

بررسی ماهیت ماگمائی و محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت آمفیبولیت‌های منطقه‌ی سیه منصورمیانه

شمال غرب ایران

محسن مؤذن

گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

گلنسا پورحاتمی

گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

رباب حاجی علی اوغلی

گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

هادی عمرانی

گروه زمین شناسی دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱/۲۱

moazzen@tabrizu.ac.ir

چکیده

آمفیبولیت‌های مطالعه شده در منطقه‌ی سیه منصور در شمال شرق میانه در استان آذربایجان شرقی، در امتداد رودخانه گرمی چای و در زون البرز-آذربایجان واقع شده‌اند. آمفیبولیت‌ها از دو نوع آمفیبولیت (کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند) و بیوتیت آمفیبولیت (کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت) تشکیل شده‌اند. بررسی شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها از یک سنگ مادر آذرین تشکیل شده‌اند که عمدتاً ماهیت بازالتی (گابرویی) داشته و آلکالن تا کالک آلکالن بوده است. شیمی سنگ کل با تشکیل ماگمای سنگ مادر آمفیبولیت‌ها در یک ریفت قاره‌ای مطابقت دارد. به نظر می‌رسد که تحول ماگمائی از آلکالن به کالک آلکالن در طی تشکیل و تحول شکستگی‌ها در یک زون ریفتی قاره‌ای و کاهش فشار بر روی گوشته فوقانی رخ داده باشد.

کلمات کلیدی: میانه، آمفیبولیت، پروتولیت آذرین، تحول ماگمائی، زون ریفتی

مقدمه

رسوبی ایران (آقنابتی، ۱۳۸۵، 1981, Berberian and King) همچنین در تقسیم بندی ساختار زمین شناسی ایران (Stocklin, 1968) در زون ایران مرکزی و زیر زون البرز-آذربایجان قرار دارد. در مطالعات صحرائی که از سد گرمی چای تا روستاهای نی باغی و سیه منصور صورت گرفت، در منطقه احداث سد (شکل 1A)، رسوبات شامل مارنهای میوسن برونزد دارند. در روستای نی باغی، سنگ های دگرگونی از نوع نیمه ماسه ای (semipelitic) با فولیاسیون قابل تشخیص برونزد دارند. به سمت جنوب سنگ های دگرگونی رسی تر می شوند. سنگ های کالک-سیلیکات دگرگون شده منطقه نی باغی چین خورده و بعضاً دارای فورستریتهای هوازده شده به سرپانتین هستند. در اطراف روستای سیه منصور علاوه بر سنگ‌های رسی دگرگون شده، آمفیبولیت‌ها نیز برونزد دارند (شکل 1B). همچنین دایک‌های بازیک که ظاهراً دگرگون نشده‌اند دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد از گرانیتوئیدهای منطقه جوانتر باشند. آمفیبولیت‌ها دانه ریز هستند. این امر نشان می‌دهد که آنها از سنگ‌های دانه ریز مافیک اولیه و به احتمال زیاد از دایک‌های دیابازی اولیه تشکیل شده‌اند. برونزد آمفیبولیت‌ها محدود است و به صورت دایک و یا توده های کوچک مشاهده می‌شوند به طوری که نمی‌توان آنها را در نقشه به شکل واحد سنگی مجزائی نشان داد. در کل، منطقه مورد مطالعه دارای تنوع لیتولوژیکی زیادی بوده و دارای انواع سنگ های دگرگونی، آذرین، رسوبی، آذرآواری می‌باشد که قدیمی ترین تشکیلات از سنگ های دگرگونی (انواع شیست و مرمر) تشکیل شده‌اند و در بخش شمالی کوه چهل نور و در دامنه جنوب شرقی رشته کوه بزقوش مجموعه‌ای از سنگ های دگرگونی آندالوزیت دار، میکاشیست های دارای دو میکا به رنگ سبز و قهوه ای و مرمرهای ولاستونیت دار به رنگ سفید، صورتی تا سیه دیده می‌شود که در زیر واحدهای سنگی کرتاسه و گدازه های ریولیتی ترشیر قرار گرفته‌اند.

آمفیبولیت‌هایی که از سنگ مادر اولیه آذرین تشکیل شده‌اند در تعبیر و تفسیر رخدادهای زمین‌شناسی در یک منطقه از اهمیت زیادی برخوردار هستند. با بررسی شیمی سنگ مادر اولیه می‌توان به ماهیت ماگماتیسیم و محیط تکتونیکی تشکیل ماگمای سازنده سنگ مادر اولیه پی برد. همچنین با بررسی شرایط دگرگونی آمفیبولیت‌ها می‌توان حوادث بعدی ژئودینامیکی اعمال شده بر قسمتی از پوسته زمین را مشخص کرد. بدین ترتیب آمفیبولیت‌ها به بازخوانی تحول و تکامل پوسته کمک می‌نمایند (برای مثال Morris, 1988; Floyd et al., 1996; Ilnicki, 2011). در امتداد گرمی چای در شمال شهرستان میانه در آذربایجان شرقی و در اطراف روستای سیه منصور آمفیبولیت‌ها برونزد دارند. این سنگ‌ها به همراه سنگ‌های رسی دگرگون شده و مرمرهای فورستریته و ولاستونیت دار و همچنین گرانیت‌های متنوع دیده می‌شوند. در خصوص سن این مجموعه دگرگونی و نحوه تشکیل آن اطلاعات زیادی در دست نیست. هر چند مطالعاتی بر روی سنگ‌های آذرین منطقه و سنگ‌های رسی دگرگون شده صورت گرفته است، لیکن آمفیبولیت‌های این منطقه بررسی نشده‌اند. در این مقاله سعی داریم با ارائه یافته‌هایی از زمین شناسی، پتروگرافی و شیمی این آمفیبولیت‌ها، نحوه تشکیل آنها را بررسی کرده تا بتوان با داده‌های ارائه شده علاوه بر نتایج حاصل از مطالعه سنگ‌های دیگر این منطقه، چگونگی تشکیل و تحول مجموعه دگرگونی گرمی چای را که به صورت مجموعه‌ای ناهمگون با زمین شناسی اطراف دیده می‌شود روشن کرد.

زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی، در شمال شرق میانه و در جنوب شرق و شرق ارتفاعات بزقوش قرار دارد. شهر ترک نزدیک ترین شهر به منطقه مورد مطالعه است. این منطقه در تقسیم بندی زون های ساختاری و

با توجه به مطالب فوق، در بررسی ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌های منطقه سیه‌منصور سعی شده‌است تا از عناصر نامتحرک استفاده شود. اولین مرحله در مطالعه ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌های سیه‌منصور تایید آذرین بودن سنگ مادر آنهاست. بدین منظور از مقدار اکسیدهای Cr و TiO_2 (با استفاده از نمودار Leake, 1964) استفاده شده است. همانگونه که در (شکل ۴) دیده می‌شود آمفیبولیت‌ها از نوع ارتوآمفیبولیت و سنگ مادر آنها آذرین است. سنگ مادر آذرین بر اساس نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Pearce et al., 1986) در محدوده‌ی بازالت قرار می‌گیرد (شکل ۵).

