

ژئوشیمی و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل توده گابرویی ورچه (استان مرکزی)

آذر محمدباقری، رضا زارعی سهامیه*، احمد احمدی خلجی، فرهاد زال

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۱/۷، نسخه نهایی: ۹۶/۳/۶)

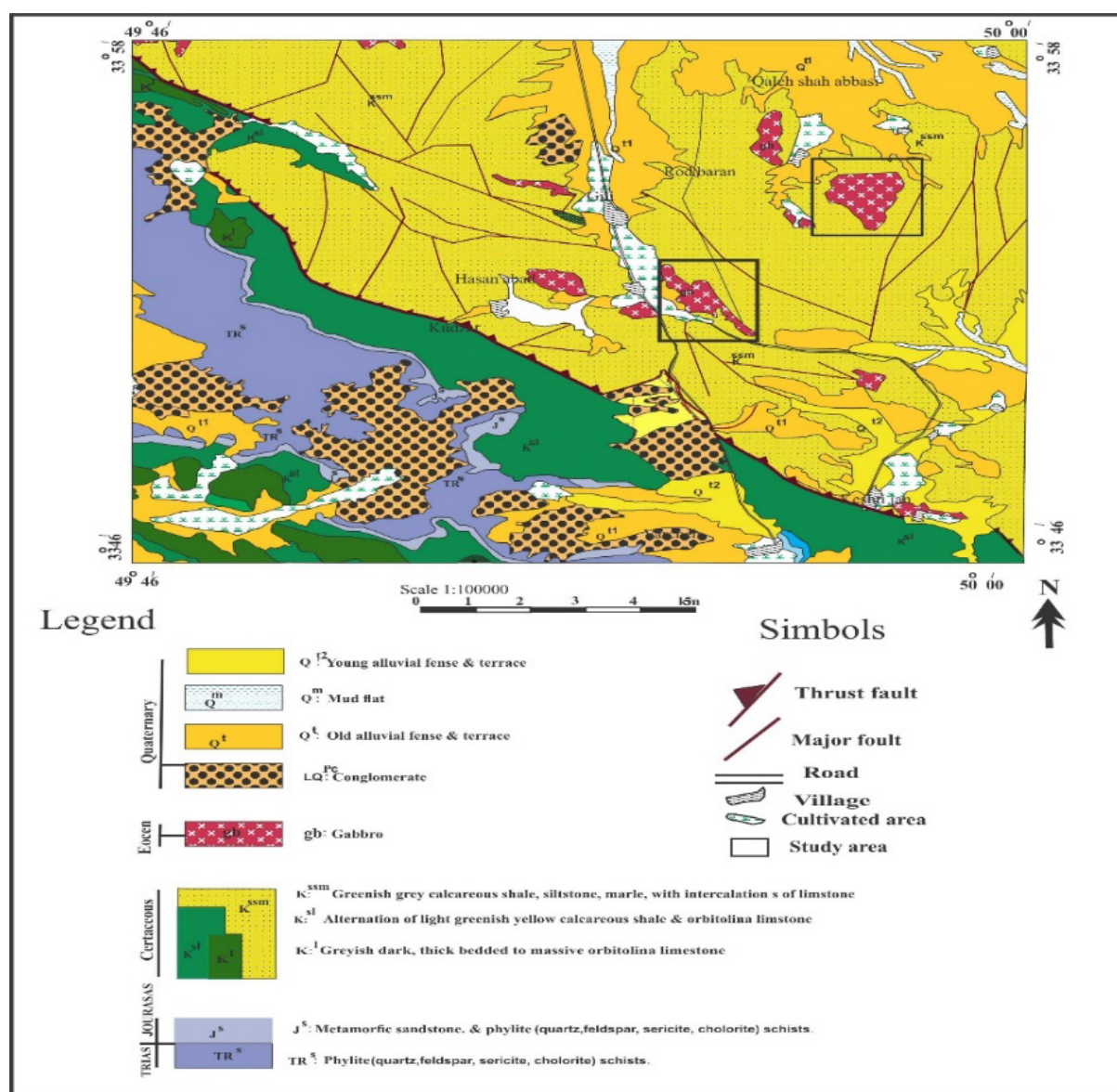
چکیده: توده‌ی گابرویی ورچه در استان مرکزی واقع شده و بخشی از منطقه سندانج - سیرجان است. به لحاظ سنگ‌شناسی این توده نفوذی دارای ترکیب گابرو، مونزوگابرو بوده و دارای سرشت ماگمایی آکالن می‌باشد. براساس الگوی عناصر REE بهنجار شده با کندریت، غنی‌شدگی از LREE (۱۰۰ برابر) و HREE (۱۰ برابر) و بر مبنای الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، غنی‌شدگی از عناصر HFSE (Zr, Ti, P) را نشان می‌دهد. عدم وجود بهنجاری منفی Nb نشانگر ماگماتیسم با ماهیت قلیایی است. براساس رفتار عناصر La, Sm, Zr, Nb, Yb می‌توان چنین استنباط کرد که ماگمای مولد از گوشته‌ی غنی شده با ترکیب اسپینل - گارنت لرزولیت و درجه ذوب بخشی ۱۰-۱۵ درصد حاصل شده است. علت این ماگماتیسم را می‌توان به ایجاد گسل‌های عمیق و ضخیم - شدگی پوسته در اثر فروورانش نفوتتیس وابسته دانست. ترکیب پلاژیوکلازهای توده گابرویی در گستره‌ی آندزین - لابرادوریت بوده و کلینوپیروکسن‌های آن از نوع دیوپسید است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها ویژگی‌های سری ماگمایی آکالن را نشان می‌دهند. براساس ژئوترموبارومتري دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تشکیل‌شان بین ۳ تا ۷ برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: پلاژیوکلاز؛ کلینوپیروکسن؛ گابرو؛ آکالن؛ ورچه؛ سندانج-سیرجان.

مقدمه

بررسی روابط سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین که در جایگاه گوناگون زمین‌ساختی جایگیری کردند می‌تواند به شناخت روابط دما و فشار هنگام ذوب پوسته، گوشته و شکل‌گیری‌های زمین‌ساختی منجر شود [۱]. ماگماتیسم قلیایی در نواحی قاره-ای که زمین‌ساختی کششی نشان می‌دهند به خوبی معرفی شده‌اند [۲، ۳]. در منطقه فروورانش حاشیه قاره‌ها، ماگمای قلیایی در مقایسه با ماگماهای تولیتی و آهکی قلیایی از اعماق بیشتری (بیش از ۱۵۰ کیلومتر) ریشه می‌گیرد [۴]. حضور ماگمای قلیایی در ابتدای منطقه‌ی فروورانش یک معمای اساسی است. منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰) [۵] ورچه در استان مرکزی واقع شده است (شکل ۱). ورچه در تقسیمات واحدهای زمین‌شناسی و ساختاری ایران در پهنه

سندانج - سیرجان قرار می‌گیرد [۶، ۷]. در رابطه‌ی با جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم سندانج - سیرجان اختلاف نظر وجود دارد به طوری که [۸، ۹] معتقد به یک فعالیت ماگمایی آهکی - قلیایی حاشیه شبیه آند که بیشتر در نیمه دوم دوران دوم فعالیت داشته و به صورت تدریجی به سمت شمال انتقال یافته است به نظر [۱۰] بیان کرد سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه گلپایگان به وسیله یک سیستم کششی محلی نزدیک یک حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل شده است، آنها از نظر ترکیب قلیایی هستند و در حوضه گرابنیتی کم عمق فوران کرده‌اند. اکثر پژوهشگران که روی منطقه سندانج-سیرجان بررسی‌هایی کرده‌اند اعتقاد به بازشدگی، گسترش، فروورانش و در نهایت برخورد صفحه‌ی عربی به صفحه‌ی ایران مرکزی و بسته شدن نفوتتیس دارند [۸، ۱۱-۱۳]. مهمترین حادثه‌ی دگرشکلی و



شکل ۱ نقشه زمین شناسی از منطقه مورد بررسی (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورجه)، نواحی مورد بررسی در شکل مشخص شده است [۱].

قدیمی ترین بررسی ها است که در منطقه انجام شده و [۱۸] به نقشه در آمده است. همچنین [۱۹] توده ی گابروی خمین را به عنوان گابروی قلیایی نشان داده اند. [۲۰] بیان کرد که ماگماتیسم قلیایی در منطقه ی شمال گلپایگان در پهنه ی ساندج سیرجان و در ابتدای منطقه ی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ایران قرار دارد و شامل توده های نفوذی پتاسی به سن پالئوسن و نیز سنگ های آتشفشانی پتاسیک و سدیک است. او این ماگماتیسم را بسیار پیچیده دانسته به طوری که پهنه ی زمین درز پس از تشکیل پوسته بسیار ضخیم با فعالیت ماگمایی قلیایی پس از کوهزایی و پس از برخوردی و

دگرگونی که این پهنه را تحت تاثیر قرار داد، در ارتباط با حادثه ی زمین ساختی باز و بسته شدن نئوتتیس است که در دوران دوم انجام گرفت [۱۲]. به طور کلی ماگماتیسم مافیک به ویژه در بخش شمالی پهنه ی ساندج-سیرجان چندان پدیده ای رایجی نیست [۱۴] در پهنه ی ساندج سیرجان چندین توده ی قلیایی-بازالت وجود دارند، برای مثال بازالت های قلیایی کوآترنری منطقه قروه تکاب که دارای خاستگاه گوشته ای و ماهیت درون صفحه ای است [۱۵]، همچنین [۱۶] توده ی گابرویی خمین را قلیایی با ماهیت درون صفحه ای و با خاستگاه گوشته ای شکل گرفته معرفی کرده است. بررسی [۱۷] از

استفاده از ریزپردازنده الکترونی در مرکز تحقیقات فرآوری موادمعدنی ایران با ریزپردازنده نقطه‌ای مدل Cameca SX10، ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ ۱۵ Kev و آمپراژ ۲۰ nA مورد آنالیز قرار گرفتند.

