

تکامل تکتونوماگمایی نفوذی‌های شمال شرق قوری، جنوب غرب شهر بابک، زون

سنندج - سیرجان جنوبی

عبدالناصر فضل‌نیا*

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه

*nfazlnia@yahoo.com

دریافت: ۹۲/۳/۱۸ پذیرش: ۹۲/۶/۱۲

چکیده

آغار فرورانش نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان جنوبی در ۱۸۷ میلیون سال پیش باعث شده است تا سنگ‌های جنوب غرب شهر بابک (مجموعه قوری) دگرگونی ناحیه‌ای را تحمل نمایند. تداوم فرآیند فرورانش به زیر این زون، عاملی شد تا گوه گوشته‌ای در ۱۷۳ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش متاسوماتیسم یافته و ذوب بخشی در این قسمت توسعه یابد. در نتیجه، تشکیل ماگمای بازیک توله‌ایتی و تزریق این ماگما به قاعده پوسته قاره‌ای، تفریق این مذاب، ذوب بخشی قاعده پوسته قاره‌ای غنی در آلومین و آلایش با این مذاب، تکامل ماگمایی را موجب شده است. این فرآیندها دو کمپلکس تله‌پهلوانی (نفوذی مافیک-اولترامافیک) و چاه بازرگان (نفوذی کوارتز دیوریت-آنورتوزیت) را توسعه داده‌اند. آلایش بیش‌تر مذاب‌های فوق در حین تزریق در پوسته میانی، باعث ایجاد بخش‌های شدیداً آلایش یافته در کمپلکس چاه بازرگان گردیده؛ سپس، فرورانش پشته میان اقیانوسی نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان باعث دگرگونی ناحیه‌ای مرتبط با قوس در زمانی بین ۱۴۹ تا ۱۴۵ میلیون سال پیش شده است.

واژه‌های کلیدی: کمپلکس قوری؛ شهر بابک؛ مافیک-اولترامافیک؛ آنورتوزیت؛ ترونجمیت

۱- مقدمه

۱۲ و ۱۷]، اما تعداد کمی از نویسندگان یک منشاء پوسته‌ای را مناسب می‌دانند [۳۲، ۶۰، ۶۳، ۲۴، ۵۵ و ۲۳].

سازوکار ایجاد چنین حجم‌هایی از کومولیت فلدسپار سوالی است که برای بسیاری از پترولوژیست‌ها در هاله‌ای از ابهام می‌باشد. آن‌هایی که برای آنورتوزیت‌ها منشاء پوسته‌ای قابل هستند، منبع این نوع از سنگ‌ها را ذاتاً آلومینوس یا آن‌ها را نتیجه‌ای از آناتکسی می‌دانند (برای مثال [۱۰، ۱۸، ۲۰ و ۱۲]. در بین پترولوژیست‌هایی که به منشاء گوشته‌ای معتقد هستند، بسیاری باور دارند که فلدسپار به صورت تجمع‌های شناور در طول تفریق گسترده بازالت‌های غیر عادی آلومینوس، در پوسته زیرین متمرکز شده است. یک ترکیب بازالتی آلومینوس به دلیل اینکه مسئله تعادل جرمی در تولید مقداری فلدسپار را برطرف می‌نماید، برطرف‌دار است. دیگر علت فراوانی پلاژیوکلاز، تفریق و آلایش با سنگ‌های پوسته زیرین آلومینوس است [۲۵، ۲۹، ۱۸، ۲۲، ۴۲ و ۱۷]. برخی نویسندگان (برای مثال، [۶۶]) یافته‌اند که

توده‌های پلوتونیک که حاوی انواع سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و آنورتوزیت همراه هستند، از نظر تکامل تکتونیک - پترولوژیکی اهمیت بسیار دارند. چنین پلوتون‌هایی معمولاً حاوی گابرو، آنورتوزیت، پریدوتیت، پیروکسنیت و دونیت هستند [۱۶، ۵۲، ۳۵ و ۴۱]. این توده‌ها شواهد واضحی از تفریق در آشیانه‌های ماگمایی را نشان می‌دهند. هم‌چنین آن‌ها فرآیندهای جنبشی و سرگذشت تکتونیک منطقه را به نمایش می‌گذارند [۵۰، ۳۳، ۶۶، ۴۴، ۵۲، ۳۸ و ۳۵].

آنورتوزیت‌ها معمولاً با باتولیت‌های مانگرتیتی و گرانیتی و توده‌های کوچکی از سنگ‌های کومولایی مافیکی (گابرو، ترکتولیت، نوریت) و گاهی فرودیوریتی غنی در آهن تا مونزودیوریتی (ژتونیت) همراهی می‌شوند [۴۷، ۴۸، ۲۷، ۲۸، ۱۱ و ۱۲]. در پتروژنز آنورتوزیت‌ها و سنگ‌های همراه، ترکیب سنگ مادر و محل ذوب اهمیت زیادی پیدا می‌نماید. بسیاری پترولوژیست‌ها ماگماهای مادر توله‌ایتی یا بازالتی غنی از Al حاصل از گوشته را مناسب می‌دانند [۴۷، ۴۸، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۵۱، ۱۱، ۲۹، ۴۵، ۳۷،

ضخیم شدن پوسته قاره‌ای، یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای همزمان با این کوهزایی را تحمل نمود [۳۱]. این کوهزایی احتمالاً در ارتباط با شروع فروانش نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان جنوبی بوده است. مجموعه سنگ‌های که این رخداد را ثبت نموده‌اند، شرایط اوج دگرگونی ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۱ کیلو بار را نشان می‌دهند [۳۱]. در اثر این رخداد دگرگونی، سنگ‌های رسی، مافیک و آهکی که به صورت متناوب قرار داشته‌اند، در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و شیست‌ها را تشکیل دادند. این مجموعه دگرگونی عمدتاً از سنگ‌های بازیک (گارنت آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی دگرگون شده (کیانیت-بیوتیت-گارنت شیست) تشکیل یافته است (شکل ۱).

پس از این واقعه دگرگونی، تداوم فروانش نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان جنوبی، باعث شد تا در این پوسته قاره‌ای، ماگماتیسیم مرتبط با قوس قاره‌ای در شمال شرق نیریز توسعه یابد [۳۱]. در اثر این واقعه باتولیت ناهمگن چاه‌بازگان احتمالاً صورت به قدرتمند به داخل سنگ‌های نیمه‌رسی-رسی دگرگون شده (بیوتیت-گارنت-کیانیت شیست) شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری تزریق شده است. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک-اولترامافیک است [۳۱، ۵، ۸ و ۳۰]. مطالعات انجام شده بر روی برخی توده‌های مافیک-اولترامافیک این مجموعه، به‌وسیله [۱] نشان داده است که سنگ‌های فوق، توده‌های گابرویی هستند که طبیعت توله‌ای کمی پتاسیم حاصل از گوشته فوقانی داشته و در اثر فعالیت ماگماتیسیم در یک حوضه حاشیه‌ای کششی در زمان‌هایی بین تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی، تحت شرایط شیب زیاد فروانش بخشی از نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، ایجاد شده‌اند. درانی و مرادیان [۱] این توده‌ها را منسوب به افیولیت‌های شهربابک دانسته که در طول جایگزینی از افیولیت‌های فوق‌کنده و در فاصله ۶۰-۵۰ کیلومتری آن جایگزین شده‌اند. در مقابل مطالعات [۸] نشان داد که این سنگ‌ها نمی‌توانند بخشی از افیولیت‌های شهربابک باشند. بعلاوه سن نفوذی‌های فوق $173 \pm 1/6$ میلیون سال پیش می‌باشد که با سن نفوذی‌های لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت‌ها که $170 \pm 1/9$ میلیون سال پیش است

کومولیت‌های شناور، مجدداً متحرک شده و به صورت یک خمیر (mush) غنی از بلور تزریق شده‌اند. اما برخی دیگر از پترولوژیست‌ها بیان نموده‌اند که تجمع مکانیکی وجود ندارد، بلکه تجمع به صورت شیمیایی (هسته‌بندی تاخیری) انجام‌پذیر است. در این حالت در هنگام تزریق و جایگیری، تبلور انجام می‌شود [۴۸ و ۴۳].

چه رابطه‌ای بین توده‌های مافیک کومولیتی و بخش آنورتوزیتی وجود دارد؟ آیا آن‌ها هم منشاء هستند؟ چرا رخنمون‌های کوچک گابروهای آپاتیت-اکسیددار (برای مثال هماتیت، روتیل و اسپینل) همراه آنورتوزیت‌ها هستند؟ بر اساس نبود دگرریختی در بسیاری از آنورتوزیت‌ها و سنگ‌های همراه، محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها غیرکوهزایی است [۴۸، ۲۸، ۵۱، ۵۵، ۱۰ و ۱۷]. احتمالاً یک محیط ریفت قاره‌ای یا ریفت کنترل شده به وسیله گسل (برای مثال، [۱۵]). برخی محققین [۴۹] تشکیل آنورتوزیت‌ها را به پلوم‌های گوشته‌ای نسبت می‌دهند. برخی دیگر از محققین [۲۰، ۵۶ و ۲۳] چنین سنگ‌هایی را حاصل فرایند بعد از کوهزایی در ارتباط با ضخیم شدن و ورقه ورقه شدن پوسته قاره‌ای یا فلسی شدن پوسته می‌دانند. اخیراً برخی از پترولوژیست‌ها (برای مثال، [۴۰])، رخنمون‌هایی از این نوع سنگ‌ها را گزارش نموده‌اند که در امتداد ریفت‌های درون قاره‌ای که در مرحله آغاز گسترش هستند توسعه یافته‌اند.

مطالعات ژئوشیمیایی، پتروژنز و محیط تکتونیکی نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی (شمال شرق نیریز؛ سنندج-سیرجان جنوبی) که با مقادیر متناوبی از لوکوکوارتز دیوریت - آنورتوزیت همراهی می‌شوند، می‌تواند در شناسایی محیط زمین‌شناسی دیرین این بخش از ایران، کمک شایانی نماید. به این منظور، مطالعه حاضر سعی دارد با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی موجود، به تکامل سنگ‌شناسی و محیط تکتونیکی محتمل این نفوذی‌ها در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهربابک و هم‌چنین گرانیتهای پراومینوس شمال قوری بپردازد.