شناخت سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه اهمیت زیادی در بازسازی سرگذشت ماگمای اولیه و نیز مشخص کردن ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی تشکیل آن دارد. نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار عناصر کمیاب Ta/Yb در مقابل Ce/Yb (Pearce, 1983) سری ماگمایی کالک آلکان را نشان می‌دهد (شکل ۶). همچنین بر اساس نمودار اکسیدهای اصلی SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O (Middlemost, 1977) نمونه‌های مطالعه شده در محدوده‌ی سری ماگمایی تحولی بین آلکان و کالک آلکان (transalkaline) قرار می‌گیرند (شکل ۷).

برای تعیین محیط تکتونیکی اولیه بازالت‌ها عمدتاً از نمودارهای متمایز کننده بر اساس عناصر کمیاب استفاده می‌شود، زیرا استفاده از عناصر اصلی ابهام بیشتری را در تعیین محیط تکتونیکی نشان می‌دهد. بطوریکه همپوشانی گسترده‌ای در شیمی عناصر اصلی MORB، تولیت‌های حوضه‌های پشت قوس و بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی دیده می‌شود (Perfit et al., 1980). همچنین عناصر فرعی در طول دگرگونی درجه پایین تا متوسط عمدتاً نامتحرک هستند. بر اساس نمودار مثلثی $Y-Nb^*2-Zr/4$ (Meschede, 1986) اکثر نمونه‌ها در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸). همچنین در نمودار تفکیک محیط تکتونیکی Yb در مقابل Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002)، نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آتشفشانی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹).

رفتار عناصر فرعی در نمونه‌های آمفیبولیتی مطالعه شده با آمفیبولیت‌های مشابه از نقاط دیگر دنیا که متعلق به محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای هستند مقایسه شده است. همه داده‌ها نسبت به MORB (Pearce, 1983) بهنجار شده‌اند. (شکل ۱۰a) مربوط به الگوی مقایسه‌ای سنگ‌های بازالتی آلکان Hatay (Parlak et al., 1998) در ترکیب با نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. سنگهای بازیک در این منطقه از ترکیب ویژگی‌های سنگ‌های بازالتی درون صفحه‌ای در زون‌های ریفت قاره‌ای رانشان می‌دهند که در اثر کشش و ایجاد کافت ایجاد شده‌اند. این بازالت‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) غنی شده هستند و احتمالاً از گوشته‌ی غنی شده مشتق شده‌اند (Bailey, 1983). بر اساس این مقایسه، ویژگی‌های سنگ‌های بازالتی Hatay (Parlak et al., 1998) شباهت زیادی را در روند تغییرات عناصر کمیاب با سنگ‌های بازالتی درون صفحه‌ای منطقه‌ی سیه‌منصور نشان می‌دهد و تنها در عنصر Ba و Rb این روند کمی متفاوت است که این امر می‌تواند به دلیل متحرک بودن این عناصر باشد. (شکل ۱۰b) مربوط به مقایسه‌ی بازالت‌های آلکان El-Lajjoun در اردن مرکزی (El-Hassan and Al-Malabeh, 2008) با نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. این بازالت‌ها از نوع آلکان درون صفحه‌ای قاره‌ای می‌باشند که منشأ آنها ماگمای بالآمده از گوشته بالائی است. روند تغییرات عناصر کمیاب در این الگو نیز شباهت زیادی را با نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. با مقایسه این الگوها با نمونه‌های مطالعه شده می‌توان این نتیجه را گرفت که آمفیبولیت‌های منطقه سیه‌منصور از نظر الگوی عناصر فرعی مشابه بازالت‌های درون صفحه‌ای قاره‌ای هستند.

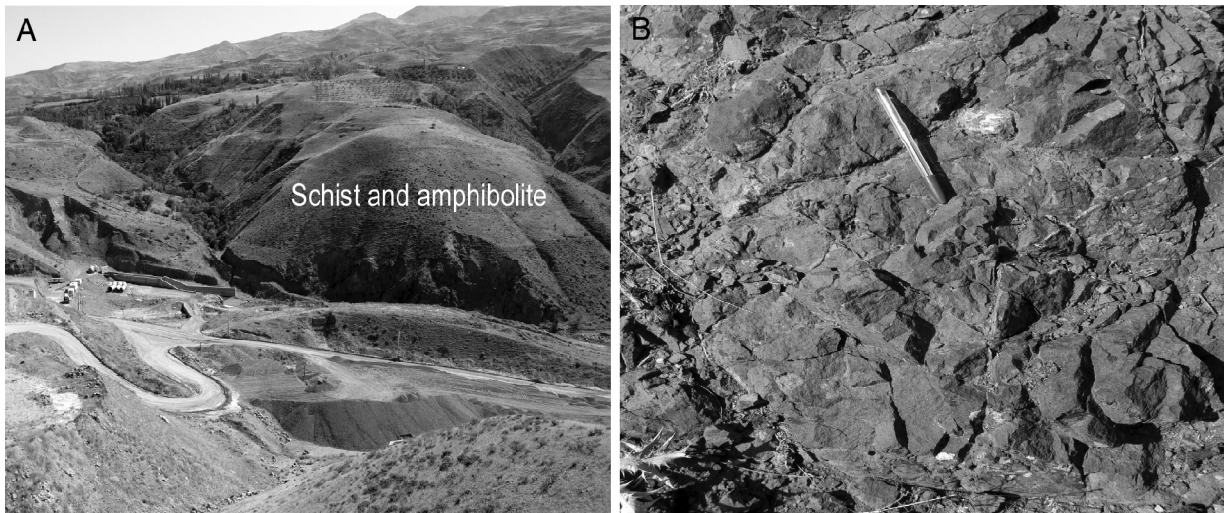
در شمال شرق روستای سیه‌منصور در بالای رسوبات کوارتزیتی لالون چند متر لایه‌های دولومیتی دیده می‌شود که شاید بتوان این دولومیت را هم ارز سازند میلا (کامبرین بالائی) دانست که رسوبات پرمین روی آن قرار گرفته است. این دولومیت‌ها به دلیل کمی سترای آنها در نقشه زمین شناسی تهیه شده نشان داده نشده‌اند. با توجه به این امر لطفی (۱۳۵۴) سنگ‌های دگرگونی را به پراکامبرین نسبت داده است. هر چند سن دقیق از سنگ‌های منطقه در دست نیست. (شکل ۲) نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه سیه‌منصور و نی باغی به همراه سنگ‌های آذرین و دگرگونی مجموعه گرمی چای را نشان می‌دهد.

