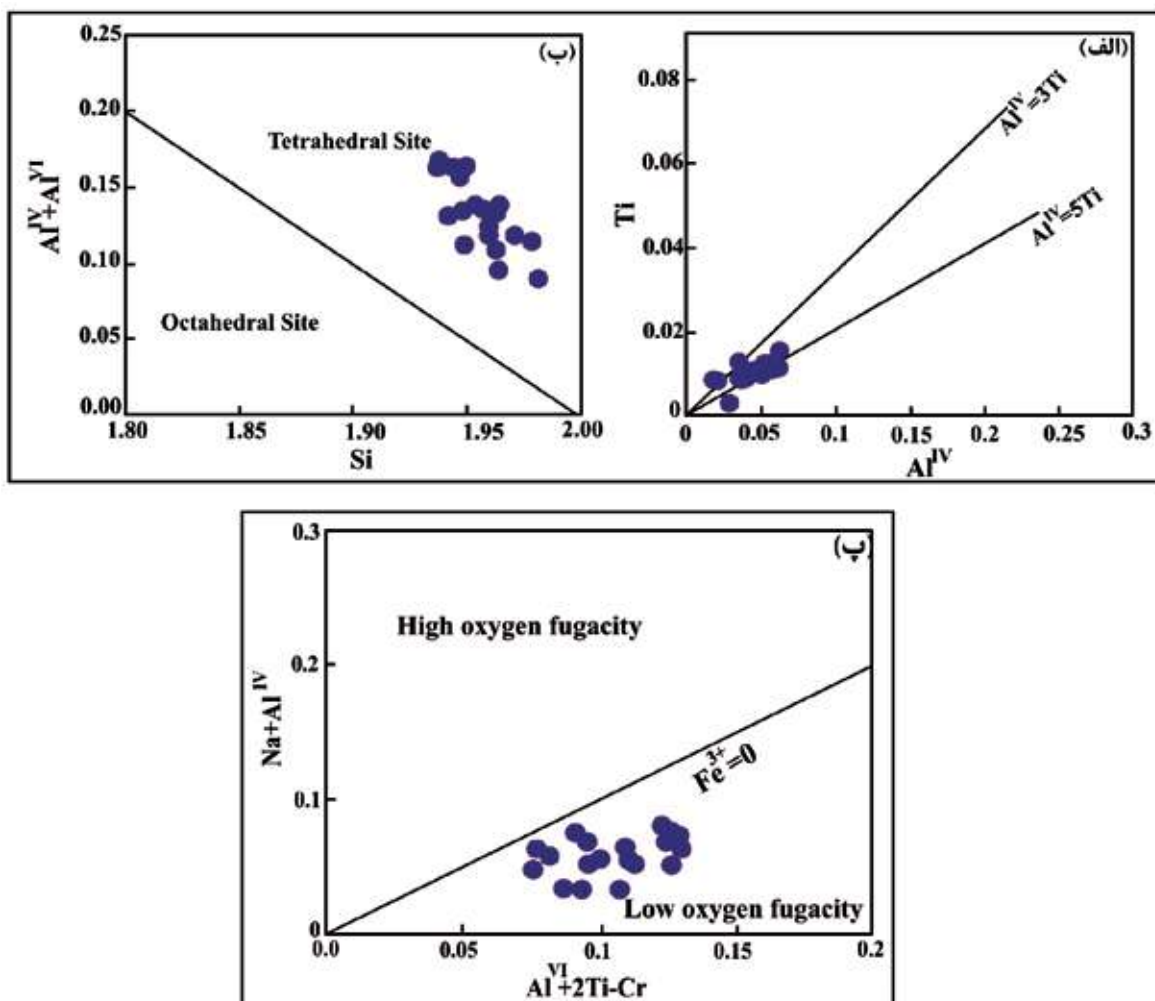


شکل ۱۲. برآورد میزان فشار و محتوای آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از الف) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1973)، ب) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Helz, 1973) پ) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997)

آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های مورد مطالعه، به تعداد ۱۰ نقطه، در جدول ۳ آمده است. به منظور تعیین نوع آمفیبول‌های مورد بررسی، از نمودار BNa در برابر (BNa+Ca Leake et al., 1997) استفاده شده است. براساس این نمودار، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نظر ترکیبی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند (شکل ۱۴-الف) و در نمودار $Mg/Mg+Fe$ در برابر Si (Leake et al., 1997) در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-ب). برای تعیین ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده آمفیبول‌ها، از نمودارهای Na_2O/K_2O و $MgO, Al_2O_3, Na_2O, K_2O$ در برابر TiO_2 (Molina et al., 2009) استفاده شده است (شکل ۱۵). براساس آن‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه

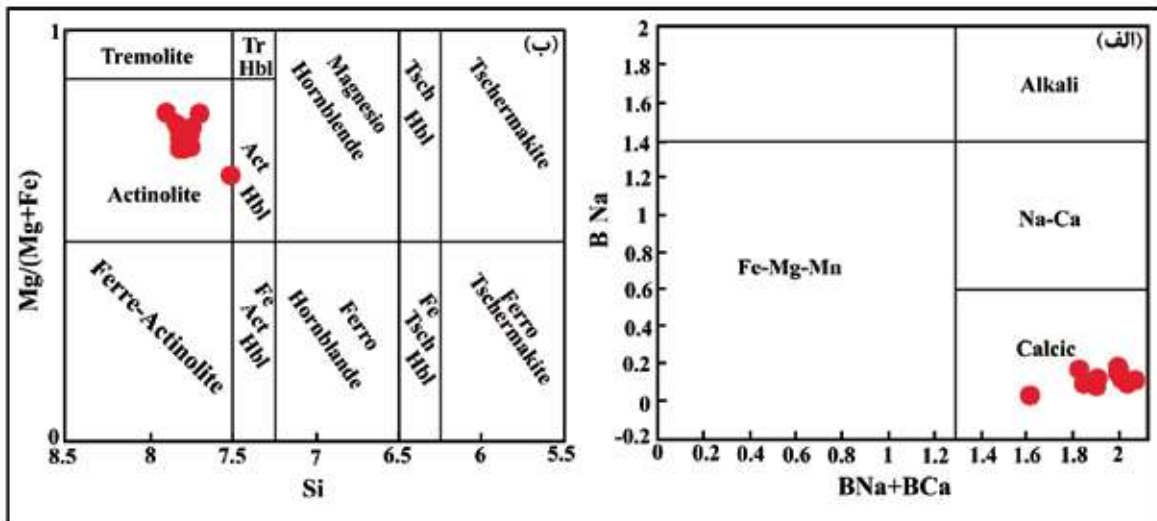
نمونه‌ها موقعیت چهاروجهی این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور کامل توسط Si و به‌طور بخشی به‌وسیله Al^{IV} پر شده و نمی‌توانسته به‌وسیله کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند Ti، Cr و Fe^{3+} اشغال شود. در این حالت Al اضافی همراه با عناصر سه ظرفیتی نیز وارد ساختار هشت‌وجهی شده است. بنابراین می‌توان گفت Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. نمودار $Al^{IV} + Na$ در مقابل $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (Schweitzer et al., 1979) که تابعی از میزان آهن ۳ ظرفیتی در پیروکسن‌ها است (شکل ۱۳-پ) نشان می‌دهد پیروکسن‌های مورد مطالعه در زیر خط Fe^{3+} قرار می‌گیرند و بیانگر گریزندگی اکسیژن پایین محیط تشکیل آن‌ها است (شکل ۱۳-پ).