سنگ نگاری

براساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، توده‌ی نفوذی ورچه از سنگ‌های با ترکیب کلی گابرو تشکیل شده که به صورت توده‌ای و به رنگ خاکستری تا سبز تیره در منطقه دیده می‌شود. در بررسی‌های میکروسکوپی انجام بیشتر کانی‌های تشکیل دهنده این توده گابرویی از کانی پلاژیوکلاز و کانی کلینوپیروکسن بوده است (شکل ۲ الف و ب). پلاژیوکلاز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها محسوب می‌شود. این کانی حدود ۵۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود و اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت تیغه‌های ریز تا درشت و با ماکل تکراری پلی سنتتیک قابل تشخیص‌اند. کلریتی، سریسیتی و سوسوریتی‌شدن از جمله دگرسانی‌های قابل مشاهده در پلاژیوکلازها هستند. دگرسانی سریسیتی بیشتر در مرکز بلور رخ داده است که حاکی از منطقه‌بندی عادی پلاژیوکلاز و غنی‌تر بودن مرکز بلور از کلسیم نسبت به حاشیه بلور می‌تواند باشد. کلینوپیروکسن دومین کانی مهم این توده با فراوانی حدود ۴۰ درصد به صورت نیمه شکل تا شکل‌دار بوده و در بعضی موارد این کانی دستخوش دگرسانی کلریتی و اورالیتی (تبدیل پیروکسن به آمفیبول از نوع ترمولیت - اکتینولیت) شده است (شکل ۲ پ). این مقاطع شامل کانی‌های کدر به صورت ریز تا درشت بلور و بی شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. بافت غالب در این مقاطع افتیک بوده که معرف وجود بلورهای ریز پلاژیوکلاز در یک میزبان از جنس پیروکسن است. بافت ساب افتیک نیز قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲ ت). وجود بافت افتیک، بیانگر هسته‌زایی بیشتر پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپیروکسن در سنگ‌های کم عمق می‌باشد [۲۱]. از لحاظ روابط بین دانه‌ای بافت تداخلی از نوع افتیک - ساب افتیک نشان دهنده تبلور هم زمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشد [۲۲]. اسفن، آپاتیت و کانی‌های اپک جز کانی‌های فرعی در نمونه‌ها مورد مطالعه می‌باشند.

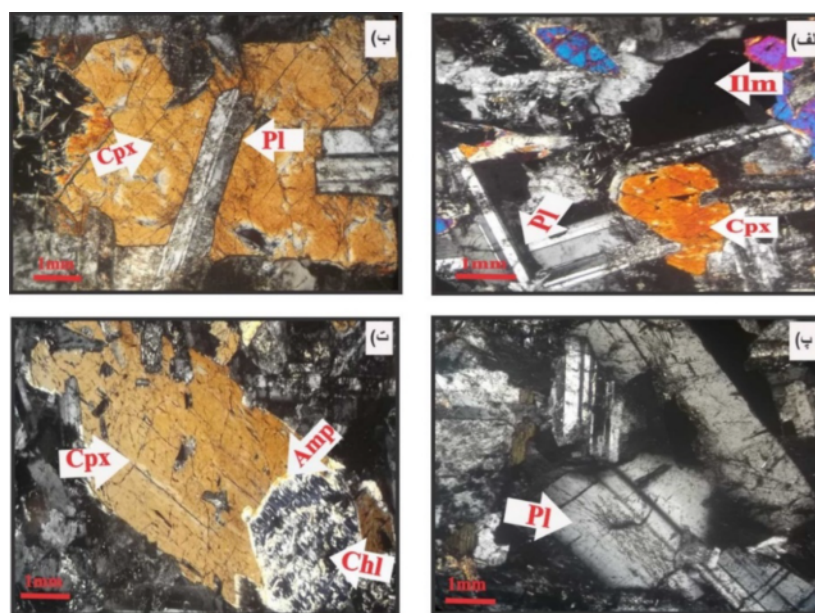
بالا آمادگی زمین‌ساختی همراه بوده است. او این ماگماتیسم را ارنوع پس از کوهزایی و پس از برخورد و با شکستگی کششی پس از فاز کوهزایی وابسته می‌داند. هدف ما از این بررسی ویژگی‌های ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن و استفاده از آنها در تعیین محیط تکتونوماگمایی توده است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد بررسی با مختصات طول جغرافیایی ۴۶° و ۴۹° تا ۵۰° و ۵۰° شرقی و عرض جغرافیایی ۴۶° و ۳۳° تا ۵۸° و ۳۳° شمالی در نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰) [۵] ورچه در استان مرکزی واقع شده است (شکل ۱). ورچه در تقسیمات واحدهای زمین‌شناسی و ساختاری ایران در پهنه‌ی سنجند - سیرجان قرار می‌گیرد [۷،۶] در بخش مرکزی و شمال منطقه سنگ‌های آهکی ضخیم لایه با سن چینه‌شناسی کرتاسه پایینی با پایداری بیشتر در برابر عوامل فرسایش تشکیل کوهسارهای بلندی را داده‌اند. روند آن‌ها با ارتفاعات زاگرس همسو و NW-SE است. کهن‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه، اسلیت‌های زمان تریاس - ژوراسیک است که در بخش - هابی از شمال ناحیه برونزد کرده‌اند و به سبب پایداری ناچیز ساختار کم ارتفاعی را نسبت به سنگ‌های کرتاسه نشان می‌دهند. رسوب‌های کنگلومرایی با سن چینه‌شناسی پلوسن - کواترنر به صورت قله‌های کوتاه با شیب ملایم و نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درجه دیده می‌شوند. در بخش‌هایی از این ناحیه، سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب گابرویی به سن چینه‌شناسی ائوسن، سنگ‌های آهکی کرتاسه پایینی را قطع کرده‌اند [۱۸] و در سطح زمین ظاهر شده‌اند.

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف منطقه، به منظور بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی، ۵۰ مقطع نازک سنگی تهیه شدند و پس از بررسی مقاطع تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌ها با حداقل دگرسانی انتخاب و به منظور تجزیه شیمیایی آنالیز عناصر اصلی به روش XRF و آنالیز عناصر فرعی به روش ICP-MS به شرکت Acme (کانادا) ارسال شدند. در ادامه به منظور بررسی شیمی کانی تعداد ۳۰ نقطه از کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از نمونه‌های مورد بررسی، با



شکل ۲ الف) پلاژیوکلاز با ماکل تکراری پلی سنتتیک، ب) ایلمنیت، پلاژیوکلاز و پیروکسن دگرسان شده و تبدیل آن به آمفیبول و کلریت. ت) بافت افیتیک تمامی تصاویر در نور (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها (Px): پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ilm: ایلمنیت، Amp: آمفیبول، Chl: کلریت.

ژئوشیمی توده گابرویی

داده‌های مربوط به آنالیز توده گابروی در جدول (۱) ارائه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه براساس نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس [۲۳] در محدود گابرو و مونزوگابرو (شکل ۳ الف) و در نمودار تعیین سری ماگمایی [۲۴]، نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب). در الگوی عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت [۲۵]، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود (شکل ۳ پ)، [۲۶] دلیل این غنی‌شدگی را بالا بودن نسبت CO_2/H_2O در خاستگاه، عمق بیشتر تولید ماگما، درجه‌ی پایین ذوب‌بخشی، وجود گارنت باقیمانده سنگ خاستگاه و آغستگی ماگما بیان کرد. در نمونه‌های مورد بررسی کاهش HREE با خاستگاه گارنت لرزولیتی (گارنت باقیمانده در خاستگاه) سازگار است از آنجایی که یکی از شرایط لازم برای تشکیل گارنت عمق مناسب است از همین رو ماگمای اولیه سنگ‌هایی که با عناصر کمیاب سبک بالا نسبت به عناصر سنگین دارند از اعماق بیشتری می‌آیند و دستخوش ذوب‌بخشی کمتری شده‌اند و گارنت به صورت فاز باقیمانده در خاستگاه مانده است [۲۷] عامل بعدی غنی‌شدگی از عناصر سبک در نمونه‌ها می‌تواند آلودگی به پوسته باشد [۲۸]. معتقد است که غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی (۱۰۰ برابر) و خاکی نادر سنگین (۱۰ برابر) نسبت به گوشته اولیه و کندریت بیانگر خاستگاه گوشته‌ای بازالت است. [۲۹]

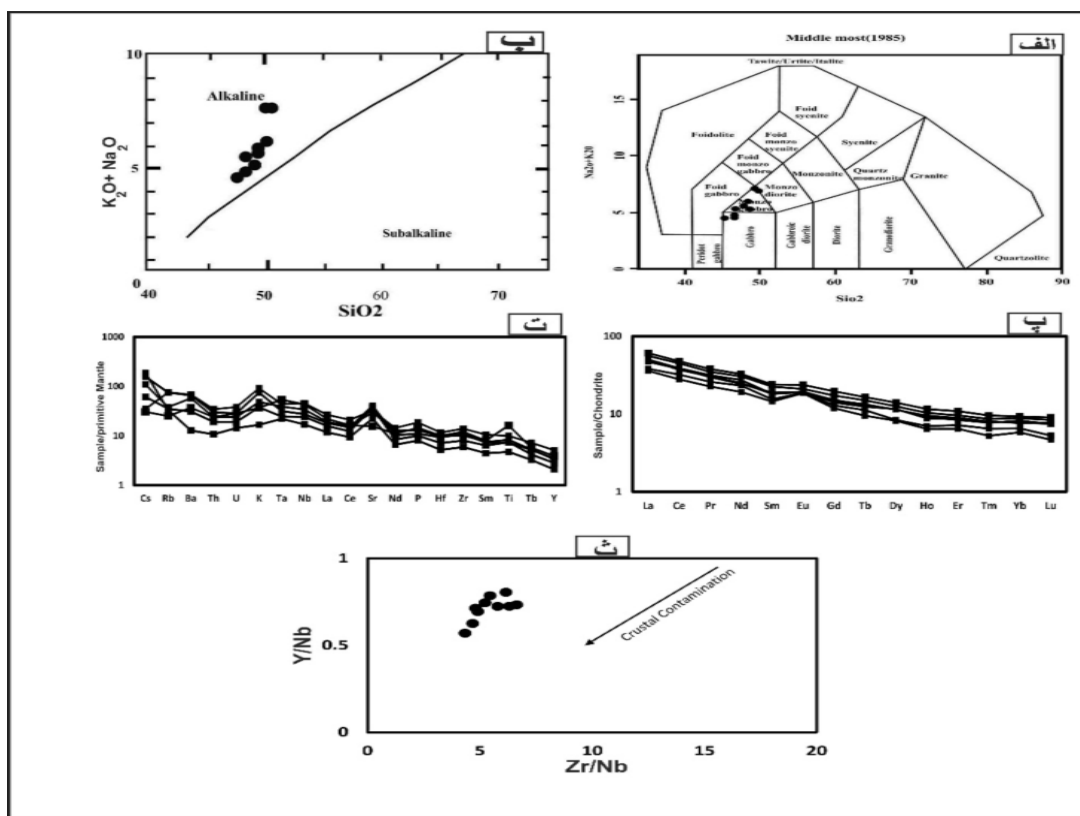
است که گدازه‌های آهکی-قلیایی با غنی‌شدگی LREE و تهی-شدگی HREE و گدازه‌های قلیایی با غنی‌شدگی LREE و HREE مشخص می‌شوند. [۳۰] الگوی موازی عناصر خاکی نادر خاستگاه مشترک و نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری سنگ را نشان می‌دهد این‌ها علائمی از ماهیت قلیایی ماگمای گوشته‌ای و نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری این ماگماست [۳۱]. مقادیر Eu/Eu^* بین ۱٫۳ تا ۱ نمونه‌های مورد بررسی بیان‌کننده‌ی وجود بیهنجاری ضعیف Eu هستند، از آنجا که آمفیبول و ارتوپیروکسن در گدازه‌های مافیک دارای بیهنجاری منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای بیهنجاری مثبت Eu هستند تبلور هم زمان آمفیبول و یا پیروکسن با پلاژیوکلاز می‌تواند باعث فقدان بیهنجاری Eu شود [۳۲]. الگوی مشاهده شده برای عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۳]، (شکل ۳ ت) غنی-شدگی ضعیفی از عناصر Nb - Ti - P - Ta - Zr دیده می‌شود، و از طرفی عناصری مثل K - Sr - Cs - Ba نیز دارای بیهنجاری‌های مثبت هستند. غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و نبود بیهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Zr, Nb, Ti, P و پایین بودن Rb از خصوصیات چشمگیر سنگ-های آهکی است [۳۴] و ماگمای غنی از Ti, Nb اشاره به یک ماگمای قلیایی حاصل از پلوم دارد [۳۵]. در بازالت‌های قاره‌ای که دارای محتوی بالای عناصر بزرگ یون و تهی‌شدگی ضعیف