پتروگرافی آمفیبولیت‌ها

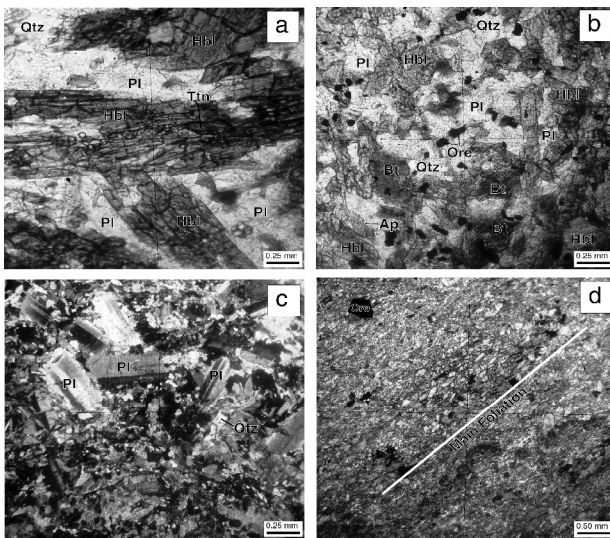
بر اساس مطالعات پتروگرافی، آمفیبولیت‌های منطقه‌ی سیه‌منصور در دو گروه آمفیبولیت و بیوتیت آمفیبولیت تقسیم بندی می‌شود. کانی شناسی و بافت این سنگ‌ها ساده است و سرگذشت پیچیده‌ای را برای آمفیبولیت‌ها نشان نمی‌دهد. فراوانترین کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد. هورنبلند با چند رنگی سبز روشن تا قهوه‌ای روشن مشاهده می‌شود (شکل ۳a). تیتانیت در این سنگ‌ها به دو صورت دیده می‌شود، تیتانیت اولیه که بصورت نیمه شکل دار یا گوه‌ای شکل در زمینه گرانوبلاستیک حضور دارد و تیتانیت ثانویه که حاصل آلتراسیون کانی ایلمنیت بوده و در حاشیه ایلمنیت تشکیل شده‌است. در بیوتیت آمفیبولیت‌ها پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت فراوانترین کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳b). در تمامی نمونه‌های مطالعه شده کوارتز به عنوان کانی فرعی دیده می‌شود. کلریت به صورت ثانویه و حاصل هوازدگی کانی‌های دیگر در برخی از نمونه‌ها قابل رویت است. در تعدادی از نمونه‌ها آمفیبول‌هایی با رنگ سبز-آبی دیده می‌شوند که از نوع بارنوسیت هستند. در بعضی از هورنبلندها انکلوژن-هایی از آپاتیت دیده می‌شود (شکل ۳b). در تعدادی از نمونه‌ها مقدار پلاژیوکلاز بیشتر از هورنبلند است و اندازه آن نیز درشت تر است (شکل ۳c). نمونه‌های آمفیبولیت منطقه سیه‌منصور جهت یافتگی ضعیفی را نشان می‌دهد که توسط جهت یابی منشورهای آمفیبول قابل تشخیص است. در برخی از نمونه‌ها لایه-های روشن متشکل از پلاژیوکلاز بیشتر و لایه‌های تیره تر با آمفیبول بیشتر مشاهده می‌شوند. در بعضی دیگر از نمونه‌ها جهت یافتگی به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۳d). بر خلاف سنگ‌های رسی منطقه که سرنوشت دگرشکلی پیچیده‌ای را با چند مرحله دگرشکلی نشان می‌دهند، آمفیبولیت‌ها دگرشکلی ساده‌ای داشته و تنها یک فاز دگرشکلی در آنها دیده می‌شود. (جدول ۱) کانی شناسی آمفیبولیت‌های منطقه سیه‌منصور را نشان می‌دهد.

زمین شیمی آمفیبولیت‌ها

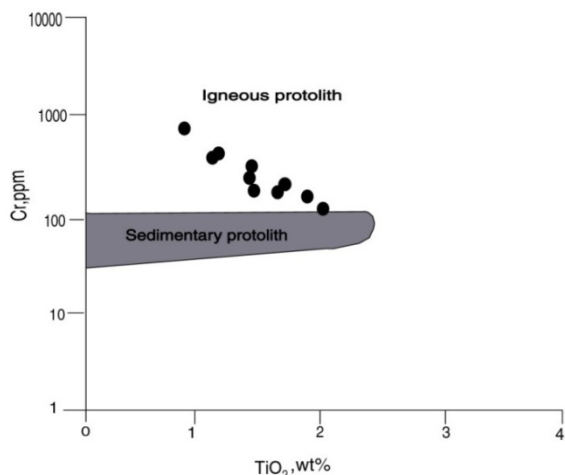
به منظور بررسی ماهیت شیمیایی ماگمای تشکیل دهنده سنگ مادر آمفیبولیت‌ها و مطالعه محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت آمفیبولیت‌ها تعداد ده نمونه سنگی از آمفیبولیت‌ها که توسط مطالعات سنگ شناسی به خوبی مطالعه شدند در آزمایشگاه Als-Chemex کانادا با روش ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفتند. میزان خطا برای عناصر اصلی و فرعی از ۰/۱ تا ۱در صد می‌باشد. (جدول ۲ تا ۴) مقدار اکسیدهای اصلی، در صد نورماتیو کانیها و مقدار عناصر فرعی موجود در آمفیبولیت‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد. رفتار عناصر مختلف در طول دگرگونی متفاوت است بطوریکه برخی از عناصر به صورت متحرک و برخی دیگر به صورت نسبتاً نامتحرک رفتار می‌کنند. عناصر Ca, Si, Na, K در طول دگرگونی به صورت متحرک عمل می‌کنند در حالیکه عناصری مانند Ti, Al, P نسبتاً نامتحرک هستند. عناصر دیگر چون Y, Sc, Zr عملاً نامتحرک هستند (Rollinson, 1993; Coish, 1997; Pearce and Cann, 1973; Floyd and Winchester, 1978).



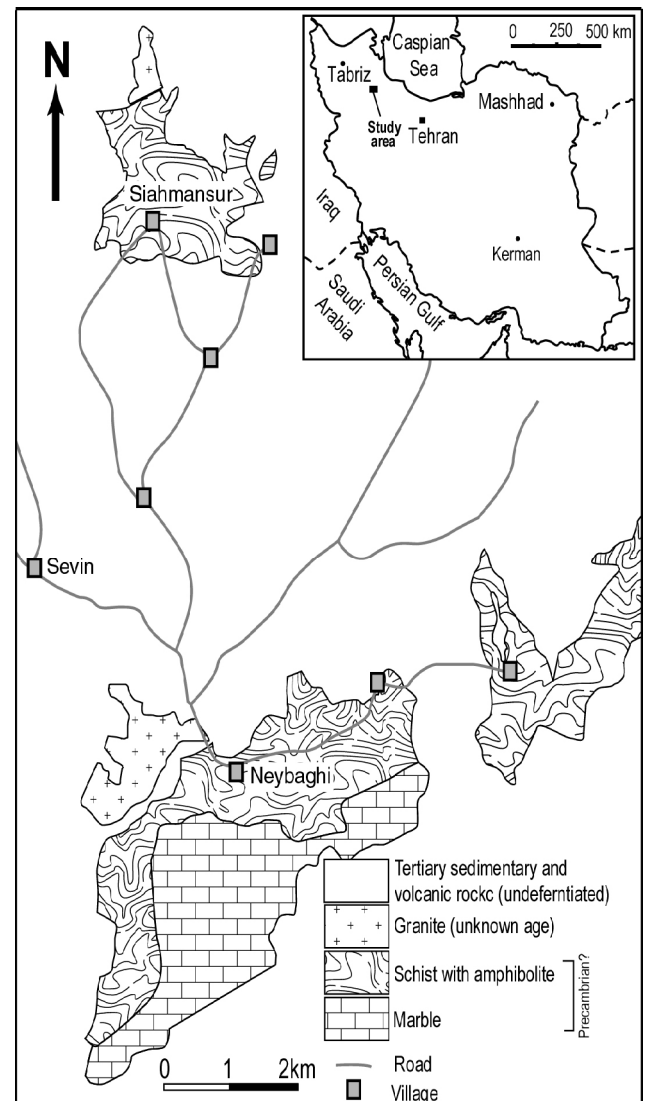
شکل ۱- A. برونزد سنگهای دگرگونی در منطقه و محل ساخت سد گرمی چای. B برونزد آمفیبولیت‌های ریز دانه در اطراف روستای سیه منصور