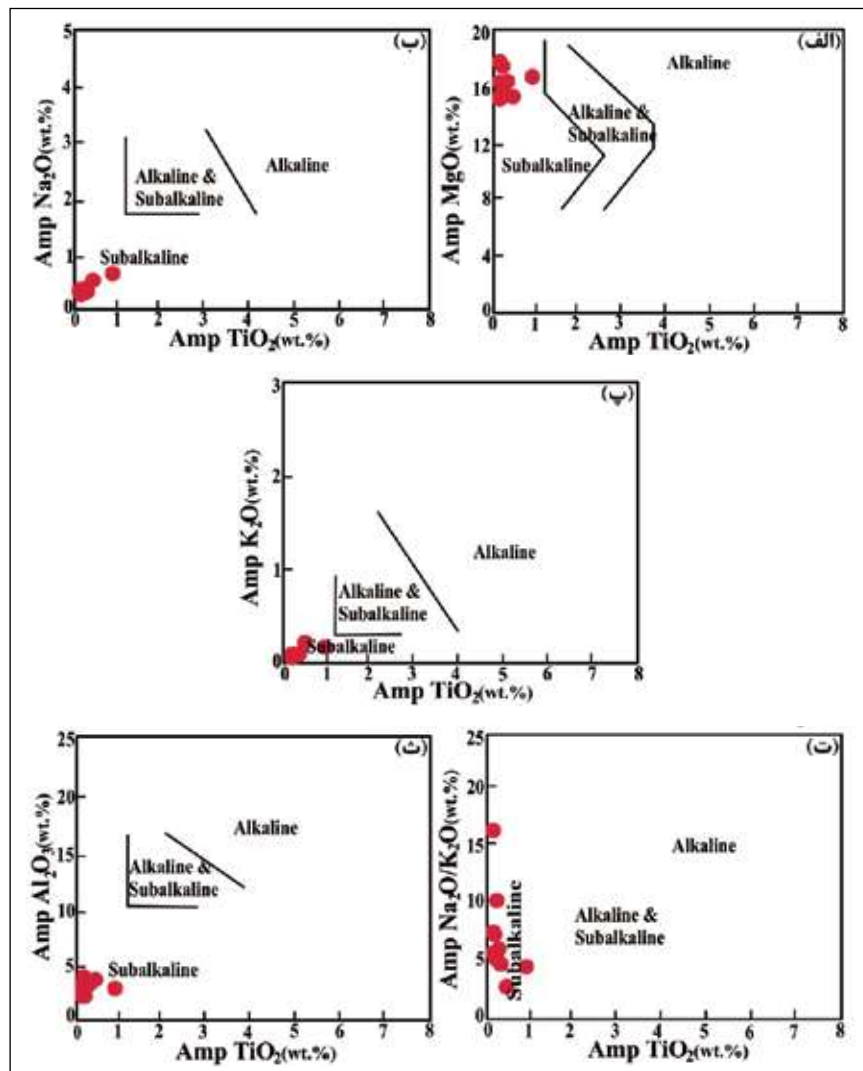
شکل ۱۳. الف) نمودار Al^{IV} -Ti (Gamble and Taylor, 1980) و موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه کویان، ب) نمودار توزیع Al و Si و نحوه قرارگیری کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی آن (Schweitzer et al., 1979)، پ) قرارگیری نمونه‌ها در پایین خط $Fe^{3+}=0$ در نمودار $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ بیانگر پایین بودن گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل پیروکسن‌های مورد مطالعه است (Schweitzer et al., 1979)

دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برای تبلور اکتینولیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به‌دست‌آمده است (شکل ۱۶-ب). برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌های مورد مطالعه از نمودار مقادیر Al^{IV} نسبت به $Fe^{*}/Fe^{*}+Mg$ (Schmidth, 1992)، استفاده شده است. مطابق این نمودار، فشاری کمتر از یک کیلوبار برای تبلور اکتینولیت در سنگ‌های مورد مطالعه برآورد می‌شود (شکل ۱۶-پ). بنابراین نوع آمفیبول (اکتینولیت) و دما و فشار برآورد شده نشان می‌دهد این کانی ثانوی است و از تجزیه سایر کانی‌های مافیک از جمله پیروکسن‌ها حاصل شده است.