مقدار در نمونه‌های مورد بررسی به طور میانگین ۳ است از طرفی [۳۹] معتقد است که با افزایش آرایش پوسته‌ای هر دونسبت Y/Nb و Zr/Nb کاهش می‌یابد که این روند در نمونه‌های مورد بررسی نیز کاهش می‌یابد (شکل ۳ ث). غنی-شدگی Sr در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان به حضور پلاژیوکلاز کلسیک در آنها نسبت داد زیرا Sr به سهولت جانشین Ca در ساختار بلوری پلاژیوکلاز می‌شود. بیهنجاری مثبت از Cs به علت نفوذ سیالات پوسته‌ای و یا هضم مواد پوسته‌ای به وسیله‌ی ماگما باشد [۴۱، ۴۰] به طور کلی [۴۲] معتقد است که آرایش پوسته‌ای برای ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته که از میان پوسته قاره‌ای صعود می‌کنند امری اجتناب ناپذیر است.

Ta و Nb و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین دارند، نشان از آرایش پوسته‌ی قاره‌ای دارد. در نمونه‌های مورد بررسی عناصر LFSE دارای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر HFSE است این شرایط نشان از ماهیت قلیایی ماگما و آرایش پوسته‌ای دارد. همچنین بی‌نظمی عناصر بزرگ یون در نمودار نسبت به گوشته‌ی اولیه می‌تواند به دلیل دگرسانی و آرایش پوسته‌ای باشد. [۳۶] محتوی پایین Rb به سنگ‌های قلیایی نسبت داد و [۳۷] نسبت $Y/Nb > 1$ را شاخص بازالت قلیایی می‌داند. در نمونه‌های مورد بررسی مقدار Rb پایین و بین ۲۱ تا ۴۸ متغیر است اما مقدار نسبت Y/Nb بین ۰/۵۶ تا ۰/۸ است که این می‌تواند به دلیل آرایش با مواد پوسته‌ای باشد. به عقیده‌ی [۳۸] نسبت Ba/Zr در ماگمایی دستخوش آرایش پوسته‌ای شده بین ۲-۵ تغییر می‌کند که این

جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز سنگ کل گابروهای منطقه ورچه به روش (ICP-MS و ICP-ES).

Oxide	Vg-1	Vg-2	Vg-3	Vg-4	Vg-5	Vg-6	Vg-7	Vg-8	Vg-9	Vg-10
SiO ₂	۵۰.۷۱	۴۹.۰۵	۵۰.۲۳	۴۸.۳۸	۵۰.۰۱	۴۷.۸۷	۴۸.۳۵	۴۹.۴۵	۴۵.۷۴	۴۹.۶
TiO ₂	۲.۰۸	۱.۴۹	۲.۱۱	۱.۵۶	۱.۴۷	۱.۷۵	۳.۴	۱.۴۹	۰.۹۹	۱.۵۳
Al ₂ O ₃	۱۷.۷۸	۱۷.۸	۱۷.۴۴	۱۸.۴۲	۱۸.۴۷	۱۵.۴۸	۱۷.۴۵	۱۹.۲۴	۱۲.۵۶	۱۹.۴
Fe ₂ O ₃	۸.۴۲	۹.۱۵	۸.۴۵	۸.۴۶	۷.۸	۱۰.۸۷	۸.۵۴	۷.۴۱	۱۱.۸۷	۷.۳۱
MnO	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱	۰.۱۹	۰.۱
MgO	۲.۹۸	۶.۴۹	۲.۹۹	۵.۶۳	۵.۹۶	۸.۴	۴	۵.۱۴	۱۲.۹	۴.۹۴
CaO	۵.۲۸	۷.۶۳	۵.۴۹	۸.۹۴	۶.۲۹	۷.۰۲	۸.۶	۸.۰۸	۸.۵۶	۷.۹۶
Na ₂ O	۴.۹	۳.۳	۴.۸۴	۳.۷۲	۴.۳۲	۳.۲۴	۴.۳۹	۳.۷۱	۲.۱۳	۳.۷۱
K ₂ O	۲.۷۴	۱.۸۷	۲.۸۳	۱.۱۳	۱.۷۷	۱.۴۵	۱.۱	۲.۰۱	۰.۵	۲.۲۴
P ₂ O ₅	۰.۳۷	۰.۲۴	۰.۳۳	۰.۲	۰.۲۲	۰.۲۶	۰.۲۹	۰.۲۲	۰.۱۶	۰.۲۲
H ₂ O	۴.۴	۲.۵	۴.۹	۳.۱	۳.۱	۳.۱	۳.۵	۲.۸	۴	۲.۶
Ba	۴۳۷	۴۳۷	۵۷۰	۲۱۶	۴۵۵	۴۰۱	۲۵۶	۴۵۵	۵۹	۴۶۱
Rb	۴۸	۳۴.۹	۴۸.۲	۲۲.۳	۴۰.۲	۲۴.۱	۱۵.۹	۴۱.۴	۲۱	۴۷.۴
Sr	۶۷۴.۷	۷۲۳.۸	۶۶۷.۳	۸۷۱.۳	۱۱۲۶.۶	۶۲۵.۱	۳۲۸.۵	۸۳۳.۱	۴۶۵.۴	۸۵۵.۱
Zr	۱۵۵.۷	۱۵۳.۴	۱۴۲.۹	۸۹.۹	۱۵۱.۵	۱۱۳.۸	۱۳۴.۳	۱۱۱.۲	۶۶	۱۰۲.۲
Nb	۳۲.۴	۲۴.۳	۲۶.۱	۱۷.۲	۲۲.۸	۲۴.۳	۳۰.۹	۱۹.۲	۱۲.۱	۱۹.۵
Ni	۲۰	۹۰	۲۴	۶۵	۵۸	۱۵۶	۲۰	۵۶	۲۲۱	۵۲
Co	۲۰.۱	۳۶.۵	۲۰.۷	۳۰.۱	۳۱	۴۳.۵	۲۵.۳	۲۷.۸	۵۹.۷	۲۶.۵
Cr	۱۱۶.۳	۲۷۳.۷	۱۴۳.۷	۲۸۰.۵	۳۴۲.۱	۲۳۲.۶	۷۴.۹	۲۷۳.۷	۴۱۰.۵	۲۸۷.۴
La	۱۸.۸	۱۵.۵	۱۷.۳	۱۱.۱	۱۴.۵	۱۳.۶	۱۵.۵	۱۱.۸	۸.۳	۱۲.۸
Ce	۳۸.۴	۳۱.۲	۳۶.۳	۲۲.۵	۳۰.۷	۲۸.۵	۲۹.۹	۲۵.۹	۱۷.۲	۲۷.۱
Pr	۴.۶۱	۳.۸۴	۴.۲۴	۲.۷۵	۳.۶۴	۳.۲۷	۳.۱۶	۳.۱۶	۲.۰۵	۳.۲۴
Nd	۱۹.۶	۱۶.۴	۱۸.۳	۱۱.۵	۱۴.۶	۱۷.۳	۱۵	۱۳.۹	۹	۱۴.۱
Sm	۴.۶۶	۳.۵۳	۴.۳۸	۲.۸۲	۳.۶۶	۳.۲۵	۳.۵۳	۳.۰۱	۱.۹۷	۳.۲۳
Eu	۱.۷۴	۱.۴۲	۱.۵۴	۱.۳۶	۱.۴	۱.۱	۱.۴	۱.۳۷	۰.۸۷	۱.۴۳
Gd	۵.۰۵	۳.۸۸	۴.۴۶	۳.۰۷	۳.۶۵	۳.۶۴	۳.۹۲	۳.۳۳	۲.۱۳	۳.۲۵
Tb	۰.۷۸	۰.۶۳	۰.۷۱	۰.۴۵	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۶۲	۰.۵۳	۰.۳۵	۰.۵۶
Dy	۴.۵	۳.۶۴	۴.۰۴	۲.۶۳	۳.۷۲	۳.۱۲	۳.۶۹	۲.۶۹	۱.۹۶	۳.۰۲
Ho	۰.۸۳	۰.۶۸	۰.۷۴	۰.۴۶	۰.۶۳	۰.۵۵	۰.۶۵	۰.۵	۰.۳۵	۰.۵۵
Er	۲.۲۸	۱.۸۷	۲.۰۱	۱.۳۵	۱.۸۱	۱.۶۲	۱.۷۶	۱.۵۱	۰.۹۵	۱.۴۱
Tm	۰.۳۱	۰.۲۶	۰.۲۸	۰.۱۷	۰.۲۶	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۲۱	۰.۱۴	۰.۲۲
Yb	۱.۹۴	۱.۶	۱.۸۴	۱.۲۱	۱.۶۲	۱.۵	۱.۷۱	۱.۳۶	۰.۹۲	۱.۳۸
Lu	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۱۵	۰.۲۴	۰.۲۲	۰.۲۴	۰.۱۷	۰.۱۳	۰.۲۲
Y	۲۳.۱	۱۷.۶	۲۰.۲	۱۲.۸	۱۶.۷	۱۵.۲	۱۷.۶	۱۳.۹	۹.۵	۱۵.۷
Cs	۰.۸	۴.۹	۱.۱	۱.۴	۰.۸	۲.۵	۰.۷	۵.۴	۴.۳	۳.۶
Ta	۱.۸	۱.۶	۲	۱	۱.۶	۱.۶	۲.۲	۱.۴	۰.۹	۱.۳
Hf	۳.۶	۳.۶	۳.۳	۲.۲	۳.۵	۳	۳.۱	۲.۵	۱.۶	۲.۹
Th	۲.۹	۳	۲.۷	۱.۶	۲.۸	۲	۲	۱.۹	۰.۶	۲.۵
U	۰.۸	۰.۸	۰.۸	۰.۴	۰.۸	۰.۵	۰.۶	۰.۷	۰.۳	۰.۶
V	۱۶.۴	۱۲.۳	۱۶.۷	۱۴.۵	۱۷.۰	۱۴.۰	۲۶.۳	۱۴.۶	۹.۳	۱۵.۷
Sc	۲۲	۱۵	۲۴	۱۸	۲۳	۱۸	۳۲	۱۹	۱۳	۲۱