شکل ۳- عکس مقاطع میکروسکوپی آمفیبولیت‌های سیه منصور. a آمفیبولیت بدون جهت یافتگی مشخص که اساساً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. b بیوتیت آمفیبولیت c آمفیبولیت با درصد بیشتر پلاژیوکلاز d آمفیبولیت دانه ریز با جهت یافتگی مشخص. همه در نور PPL به غیر از شکل c.



شکل ۴. نمودار در برابر Cr (Leake, 1964) که منشا آذرین را برای آمفیبولیت‌های مطالعه شده نشان می‌دهد.



شکل ۲. زمین شناسی ساده شده منطقه (با استفاده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب توسط قندچی و افشاریان زاده، ۱۹۷۱) که سنگهای مجموعه گرمی چای را در اطراف روستاهای نی باغی و سیه منصور نشان می‌دهد. برونزد سنگ های آمفیبولیتی را به علت کوچک بودن نمی توان روی نقشه نشان داد.

جدول ۱. مجموعه کانیهای دگرگونی در آمفیبولیت‌های سیاه منصور؛ ○: کانیهای اصلی، ●: کانیهای فرعی، A: کانیهای حاصل دگرسانی

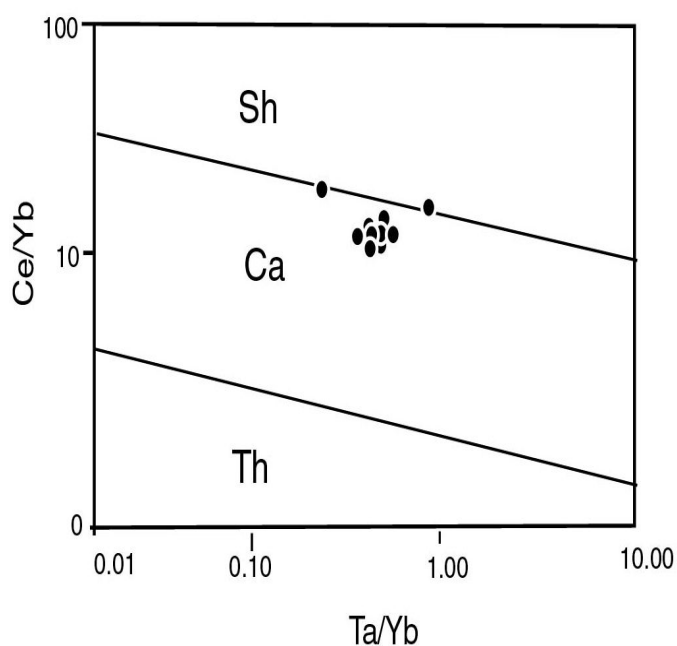
Sample	Hbl	Pl	Qtz	Ttn	Bt	Ap	Chl	Opaque	نوع سنگ	بافت
PG9D1	○	○	○	A, ○	●			●	amphibolite	گرانوبلاستی
PG9D2	○	○	○	○	○				Bt amphibolite	گرانوبلاستی
PG9D5	○	○	○		○	●		●	Bt amphibolite	گرانوبلاستی
PG9D6	○	○	○		○			●	Bt amphibolite	گرانوبلاستی
PG9E4	○	○	○		○		A		Bt amphibolite	گرانوبلاستی
PG11E	○	○	○	○	○			●	Bt amphibolite	گرانوبلاستی-لپیدوبلاستی
PG17A	○	○	○	○		●			amphibolite	لپیدوبلاستی
PG17F	○	○	○	○					Bt amphibolite	گرانوبلاستی-لپیدوبلاستی

جدول ۲. مقدار اکسیدهای اصلی (wt%) در آمفیبولیت‌های منطقه سیاه منصور میانه.

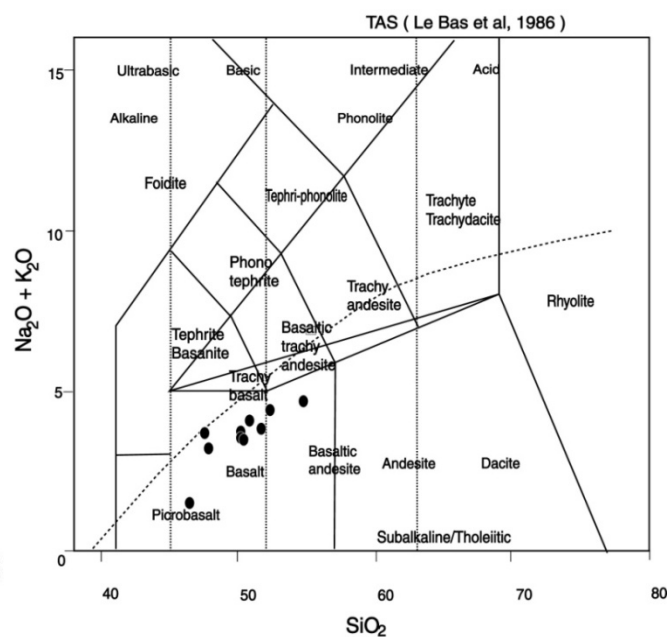
Sample	PG9D1(B)	PG9D2(B)	PG9D5	PG9D6	PG9E1	PG9E3(A)	PG9E4(A)	PG9E4(B)	PG11E	PG17F
SiO ₂	۵۲/۳	۵۰/۴۰	۵۱/۶۰	۵۰/۸۰	۵۰/۲۰	۴۷/۵۰	۴۷/۹۰	۴۷/۹۰	۴۶/۶۰	۵۴/۷۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۹۵	۱۴/۴۵	۱۵/۵۰	۱۵/۳۰	۱۵/۴۰	۱۴/۳۰	۱۴/۸۰	۱۳/۹۵	۱۲/۹۰	۱۶/۶۰
Fe ₂ O ₃	۱۱/۲۰	۱۱/۲۰	۱۱/۵۰	۱۱/۰۵	۱۱/۰۰	۱۲/۶۵	۱۱/۴۵	۱۱/۹۰	۱۱/۰۵	۵/۲۸
CaO	۷/۰۵	۸/۶۰	۸/۲۲	۷/۷۰	۸/۷۹	۸/۰۳	۸/۷۸	۸/۶۵	۱۲/۱۰	۹/۱۵
MgO	۴/۷۸	۵/۸۷	۶/۶۴	۶/۸۲	۶/۸۱	۸/۴۵	۹/۹۸	۱۰/۲۰	۱۰/۴۵	۵/۴۳
Na ₂ O	۳/۴۰	۲/۷۱	۲/۶۲	۲/۷۱	۲/۶۳	۱/۹۹	۱/۶۸	۱/۵۲	۰/۸۰	۴/۲۵
K ₂ O	۱/۱۶	۰/۸۷	۱/۲۹	۱/۴۵	۱/۰۹	۱/۸۳	۱/۵۹	۱/۷۷	۰/۷۷	۰/۵۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۵
TiO ₂	۱/۸۷	۱/۷۳	۱/۴۹	۱/۲۷	۱/۵۳	۱/۲۸	۰/۹۸	۱/۰۰	۰/۸۷	۱/۲۷
MnO	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۹
P ₂ O ₅	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۳۶	۰/۲۲
SrO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴
BaO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Lol	۱/۹	۱/۸۰	۰/۵۰	۱/۲۹	۱/۰۸	۲/۳۰	۲/۳۹	۱/۷۵	۲/۰۰	۲/۱۰
Total	۹۸/۹۹	۹۸/۰۴	۹۹/۷۷	۹۸/۷۵	۹۸/۹۷	۹۸/۷۲	۹۹/۹۸	۹۹/۰۲	۹۸/۲۵	۹۹/۷۲