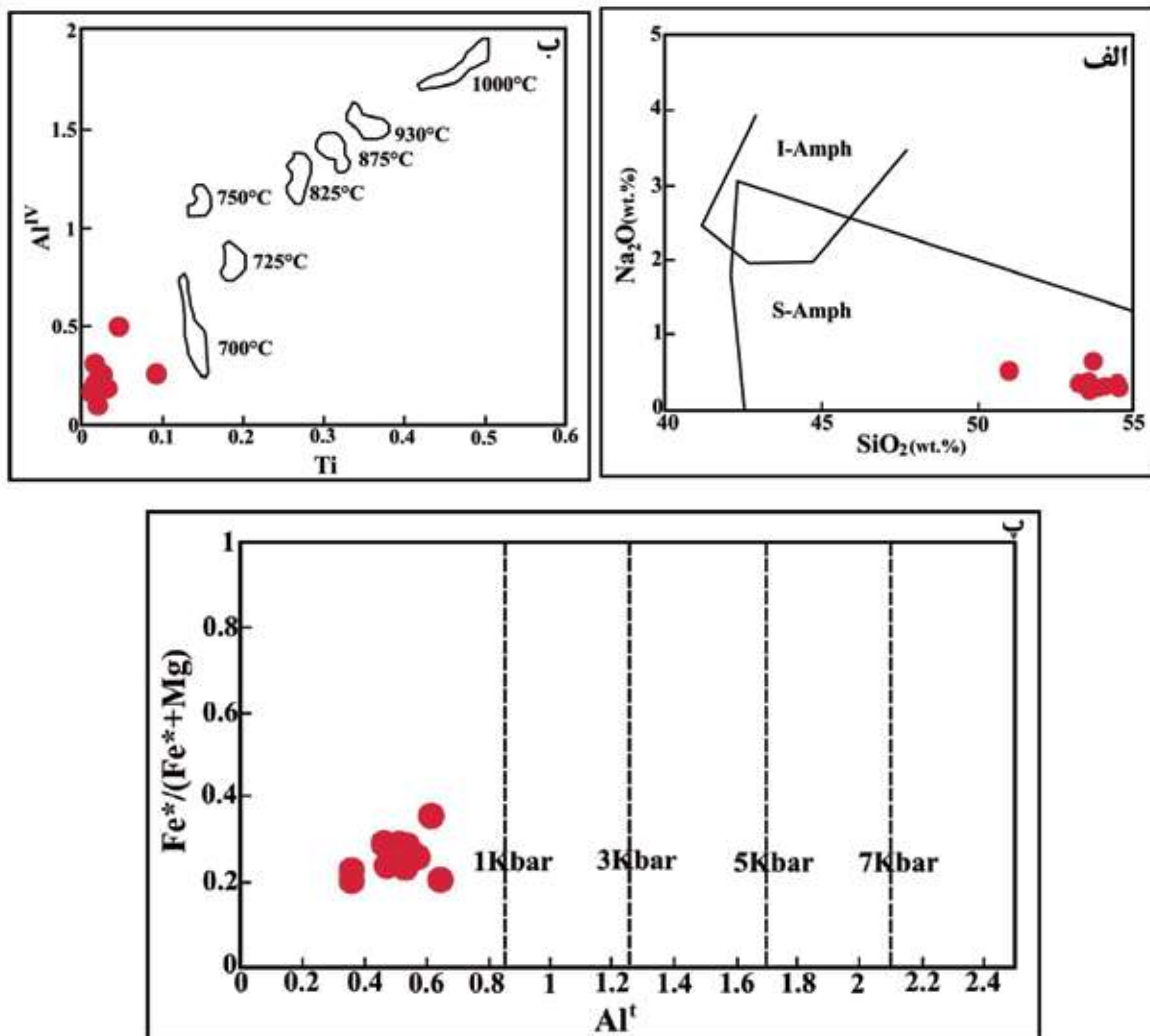
ماهیت ماگمایی ساب‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۱۵). از ترکیب آمفیبول‌ها می‌توان برای تعیین منشأ و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین نیز استفاده کرد. محیط زمین‌ساختی این کانی در نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007) که دو گستره آمفیبول‌های نواحی کشتی درون صفحات و مناطق فرورانشی را از یکدیگر تفکیک می‌کند، در ناحیه فرورانش قرار می‌گیرد (شکل ۱۶-الف). برای محاسبه دمای تشکیل آمفیبول‌ها براساس تغییرات مقدار آلومینیوم نسبت به تیتانیوم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها از روش هلز (Helz, 1993) استفاده شده است (شکل ۱۶-ب). با استفاده از تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti،