شکل ۳ الف) رده‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس، توسط [۲۳]، ب) نمودار A/NK در مقابل A/CNK [۲۴]، پ) الگوی مشاهده شده برای عناصر در نمودارهای بهنجار شده نسبت به [۲۵] ت) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۳]، ث) نمودار Y/Nb و Zr/Nb که این روند در نمونه‌های مورد مطالعه الایش را نشان می‌دهد [۳۹].

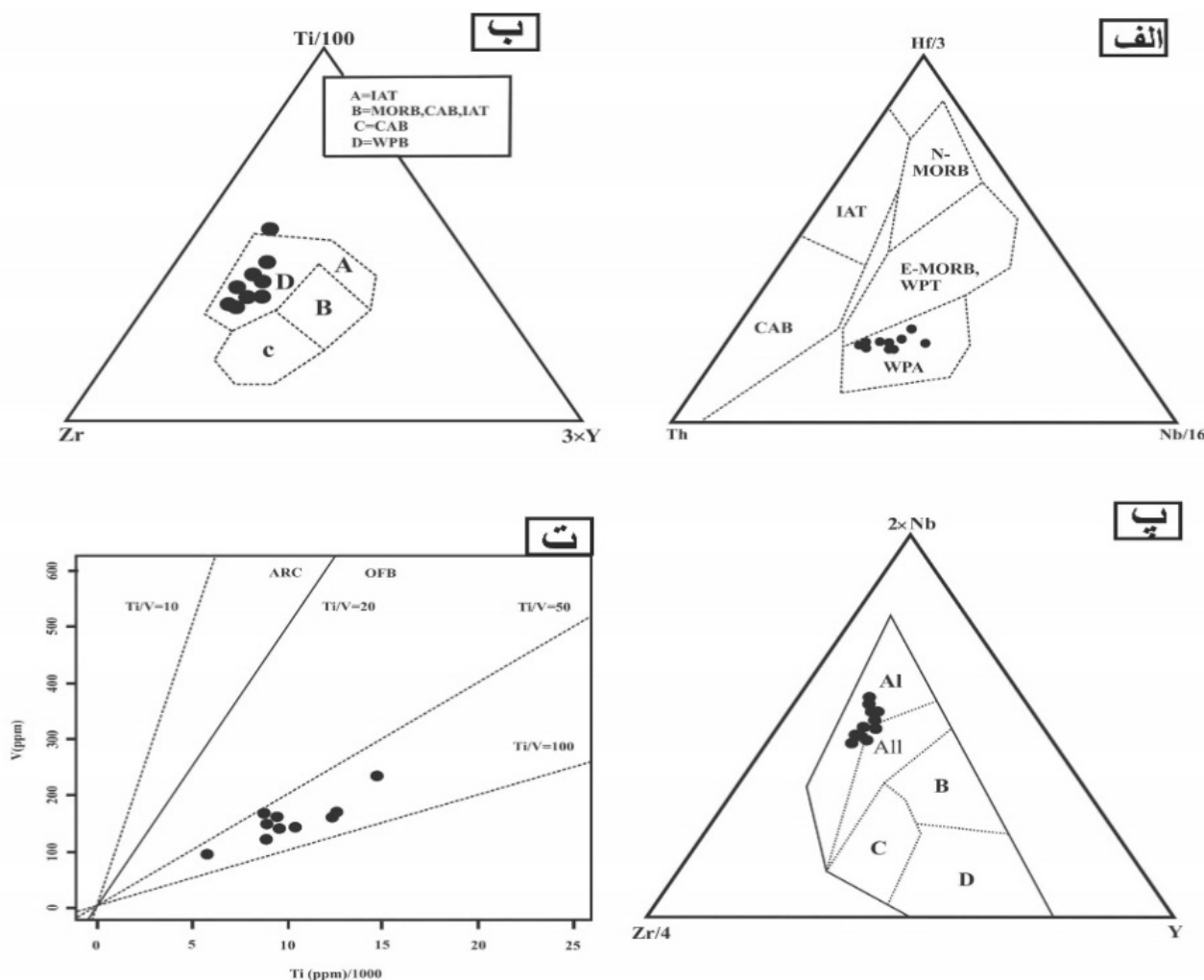
جایگاه زمین ساختی و تعیین خاستگاه

برای تعیین محیط تکتوماگمایی نمونه‌های مورد نظر ما از نمودارهای [۳۷] بر پایه عناصر HFS نامتحرک (شکل ۴ الف)، Ta - Hf - Th، [۴۳]، بر پایه عناصر Ti - Zr - Y (شکل ۴ ب)، نمودار [۴۴] (شکل ۴ پ)، و نمودار [۴۵]، V بر حسب Ti (شکل ۴ ت)، استفاده کردیم که در این نمودارها نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت درون صفحه‌ای با ماهیت قلیایی قرار گرفتند. در نمونه‌های مورد بررسی Zr در مقابل Nb همبستگی مثبت دارد (شکل ۵ الف)، [۴۶] معتقد است که روند خطی بین Zr و Nb نشان دهنده‌ی اشتقاق ماگمای سازنده از یک خاستگاه گوشته‌ای و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرایند غالب شکل‌گیری ماگماست. نسبت Zr/Nb در سنگ‌های پوسته بالایی در حدود ۲۲ تا ۲۵ گزارش شده، در نمونه‌های مورد بررسی مقدار Zr/Nb بین ۴/۳ تا ۶/۳ متغیر است از این‌رو در ماگماهای قلیایی با افزایش آلیش پوسته‌ای قاره‌ای نسبت Zr/Nb کاهش می‌یابد که این بیان کننده خاستگاه گرفتن سنگ‌ها منطقه‌ی

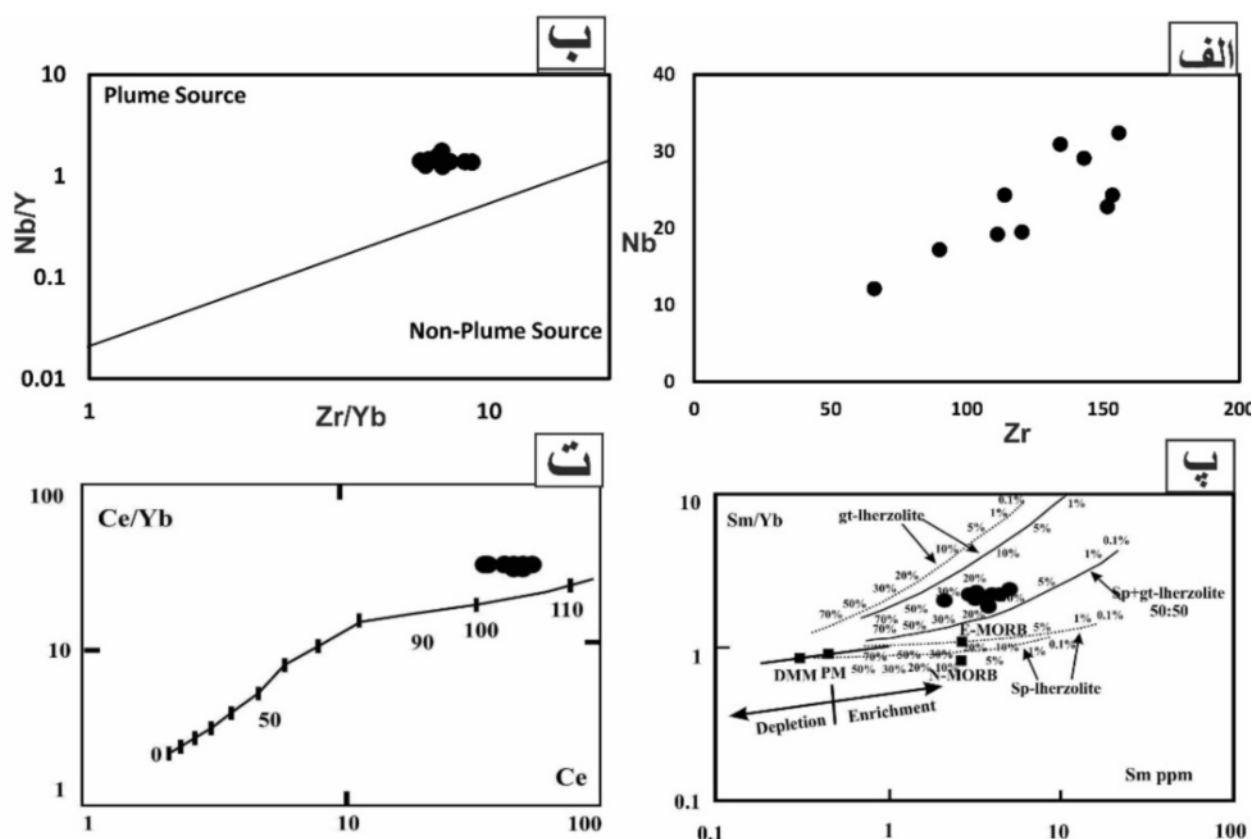
مورد بررسی از گوشته با درجه‌ی ذوب‌بخشی پایین و آلیش با پوسته‌ی قاره‌ای است. نسبت Nb/U در نمونه‌های مورد بررسی از ۰/۵ تا ۲۴ متغیر است که این نسبت پایین در نمونه‌ها ناشی از آلیش پوسته‌ای است. همچنین نسبت بالای Nb/Yb (۱۳-۱۶/۷)، Ti/Y (۱۱۶۰ - ۵۴۰) بیان کننده درجه ذوب-بخشی پایین است. نمونه‌های منطقه در نمودار Nb/Y - در مقابل Zr/Y [۴۷] همه بالای خط قرار گرفته و نشان دهنده منشأ پلوم گوشته‌ای می‌باشند (شکل ۵ ب). [۴۸] معتقدند که، نسبت n (La/Sm) در سنگ‌های پوسته بیش از ۴/۲۵ است و ولی مقدار n (La/Sm) در نمونه‌های مورد بررسی بین ۲/۸ تا ۲/۴ است که این نسبت می‌تواند بیان کننده‌ی ماهیت قلیایی نمونه‌ها و ریشه گوشته‌ای غنی‌شده و آلیش پوسته‌ای را نشان دهد. در نمودار Sm/Yb در برابر Sm [۴۹] که برای تمایز بین ذوب خاستگاه‌های گارنت و اسپینل لرزولیت ارائه شده است، نمونه‌های مورد بررسی دارای خاستگاه احتمالی، ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده اسپینل - گارنت لرزولیت با آهنگ