جدول ۳. ترکیب کانی شناسی نرماتیو (wt%) سنگ مادر آمفیبولیت‌های منطقه سیه منصور میانه

Sample	PG9D1(B)	PG9D2(B)	PG9D5	PG9D6	PG9E1	PG9E3(A)	PG9E4(A)	PG9E4(B)	PG11E	PG17F
Qtz	۹/۰۲۵	۸/۲۶۳	۷/۲۰۰	۵/۸۱۸	۵/۶۱۲	۲/۶۰۱	۱/۸۷۶	۲/۳۳۴	۴/۶۲۹	۵/۰۳۸
Or	۶/۸۵۵	۵/۱۴۱	۷/۶۲۳	۸/۵۶۹	۶/۴۴۲	۱۰/۸۱۵	۹/۳۹۶	۱۰/۴۶۰	۴/۵۵۰	۳/۱۳۲
Ab	۲۸/۷۷۰	۲۲/۹۳۱	۲۲/۱۷۰	۲۲/۹۳۱	۲۲/۲۵۴	۱۶/۸۳۹	۱۴/۲۱۶	۱۲/۸۶۲	۶/۷۶۹	۳۵/۹۶۲
An	۲۲/۱۰۴	۲۴/۶۹۴	۲۶/۷۲۲	۲۵/۳۰۰	۲۶/۹۹۵	۲۴/۶۸۱	۲۸/۱۴۶	۲۶/۰۱۳	۲۹/۳۳۴	۲۴/۶۵۲
Di	۳/۸۹۱	۸/۸۴۱	۶/۳۸۴	۶/۲۰۲	۸/۲۲۴	۸/۰۵۳	۹/۱۴۷	۱۰/۴۲۴	۲۰/۲۸۴	۱۱/۸۵۸
Hy	۱۰/۱۰۲	۱۰/۵۲۲	۱۳/۵۷۹	۱۴/۱۱۲	۱۳/۱۵۰	۱۷/۳۱۴	۲۰/۶۱۸	۲۰/۵۷۴	۱۶/۶۲۵	۸/۰۲۸
Il	۰/۲۵۷	۰/۳۲۱	۰/۲۷۸	۰/۲۵۷	۰/۳۲۱	۰/۳۴۲	۰/۳۶۴	۰/۳۴۲	۰/۴۰۶	۰/۱۹۳
Hm	۱۱/۳۰۰	۱۱/۳۰۰	۱۱/۵۰۰	۱۱/۰۵۰	۱۱/۰۰۰	۱۲/۶۵۰	۱۱/۴۵۰	۱۱/۹۰	۱۱/۰۵۰	۵/۲۸۰
Tn	۴/۲۵۹	۳/۸۳۲	۳/۲۹۸	۲/۷۸۶	۳/۳۴۱	۲/۷۰۰	۱/۹۳۶	۲/۰۱۳	۱/۶۱۱	۲/۸۶۹
Ap	۰/۶۶۳	۰/۴۲۶	۰/۴۲۶	۰/۳۵۵	۰/۴۷۴	۰/۳۵۵	۰/۳۳۲	۰/۲۳۷	۰/۸۵۳	۰/۵۲۱
Sum	۹۷/۱۲۷	۹۶/۱۷۲	۹۹/۱۸۲	۹۷/۳۸۰	۹۷/۸۱۳	۹۶/۳۵۱	۹۷/۴۸۰	۹۷/۱۵۸	۹۶/۱۱۲	۹۷/۵۳۳

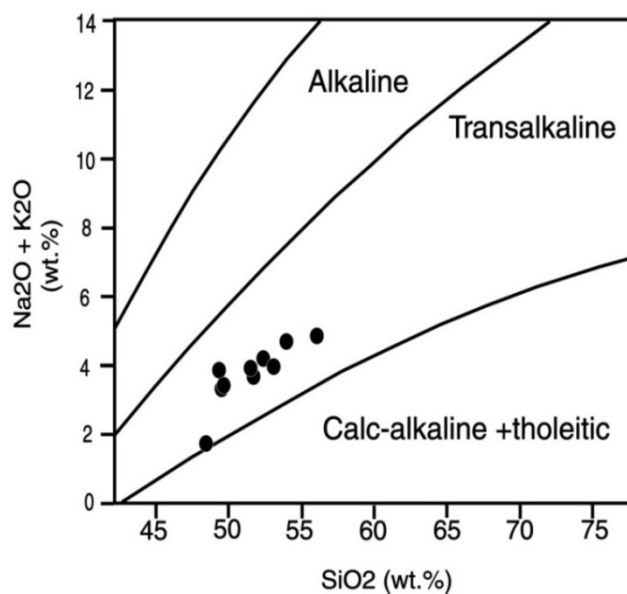
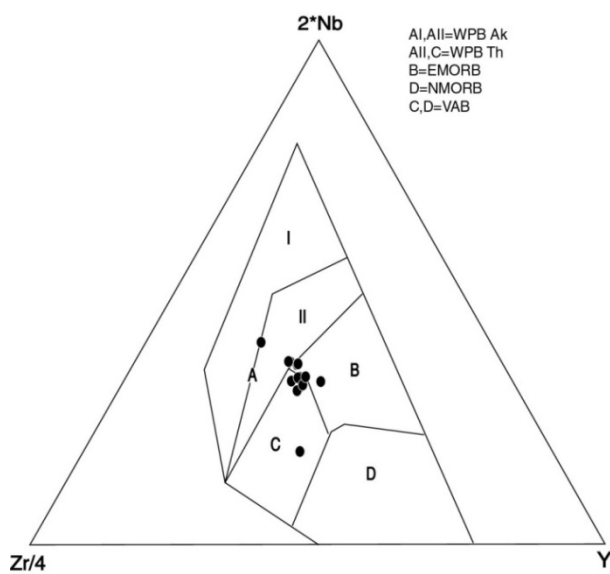


شکل ۶. نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb که نشان دهنده کالک آلکان بودن ماگمای اولیه است. در این نمودار نمی توان ماگماهای آلکان از کالک آلکان را متمایز کرد.