۲- محیط زمین‌شناسی

پی‌سنگ محدوده مورد مطالعه که بخشی از شمال شرق نیریز (قوری) است (شکل ۱؛ بخشی جنوب زون سنندج-سیرجان) در ۱۸۷ و ۱۸۰ میلیون سال پیش در اثر

[۵۴] دگرشکلی برشی در زون دگرگونی سنندج-سیرجان را مربوط به ژوراسیک می‌دانند.

۳- روش تحقیق و هدف از مطالعه

مطالعه کنونی بر روی انواع سنگ‌های ماگمایی موجود در شمال‌شرق قوری (جنوب‌غرب شهربابک) به سن ۱۷۳ تا ۱۴۷ میلیون سال پیش می‌باشد (شکل ۱). این مطالعه بر اساس سن سنگ‌های ماگمایی، به روابط صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی خواهد پرداخت. بر همین اساس، نمونه‌های سنگی رخنمون یافته در این محدوده به صورت منظم و مرتبط با هم برداشته شدند و پس از به‌دست آوردن سن آن‌ها [۳۱، ۴ و ۳۰] و با توجه به مطالعات قبلی، ژئوشیمی سنگ کل همه نمونه‌های برداشته شده مورد مطالعه قرار گرفتند. در نهایت بر اساس تلفیق داده‌های مطالعات قبلی [۳۱، ۵، ۸، ۷ و ۳۰] و بررسی‌های ژئوشیمیایی همه سنگ‌های رخنمون یافته، مدل تکتونیکی تکامل منطقه مورد مطالعه ارائه گردید.

۴- ژئوشیمی سنگ

نمونه‌های تجزیه شده (از [۳۱، ۵، ۶، ۸ و ۳۰]) به روش ICP-MS، از سه کمپلکس تله‌پهلوانی، چاه‌بازرگان و قوری به تعداد ۵۵ نمونه انتخاب گردید (جدول‌های ۱ و ۲). بر اساس محل رخنمون سنگ‌ها، سه نوع تنوع سنگی مشاهده گردید: سنگ‌های مافیک (هم‌چنین آنورتوزیت) و اولترامافیک از کمپلکس تله‌پهلوانی، سنگ‌های آنورتوزیت، لوکوکوارتز دیوریت و گرانیتی پرآلومینوس از کمپلکس چاه‌بازرگان و نهایتاً سنگ‌های گرانیتی ترونجمیتی از کمپلکس دگرگونی قوری (شکل ۱).

۴-۱- کمپلکس مافیک- اولترامافیک تله‌پهلوانی

سنگ‌های رخنمون یافته در این کمپلکس عمدتاً شامل گابرو با مقادیر کمی تروکتولیت - آنورتوزیت تروکتولیتی، آنورتوزیت، ورلیت و الیوین کلینوپیروکسنیت می‌باشند. بررسی عناصر خاکی نادر و عناصر جزئی نشان می‌دهد که مجموعه فوق در اثر تبلور تفریقی یک مذاب مافیک ایجاد شده است (شکل‌های ۲ و ۳). یکنواختی ناهنجاری‌های مثبت (مانند عناصر Rb و U) و منفی

همزمان می‌باشد (شکل ۱؛ [۳۰]). با توجه به این داده‌ها و سن جایگزینی افیولیت نیریز (حدود ۹۳ میلیون سال پیش) ([۱۹]؛ [۶۴]؛ [۳۴]؛ [۳۹]) بخش مافیک-اولترامافیک نمی‌تواند بخشی از افیولیت نیریز باشد. هم‌چنین قطعاتی از این سنگ‌ها به صورت زنولیت‌های گرد شده در داخل بخش لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت دیده می‌شود [۸] که باز نشانگر متفاوت بودن بخش مافیک-اولترامافیک از افیولیت‌های شهربابک است.

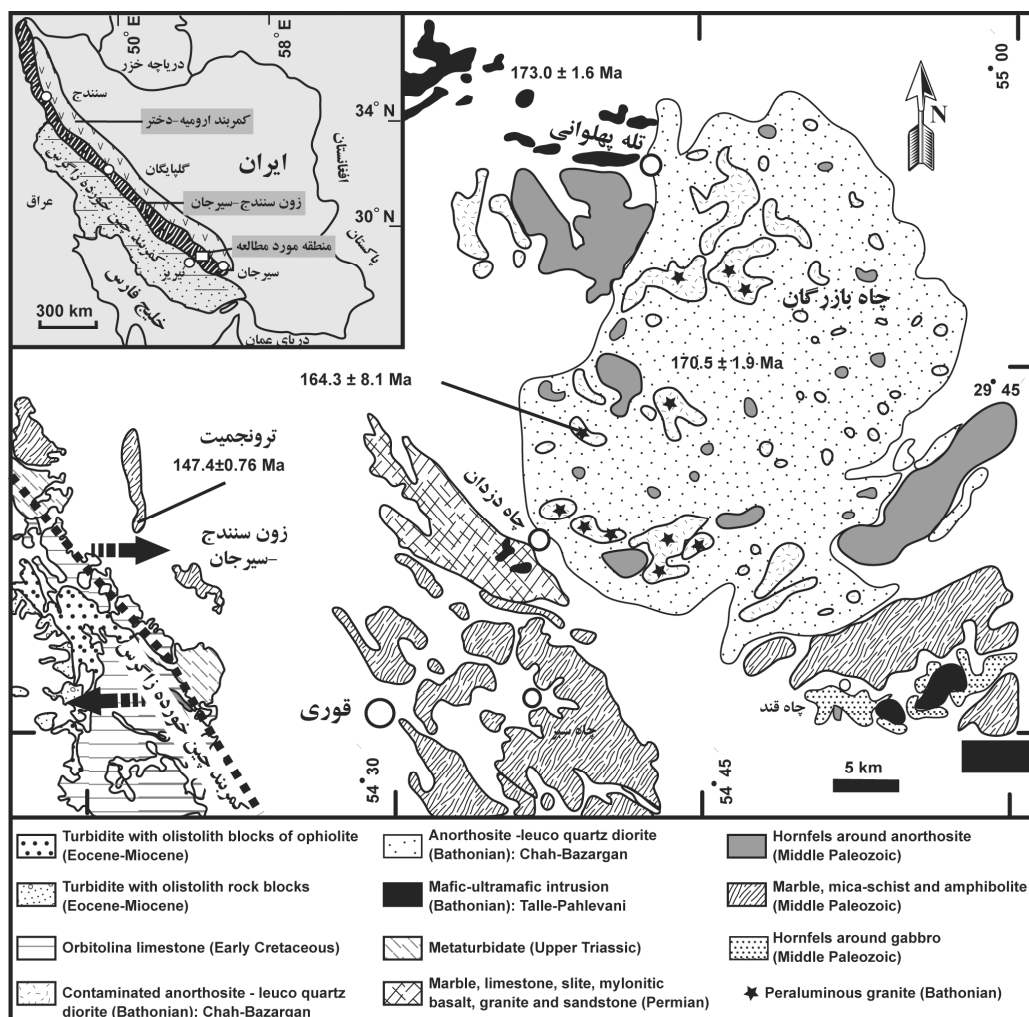
فرو افتادن قطعاتی از مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای قوری به داخل مجموعه نفوذی مورد مطالعه (شکل ۱) و واکنش‌های دگرگونی مجاورتی بر روی این زنولیت‌ها باعث میگماتیتی شدن آن‌ها و تولید عدسی‌ها و لخته‌های کوچک گرانیت پرآلومینوس با سن 164.3 ± 8.1 میلیون سال پیش [۴] شد. با توجه به خطاهای آزمایش، سن‌های بخش مافیک-اولترامافیک، لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت و گرانیت‌های پرآلومینوس تقریباً همزمان هستند.

دومین واقع دگرگونی ناحیه‌ای با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلو بار در زمانی حدود 147.4 ± 0.76 میلیون سال پیش در ارتباط با قوس قاره‌ای فعال زون سنندج-سیرجان جنوبی به وقوع پیوست [۵۹، ۳۱ و ۳۰]. آغاز فروانش پشته میان اقیانوس نئوتتیس، کمی قبل از این زمان، به لبه جنوبی زون دگرگونی سنندج-سیرجان، در حوالی شرق نیریز، این فرآیند دگرگونی را توسعه داد. در طول این حادثه، واکنش‌های دگرگونی، باعث ذوب بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبه قوس فعال قاره‌ای گردید [۳۱]. بعلاوه، در اثر این اتفاق، میگماتیت‌هایی از قاعده پالئوزوئیک شمال شرق نیریز، که حاوی لوکوسوم‌هایی با ترکیب ترونجمیت تا گرانیت هستند، توسط [۳ و ۳۱] گزارش شده‌اند. این میگماتیت‌ها ترکیب مافیک داشته و در حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شده‌اند [۳۱]. این حادثه دگرگونی، در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه (شمال‌غرب قوری)، بعد از واقعه دگرگونی اول (که ۱۸۷ میلیون سال قبل بوده است) رخ داد.