منطقه دو برابر مقدار معمول است، که این به دلیل روراندگی پوسته‌ی قاره‌ای ایران روی عربستان است [۵۴]. از طرف دیگر [۵۵] پیدایش ماگمای قلیایی را سرشتی نواحی لیتوسفر ضخیم دانسته که در این شرایط، ذوب فقط در اعماق زیاد امکانپذیر است. فشار بالا (منطبق بر ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) قادر به تولید مواد قلیایی است [۵۵] در نواحی مجاور حاشیه فعال قاره‌ای و پهنه برخورد قاره - قاره ممکن است پوسته به طور محلی دستخوش کشش و بازشدگی شود و گسل‌های عمیق فعال شوند. به این ترتیب ماگما به صورت درونی و بیرونی با حجم‌های متفاوت، از خلال شکستگی به بالا صعود می‌کنند [۲۳]. از این رو علت ماگماتیسیم قلیایی در بررسی می‌تواند به دلیل ضخیم‌شدن پوسته و ایجاد گسل‌های عمیق در آن به دلیل فرورانش نئوتتیس باشد.

ذوب بین ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده است (شکل ۵ پ). این درجه‌ی ذوب‌بخشی برای ماگماتیسیم قلیایی بالاست مگر آنکه ذوب در اعماق بیش از ۶۰ کیلومتر رخ داده باشد [۵۰]. بر اساس نمودار Ce/Yb در مقابل Ce [۵۱] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی پایداری اسپینل - گارنت لرزولیت با اعماقی بین ۱۰۰ تا ۱۱۰ را نشان می‌دهد. [۵۲] معتقد است که منطقه‌ی انتقالی اسپینل به گارنت در اعماق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است و اسپینل نهایت تا عمق ۸۰ کیلومتر پایدار است ولی گارنت تا بخش‌های عمیق‌تر نیز حضور دارد. بسیاری از گارنت لرزولیت‌ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و در اعماق ۱۲۰ تا ۱۷۰ کیلومتر پایدار هستند [۵۳]. ضخامت پوسته قاره‌ای در منطقه‌ی سنج-سیرجان در حدود ۶۰ کیلومتر است [۵۴]. بر این اساس پوسته‌ی قاره‌ای در این



شکل ۴ الف) نمودار برای تعیین محیط زمین‌ساختی [۳۷]، ب) نمودار برای تعیین محیط تکتونیکی [۴۳]، پ) نمودار برای تعیین محیط زمین‌ساختی [۴۴]، ت) نمودار برای تعیین محیط زمین‌ساختی [۴۵].



شکل ۵ الف) نمودار نشان دهنده روند خطی بین Nb و Zr [۴۶] ب) نمودار Nb/Y - در مقابل Zr/Y، همه‌ی نمونه‌های منطقه در بالای خط قرار گرفته و نشان دهنده‌ی خاستگاه پلوم گوشته‌ای هستند. [۴۷] پ) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار الف - Sm در برابر Sm/Yb [۴۹]. ت) Ce/Yb در مقابل Ce. [۵۱]

شیمی پلاژیوکلاز

نتایج ریز کاوش الکترونی از پلاژیوکلازهای توده‌های نفوذی ورچه در جدول (۲) ارائه شده است. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که محتوای $An_{36.21-56.21}$ ، $Ab_{37.51-62.19}$ و $Or_{1.09-2.89}$ است. بر این اساس ترکیب کانی-شناسی پلاژیوکلازهای منطقه در نمودار Or - An - Ab [۵۶] در گستره‌ی آندزین - لابرادوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ الف).

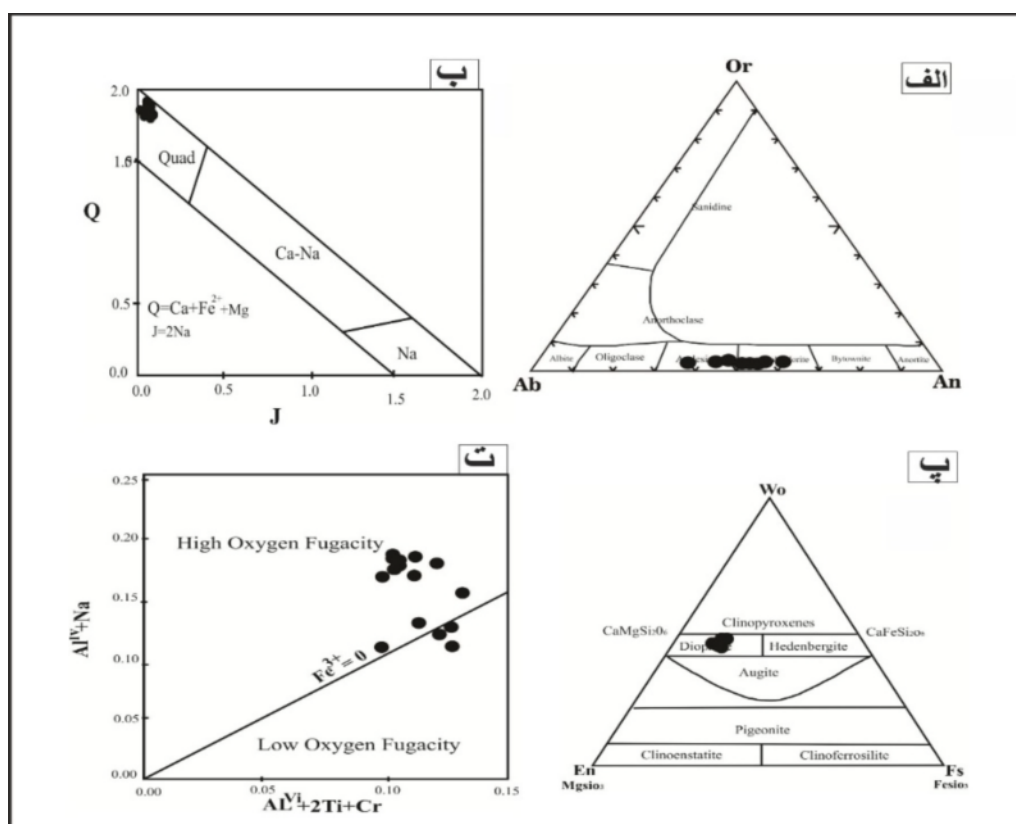
شیمی کانی پیروکسن

داده‌های وابسته به آنالیز میکروپروپ کانی پیروکسن در (جدول ۳) ارائه شده‌اند. پیروکسن‌ها در رده‌بندی گسترده‌ای به ۴ گروه: ۱- پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، ۲- پیروکسن‌های Ca-Na، ۳- پیروکسن‌های Na، ۴- دیگر پیروکسن‌ها (Other) رده‌بندی می‌شوند [۵۷]. در مورد نمونه‌ی پیروکسن‌های مورد نظر پس از آنکه آنها در نمودار، Q-J در بخش Quad قرار

گرفتند (شکل ۶ ب)، برای جدایش پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۵۶] استفاده شد. چنانکه در نمودار Wo-En-Fs ملاحظه می‌شود، ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن‌های آنالیز شده از نوع دیوپسید است (شکل ۶ پ) که ترکیب اعضای انتهایی کلینوپيروکسن‌ها در این توده‌ها، $Wo_{28.88-47.80}$ ، $En_{38.78-47.80}$ و $Fs_{5.98-23.69}$ هستند. برای تعیین میزان گریزندگی اکسیژن در پیروکسن می‌توان از نمودار $Na + Al^{IV}$ در مقابل $Cr + 2Ti + Al^{VI}$ نشان‌گر تشکیل کلینوپيروکسن‌ها در دو حالت گریزندگی اکسیژن، گریزندگی بالای اکسیژن، بالای خط $Fe^{3+} = 0$ و حالت گریزندگی پایین اکسیژن در پایین خط $Fe^{3+} = 0$ است [۵۸]. با توجه به این نمودار بیشتر پیروکسن‌های مورد بررسی در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ قرار گرفته‌اند که نشان دهنده‌ی گریزندگی بالای اکسیژن است (شکل ۶ ت).

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه ای پلاژیوکلازها و محاسبه فرمول ساختاری آن بر مبنای ۸ اتم اکسیژن می باشد.