 شکل ۵. نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 که نشان می‌دهد سنگ مادر اولیه آمفیبولیتها بازالتی بوده است.

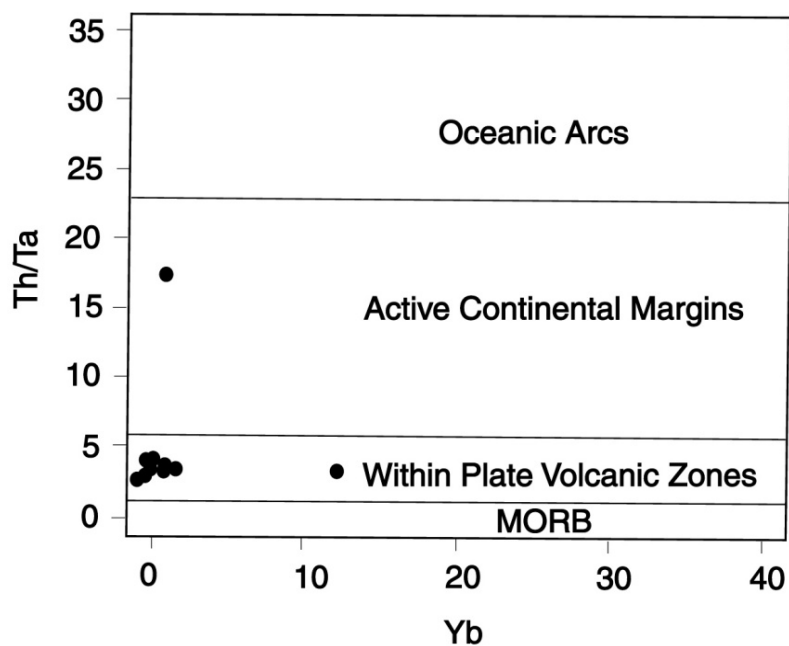
جدول ۴. مقدار عناصر فرعی در آمفیبولیت‌های منطقه سیه منصور میانه (ppm)

Sample	PG9D1(B)	PG9D2(B)	PG9D5	PG9D6	PG9E1	PG9E3(A)	PG9E4(A)	PG9E4(B)	PG11E	PG17F
Ba	۲۱۴	۱۴۳/۵	۲۶۴	۲۳۵	۱۷۵/۵	۲۵۹	۱۳۱	۱۳۴/۵	۷۳/۶	۷۷
Ce	۴۳/۸	۳۳/۴	۳۴/۸	۳۱/۸	۳۱/۱	۲۳/۱	۱۶/۷	۱۶/۹	۳۷/۲	۳۰/۱
Co	۳۷/۷	۴۰/۹	۴۴/۱	۴۲/۷	۴۴/۲	۵۵/۲	۵۰/۷	۵۵/۵	۳۵/۱	۱۵/۶
Cr	۱۴۰	۲۲۰	۲۶۰	۲۸۰	۳۰۰	۴۱۰	۵۳۰	۵۸۰	۸۸۰	۳۷۰
Cs	۱/۰۹	۰/۶۹	۱/۷۷	۲/۱۸	۲/۱۵	۳/۷۱	۳/۹۵	۵/۰۹	۱/۶۳	۰/۳۶
Cu	۵۶	۶۶	۵۹	۴۸	۴۶	۳۵	۲۵	۲۸	۱۸۷	۱۵
Dy	۴/۴۳	۴/۴۶	۴/۶۵	۴/۰۹	۴/۱۵	۳/۴۵	۲/۶۴	۲/۷۶	۳/۴۸	۴/۲۸
Er	۲/۴۵	۲/۵۴	۲/۵۷	۲/۲۹	۲/۳۸	۱/۹۵	۱/۴۹	۱/۵۹	۱/۸۶	۲/۳
Eu	۱/۵	۱/۳۵	۱/۳۵	۱/۲۲	۱/۳	۱/۰۷	۰/۸۳	۰/۹۱	۱/۳۳	۱/۵۵
Ga	۷۹/۵	۱۸/۸	۲۰/۱	۱۸/۹	۱۸/۳	۱۷/۹	۱۴/۹	۱۵/۸	۱۵/۴	۱۶/۷
Gd	۴/۹۵	۴/۶۳	۴/۶۲	۴/۰۹	۴/۲۶	۳/۵۳	۲/۶۸	۲/۷۹	۴/۷	۴۶/۱
Hf	۴/۴	۳/۴	۳/۳	۲/۹	۳	۲/۳	۱/۷	۱/۸	۲/۲	۲/۳
Ho	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۷۱	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۷۳	۰/۸۷
La	۲۲/۱	۱۵/۸	۱۶/۹	۱۵/۴	۱۴/۹	۱۱/۱	۸/۱	۸	۱۷/۸	۱۳/۹
Lu	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۳۱
Nb	۲۲/۸	۱۵/۱	۱۲/۹	۱۰/۴	۱۳/۵	۹/۷	۷/۱	۷/۷	۴/۲	۹/۹
Nd	۲۰/۶	۱۷	۱۷/۲	۴/۱۵	۱۵/۹	۱۲	۹	۹/۲	۲۰/۲	۱۶/۱
Ni	۶۲	۹۸	۱۳۹	۱۵۴	۱۳۷	۲۳۳	۲۵۴	۲۹۵	۲۷۶	۶۳
Pr	۵/۴۱	۴/۳۱	۴/۴۳	۳/۹۶	۴/۰۱	۲/۹۸	۲/۲	۲/۲۳	۵/۰۸	۳/۹۸
Rb	۲۶/۵	۲۱/۷	۳۶/۶	۳۶/۵	۲۹/۷	۵۲/۸	۳۸/۵	۴۵/۲	۱۹/۳	۱۳/۵