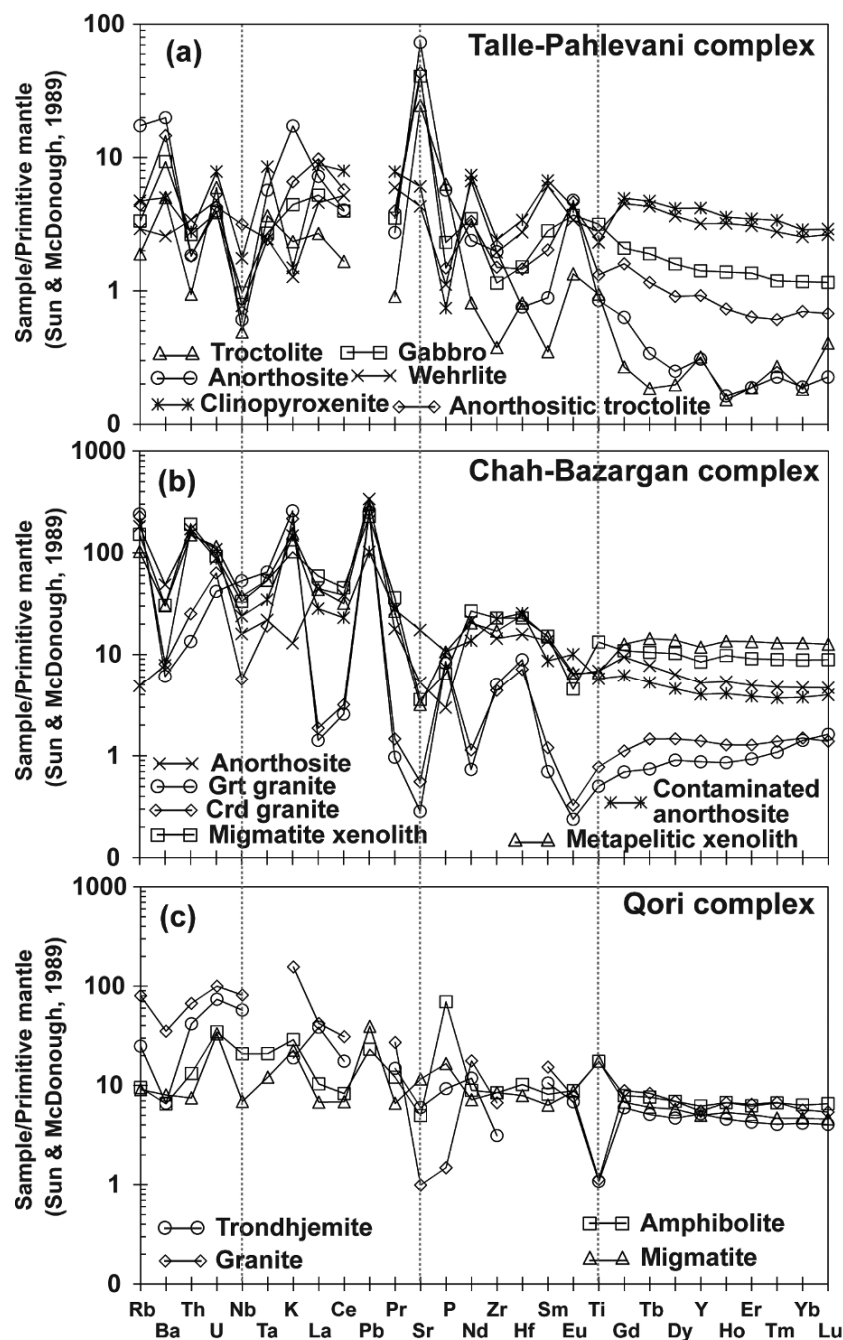
پس از رخداد دوم دگرگونی و در طول بسته شدن نئوتتیس، زون دگرگونی سنندج-سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل [۴۶، ۳۶ و ۲۱] و ماگماتیسیم در زون ارومیه-دختر در طول سنوزوئیک (برای مثال، [۱۳] و [۵۸])، این زون را توسعه داد. در مقابل برخی محققین

کمتر پلاژیوکلاز در گابروها نسبت به آنورتوزیت‌ها و تروکتولیت آنورتوزیتی دلیل تفاوت در مقادیر ناهنجاری Eu است. بالاتر بودن نسبت La/Yb در آنورتوزیت‌ها نسبت به بقیه بیانگر غنی بودن آنورتوزیت‌ها از LREE از انواع دیگر سنگ‌ها است که با فراوانی زیاد پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها سازگار است. علاوه بر این شیب بسیار تند نمونه‌های آنورتوزیتی و تروکتولیتی نمودار عنکبوتی REE نسبت به ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن نقش مهمی در تمرکز REE داشته است. علاوه چنین وضعیتی بیانگر این است که بخش‌های روشن این توده (شامل آنورتوزیت‌ها و تروکتولیت‌ها)، بخش‌های تکامل یافته‌تر این مجموعه آذرینی هستند.

(مانند عناصر Ba, Th, Nb و P) نشان می‌دهد که احتمالاً مجموعه فوق، از یک ماگما واحد تکامل یافته است. بعلاوه [۸] نشان داد که همه نمونه‌ها در نتیجه تبلور بخشی یک ماگمای مافیک توله‌ای ایجاد شده‌اند. ناهنجاری مثبت Ba و Sr در همه نمونه‌ها به غیر از ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها (شکل ۲) نشان می‌دهد که کانی‌های حمل‌کننده این عناصر در سنگ مادر اولیه فاز پایدار در لیکیدوس نبوده است. بنابراین ذوب بخشی باعث خروج این عناصر شده است. همچنین بالا بودن درصد مودال پلاژیوکلاز در همه انواع سنگ‌ها به غیر از ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها، باعث جذب دو عنصر فوق و ناهنجاری مثبت آن‌ها شده است. چنین وضعیتی به وسیله ناهنجاری مثبت Eu در همه انواع سنگ‌ها به غیر از ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها نیز تایید می‌شود. فراوانی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدود شمال شرق نیریز (با تغییرات، [۳]).



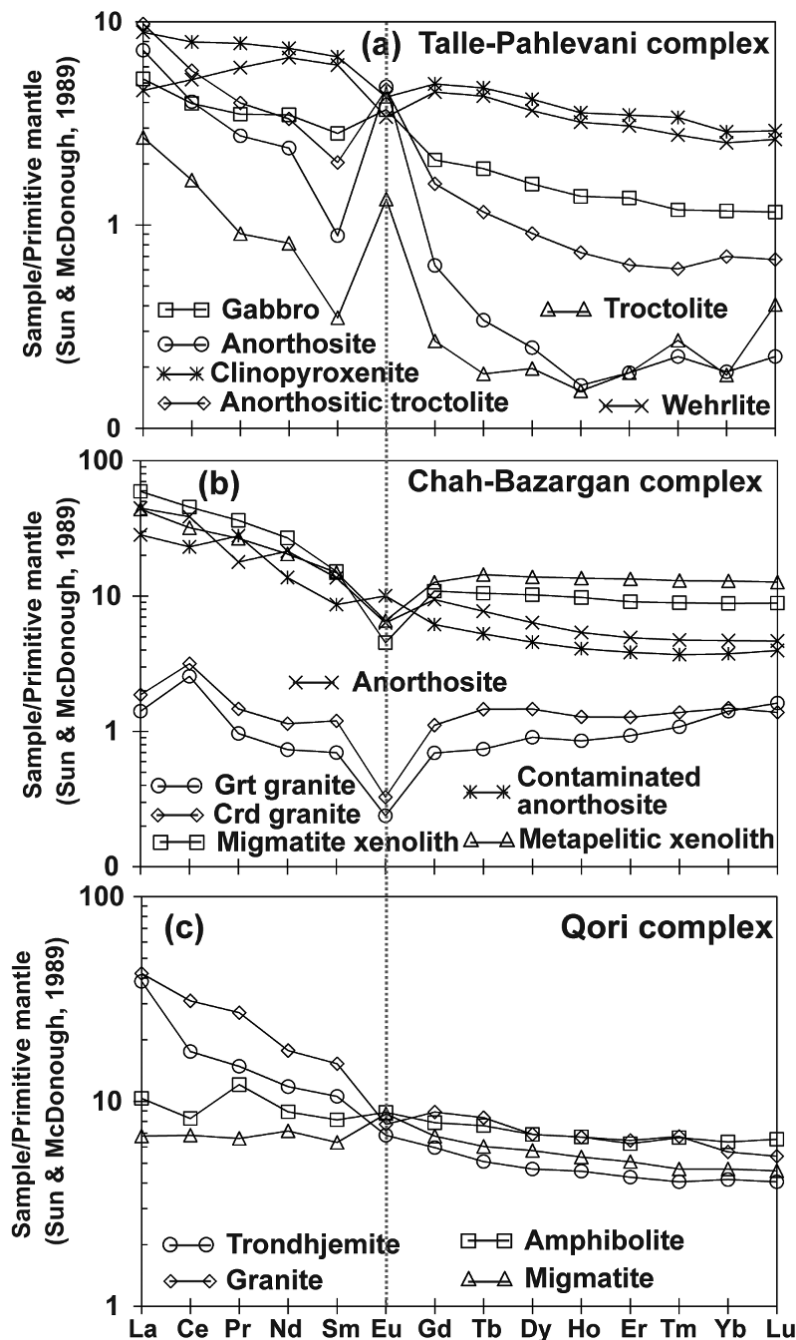
شکل ۲. نمودارهای عنکبوتی چند عنصری برای انواع سنگ‌های ماگمایی رخمون یافته در شمال غرب قوری (جنوب غرب شهرباک) نورمالیز بر اساس گوشته اولیه از [۶۲].

ایلمنیت و مخصوصاً خود اسپینل و آپاتیت، فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی گوشته بوده‌اند. در چنین منشایی اگر آپاتیت فاز پایدار باشد. بایستی فشار بخشی F ، CO_2 و یا Cl بالا باشد [۱۶ و ۵۲]. وجود آپاتیت در برخی از نمونه‌ها باعث شده تا ناهنجاری منفی از بین رود. بنابراین سنگ منشاء اصالتاً فقیر از P نبوده است، بلکه احتمالاً

عناصر با قدرت یونی بالا مانند Nb و Ta تقریباً روندی مشابهی را در نمودار عنکبوتی نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb در همه سنگ‌ها و ناهنجاری‌های منفی P در اکثر نمونه‌ها نشان می‌دهد که یا سنگ منشاء اولیه (احتمالاً گوشته اسپنل لرزولیت [۸]) از Nb و P تهی بوده و یا کانی‌های نگهدارنده این عناصر مانند روتیل و

سبک غنی‌شدگی شدید ندارند و عناصری مانند Hf و Ti آنومالی منفی داشته و احتمالاً عاملی در عیارهای پایین HREE می‌باشند.