شکل ۱۴. نمودارهای طبقه‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه براساس الف) نمودار BNa+Ca در برابر BNa (Leake et al., 1997) ب) نمودار Mg/(Mg+Fe) در برابر Si (Leake et al., 1997)



شکل ۱۵. تعیین ماهیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از الف تا ت) نمودارهای MgO، Al₂O₃، Na₂O، K₂O و TiO₂ (Molina et al., 2009) در برابر Na₂O/K₂O



شکل ۱۶. الف) تعیین محیط زمین ساختی آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007)، ب) دمای تقریبی تشکیل آمفیبول‌ها با استفاده از تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti (Helz, 1993)، پ) برآورد فشار آمفیبول‌ها با استفاده از نمودار Al^T نسبت به $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ (Schmidth, 1992)

نتیجه‌گیری

امتداد خط جداکننده افیولیت‌های پرتیتانیم از افیولیت‌های کم‌تیتانیم قرار گرفته‌اند می‌تواند معرف گوشته اولیه تهیه شده با ترکیب لرزولیتی-هارزبورژیته باشند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Ba و Sr در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند P و Nb در این سنگ‌ها، دلیلی بر تشکیل آن‌ها در نواحی فرورانش است. کلینوپیروکسن‌ها در این سنگ‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت است و در گستره سری‌های تولییتی و کالک‌آلکان قرار می‌گیرند و روندی مشابه با کمان‌های ماگمایی (محیط مرتبط با فرورانش) را نشان می‌دهند.

واحدهای سنگی پهنه جنوب بوانات شامل سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی‌شده و چرت‌های رادیولاریتی هستند. پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده، بیشترین سنگ‌های پهنه کوپان را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های تیره و کانی‌های گروه سرپانتین و اسپینل هستند. بر اساس ترکیب شیمیایی، این سنگ‌ها از نوع بازی تا فوق بازی انباشتی (در مقابل گوشته‌ای) و در محدوده گابرو و گابرو-پریدوت (گابرو-نوریت و سنگ‌های فوق بازی) قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه نمونه‌های مورد مطالعه کوپان به‌طور تقریبی در

NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids. *Gondwana Research*, 18, 466-478.

- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata Japan. *Lithos*, 6, 41-51.

- Arvin, M., 1982. Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture, Neyriz, Iran. Ph. D. thesis, London, London University.

- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M. and Arvin, M., 2006. Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 57-70.

- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165-182.

- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.

- Coleman, R. G., 1977. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?, Springer, Verlag, Berlin, 229.

- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O. Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84.

- Dana, J.D. 1985. *Manual of Mineralogy*. 20th edition. John Wiley and Sons, 596.

- De La Roche, H., Leterrier Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses, its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

- Foley, S.F. and Venturelli, G., 1989. High K_2O rocks with high MgO , High SiO_2 affinities, In: Crawford, A. J. (Ed.): *Boninites and related*

دمای تبلور پیروکسن‌ها، گستره‌ی دمایی بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (دمایی بالاتر از ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان می‌دهد و در محیطی با گریزندگی اکسیژن پایین و محتوای آب ۱۰ درصد و بیشتر و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار (بیشتر از دو کیلوبار) تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها از نظر ترکیبی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیرگروه اکتینولیت قرار می‌گیرند و براساس تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti، دمای زیر ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و براساس مقادیر Al^{T} نسبت به $\text{Fe}^*/\text{Fe}^* + \text{Mg}$ فشاری کمتر از یک کیلوبار برای این کانی‌ها برآورد می‌شود که حاکی از ثانوی بودن آن‌هاست.