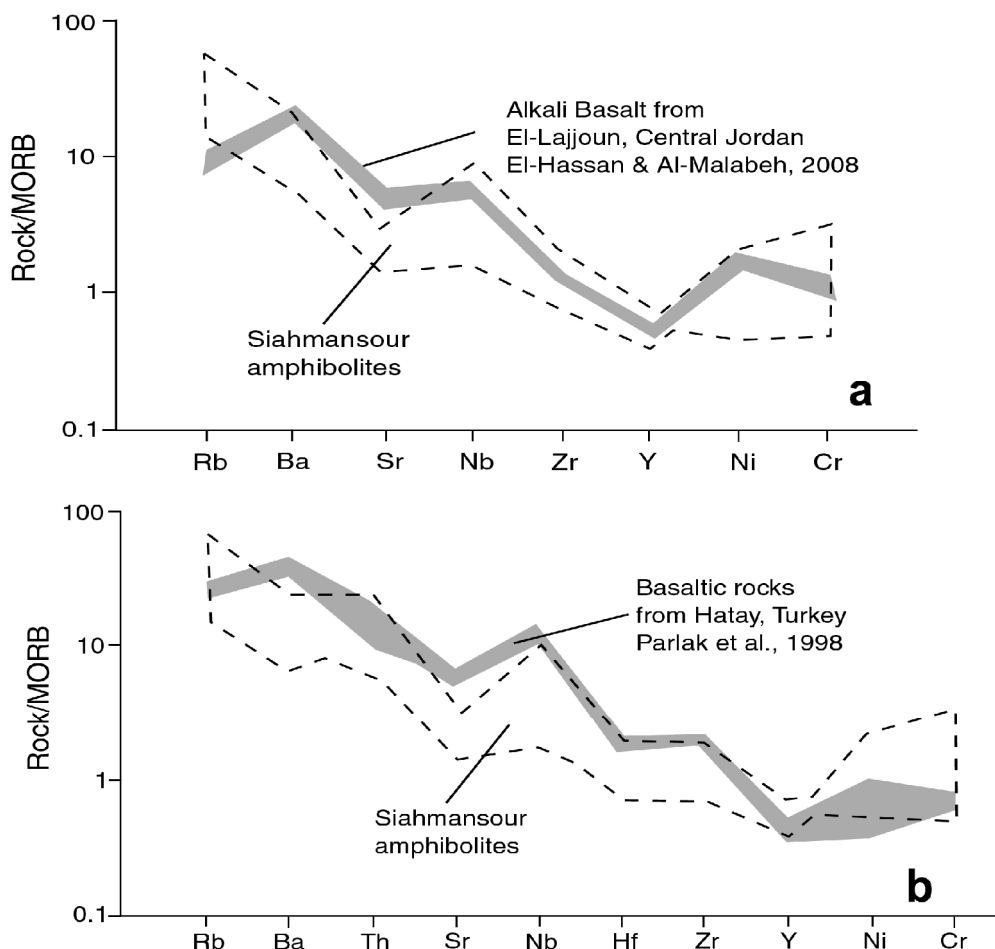


شکل ۸. نمودار مثلثی Y-Nb-Zr که مشخص می کند ماگمای اولیه آمفیبولیت‌های مطالعه شده از نوع پشته های میان اقیانوسی و یا جزایر قوسی نبوده و بیشتر ماهیت بازالتی میان صفحه ای را نشان میدهد.

شکل ۷. نمودار Na_2O در برابر K_2O که نشان می دهد ماگمای اولیه ماهیت transalkalin و یا بین کالک آلکان و آلکان داشته است.



شکل ۹. نمودار Yb در برابر Th/Ta مشخصاً محیط آتشفشانی داخل صفحات را برای ماگمای اولیه نشان می دهد.



شکل ۱۰. مقایسه رفتار عناصر فرعی در آمفیبولیت‌های منطقه سیه منصور با دو نمونه از سنگهای بازیک ریفت‌های قاره ای (a ترکیه و b اردن)