آپاتیت یک فاز تقریباً پایدار در ذوب بخشی گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت بوده است [۸]. روتیل، آپاتیت و ایلمنیت و اسپینل فازهای باقی‌مانده ممکن در این نوع گوشته هستند، بنابراین این سنگ‌ها از عناصر خاکی نادر



شکل ۳. نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر برای انواع سنگ‌های ماگمایی رخنمون یافته در شمال غرب قوری (جنوب غرب شهر بابک) نورمالیز بر اساس گوشته اولیه از [۶۲].

۴-۲- کمپلکس چاه بازرگان

بر اساس [۷ و ۳۱] تزریق توده ماگمایی غیرکوهزایی لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی چاه بازرگان (شکل ۱) به بخش شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری (جنوب شرق زون سنج-سیرجان) در حدود ۱۷۰ میلیون سال پیش اتفاق افتاد. این واقعه باعث شد تا قطعاتی از سنگ‌های عمدتاً رسی دگرگون شده (که کیانیت شایسته‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند) از این کمپلکس، خرد شده، درون این توده ماگمایی سقوط نمایند. توده ماگمایی اولیه بی‌آب و بسیار پر حرارت بوده است؛ در نتیجه، باعث شده تا قطعات فرو افتاده، دگرگونی مجاورتی شدیدی (در حد دگرگونی‌های رخساره پیرومتامرفیسم) را تحمل نمایند. آبدار بودن قطعات رسی شایسته دگرگون شده (به دلیل فراوانی مسکوویت+بیوتیت) شرایط ذوب بخشی را فراهم نموده است. در نتیجه، برخی از این زئولیت‌ها به دلیل ذوب بخشی، سست شده و در نتیجه همرفتی در توده، سرتاسر ماگمای اصلی پراکنده شدند و باعث آرایش گسترده در ماگما گردیدند. بنابراین سنگ‌های اصلی موجود در کمپلکس باتولیتی فوق، بخش‌هایی هستند که اکنون مشخصه یک گرانودیوریت-تونالیت بیوتیت‌دار را دارند. برخی دیگر از این زئولیت‌ها احتمالاً ذوب بخشی و در نتیجه ساختارهای میگماتیستی را توسعه داده‌اند [۶]. این ساختارها بیش‌تر در قسمت‌های مرکزی و جنوب غربی توده نفوذی مشاهده می‌شوند. چنین زئولیت‌های در بخش‌هایی که گرانیت‌های پرآلومینوس و پگماتیت‌ها حضور دارند گسترش زیادی یافته‌اند (شکل ۱). برخی مذاب‌های این میگماتیت‌ها تجمع یافته و لخته‌های گرانیتی پرآلومینوس را ایجاد نموده‌اند [۶ و ۸].

بخش‌هایی که آلودگی بسیار کمی نشان می‌دهند، غنی از CaO ، Al_2O_3 و Na_2O می‌باشند. این بخش‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز تشکیل شده و درصد ناچیزی (حداکثر ۳ درصد) کوارتز دارند. مقدار آنورتیت در پلاژیوکلازها بین ۴۰ تا ۴۵ درصد می‌باشد [۷]. بررسی این بخش‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها، آنورتوزیت و لولوکوارتز دیوریت‌های اولیه می‌باشند. سن این قسمت‌ها، $170 \pm 5/9$ میلیون سال پیش می‌باشد (شکل ۱؛ [۳۱]). شیب تند منحنی عنکبوتی عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها نشان می‌دهد که از LREE بسیار غنی شده‌تر از HREE هستند (شکل ۳ب). بنابراین احتمال دارد که گارنت یا اسپینل یک فاز

پایدار در حین تشکیل این مذاب‌ها در سنگ مادر اولیه بوده باشد. یکسان بودن روند کاهش یا افزایش در نمودار عنکبوتی REE نشان می‌دهد که همه سنگ‌های موجود در این کمپلکس با هم در ارتباط هستند. ناهنجاری منفی Eu در همه نمونه‌ها به جز انواع آرایش یافته نشان می‌دهد که یا سنگ منشاء از Eu فقیر بوده و یا پلاژیوکلاز فاز پایدار در حین ذوب بخشی بوده است. با توجه به درصد بالای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها احتمالاً سنگ منشاء، تهی از این عنصر می‌باشد. ناهنجاری منفی در برخی عناصر مانند Nb و Sr احتمالاً ناشی از تهی بودن سنگ مادر اولیه از این عناصر بوده است [۷ و ۸].

همان‌طوری که اشاره شد، نفوذ این توده ماگمایی به داخل مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای قوری باعث خرد شدن بخش‌هایی از این مجموعه به صورت زئولیت گردید. سقوط این زئولیت‌ها که بیش‌تر ترکیب کیانیت-گارنت-بیوتیت شایسته داشتند، باعث دگرگونی مجاورتی شدید گردید. در نتیجه این زئولیت‌ها میگماتیستی شدند. مذاب برخی از این زئولیت‌ها خارج و تجمع کردند و باعث ایجاد لخته‌های گرانیتی پرآلومینوس شدند. بنابراین لخته‌های گرانیتی رخنمون یافته در مجاور زئولیت‌های رسی میگماتیستی شده در کمپلکس باتولیتی چاه بازرگان در اثر ذوب بخشی این زئولیت‌ها تولید شده‌اند.

محاسبات درصد ذوب بخشی بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و هم‌چنین محل فرو افتادن زئولیت‌ها نشان می‌دهد که در حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد سنگ مادر اولیه ذوب شده و احتمالاً در حدود کمتر از ۲۵ درصد حجمی این مذاب‌ها خارج و باعث تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس شده است [۶]. این گرانیت‌ها بر اساس نوع کانی، به دو دسته گارنت‌دار و کردیریت‌دار تقسیم می‌شوند. پایین بودن عیار کلیه عناصر بخصوص REE در این گرانیت‌ها از مشخصه گرانیت‌هایی است که به این صورت ایجاد می‌شوند [۹]. سن این گرانیت‌ها $164 \pm 8/1$ میلیون سال پیش [۴] با توجه به خطای آزمایشگاهی تقریباً مشابه با سن نفوذ ماگمای اصلی (لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت؛ $170 \pm 5/9$ میلیون سال پیش [۳۰]) می‌باشند. بنابراین کل سنگ‌های ماگمایی رخنمون یافته در کمپلکس چاه بازرگان مشابه بوده و هم زمان با نفوذ باتولیت مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی توسعه یافته‌اند.

جدول ۱. متوسط تجزیه شیمیایی به روش XRF سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و آنورتوزیت از کمپلکس تله پهلوانی، سنگ‌های آنورتوزیت، کوارتز دیوریت و گرانیتی پرآلومینوس از کمپلکس چاه بازرگان و نهایتاً سنگ‌های گرانیتی و ترونجمیتی از کمپلکس دگرگونی قوری [۳۰، ۵، ۸، ۶ و ۳۱].

نمونه	کمپلکس قوری				کمپلکس تله پهلوانی						کمپلکس چاه بازرگان					
	Ave of Tron	Ave of Gra	Ave of Amph	Ave of Mig	Ave of Anor	Ave of An tro	Ave of Gab	Ave of Tro	Ave of Weh	Ave of Clino	Ave of Grt Gra	Ave of Crd Gra	Ave of Mi Xen	Ave of Me Xen	Ave of Anor	Ave of Cont an
SiO ₂	۷۶/۷۳	۷۸/۵۹	۵۰/۹۲	۴۶/۹۳	۴۷/۰۰	۴۴/۶۶	۴۳/۸۱	۳۹/۷۸	۴۴/۵۵	۴۲/۸۰	۷۳/۸۷	۷۴/۸۲	۵۴/۴۳	۶۲/۰۷	۶۴/۵۳	۶۶/۶۴
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۰۸	۱/۸۶	۱/۸۶	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۳۴	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۱/۴۱	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۶۱
Al ₂ O ₃	۱۳/۶۷	۱۱/۹۲	۱۴/۴۷	۱۷/۴۷	۳۰/۹۲	۲۰/۹۷	۱۷/۰۰	۱۰/۶۰	۲/۴۷	۲/۷۵	۱۴/۰۲	۱۳/۴۵	۲۱/۵۳	۱۷/۴۷	۲۰/۶۸	۱۵/۵۴
FeO*	۰/۳۴	۰/۲۴	۱۱/۲۲	۱۱/۱۹	۲/۳۵	۹/۲۳	۱۲/۱۰	۲۱/۹۹	۱۷/۲۸	۲۰/۴۱	۱/۲۵	۱/۲۲	۱۱/۰۶	۶/۲۶	۰/۱۶	۴/۹۵
MgO	۰/۱۱	۰/۱۳	۵/۹۷	۶/۸۵	۱/۲۵	۱۱/۲۰	۱۲/۲۸	۲۱/۶۴	۲۲/۷۵	۱۸/۷۶	۰/۱۳	۰/۲۸	۴/۰۴	۲/۸۵	۰/۰۷	۱/۴۰
MnO	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۰۵	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۰۹
CaO	۱/۱۲	۰/۱۳	۹/۳۸	۱۰/۵۲	۱۴/۱۷	۱۱/۶۸	۱۲/۰۰	۵/۵۲	۱۰/۵۴	۱۴/۴۰	۰/۶۵	۰/۶۴	۱/۱۳	۱/۵۶	۶/۲۵	۲/۸۸
Na ₂ O	۵/۸۷	۴/۲۰	۲/۵۷	۲/۲۸	۲/۵۰	۱/۳۴	۰/۸۷	۰/۵۱	۰/۲۱	۰/۲۹	۲/۰۶	۲/۸۵	۱/۱۴	۱/۸۶	۵/۹۶	۲/۵۶
K ₂ O	۰/۸۳	۳/۷۰	۰/۶۹	۰/۵۵	۰/۴۱	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۴	۶/۰۸	۵/۱۰	۲/۴۰	۳/۶۳	۰/۳۱	۳/۴۷
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۱۴
Total	۹۸/۸۹	۹۸/۹۹	۹۸/۲۸	۹۸/۱۴	۹۸/۸۶	۹۹/۶۲	۹۸/۸۵	۱۰۰/۶۵	۹۸/۵۳	۹۹/۹۶	۹۹/۳۲	۹۹/۵۳	۹۹/۴۸	۹۹/۱۰	۹۸/۸۴	۹۸/۴۰
LOI	۰/۶۸	۰/۵۲	۱/۶۷	۱/۷۰	۰/۹۹	۰/۶۷	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۲۵	۱/۰۳	۰/۹۳	۱/۹۷	۲/۳۸	۰/۸۶	۱/۲۱
X _{Mg}	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۷	۰/۴۸	۰/۰۹	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۲۲