منابع

- تاجور، ع.، خطیب، م.م. و زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۹. جایگاه تکتونوماگمایی دیابازها و جریان‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، جنوب‌شرقی ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴ (۵۵)، ۶۷-۷۹.

- رجب‌زاده، م.ع. و هدایتی، م.، ۱۳۹۹. نقش pH، ماده آلی و شدت هوازدگی بر روی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناختی لاتریت‌های نیکل‌دار در منطقه یوانات، استان فارس. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۲ (۲۶)، ۴۳۳-۴۶۶.

- کامران، س.، احمدی خلجی، ا.، رضائی کهخانی، م. و طهماسبی، ز.، ۱۴۰۲. زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان، شمال‌شرق سمنان (ایران مرکزی). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۷ (۶۵)، ۱-۱۷.

- میرنژاد، ح. و بازآمد، م.، ۱۳۹۳. ارزیابی فراوانی و تغییرات عناصر پلاتینیوم و پالادیوم در کانی‌های پیروکسن و کرومیت پیروکسنیت‌های منطقه نیریز. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۸ (۳۱)، ۷۹-۹۰.

- Akinin, V.V., Miller, E.L. and Layer, P., 2005. Late Cretaceous modification of deep continental crust in the NE Paleo Pacific: additional evidence from Viliga lower crust xenoliths American Geophysical Union. Fall Meeting 2005, abstract id. V51D-1516, December 2005.

- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G. and Zhang, J. E., 2010. Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang,

rocks. Unwin Hyman London, 72-88.

- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state basaltic series from microprobe analyse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 340-346.

- Gamble, R. P. and Taylor, L. A., 1980. Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 21-33.

- Gualda, G.A.R. and Vlach, S.R.F., 2007. The Serra da Graciosa A-type granites and syenites, southern Brazil Part 3: Magmatic evolution and post magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, 93, 328-339.

- Helz, R.T., 1973. Phase reactions of basalts in their melting range at PH₂O=5kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of petrology*, 17, 139-193.

- Hoshmandzade, A. and Sohili, M., 1990. Description of Geological Map of Eqlid Sheet, Geological map of Iran, 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran.

- Hugh, R.R., Hugh, R.J.I.N.Y.L.S. and Press, T., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation. 64-97.

- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D.J.C.t.M., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Petrology*, 144, 38-56.

- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258, 548-55.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C.,

Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.

- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.

- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1-2), 122-135.

- Liu, T.C., Chen, B.R. and Chen, C.H., 2000. Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 519-531.

- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.

- Molina, J. F., Scarrow, J.H., and Montero, P.G., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98.

- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaili, R. and Xiao, W., 2018. Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Research*, 62, 287-305.

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.
 - Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
 - Ricou, L.E., 1976. Evolution structurale des Zagrides. La region Clef de Neyriz (Zagros Iranien). *Mémoires de la Société géologique de France, Nouvelle Serie-Tom LV*, 55, 140.
 - Sarkarinejad, K., 1994. Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeastern Iran. In *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part D*. Edited by A. Ishiwatari, J. Malpas, and H. Ishizuka., 221-234.
 - Schmid, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
 - Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-513.
 - Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119, 55-60.
 - Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk and C.L., Drake (Editores), *the geology of continental margins*, Springer-Verlag, Berlin, 873-887.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Zhihong, W. and Huafu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region. Southeastern China, and their genesis. *Ophioliti*, 23, 1-6.
 - Zhou, M. F., Lightfoot, P. C., Keays, R. R., Moore, M. L. and Morrison, G. G., 1997. Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 1405-1419.