

بررسی فرایند ذوب بخشی در میگماتیت‌های مافیک هورنبلنددار قره‌ناز، شمال غرب ایران

هاله قربانی^۱، رباب حاجی علی اوغلی^۲ و محسن مؤذن^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۰۶

چکیده

میگماتیت‌های قره‌ناز در نتیجه ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها تحت شرایط رخساره گرانولیت تشکیل شده‌اند. شواهد ساختی، بافتی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی در میگماتیت‌های منطقه بیانگر تشکیل میگماتیت‌ها در طی ذوب بخشی می‌باشد. میگماتیت‌های مورد مطالعه دارای انواع متنوعی از ساختارها شامل لکه‌ای، شولن، اکتالیمیتیک، استروماتیک، دیکتیونیتیک، پتیکماتیت، فلیپتیک، شلیرن، پگماتیتویدی و نبولیتیک می‌باشند. وجود پلاژیو کلازهای شکل دار و کوارتزهای بی شکل به صورت بین دانه‌ای به همراه تشکیل بافت گرانولار، میرمیکت و پرتیت در بخش‌های لوکوسوم و همچنین وجود زونینگ، ماکل پلی سنتتیک در پلاژیو کلازها بیانگر نقش ذوب بخشی در تشکیل میگماتیت‌ها بوده است. بر اساس محاسبات تعادل جرمی در میگماتیت‌های قره‌ناز ترکیبات اجزای میگماتیتی لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در راستای خطی مستقیم قرار می‌گیرند که نشانه‌ای بر منشا ذوب بخشی میگماتیت‌های مورد مطالعه باشد. درصد ذوب بخشی برای میگماتیت‌های مطالعه شده به روش تعادل جرمی در حدود $f \approx 36.5\%$ و $f \approx 43.6\%$ محاسبه شده است. تفاوت در درصد‌های ذوب بخشی ممکن است وابسته به روابط بین نرخ و خروج مذاب از ناحیه ذوب و به مقدار اندک وابسته به میزان واتنش در منطقه می‌باشد. دمای تشکیل این میگماتیت‌ها در حدود ۸۵۰-۸۷۰ درجه سانتی گراد و فشار در حدود ۶-۷ کیلو بار تعیین شده است.

کلیدواژه‌ها: درصد ذوب بخشی، ساختارهای میگماتیتی، محاسبات تعادل جرمی، لوکوسوم، مزوسوم، ملانوسوم، میگماتیت‌های قره‌ناز.

E-mail: haleh_ghorbani@tabrizu.ac.ir

*نویسنده مسئول: هاله قربانی

۱- پیش نوشتار

میگماتیت‌های حاصل ذوب بخشی، نسبت به انواع دیگر میگماتیت‌ها گسترش بیشتری را نشان می‌دهند (Tanner, 1999; Ashworth, 1985). مکانیسم تعادل ذوب بخشی از طریق جریان ملانوسوم به لوکوسوم کنترل می‌شود و احتمالاً مرتبط با مکانیسم بالایش فشاری می‌باشد (Brown, 1994). مهاجرت مذاب در طی ذوب بخشی توسط ویسکوزیته مایع، ترکیب و تفریق شناوری و فرایندهای برشی (Brown, 1994)، شکستگی‌ها (Tanner and Baherman, 1997)، ترکیبات مختلف لایه‌های اولیه و درجات ذوب بخشی (Ashworth, 1985; Johannes, 1983) کنترل می‌گردد. توزیع مذاب در سنگ‌های میگماتیتی تابع عوامل کنترل کننده واکنش‌های ذوب می‌باشد. میزان مذاب تشکیل شده علاوه بر ترکیب اولیه سنگ و میزان حضور آب، مستقیماً به دما وابسته است. اگر حجم مذاب کمتر از ۲۰٪ حجم سنگ را تشکیل دهد میگماتیت‌های متاتکسیت تشکیل می‌شوند (Sawyer, 1999) اما با افزایش مقدار مذاب و در شرایط بالاتر از مقدار بحرانی، میگماتیت رفتار رنولژیکی همانند ماگما خواهد داشت (Weinberg, 2005) و سبب تشکیل میگماتیت‌های دیاتکسیت می‌شود. محاسبات تعادل جرمی (Mass balance) یکی از روش‌های کمی مهم برای تعیین مکانیسم میگماتیت‌زایی می‌باشد (Olsen, 1983). اساس محاسبات تعادل جرمی تعیین باز و بسته بودن سیستم میگماتیت‌زایی است که براساس آن منشأ متاسوماتیسمی، تزریق ماگما، تفریق دگرگونی و یا ذوب بخشی میگماتیت‌ها تعیین می‌گردد. میگماتیت‌های قره‌ناز در شمال شرق تکاب، حاصل ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیتی در درجه دگرگونی‌های بالا می‌باشند. میگماتیت‌های قره‌ناز مورد توجه زمین‌شناسان متعددی قرار گرفته و تاکنون درباره سنگ‌شناسی و سن‌سنجی منطقه قره‌ناز پژوهش‌هایی صورت گرفته است، (مانند: Shafaii Moghadam et al., 2016; بخشی‌زاد و قربانی، ۱۳۹۴). در این پژوهش منشأ ذوب بخشی میگماتیت‌های قره‌ناز بر اساس شواهد ساختاری، بافتی و ژئوشیمی عناصر اصلی اجزای میگماتیتی لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم مورد بررسی قرار گرفته و محاسبات تعادل جرمی بین اجزای میگماتیتی به منظور تعیین