Notes: n.m. = not measured; Tron = trondhjemite; Gra = granite; Amph = amphibolite; Mig = migmatite; Anor = anorthosite; An tro = anorthositic troctolite; Grb = Gabbro; Tro = troctolite; Weh = wehlite; Clino = clinopyroxenite; Grt Gra = garnet granite; Crd Gra = cordierite granite; Mi Xen = migmatitic xenolith; Me Xen = metapelitic xenolith

۴-۳- کمپلکس قوری

سنگ‌های رخنمون یافته در بخش غربی این کمپلکس شامل آمفیبولیت‌های با فابریک نماتوبلاستیک تا گرانوبلاستیک، میگماتیت‌های مافیک و گرانیتوئیدهای ترونجمیتی می‌باشند (جدول ۱؛ شکل‌های ۲ و ۳). بر اساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و شیمیایی [۳۱] و [۹]، دگرگونی ناحیه‌ای مرتبط با قوس در زمان حدود ۱۴۷ میلیون سال قبل باعث شد تا سنگ‌های منطقه در حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شوند. در نتیجه در سنگ‌های فوق فابریک میگماتیتی توسعه یافته و مذاب‌های جدا شده از این میگماتیت‌ها دایک‌های ترونجمیتی و گرانیتی را به وجود آورده‌اند.

الگوی مشابه عناصر خاکی نادر حدواسط و سنگین نشان می‌دهد که دایک‌های گرانیتوئیدی در نتیجه خروج مذاب از میگماتیت‌های مافیکی حاصل شده‌اند. مشابه بودن این الگوها و غنی بودن میگماتیت‌های مافیک در گارنت و حضور مقدار کمی بلورهای گارنت در ترونجمیت‌ها [۳۱] و [۹]، ثابت می‌نماید که گارنت عامل مهمی در کنترل عناصر خاکی نادر بوده است. بالا بودن عیار LREE در مقایسه با HREE در گرانیتوئیدهای منطقه به‌دست می‌دهد که گارنت عامل مهمی در نگهداری HREE در آمفیبولیت‌ها بوده است. ناهنجاری منفی ملایم Eu در گرانیتوئیدهای منطقه نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز فاز پایدار در حین ذوب بخشی بوده است. بعلاوه فراوانی آپاتیت در میگماتیت‌های فوق نیز می‌تواند باعث ناهنجاری منفی Eu در گرانیتوئیدهای منطقه شده باشد. وجود فابریک کرونا در اطراف گارنت‌ها و تحلیل رفتن هورنبلندها در اطراف گارنت‌ها [۳۱] و [۹] و همچنین تغییرات در عیار HREE و LREE بیان می‌کند که گارنت و هورنبلند فازهای ناپایدار در حین ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها بوده‌اند. خروج LREE از آمفیبولیت‌ها و شیب تند این نمودارها (La/Yb در جدول ۲؛ شکل ۳ ج) برای گرانیتوئیدها به دست می‌دهد که مقدار ذوب بخشی پایین بوده است. بر اساس [۳۱] و [۹] مقدار مذاب خارج شده برای ایجاد گرانیتوئیدهای منطقه حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد وزنی سنگ اولیه بوده است.

بررسی برخی عناصر با قدرتی یونی بالا، مانند Ta، Nb، Zr و Th، ثابت می‌کند که آن‌ها بوسیله کانی‌های متفاوتی در انواع سنگ‌ها کنترل می‌شده‌اند. زیرکنیم یک عنصر با

درجه ناسازگاری حدواسط بوده و نامتحرک می‌باشد؛ بنابراین در حین ذوب بخشی، قسمتی از Zr توانسته وارد فاز مذاب شده و در گرانیتوئیدها افزایش یابد. بنابراین Zr در مقایسه با HREE و Y ناسازگارتر بوده و در حین ذوب بخشی خارج شده است. نیوبوم یک عنصر به شدت ناسازگار و نامتحرک می‌باشد که بخوبی می‌تواند تحولات ذوب بخشی را نشان دهد. بر اساس [۹]، Nb بوسیله هورنبلند و بیوتیت کنترل می‌شده است. هورنبلند یک فاز پایداری در حین ذوب بخشی سنگ‌های مورد مطالعه نیست. به علاوه بیوتیت به صورت کانی فرعی در کرونا گارنت‌های میگماتیت‌ها رخ داده است [۳۱]. بنابراین بالا بودن عیار این عنصر در ترونجمیت‌ها نسبت به میگماتیت‌های مافیک، ناشی از ناپایداری هورنبلند در حین ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها می‌باشد. با توجه به چنین استنباطی، عامل اصلی کنترل کننده Nb، هورنبلند و سپس در مقادیر کم بیوتیت می‌باشد. قرار گرفتن گرانیتوئیدها در یک سمت و آمفیبولیت‌های میگماتیتی در سمت دیگر (شکل ۲ ج) نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌هایی که فابریک میگماتیتی دارند، در اثر ذوب بخشی در Nb تهی شده‌اند و تقاله مذاب بخشی تولید شده، فقیر در این عنصر شده است. این وضعیت به خوبی ارتباط ژنتیکی ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها و تولید گرانیتوئیدها را در منطقه ثابت می‌کند. بررسی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، مانند Sr، Ba و Rb به دست می‌دهد که پلاژیوکلاز و بیوتیت فازهای کانیایی مهم، در کنترل این عناصر، در طول ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها بوده‌اند [۹]. پتانسیل یونی پایین در این عناصر بیانگر محلول بودن این عناصر در سیالات آبگین است؛ بنابراین در فرآیندهای هوازدهی و دگرگونی متحرک هستند. در فعالیتهای ماگمایی، شعاع یونی بزرگ این عناصر باعث تمرکز آن‌ها در فازهای مذاب باقی مانده می‌شود. پایداری پلاژیوکلاز در حین ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها باعث پایین‌تر آمدن عیار Sr در گرانیتوئیدها نسبت به میگماتیت‌ها شده است (جدول ۲؛ شکل ۲ ج). بررسی تغییرات Rb (جدول ۲؛ شکل ۲ ج) نشان می‌دهد که این عنصر به طور عمده مشابه با Ba بوده و احتمالاً بوسیله بیوتیت کنترل می‌شده است. پایین بودن عیار Ba و Rb در ترونجمیت‌ها (شکل ۲ ج) به دلیل این است که بیوتیت یک فاز پایدار در فابریک کرونا گارنت است که

اجازه انتقال گسترده این دو عنصر را در حین ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها نداده است.

جدول ۲. متوسط تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و آنورتوزیت از کمپلکس تله پهلوانی، سنگ‌های آنورتوزیت، کوارتز دیوریت و گرانیتی پرآلومینوس از کمپلکس چاه بازرگان و نهایتاً سنگ‌های گرانیتی و ترونجمیتی از کمپلکس دگرگونی قوری از [۳۰، ۸، ۵، ۳۱].