Oxide	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۵۶٫۲۳	۵۵٫۱۶	۵۵٫۰۷	۵۲٫۱۲	۵۳٫۱۳	۵۳٫۳۲	۵۴٫۵۲	۵۴٫۳۶	۵۷٫۴۳
TiO ₂	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۶
Al ₂ O ₃	۲۸٫۰۴	۲۹٫۰۶	۲۹٫۲۳	۳۰٫۱۳	۳۰٫۵۲	۳۰٫۵۵	۲۷٫۳۲	۲۷٫۲۸	۲۶٫۸۰
FeO	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۲۲
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷
CaO	۹٫۷۵	۱۰٫۱۳	۱۰٫۵۷	۱۱٫۲۰	۱۲٫۱۴	۱۱٫۳۷	۱۰٫۵۰	۹٫۸۴	۷٫۹۹
Na ₂ O	۵٫۸۶	۵٫۲۱	۵٫۰۳	۴٫۵۷	۴٫۱۳	۴٫۶۷	۵٫۸۳	۶٫۸۰	۷٫۴۸
K ₂ O	۰٫۵۱	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۶۶	۰٫۲۰
Total	۱۰۰٫۸۵	۱۰۰٫۳۶	۱۰۰٫۸۵	۱۰۰٫۸۳	۱۰۰٫۷۴	۱۰۰٫۷۶	۹۸٫۹۸	۱۰۰٫۲۵	۱۰۰٫۲۵
Si	۲٫۵۱	۲٫۴۸	۲٫۴۷	۲٫۴۳	۲٫۳۹	۲٫۳۹	۲٫۴۷	۲٫۲۱	۲٫۵۵
Al	۱٫۴۷	۱٫۵۴	۱٫۵۴	۱٫۵۹	۱٫۶۲	۱٫۶۲	۱٫۴۶	۱٫۳۸	۱٫۴۰
Fe ⁺²	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۴۷	۰٫۳۸
Na	۰٫۵۱	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۶۴
K	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱
An	۴۶٫۵۱	۵۰٫۸۰	۵۲٫۶۵	۵۶٫۲۲	۶۰٫۶۸	۵۶٫۰۵	۴۸٫۷۵	۴۲٫۹۱	۳۶٫۷۱
Ab	۵۰٫۵۹	۴۷٫۲۸	۴۵٫۳۴	۴۱٫۵۱	۳۷٫۳۶	۴۱٫۶۶	۴۸٫۶۸	۵۳٫۶۶	۶۲٫۱۹
Or	۲٫۹۰	۱٫۹۱	۲٫۰۲	۲٫۲۷	۱٫۹۶	۲٫۲۹	۲٫۲۷	۳٫۴۳	۱٫۰۹



شکل ۶ الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمودار Or - An - Ab [۵۶] در گستره‌ی آندزین - لابرادوریت قرار گرفته‌اند. ب) بر اساس نمودار Q - J [۵۷] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی (Quad) قرار می‌گیرند. پ) رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Fs- En-Wo [۵۶] ت) نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{IV}+2Ti+Cr$ [۵۸].

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن براساس ۶ اتم اکسیژن.

Oxide	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۵۰٫۲۶	۵۰٫۳۱	۵۰٫۳۵	۴۹٫۷۹	۵۰٫۰۴	۵۰٫۵۱	۵۰٫۲۰	۵۰٫۴۵	۵۰٫۲۶
TiO ₂	۱٫۸۹	۱٫۶۹	۱٫۹۰	۲٫۰۸	۲٫۶۱	۲٫۰۴	۱٫۹۰	۱٫۸۱	۲٫۲۲
Al ₂ O ₃	۳٫۶۵	۳٫۹۶	۳٫۵۰	۳٫۴۵	۴٫۱۵	۳٫۱۹	۳٫۴۶	۳٫۰۵	۳٫۴۰
FeO	۸٫۳۲	۸٫۸۲	۸٫۱۵	۷٫۵۹	۸٫۰۵	۸٫۴۸	۸٫۳۶	۸٫۴۳	۷٫۷۹
MnO	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۵
MgO	۱۲٫۷۷	۱۴٫۸۳	۱۴٫۸۹	۱۵٫۲۹	۱۴٫۰۹	۱۴٫۰۳	۱۴٫۳۲	۱۴٫۱۴	۱۴٫۲۴
CaO	۲۱٫۵۵	۲۱٫۲۸	۲۱٫۴۸	۲۲	۲۱٫۳۱	۲۲٫۰۸	۲۱٫۹۸	۲۲٫۱۲	۲۲٫۳۷
Na ₂ O	۰٫۴۲	۰٫۵۳	۰٫۳۹	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۴۰
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۰۴	۱۰۰٫۵۹	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۸۶	۱۰۰٫۸۵	۱۰۰٫۸۹	۱۰۰٫۸۶	۱۰۰٫۶۹	۱۰۰٫۸۳
Si	۱٫۹۰	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۲	۱٫۸۵	۱٫۸۶	۱٫۸۵	۱٫۸۶	۱٫۸۵
Ti	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Al	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵
Fe ⁺³	۰	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۵
Fe ⁺²	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۹
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰
Mg	۰٫۷۲	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۷۷	۰٫۷۷	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۸
Ca	۰٫۸۷	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۶	۰٫۸۴	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۸
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Sum	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Al(iv)	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹
Al(vi)	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Mg#	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۸	۰٫۷۶	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۸۰
Q	۱٫۸۵	۱٫۸۲	۱٫۸۴	۱٫۸۱	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۳	۱٫۸۴	۱٫۸۵
J	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۵۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶
(Q+J)	۱٫۹۱	۱٫۹۰	۲٫۴۰	۱٫۸۸	۱٫۹۱	۱٫۹۱	۱٫۹۰	۱٫۹۱	۱٫۹۱
Wo	۴۷٫۰۴	۴۶٫۲۰	۴۵٫۶۱	۴۷٫۸۰	۴۵٫۵۱	۴۷٫۲۶	۴۷٫۴۲	۴۷٫۹۷	۴۷٫۷۲
En	۲۸٫۷۸	۴۴٫۷۹	۴۴٫۲۸	۴۶٫۲۲	۴۱٫۸۷	۴۱٫۷۸	۴۲٫۹۹	۴۲٫۴۰	۴۲٫۲۷
Fs	۱۴٫۱۸	۹٫۰۱	۹٫۸۱	۵٫۹۸	۱۲٫۶۲	۱۰٫۹۶	۹٫۵۹	۹٫۹۳	۱۰٫۰۱

تعیین محیط زمین‌ساختی و سری ماگمایی کلینوپیروکسن

دامنه‌ی گسترده‌ی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت خاستگاه ماگمای این کانی‌ها باشد. با استفاده از داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن می‌توان نوع ماگما و محیط ژئودینامیکی آن را تعیین کرد. در نمودار Ca نسبت به $Ti + Cr$ [۵۹] کلینوپیروکسن‌ها محیط کششی را نشان می‌هند (شکل ۷ الف). در نمودار F1-F2 که بر پایه ترکیب تمام اکسیدهای عناصر اصلی برای تمایز محیط زمین‌ساختی طراحی شده [۶۰]، ترکیب کلینوپیروکسن‌های

توده‌های نفوذی ورچه در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب). این نمودار قادر به تمایز بازالت‌های محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر VAB (بازالت‌های کمان آتشفشانی)، OFB (بازالت‌های بستر اقیانوسی)، WPT (بازالت-های تولیتی میان صفحه‌ای) و WPA (بازالت‌های قلیایی میان صفحه‌ای) است.

$$F1: -0.012*SiO_2 - 0.0807*TiO_2 + 0.0026*Al_2O_3 - 0.0012*FeO - 0.0026*MnO + 0.0087*MgO - 0.0128*CaO - 0.0419*Na_2O$$

XPPT: $0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}^{(\text{tot})} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$

YPT: $-0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}^{(\text{tot})} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$

ب: در دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها از فرمول ارائه شده به-وسیله‌ی [۶۳] استفاده شده است که به صورت زیر محاسبه می-شود:

$$T(K) = [23166 + 39.28 P(Kbar)] / [13.25 + 15.35Ti + 4.50Fe - 1.55(Al + Cr - Na - K) + (\text{Lna}_{\text{en}}^{\text{cpx}})^2]$$

بر اساس این فرمول، میانگین فشار بین ۳ تا ۷ کیلو بار در نظر گرفته کرده، دماهای ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی گراد را نشان می‌دهد و با نتایج حاصل از روش دماسنجی [۶۲] همخوانی نزدیک دارد.

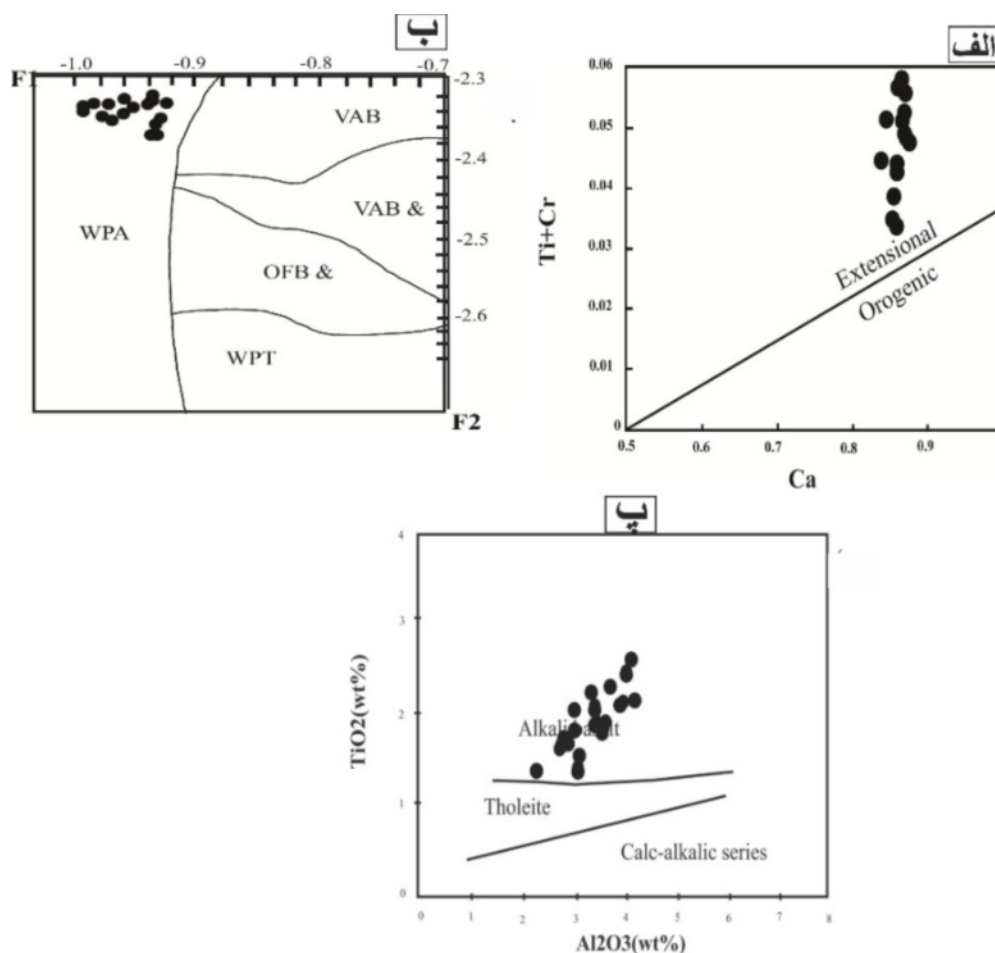
F2: $-0.0469 \text{ SiO}_2 - 0.0818 \text{ TiO}_2 + 0.0212 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \text{ FeO} - 0.1435 \text{ MnO} + 0.0029 \text{ MgO} + 0.0085 \text{ CaO} - 0.0160 \text{ Na}_2\text{O}$