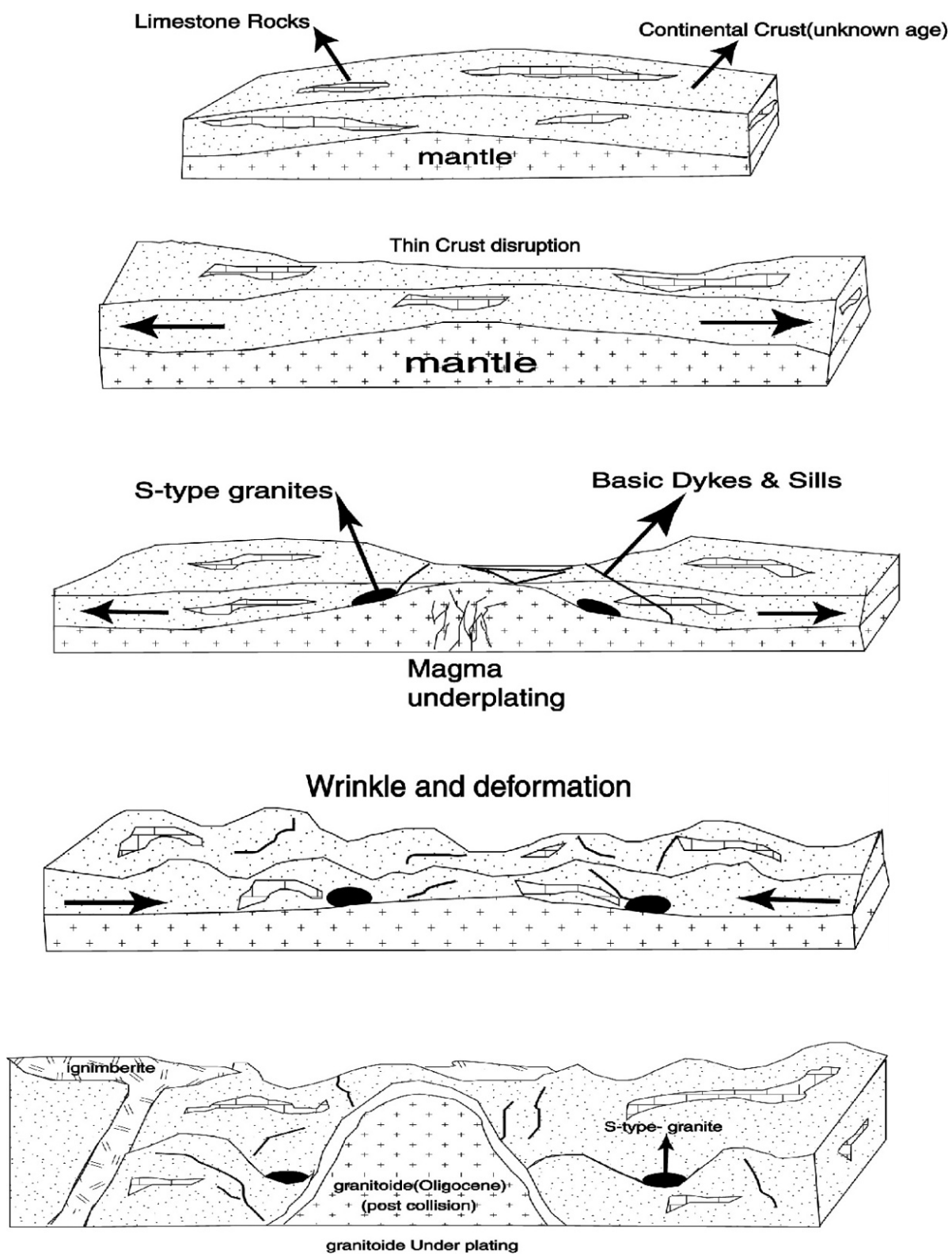
بحث و نتیجه گیری

عمده سنگ‌های منطقه در یک محیط برخوردی بوجود آمده باشد، ولی سنگ مادر تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها از سایر سنگ‌ها جوان تر بوده و در یک محیط قاره‌ای به صورت دایک‌های تأخیری تشکیل شده‌اند. با توجه به دگرشکلی آمفیبولیت‌ها (شکلی ۳d) و دگرگونی آنها، به نظر می‌رسد که تمامی سنگ‌ها با هم یک حادثه دگرشکلی و دگرگونی ناحیه‌ای را پس از دگرگونی مجاورتی اولیه، تحت تأثیر دمای حاصل از ریفت شدگی تحمل کرده‌اند. با این تفاسیر بر اساس داده‌های محدود موجود و مطالعه سایر سنگ‌های دگرگونی از جمله مرمرها و متاپلیت‌ها می‌توان توالی اتفاقات را بدین صورت در نظر گرفت: ۱- ایجاد ریفت قاره‌ای و نفوذ ماگمای مافیک آلکالن. ۲- ذوب قسمت‌های زیرین پوسته و تشکیل گرانیت نوع S. ۳- دگرگونی مجاورتی سنگ‌های رسی و آهکی ۴- بسته شدن ریفت، اعمال فشار و دگرشکلی و دگرگونی ناحیه‌ای. (شکل ۱۱) مدل ارائه شده را به صورت شماتیک نشان می‌دهد. به علت دگرشکلی‌های بعدی و نفوذ توده‌های گرانیتی و همچنین پوشیده شدن سنگها توسط سنگهای آتشفشانی جوانتر، توزیع متقارن سنگهای دگرگونی که نشان دهنده محل ریفت باشد در صحرا به سادگی امکان پذیر نیست.

تشکر و قدر دانی

از دانشگاه تبریز برای حمایت مالی از این پژوهش و از داوران محترم مجله تشکر می‌کنیم. از دکتر زراسوندی برای نظرات بسیار سازنده و راهنماییهای ارزنده بسیار سپاسگزاریم.

با مقایسه نمودارهای چندعنصری نمونه‌های مورد مطالعه با نمودارهای چندعنصری نرمالیزه شده مربوط به محیط تکتونیک درون صفحه‌ای (قاره ای و اقیانوسی) در مناطق مختلف و با استناد بر عدم وجود شواهد سکانسهای افیولیتی و زون دگرگونی حاشیه فعال قاره ای، عدم وجود سرپانتینیت و نامشخص بودن سن گرانیتوئیدهای همراه آمفیبولیت‌ها در منطقه میانه نمی‌توان منشأ ماگمای بازیک را مربوط به فرایند فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی دانست. از آنجائیکه سری ماگمایی بدست آمده از نمودارهای اکسیدهای اصلی سری ماگمایی آلکالن تا کالک آلکالن را نشان می‌دهد این احتمال وجود دارد که ماهیت ماگمای اولیه که در یک زون ریفتی قاره ای بیرون ریخته است آلکالن بوده که با گذشت زمان به ماگمای کالک آلکالن تحول یافته است. با استناد بر این نتایج می‌توان دو حالت برای تشکیل سنگهای بازیک منطقه سیه منصور که سپس آمفیبولیت‌ها را تشکیل داده‌اند در نظر گرفت: ۱- تمام سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه سیه منصور در یک محیط قاره‌ای و در ارتباط با تشکیل و بسته شدن یک ریفت قاره ای حاصل شده‌اند. دگرگونی دما بالا و فشار پائین و عدم مشاهده‌ی سنگ‌های مربوط به پوسته‌ی اقیانوسی که به آن اشاره شد، می‌تواند گواهی بر این مدعا باشد. تشکیل پارائنز کانیاپی بیوتیت+موسکویت+آندالوزیت+کوردیریت در سنگهای رسی منطقه (قادری ۱۳۹۰) نشان دهنده دگرگونی دما بالا و فشار پایین است. ۲- با توجه به گزارش گرانیت‌های نوع S (ریاضی خیابانی، ۱۳۸۴) این احتمال وجود دارد که



شکل ۱۱. مدل پیشنهادی برای چگونگی تشکیل سنگهای بازیک دگرگون شده منطقه سیه منصور

- آقائباتی، ع. (۱۳۸۵). زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ صفحه.
- ریاضی خیابانی، ف. (۱۳۸۴). پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه‌ی نی باغی (شمال شرق میانه). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه علوم طبیعی. دانشگاه تبریز.
- قادری، م. (۱۳۹۰). مطالعه سنگ‌های رسی دگرگون شده گرمی چای - شمال غرب ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم طبیعی. دانشگاه تبریز.
- قندچی، م.، افشاریان زاده، م. (۱۳۷۱). نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب. سازمان زمین شناسی کشور.
- لطفی، م. (۱۳۵۴). بررسی های زمین شناسی و پترولوژی منطقه ی شمال شرق میانه (آذربایجان شرقی). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران. ۲۱۷ ص.
- Bailey, D.K. 1983. The chemical and thermal evolution of rifts. *Tectono physics* 94:585-597.
- Berberian M., King C.P., 1981, Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19:210-265
- Coish, R.A., 1997. Rift and ocean floor volcanism from the late Proterozoic and Early Paleozoic of the Vermont Appalachians in Sinha, A.K., Whalen, J.B., Hogan, J.P. eds., *The nature of magmatism in the palachian Orogen. Geological Society of American Memoir* 191: 129-145.
- El-Hassan, T. and Al-Malabeh, A., 2008, Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of El-Lajjoun Pleistocene Alkali Basalt of Central Jordan. *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences*, 1(2), 53-62.
- Floyd, P.A., and Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanics using immobile elements. *Chemical Geology* 21: 291-306.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A., J. Ciesielczuk, J., Lewandowska, A., Szczepanski, J., K. Turniak, K., 1996. Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica-S'niez'nik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. *Geologische Rundschau* 85 :225-238.
- Ilnicki, S., 2011, Amphibolites from the Szklarska Pore'ba hornfels belt, West Sudetes, SW Poland: magma genesis and implications for the break-up of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences* DOI 10.1007/s00531-011-0727-2
- Leake, B.E., 1964, The chemical distinction between Ortho - and Para - amphibolites. *Journal of Petrology* 5:238-254.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27:745-750.
- Meschede M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218
- Middlemost, E.A.K., 1997, *Magma, Rocks and Planetary Development*. Longman. Harlow. 299pp.
- Morris, P. A., 1988, Petrogenesis of Fore-Arc Metabasites from the Paleozoic of New England, Eastern Australia. *Mineralogy and Petrology* 38:1 - 16
- Parlak, O., Kop, A., Ünlügenc, U.C., Demirkol, C., 1998, Geochronology and Geochemistry of Basaltic Rocks in the Karasu Graben Around Kırıkhan (Hatay). S. Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 53-61.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds). *Continental Basalts and mantle Xenoliths*. Nantwich UK Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., and Taylor, S.R., 1980, Chemical characteristic of island arc basalts: implication for mantle sources. *Chemical Geology* 30:227-256.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, UK 1st edition. 352p.
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments *Economic Geology* 97(3):629-642.
- Stocklin, J., 1968, Structures history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7)