نمونه نوع سنگ	کمپلکس قوری				کمپلکس تله پهلوانی					
	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave
	of Tron	of Gra	of Amph	of Mig	of Anor	of An tro	of Gab	of Tro	of Weh	of Clino
Rb	۱۵/۸	۵۱	۶/۰۴	۵/۷۶	۱۱/۰	۲/۸	۲/۱	۱/۲	۱/۹	۳/۰
Ba	۴۶	۲۴۶	۴۶	۵۵	۱۳۹	۱۰۲	۶۵	۳۵	۱۸	۳۵
Sr	۱۲۶	۲۱/۰	۱۰۴	۲۴۴	۱۵۴۱	۹۱۲	۸۶۰	۵۱۸	۹۱	۱۲۸
V	n.m.	n.m.	۲۷۹	۳۱۰	۳۳	۵۱	۲۱۷	۹۷	۱۹۳	۴۸۸
Cr	۱/۴	۰/۵	۱۳۵	۱۱۸	۱۳۷	۴۷۲	۳۵۰	۵۵۴	۶۹۰	۶۰۱
Co	n.m.	n.m.	36	44	۹	۶۴	۶۸	۱۵۰	۱۱۶	۱۳۵
Y	۲۳/۵	۲۵/۰	۲۸	۲۳	۱/۴	۴/۲	۶/۴	۱/۵	۱۴/۵	۱۹/۰
Ni	۱/۳	۰/۶	۹۳	۸۵	۹	۱۷۲	۱۳۲	۴۶۶	۲۹۷	۱۳۳
Zr	۳۵	۷۵	۹۴	۹۵	۲۲/۰	۱۶/۹	۱۲/۸	۴/۲	۲۲	۲۷
Zn	۶/۸	۹/۵	۷۷	۱۰۳	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Nb	۴۱/۰	۵۸/۰	۱۴/۸۵	۴/۹۲	۰/۴	۲/۳	۰/۷	۰/۴	۰/۶	۱/۳
La	۲۶/۵	۲۹/۰	۷/۱۱	۴/۶۶	۴/۹۷	۶/۷۰	۳/۵۹	۱/۸۵	۳/۱۵	۶/۱۰
Ce	۳۱/۲	۵۵/۰	۱۴/۶۷	۱۲/۱۵	۷/۱۷	۱۰/۲۰	۷/۰۳	۲/۹۵	۹/۲۰	۱۴/۱۰
Pr	۴/۱	۷/۵	۳/۳۴	۱/۸۲	۰/۷۶	۱/۱۰	۰/۹۷	۰/۲۵	۱/۶۴	۲/۱۶
Nd	۱۶/۰	۲۴/۰	۱۲/۰۶	۹/۷۳	۳/۲۳	۴/۵۰	۴/۷۱	۱/۱۰	۹/۰۰	۱۰/۰۰
Sm	۴/۷	۶/۸	۳/۶۲	۲/۸۰	۰/۳۹	۰/۹۰	۱/۲۵	۰/۱۶	۲/۷۲	۲/۹۸
Eu	۱/۲	۱/۳	۱/۴۹	۱/۴۶	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۶۲	۰/۲۳	۰/۵۷	۰/۷۲
Gd	۳/۶	۵/۳	۴/۷۰	۴/۰۴	۰/۳۸	۰/۹۵	۱/۲۴	۰/۱۶	۲/۶۹	۲/۹۵
Tb	۰/۶	۰/۹	۰/۸۲	۰/۶۵	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۲۰	۰/۰۲	۰/۴۷	۰/۵۱
Dy	۳/۵	۵/۱	۵/۰۹	۴/۲۵	۰/۱۸	۰/۶۷	۱/۱۷	۰/۱۵	۲/۶۹	۳/۰۶
Ho	۰/۸	۱/۱	۱/۱۰	۰/۸۸	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۰۳	۰/۵۳	۰/۵۹
Er	۲/۱	۳/۱	۲/۹۹	۲/۴۴	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۶۵	۰/۰۹	۱/۴۸	۱/۶۷
Tm	۰/۳	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۲۱	۰/۲۵
Yb	۲/۱	۲/۸	۳/۱۳	۲/۳۱	۰/۰۹	۰/۳۵	۰/۵۸	۰/۰۹	۱/۲۵	۱/۴۲
Lu	۰/۳	۰/۴	۰/۴۸	۰/۳۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۲۰	۰/۲۲
Hf	n.m.	n.m.	۳/۱۵	۲/۴۴	۰/۲۳	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۲۵	۰/۸۵	۱/۰۵
Ta	n.m.	n.m.	۰/۸۶	۰/۵۰	۰/۲۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۳۵
Pb	n.m.	n.m.	۱/۶۴	۲/۸۰	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Th	۳/۶	۵/۷	۱/۱۲	۰/۶۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۲۴
U	۱/۶	۲/۱	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۷
P	۸۸۱	۱۴۱	۵۶۹۷	۱۵۷۸	۵۴۰	۱۴۱	۲۱۹	۵۹۹	106	۷۰
Ti	۱۴۳۹	۱۵۰۲	۲۳۲۹۵	۲۳۳۰۴	۱۱۲۶	۱۷۵۲	۴۲۰۰	۱۲۵۲	3692	۳۰۶۶
K	۴۷۲۴	۳۹۰۶۷	۷۲۲۹	۵۶۳۹	۴۳۱۷	۱۶۴۶	۱۱۰۹	۵۸۴	318	۳۷۲
Eu*	۴/۱۳	۶/۰۵	۴/۴۵	۳/۴۲	۰/۳۹	۰/۹۳	۱/۲۵	۰/۱۶	2.70	۲/۹۶
Eu/Eu*	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۴۷	۲/۱۰	۰/۸۵	۰/۵۲	۱/۴۲	0.21	۰/۲۴
La/Yb	۱۳/۰۴	۱۰/۳۶	۳/۷۹	۳/۰۶	۳۵/۷۳	۱۴/۸۶	۴/۶۴	۶/۶۴	1.74	۳/۱۱
Rb/Sr	۰/۲۲	۲/۴۳	۰/۱۹	۰/۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	0.020	۰/۰۲۳
Rb/Ba	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۰۷۹	۰/۰۲۷	۰/۰۳۳	۰/۰۳۴	0.103	۰/۰۸۶
K/Ba	۱۰۵	۱۵۹	۱۸۸	۱۲۶	۴۲	۲۵	۳۲	۳۲	9	۱۱

ادامه جدول ۲.

Sample No.	کمپلکس چاه بازرگان					
	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave	Ave
	of	of	of	of	of	of
Rock type	Grt Gra	Crd Gra	Mi Xen	Me Xen	Anor	Cont an
Rb	۱۵۳	۱۴۴	۹۶	۶۵	۱۱۵	۳
Ba	۴۲	۵۶	۲۱۴	۲۱۰	۳۴۰	۵۵
Sr	۶	۱۲	۷۵	۶۷	۱۱۱	۳۶۸
V	۲/۸	۶/۷	۱۹۷	۱۰۲	۷۱	۵۱
Cr	۱/۰	۲/۷	۱۰۹	۷۰	۲۳	۲۰
Co	۰/۷	۰/۸	۲۱/۳	۱۳/۵	۹/۷۲	۰/۱۶
Y	۳/۹۶	۶/۳۶	۳۸	۵۴	۲۴	۱۸
Ni	۱/۰	۱/۵	۶۸	۳۱	۱۴/۹۰	۰/۷۵
Zr	۵۷	۴۹/۲	۲۵۶	۱۹۰	۱۶۱	۲۵۲
Zn	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Nb	۳۷/۹	۴/۰	۲۳/۸	۲۶/۷	۱۱/۳۶	۱۷/۰۳
La	۰/۹۷	۱/۲۸	۴۰/۶۵	۳۰/۰۲	۳۰/۵۴	۱۹/۴۴
Ce	۴/۵۴	۵/۶۳	۸۰/۵۴	۵۶/۶۵	۶۸/۳۴	۴۰/۹۱
Pr	۰/۲۷	۰/۴۱	۹/۹۸	۷/۳۷	۴/۹۲	۷/۶۷
Nd	۰/۹۹	۱/۵۵	۳۶/۳۵	۲۷/۶۷	۲۹/۰۵	۱۸/۵۱
Sm	۰/۳۱	۰/۵۳	۶/۷۴	۶/۶۲	۶/۰۶	۳/۸۴
Eu	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۷۶	۱/۱۰	۱/۰۶	۱/۶۹
Gd	۰/۴۱	۰/۶۶	۶/۴۹	۷/۵۳	۵/۶۱	۳/۶۷
Tb	۰/۰۸	۰/۱۶	۱/۱۳	۱/۵۶	۰/۸۴	۰/۵۷
Dy	۰/۶۷	۱/۰۸	۷/۵۴	۱۰/۲۰	۴/۶۸	۳/۳۷
Ho	۰/۱۴	۰/۲۱	۱/۶۰	۲/۲۲	۰/۸۸	۰/۶۷
Er	۰/۴۵	۰/۶۱	۴/۳۶	۶/۴۲	۲/۳۷	۱/۸۴
Tm	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۶۶	۰/۹۶	۰/۳۵	۰/۲۷
Yb	۰/۷۰	۰/۷۴	۴/۳۵	۶/۳۸	۲/۳۱	۱/۸۵
Lu	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۶۶	۰/۹۴	۰/۳۴	۰/۲۹
Hf	۲/۷۵	۲/۲۱	۷/۰۶	۷/۵۵	۴/۸۹	۷/۸۹
Ta	۲/۶۵	۰/۷۸	۲/۱۸	۲/۲۰	۰/۹۰	۱/۴۲
Pb	۱۷/۶	۱۸/۶	۱۶/۱	۲۱/۶	۲۳/۹۰	۷/۲۱
Th	۱/۱۴	۲/۱۵	۱۶/۱۹	۱۲/۷۱	۱۲/۹۹	۱۴/۵۳
U	۰/۸۸	۱/۳۳	۱/۹۴	۲/۴۲	۲/۲۷	۱/۸۴
P	۷۷۵	۸۱۰	۶۱۱	۱۰۰۷	۲۸۲	۱۰۱۰
Ti	۶۶۸	۱۰۳۳	۱۷۶۴۷	۸۷۷۳	۹۱۳۶	۷۶۳۵
K	۶۴۵۸۲	۵۴۱۴۲	۲۵۵۱۴	۳۸۵۷۹	۳۲۳۸	۳۶۸۷۴
Eu*	۰/۳۶	۰/۶۰	۶/۶۱	۷/۰۷	۵/۸۴	۳/۷۶
Eu/Eu*	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۴۵
La/Yb	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۶۰	۱/۹۲	۹/۹۲	۶/۸۹
Rb/Sr	۲۵/۴۱	۱۳/۳۴	۱/۳۲	۱/۰۴	۱/۰۴	۰/۰۱
Rb/Ba	۳/۶۶	۳/۲۱	۰/۵۳	۰/۴۰	۰/۳۴	۰/۰۶
K/Ba	۱۵۳۵	۱۱۶۶	۱۲۸	۲۳۱	۹/۵۳	۶۷۳

۵- بحث و نتیجه‌گیری

مجموعه دگرگونی قوری و مجموعه‌های آذرین تله‌پهلوانی و چاه بازرگان در زمان‌های حدود ۱۸۷ میلیون سال قبل جزئی از سرزمین گندوانا بوده‌اند. فرآیند کوهزایی آن زمان یک واقعه دگرگونی ناحیه‌ای را در مجموعه قوری باعث گردید [۳۱]. از اواسط تا اواخر تریاس نیروهای

فشارشی (کوهزایی کیمرین پیشین)، بخش‌های گسترده‌ای از سرزمین ایران را تحت تاثیر قرار داده و به صورت بالا آمدگی، خشکی‌زایی، چین‌خوردگی و دگرگونی بر گسترش یافته است [۶۱، ۱۳ و ۲]. در اثر کوهزایی کیمرین پیشین سنگ‌های شمال‌شرق و شرق نیریز دگرگونی را در حد رخساره شیب‌سبز تحمل

یافته و مذاب‌های مافیک حاصله با انتقال به قاعده پوسته، تبلور تفریقی را تحمل نموده‌اند. بخش‌های روشن‌تر در قسمت‌های فوقانی متمرکز شده‌اند. این بخش‌های روشن به شدت غنی در پلاژیوکلاز هستند. بعلاوه این بخش‌ها، چگالی کمتری از بقیه مذاب داشته‌اند. بالا رفتن گرادیان زمین‌گرایی و تنش‌های حاصل از فروانش باعث جدایش و انتقال مذاب‌ها به سمت قاعده پوسته شده‌اند. این قاعده پوسته قاره‌ای از سنگ‌های رسوبی و آذرین به شدت دگرگون شده تشکیل یافته بود. بنابراین مقدار آلومینیوم در سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای زیاد بوده است. فرآیند ذوب بخشی قاعده پوسته، باعث آرایش بخش‌های غنی از پلاژیوکلاز مذاب‌های گوشته‌ای شده و موجب گردیده تا درصد Al_2O_3 مذاب پلاژیوکلازدار به شدت افزایش یابد. تبلور چنین مذابی درصد پلاژیوکلازها را می‌توانسته بالا ببرد. هم‌چنین آرایش فوق باعث شده تا بلورهای کوارتز هم با درصد‌های بسیار کم (کمتر از ۳ درصد) امکان تبلور یابند. بالا رفتن عیار عناصری مانند La, Rb, Sr, Th و می‌تواند نتیجه‌ای از چنین آرایشی باشد. بسیاری پترولوژیست‌ها [۴۷، ۴۸، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۵۱، ۱۱، ۲۹، ۴۵، ۳۷، ۱۲ و ۱۷] مذاب‌های گوشته‌ای توله‌ای یا بازالتی غنی در Al برای ایجاد چنین مذاب‌های گوشته‌ای مناسب می‌دانند. پس از تزریق این مذاب به قاعده پوسته قاره‌ای، تفریق یافته و هم‌چنین باعث ذوب این قاعده غنی در آلومین شده است. آرایش بخشی‌هایی از مذاب‌های گوشته‌ای با مذاب‌های جدید پوسته‌ای (برای مثال، [۲۵، ۲۹، ۱۸، ۲۲، ۴۲ و ۱۷] باعث تمرکز زیاد پلاژیوکلاز شده‌اند.