برای تعیین سری ماگمایی با توجه به مقدار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 در نمودار [۶۱] کلینوپیروکسن‌های منطقه در گستره‌ی قلیایی قرار می‌گیرند که نشانگر ترکیب قلیایی نمونه‌های پیروکسن است (شکل ۷ پ).

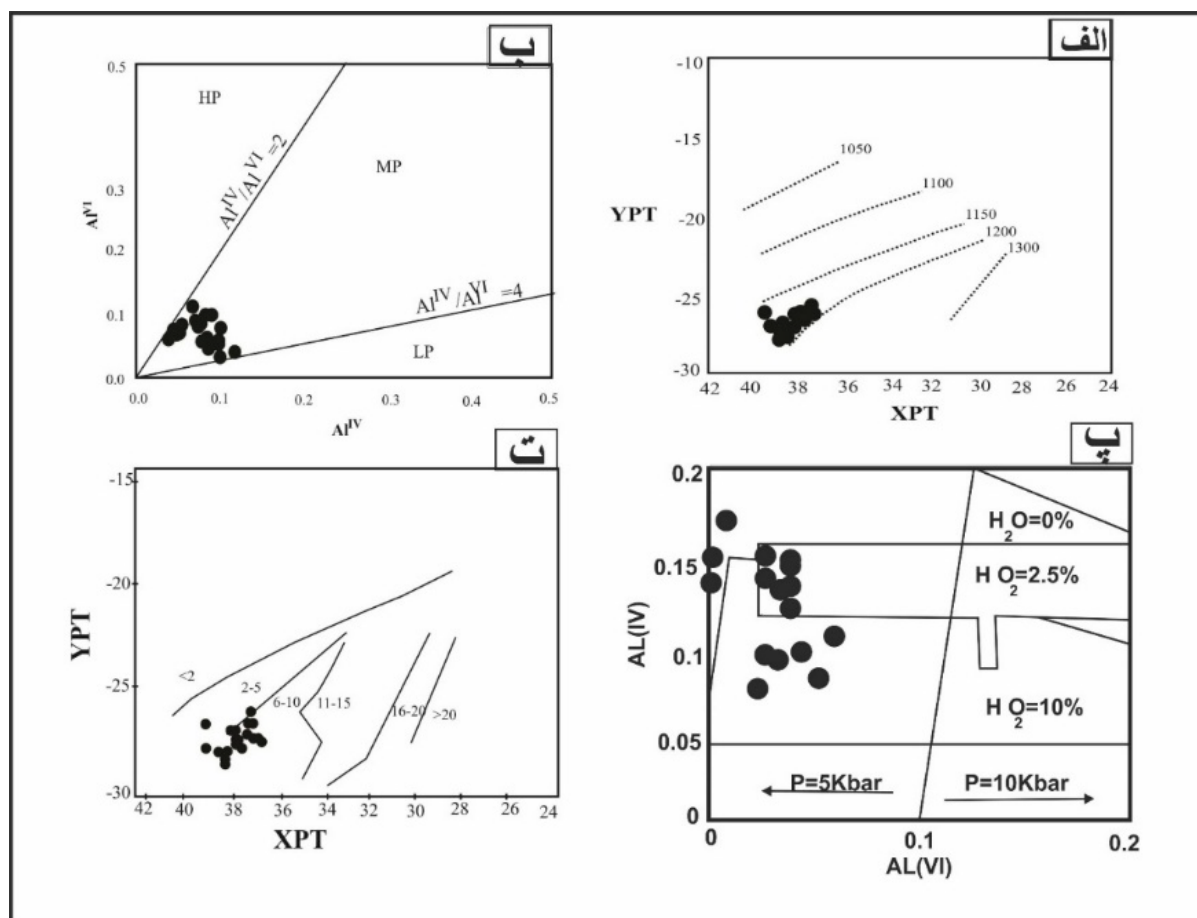
زمین دماسنجی کلینوپیروکسن

برای بررسی دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از دماسنجی‌های زیر استفاده شده است:

الف: بر اساس شاخص‌های XPT و YPT که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند [۶۲]. طبق این روش بر اساس دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در توده‌های نفوذی ورچه بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ است (شکل ۸ الف).



شکل ۷ الف) نمودار Ca نسبت به Ti+Cr این کلینوپیروکسن‌ها محیط کششی را نشان می‌دهند [۵۹]، ب) نمودار F1-F2 تمایز محیط تکتونیکی کلینوپیروکسن در قلمرو WPA (بازالت‌های قلیایی میان صفحه‌ای) قرار می‌گیرند [۶۰]، پ) تعیین سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌ها با استفاده از نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 ماهیت آکالن را نشان می‌دهند [۶۱].



شکل ۸ الف) تعیین دمای کلینوپیروکسن با استفاده از روش [۳۹] بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ است. ب) فشار حاکم بر محیط تبلور با استفاده از AlIV در مقابل AlVI [۴۳] بیانگر تشکیل در فشارهای متوسط تا کم است. پ) نمودار [۴۱] توزیع آلومینیوم (نسبت AlVI به AlIV) میزان آب در ماگما هنگام تبلور کمتر از ۱۰٪ و فشار ۵ کیلو بار است. ت) تعیین فشار کلینوپیروکسن با استفاده از روش [۳۹]

زمین فشارسنجی کلینوپیروکسن:

برای تعیین عمق مخزن ماگمایی از Al موجود در ساختار پیروکسن‌ها استفاده شد. توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشتوجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است به طوریکه کلینوپیروکسن‌های غنی از Al(vi) در فشار بالاتری نسبت به نمونه‌های فقیر از Al(iv) تشکیل شده‌اند [۶۴]. نمونه‌های غنی از Al کل نیز در فشار پایین‌تری نسبت به نمونه‌های فقیر از Al کل تشکیل می‌شوند [۶۵] پیشنهاد کرد که از نسبت $Al(vi)/Al(iv)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنج بکار گرفته شود براساس نمودار [۶۶] پیروکسن‌ها در فشار متوسط تا کم متبلور شده‌اند (شکل ۸ ب). به عقیده‌ی [۶۸، ۶۷] میزان Al(iv) به پیروی از افزایش

میزان آب موجود در محیط تبلور کلینوپیروکسن کاهش می‌یابد که براین اساس نموداری را برای تعیین فشار و میزان اب ماگما حین تبلور ماگما را پیشنهاد کردند که بر اساس این نمودار میزان آب ماگمای تشکیل‌دهنده‌ها هنگام تبلور کمتر از ۱۰٪ و فشار ۵ کیلو بار را بیان می‌کند (شکل ۸ پ). در ادامه برای فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها از نمودار [۶۲] استفاده کردیم که با استفاده از مقادیر XPT و YPT میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن در توده‌های نفوذی ورچه بین ۳ تا ۷ کیلو بار برآورد شده است (شکل ۸ ت).

برداشت

بررسی‌های صحرایی این پژوهش نشان می‌دهد، توده‌ی گابروی به صورت بیرون‌زدگی‌هایی کوچک و پراکنده با طیف ترکیبی از گابرو تا مونزوگابرو با ترکیب کانی‌شناسی بیشتر پلاژیوکلاز و

- Central, France*", Journal of Petrology (1995a), 36, 1729-53.
- [3] Ngounouno I., Moreau C., De'ruelle B., Demaiffe D., Montigny R., "*Pe'trologie du complexe alcalin sous-sature' de okoumi (Cameroun)*", Bulletin de la Socie'te' Ge'ologique de France (2001), 172, 675-686.
- [4] Nekvasil H., Dondolini A., Horn J., Filiberto J., Long H., Lindsley D.H., "*The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study*", Journal of Petrology (2004), 45, 693-721.
- [5] Vaezipoor M.H., Khalqi M. H., "*Geological Survey and Mineral Exploration of Iran*", Geology Map 1: 100,000 Varche (1995).
- [6] Stocklin J., "*Structural history and tectonics of Iran; a review*", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7) (1968.) 1229-1258.
- [7] Stocklin J., "*Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia*", Mem. Hors-serie Soc. Geol. Fr., 8(1977):333-353.
- [8] Berberian M., King G.C.P., "*Toward the paleogeography and tectonic evolution of Iran.*", Canadian Journal of Earth Sciences, (1981). 18, 210-265.
- [9] Sengor A. M. C., "*A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman*", in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*", edited by Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A.C.: Geol. Soc. Spec. Publ. (1990), 49, 797-831.
- [10] Ebrahimi M., "*Survey of Geology and Petrology of the Igneous Rocks Golpayegan Mrq-White Springs*", Graduate Thesis, Tehran University, Tehran. (1991)
- [11] Moinvaziri H., "*introduction on magmatism of Iran*", Tarbiat Moallem University of Tehran (1996), P 440.
- [12] Alavi M., "*Tectonic of Zagros Orgenic Belt of IRAN: New data and interpretations*", tectonophysics, (1994) 299: 211-238
- [13] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "*Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran*", Journal asian earth sciences (2003) 21: 397-412.
- [14] Deevsalar R., Ghorbani M. R., Ghaderi M., Ahmadian J., Murata M., Ozawa H., Shinjo R., "*Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-*

کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی کانی کدر و اسفن با بافت‌های افتیک و شبه‌افتیک است. بیشتر دگرسانی‌های مشخص در این توده‌ها، دگرسانی‌های سرسیتی‌شدن، سوسوریتی‌شدن، اورالیتی‌شدن و کلریتی‌شدن در پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن-ها قابل تشخیص‌اند. این توده براساس نمودار SiO_2 در برابر عناصر قلیایی در محدود آکالن قرار گرفت. الگوی عناصر REE بهنجار شده با کندریت، غنی‌شدگی از LREE (۱۰۰ برابر) و HREE (۱۰ برابر) و نشان می‌دهد و در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، غنی‌شدگی ضعیفی از عناصر (Zr, Ti, P, Nb) HFSE مشاهده می‌شود که این می‌تواند به دلیل ماگماتیسم با ماهیت قلیایی باشد. براساس رفتار عناصر La, Sm, Zr, Nb, Yb ماگما مولد از گوشته غنی‌شده با ترکیب اسپینل - گارنت لرزولیت و آهنگ ذوب‌بخشی ۱۵-۱۰ درصد حاصل شده است. این درجه‌ی ذوب‌بخشی برای ماگماتیسم قلیایی بالاست که در نمونه‌های گابروی مورد بررسی ذوب در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری رخ داده و بالا بودن درجه‌ی ذوب‌بخشی را توجیه می‌کند. براساس رفتار عناصر کمیاب، می‌توان گفت که ماگمای سازنده‌ی این توده حین تکامل و جایگیری گوش آرایش پوسته‌ای شده است. با توجه به بررسی‌های قبلی و این بررسی، می‌توان گفت که ماگماتیسم قلیایی در منطقه به دلیل ضخیم‌شدگی پوسته و ایجاد گسل‌های عمیق، حاصل شده است. ترکیب پلاژیوکلازها توده‌ی گابرویی در گستره‌ی آندزین - لابرادوریت و ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی دارای ترکیب یکسان و همه‌ی آن‌ها از نوع دیوپسیدند که در فوگاسیته بالای اکسیژن شکل گرفته‌اند. این کلینوپیروکسن‌ها همچنین ویژگی‌های سری ماگمایی آکالن و محیط کششی درون قاره‌ای را نشان می‌دهند که دمای تشکیل آنها بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار تشکیل‌شان بین ۳ تا ۷ کیلو بار است.

مراجع

- [1] Wilson M., "*Igneous Petrogenesis*", Academic Division of Unwin Hyman Limited. (1989) P. 466.
- [2] Wilson M., DOWNES H., CEBRIA J.M., "*Contrasting fractionation trends incoexisting continental alkaline magma series; Cantal, Massif*

- [27] Morata D., Oliva C., Cruz R., Suarz M., "The bandurrias gabbro: Late oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera", Journal of South American Earth Sciences 18(2005) 147-162.
- [28] Nicholson K.N, Black P. M, Hoskin P.W.O, Smith I.E.M., "Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundrary", Journal of volcano and Geotherm, Res, (2004) 131, 295 – 306.
- [29] Woodhead J. D., Eggins S. M., Johnson R. W., "Magma genesis in the New Britain island arc:further insight into melting and mass transfer processes", J Petrol (1998) 39:1641-1668.
- [30] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a globaltectonic approach", Unwin Hyman, London, (1989) 466P.
- [31] Nicholson K.N, Black P. M, Hoskin P.W.O, Smith I.E.M., "Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundrary. Journal of volcano and Geotherm", Res, 131 (2004) 295– 306
- [32] Martin H., "Adakitc magmas: modern analogues of Archaean granitoids", Lithos, 46(1999): 411–429.
- [33] Sun S., McDonough W., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins", Geological Society Special Publications. 42 (1989) P. 313-345
- [34] Wang Z., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning", Lithos (2007) 96, 543-566.
- [35] Xiao L, Xu Y.G, Mei H.J, Zheng Y.F, He B, Pirajno F., "Distinct mantle sources of Low Ti and High Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume – lithosphere interaction, Earth and Planetary", Science Letters (2004) 228, 525-546.
- [36] Coleman R., McGuire A., "Magma systems related to the Red Sea opening", Tectonophysics (1988) 150:77 –100.
- [37] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace Boroujerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran", Neues Jahrb-uch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, (2014) 274 (1) P.81-120.
- [15] Haghnazar Sh., Malakutian S., Alahyari Kh., "Investigating of litology, Mineralogy and Geochemistrys Characteristics in Javaherdasht Gabbro (East-Gilan)", Irans Crystallography and Mineralogy Society (2010) , No. 1: Page 141.
- [16] Akbari M., "Petrology and Geochemistry of intrusive in North Khomein and Study of Mineral Potential of that", Master's Thesis, Khorasgan Azad University, Iran. (2010).
- [17] Thiele O., "Zum alter der metamorphose in Zentral Iran", Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. 58 (1966) 87-101.
- [18] Mohajjel M., Eftekharnjad G., "Golpayegan Geological Map, scale 1: 100000", Geological Survey of Iran (1992).
- [19] Zamani Pedram M., Hosseini H., Sheikholslami M., "Mahallat Geology Map, scale of 1: 100000", Geological Survey of Iran (2007).
- [20] Sharifi M., "Investigation of Alkaline Magmatism in the North of Golpayegan", Ph.D thesis. Isfahan University (2008).
- [21] Wager L.R., "A note on the origin of ophitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion", Geological Magazine. 98(1960) P. 353 – 366.
- [22] Vernon, R.H., "A Practical guide to rock microstructure", Cambridge University Perss, United Kingdom. (2004) P. 594.
- [23] Middlemost E.A.K., "An introduction to Igneous petrology: Magmatic rocks", Long mans Ed., (1985) PP.266.
- [24] Irvine, T. N. and Barager, W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science, V. 8, (1971) pp. 235-458.
- [25] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry, Ed. Henderson, R.", Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 2(1984): P. 89-92.
- [26] Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M., "The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska", Contributions to Mineralogy and Petrology, 112 (1992) 101–118.

- [47] Fitton-T.G., Hardarson B.S., Ellam K.M., Rogers G., "Sr-, Nd, and Pb-isotopic composition of volcanic rocks from the Southeast Greenland Margin at 63°N: temporal variation in crustal contamination during continental breakup", Insaunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.H., (Eds) Proc.ODP.Sci.Results.152 (1998) 351-357.
- [48] Sirvastava, R. K. and Singh, R., K. "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism", Journal of Asian Earth Sciences 23(2004) 373-389.
- [49] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late post Cenozoic, collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of volcanology and geothermal Research 102 (2000) 67-97.
- [50] Winter J.D., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: New Jersey", Prentice Hall, (2001) 697 p.
- [51] Ellam R. M., Cox K., "An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere", Earth and Planetary Science Letters 150(1991): 330 - 342
- [52] Ellam R.M., "Lithospheric as a control on basalt geochemistry", Geology 20(1992): 153-156.
- [53] Gurney J.J., Harte B., "Chemical variations in upper mantle nodules from southern Africa kimberlites", Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 297(1980) 273-293.
- [54] Giese P. J., Makris B., Akasheh P., Rower H., Letz, Mostaanpour M., "The crustal structure in southern Iran derived from seismic explosion data", Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Abh, (1984) 168, 230-243.
- [55] Best MG., "Igneous and metamorphic petrology", Freeman, sanfrancisco.(1982)
- [56] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock - forming minerals", Longman, London, (1991) 528 p.
- [57] Morimoto N., Kitamura M., "Q-J diagram for classification of pyroxenes", Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists (in Japanese) 78 (1983) 141.
- [58] Schweitzer E. L., papike J. J., bence, "A. Estatical analysis of clinopyroxenes from deep-sea element analyses", Journal Earth and Planetary science Letters. 19(1973) P. 290-300.
- [38] Larsen H.C, Saunders A.D., "Tectonism and volcanism at the Southeast Greenland riftedmargin: a record of plume impact and later continental rupture", in: Saunders, A.D., Larsen,H.C., and Wise, S.H., (ed) Proc.ODP.Sci. Results.152 (1998) 503-533
- [39] Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMilan N.J., Moorbath S., Hoefs S.J., Haskin L.A., J. Goophys. Res., 91 (1986).
- [40] Wayer S., Munker C., Mezger K., "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system", Earth and Planetary Science Letters 205 (2003) 309-324.
- [41] Wang Y., Fan W., Guo F., "Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich dioritesgranodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications", Geochemical Journal 37(2003) 427-448.
- [42] Castillo P., Janney P., Solidum R., "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting", Contributions to Mineralogy and Petrology (1999) 134, 33-51.
- [43] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Journal Earth and Planetary Science Letters. 42(1980) P. 77-97.
- [44] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb, Zr, Y diagram", Chemical Geology 56(1986) 207-218.
- [45] Shervais J., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters. 59(1982) P. 101-118
- [46] Alvaro J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Ribeiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., "The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Moroco; Petrology Geodynamic setting and coeval sedimentation", Journal of African Earth Science. 44(2006) 396-410.

- [64] Foley S. F., Venturelli G., "High K₂O rocks with high MgO, High SiO₂ affinities In: Crawford, A. J., (ED.) *Boninites and Related Rocks.*", Uniwin Hyman London 72-88 (1989).
- [65] Liu T.C., Chen B.R., Chen C.H., "Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan, at pressure up to 2 GPa", *Journal of Asian Earth Sciences* 18 (2000) 519-531.
- [66] Aoki, K.I., Shiba I., "Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata", *Japan. Lithos*, 6, (1973) 41-51.
- [67] Helz R.T., "Phase relationships of basalts in their melting range at p_{H₂O} = 5kb as a function of oxygen fugacity", *Journal of Petrology* (1973) 4 249-302.
- [68] Green T. H., "Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous condition", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 34(1972): 367-385.
- basalts", *American Mineralogist*. NO.64, (1979) PP.501-513.
- [59] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 139-54.
- [60] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic" *Petrology* 63 (1977) 161-173
- [61] LeBas N. J., "the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *Am.J.Sci.* No.260 (1962) PP.267-288.
- [62] Soesoo A. A., "multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119(1997): 55-60.
- [63] Nimis, Taylor, "Single Clinopyroxene thermobarometry for gamet peridotite I. calibration and testing of a cr-in-cpx thermometer – contrib – mineral.", *Petrol.* 139, (2000) 541-554.