با بالا آمدن نفوذی‌های فوق به داخل پوسته به صورت قدرتمند، سنگ‌های مسیر که عمدتاً ترکیب کیانیت-گارنت-بیوتیت شایست داشتند به داخل نفوذی‌های فوق سقوط نمایند. سقوط این بیگانه‌سنگ‌ها و دگرگونی مجاورتی شدید آن‌ها، موجب توسعه ساختارهای میگماتیستی شد. خروج برخی از این مذاب‌ها باعث ایجاد لخته‌های کوچک گرانیتی پرآلومینوس گردید.

کمی قبل از ۱۴۷ میلیون سال پیش، پشته میان اقیانوسی نئوتتیس شروع به فروانش به زیر بخش جنوبی زون سنندج-سیرجان در جنوب غرب شهربابک نمود (شکل ۴ ج). در اثر این فروانش لبه غربی این زون در این قسمت از ایران، فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای دیگری که

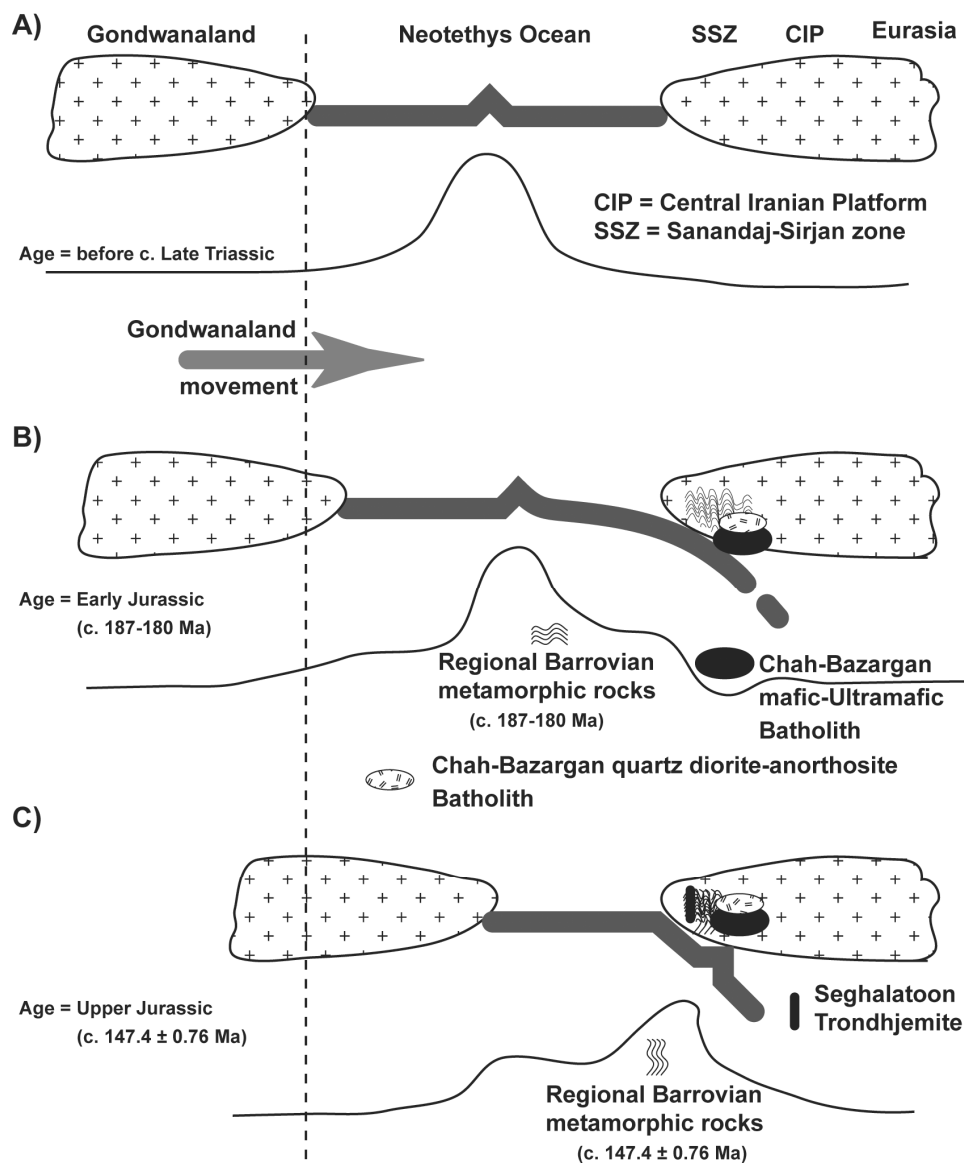
کردند [۵۳]. در هر حال سن واقعه دگرگونی در کمپلکس دگرگونی قوری توآرسین می‌باشد [۳۱]. این سن می‌تواند با عملکرد اواخر کوهزایی کیمرین پیشین سازگار باشد. مطالعاتی که توسط [۱۴ و ۱۳] انجام شد، مشخص کرده است که از اواخر تریاس تا اواخر ژوراسیک اکثر بخش‌های سرزمین ایران، مخصوصاً زون‌های ایران مرکزی، البرز و سنندج - سیرجان دارای پوسته‌ای ناآرام بوده‌اند. در هر حال دگرگونی‌های ناحیه‌ای شرق و شمال شرق نیزیز دنباله فعالیت کوهزایی کیمرین پیشین هستند، زیرا واقعه دگرگونی از لحاظ زمانی به اواخر این کوهزایی بسیار نزدیک است.

در نتیجه کافتی شدن سرزمین گندوانا در اواخر پرمین تا اوایل ژوراسیک، ماگماتیسم غیر کوهزایی، مهم‌ترین واقعه پترولوژیکی در طول این وقایع بوده است [۵۷ و ۳۶]. فرآیند کافتی شدن در بخش‌های مختلف این سرزمین در زمان‌های مختلفی انجام گردید. چنین وقایعی احتمالاً قبل از ژوراسیک برای زون سنندج-سیرجان رخ داده‌اند (شکل ۴ الف). پس از جدایش زون دگرگونی سنندج - سیرجان در اثر کافتی شدن از سرزمین گندوانا، در زمان‌هایی حدود ۱۷۳ تا ۱۷۰ میلیون سال قبل، فروانش اقیانوس نئوتتیس بین این زون و سرزمین گندوانا به زیر زون سنندج-سیرجان (شکل ۴ ب) باعث تشکیل ماگمای چاه‌بازرگان (شکل ۱) با ترکیب لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت (کمپلکس چاه‌بازرگان) و گابروهای آپاتیت‌دار-پیروکسنیت (کمپلکس مافیک-الترامافیک تله‌پهلوانی) در بخش جنوبی این زون گردید ([۴، ۵ و ۳۰]. در طول تزریق اولیه ماگمای اصلی (لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت) به بخش جنوب شرقی کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری، سنگ میزبان که عمدتاً رسی دگرگون شده می‌باشد، شکسته شده و بنابراین ماگمای فوق به صورت قدرتمند (Powerful) و در اثر عملکرد احتمالی گسل‌های اصلی منطقه نفوذ کرده است (شکل ۴ ب).

فروانش نئوتتیس به زیر زون سنندج-سیرجان در زمان فوق، باعث بالا رفتن گرادیان زمین‌گرایی و دخالت سیالات فروانشی در گوه گوشته‌ای شده است. در اثر ذوب بخشی در این گوه (شکل ۴ ب)، مذاب‌های مافیکی تولید شده‌اند. با نفوذ این مذاب‌ها به قاعده پوسته، تحولات ماگمایی در این بخش از پوسته قاره‌ای ایران گسترش

بخشی و ایجاد ساختارهای میگماتیکی شده‌اند [۳۱]. خروج بخشی‌هایی از این مذاب‌ها و تزریق آن‌ها به صورت دایک‌های ترونجمیتی یا گرانیتی (رخمون سه‌قلاتون)، آخرین فعالیت ماگمایی محدوده مورد مطالعه را باعث گردیده‌اند.

مرتبط با قوسی بوده را تحمل نموده است [۳۱، ۹ و ۸]. در نتیجه بالا رفتن گرادیان زمین‌گرمایی سنگ‌های رسی و مافیک منطقه مجدداً تا حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شده‌اند. سنگ‌های مافیک با ترکیب گارنت آمفیبولیت و رسی با ترکیب کیانیت شلیست دچار ذوب



شکل ۴. مدل تکتونوماگمایی تکامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی رخمون یافته در جنوب غرب شهر بابک، زون سنندج - سیرجان جنوبی.

approach. Contributions to Mineralogy and Petrology 141, 474–771.

- [13] Berberian, M., and King, G.C.P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210–265.
- [14] Berberian, M., and Nogol, M (1974) Preliminary explanatory text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1:100,000, from the Hajjiabad quadrangle map). Geological survey of Iran, internal report, 60 p.
- [15] Berg, J.H (1977) Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. Journal of Petrology 18, 399–430.
- [16] Best, M.G (2003) Igneous and Metamorphic Petrology. Blackwell, 730 p.
- [17] Borghini, G., Rampone, E., Crispini, L., De Ferrari, R., and Godard, M (2007) Origin and emplacement of ultramafic–mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy). Lithos 94, 210–229.
- [18] Brandriss, M.E., and Cawthorn, R.G (1996) Formation of anorthosite and leucotonalite during magma hybridization in the Koperberg Suite of Namaqualand, South Africa. South African Journal of Geology 99, 135–151.
- [19] Campbell, K., Ghazi, A.M., LaTour, T., and Hassanipak, A.A (1999) Geochemistry, petrology and tectonics of the Shahr-Babak ophiolite, SE Iran. Geological Society of America. SE Sect. Abstracts with Programs 31, 9.
- [20] Corrigan, D., and Hanmer, S (1997) Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? Geology 25, 61–64.
- [21] Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N (2008) Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Mineralogy and Petrology, 92: 393–413.
- [22] Dempster, T.J., Preston, R.J., and Bell, B.R (1999) The origin of Proterozoic massif-type anorthosite: evidence from interactions between crustal xenoliths and basaltic magma. Journal of Geological Society of London 156, 41–46.
- [23] Duchesne, J.-C., Liegeois, J.P., Van der Auwera, J., and Longhi, J (1999) The crustal tongue melting model and the origin of massif anorthosite. Terra Nova 11, 100–105.
- [24] Duchesne, J.-C., Wilmart, E., Demaiffe, D., and Hertogen, J (1989) Monzonite from Rogaland (southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with

منابع

- [۱] درانی، م. و مرادیان، ع (۱۳۸۶) بررسی ژئوشیمی و تکتونوماگمایی توده‌های گابرویی جنوب‌غرب شهرستان شهرابک، استان کرمان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، صفحه ۱۹۳ تا ۲۱۰.
- [۲] درویش‌زاده، ع (۱۳۷۰) زمین‌شناسی ایران. انتشارات نشر دانش امروز. ۹۰۱ صفحه.
- [۳] سبزه‌ائی، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمدی، س.ب.، روشن روان و ج.، اشراقی، س.ا (۱۳۷۲) نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۴] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۸۶) مطالعه باتولیت جنوب‌غرب شهرابک و ارتباط آن با سنگ‌های دگرگونی شمال‌شرق نیریز، پایان‌نامه دکترای، دانشگاه شهید باهنر، دانشکده علوم، ۳۳۶ صفحه.
- [۵] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۸۸) ذوب بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهرابک: دلایل تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس، مجله علوم دانشگاه شهید چمران، شماره (زمستان) ۲۳، صفحه ۶۱ تا ۸۷.
- [۶] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۸۹) مدل‌بندی ژئوشیمیایی ذوب بخشی زئولیت‌های میگماتیته تله پهلوانی، شهرابک، مجله پترولوژی، شماره ۱، صفحه ۱۳ تا ۲۶.
- [۷] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۹۰) آلاینش ماگمایی بوسیل زئولیت‌های رسی شیبستی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهرابک، ایران، مجله علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، شماره ۸۰: صفحه ۱۲۷ تا ۱۳۴.
- [۸] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۹۰) بازسازی ژئوشیمیایی و پترولوژیکی نفوذی‌های مافیک -اولترامافیک تله پهلوانی، شهر بابک، ایران، مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، شماره ۵، صفحه ۹۳ تا ۱۱۲.
- [۹] فضل‌نیا، ع.ن (۱۳۹۲) تغییرات عناصر خاکی نادر و فرعی در طول میگماتیته شدن سنگ‌های مافیک قوری، نیریز، ایران، مجله علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (زیر چاپ).
- [10] Amelin, Y.V., Larin, A.M., and Tuckerm, R.D (1997) Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic shield: implications for magmatic evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology 127, 353–368.
- [11] Ashwal, L.D (1993) Anorthosite. Springer-Verlag, Berlin, Germany. 422 p.
- [12] Bédard, J.H, 2001. Parental magmas of the Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling

- [37] Icenhower, J.P., Dymek, R.F., and Weaver, B.L (1998) Evidence for an enriched mantle source for jotunite (orthopyroxene monzodiorite) associated with the St. Urbain anorthosite, Quebec. *Lithos* 42, 191-212.
- [38] Irvine, T.N., Andersen, J.C., and Brooks, K (1998) Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *Geological Society of America Bulletin* 110, 1398-1447.
- [39] Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., and Cotten, J (2006) Petrological and geochemical study of the Late Cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 465-502.
- [40] Koglin, N., Kostopoulos, D., and Reischmann, T (2009) The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece: Ophiolite or incipient rift? *Lithos* 108, 243-261.
- [41] Lesnov, F.P (2010) Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals. CRC Press. 560 p.
- [42] Li, Y.H (2000) A compendium of geochemistry: from Solar Nebula to the Human Brain. Princeton University Press, Princeton, NJ.
- [43] Markl, G., and Frost, B.R (1999) The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, northern Norway: II. Calculation of parental liquid compositions for anorthosites. *Journal of Petrology* 40, 61-77.
- [44] Miller, J.D., Ripley, J., and Ripley, E.M (1996) Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered intrusion. Development in Petrology 257-302.
- [45] Mitchell, J.N., Scoates, J.S., Frost, C.D., and Kolker, A (1996) The geochemical evolution of anorthosite residual magmas in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *Journal of Petrology* 37, 637-660.
- [46] Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412.
- [47] Morse, S.A (1975) Plagioclase lamellae in hypersthene, Tikkoatokah Bay, Labrador. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 331-336.
- [48] Morse, S.A (1982) A Partisan review of Proterozoic anorthosites. *American Mineralogist* 67, 1087-1100.
- [49] Morse, S.A., Olson, K.E., and Hamilton, M.A (1988) Massif anorthosite as a key to Proterozoic megatectonics. *Geological* massif-type anorthosite. *Precambrian Research* 45, 111-128.
- [25] Emslie, R.F., and Hegner, E (1993) Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology* 106, 279-298.
- [26] Emslie, R.F (1978) Anorthosite massifs, rapakivi granites and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7, 61-98.
- [27] Emslie, R.F (1980) Geology and petrology of the Harp Lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. *Geological Survey of Canada Bulletin* 293, with map.
- [28] Emslie, R.F (1985) Proterozoic anorthosite massifs. In: Tobi, A.C. and Touret, J.R.L. (Ed.), The deep crust in the North Atlantic provinces, NATO Advanced Study Institute Series C 158. Reidel, Dordrecht, 39-60.
- [29] Emslie, R.F., Hamilton, M.A., and Thériault, R.J (1994) Petrogenesis of a Mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite. *Journal of Geology* 102, 539-558.
- [30] Fazlnia, A.N., Schenk, V., Appel P., and Alizade, A (2013) Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj-Sirjan zone, Neyriz, Iran *International Journal of Earth Sciences*, 102:1403-1426.
- [31] Fazlnia, A.N., Schenk, V., van der Straaten, F., and Mirmohammadi, M.S (2009) Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemitic from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112: 413-433.
- [32] Frith, R.A., and Currie, K.L (1976) A model for the origin of the Lac St. Jean anorthosite massif. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 389-399.
- [33] Gass, I.G., Lippard S.J., and Shelton A.W (1984) Ophiolites and oceanic lithosphere. Blackwell. Geological Society London, special publication, no. 13. 413 p.
- [34] Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J., and Duncand, R.A (2004) Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics* 393, 175-196.
- [35] Gill, R (2010) Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. John Wiley & Sons. 428 p.
- [36] Golonka, J (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235-273.

- [62] Sun, S.S., and McDonough, W.F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. S. Saunders and M.J. Norry (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication, 42: 313–345.
- [63] Taylor, S.R., Campbell, I.H., McCulloch, M.T., and McLennan, S.M (1984) A lower crustal origin for massif-type anorthosite. *Nature* 311, 372–375.
- [64] Tucker, P.J., Hassanipak, A.A., Spell, T.L., and Ghazi, A.M (2000) Geochemistry, petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Shahr-e-Babak ophiolite, Central Iran. *EOS, Trans. American Geophysical Union* 80, F1095.
- [65] Van der Auwera, J., Longhi, J., and Duchesne, J-C (1998) A liquid line of descent of the jotunite (hypersthene monzodiorite) suite. *Journal of Petrology* 39, 439–468.
- [66] Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., and Archer, P (1981) Crystallization and emplacement of the Lac St-Jean anorthosite massif (Quebec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 343–350.
- Association of Canadian Progran Abstract 13, 87.
- [50] Naslund, H.R., and McBirney, A.R (1996) Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered intrusion. Development in Petrology* 1–44.
- [51] Olson, K.E (1992) The petrology and geochemistry of mafic igneous rocks in the anorthosite-bearing Adirondack Highlands, New York. *Journal of Petrology* 33, 471–502.
- [52] Raymond, L.A (2007) *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. McGraw-Hill. 720 p.
- [53] Ricou, L.E (1974) L'évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranien) et l'évolution structurales Zagrides. These d'état, nuiversité d'Orsay, France.
- [54] Sarkarinejad, K., and Alizadeh, A (2009) Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. *Journal of Geodynamics*, 47: 201–209.
- [55] Schärer, U., Wilmar, E., and Duchesne, J-C (1996) The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating if the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters* 139, 335–350.
- [56] Scoates, J.S., and Chamberlain, K.R (1997) Orogenic to post-orogenic origin for the 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming, USA. *Journal of Geology* 105, 331–343.
- [57] Sears, J.W., George, G.M.S., and Winne, J.C (2005) Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*, 80: 147–154.
- [58] Shahabpour, J (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 405–417.
- [59] Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 504–521.
- [60] Simmons, E.C., and Hanson, G.N (1978) Geochemistry and origin of massif-type anorthosite. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 66: 119–135.
- [61] Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52 (7), 1229–1258.