نوع سیستم میگماتیت‌زایی انجام گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در شمال شرق تکاب قرار دارد، پژوهشگران متعدد این منطقه را به زون‌های ساختاری متفاوتی نسبت داده‌اند. براساس طبقه‌بندی Berberian and King (1981) به زون ایران مرکزی و باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) نیز آن را به البرز- آذربایجان و سندانج- سیرجان نسبت داده شده است. محدوده مورد مطالعه در روستای قره‌ناز قرار داشته که بخشی از مجموعه دگرگونی تخت سلیمان می‌باشد. این منطقه در عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}45'$ و $36^{\circ}39'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}32'$ و $47^{\circ}23'$ شرقی قرار گرفته است. رخنمون اصلی سنگ‌های منطقه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا شامل آمفیبولیت، گنیس، میکاشیست، کالک- سیلیکات، مرمر و متاپریدوتیت می‌باشند (شکل ۱). در روستای قره‌ناز (شکل ۲- الف) سنگ‌های آمفیبولیتی در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک و گرانولیت‌های مافیک در این ارتباط تشکیل شده است (شکل ۲- ب). سن سنگ‌های مجموعه دگرگونی متعلق به پرکامبرین تا پالئوزوئیک می‌باشد (شکل ۱). سن‌سنجی U-Pb زیرکن در لوکوسوم میگماتیت‌های تکاب، زمان ذوب بخشی (میگماتیت‌زایی) را در حدود ۲۵ Ma (Moazzen and Hajialioghli, 2008) و 25-28 Ma (Shafaii Moghadam et al., 2016) تعیین کرده است. سن قدیمی‌ترین پروتولیت پوسته‌ای پی سنگ تکاب توسط Moazzen and Hajialioghli (2008) بر روی ایزوتوپ‌های $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در زیرکن آواری به ارث رسیده در ملانوسوم میگماتیت مافیک در حدود 2961 ± 72 Ma تعیین شده است.

۳- انواع ساختارها در میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز

بررسی میگماتیت‌ها بر اساس توصیف ساختاری آن‌ها از مهم‌ترین مراحل مطالعات پترولوژیکی میگماتیت‌ها محسوب می‌شود (Ashworth, 1985). ساختارهای

- **ساختار پتگماتیت (Ptygmatic):** در این ساختار لایه‌های لوکوسوم به شکل روده‌ای مشاهده می‌شود و از نوع میگماتیت‌های دیاتکسیتی طبقه بندی می‌شوند (شکل ۲-ج).

- **ساختار فلیتیک یا رگه‌ای (Phlebotic):** در این ساختار مزوسوم به صورت نامنظم توسط لوکوسوم و ملانوسوم (که به صورت رگه‌ای هستند) قطع می‌شود (شکل ۲-خ).

- **ساختار شلیرن (Schlieren):** به دلیل خروج لوکوسوم‌ها گاه ساختارهای استروماتیک به هم ریخته و در نهایت سبب تشکیل ساختار شلیرن (دیاتکسیت) در منطقه شده است (شکل ۲-د).

- **ساختار پگماتیتوئیدی (Pegmatitoid):** در این ساختار کانی‌های موجود در بخش‌های لوکوسوم رشد کرده‌اند به صورتی که می‌توان آن‌ها را در نمونه‌های دستی مشاهده نمود. همان‌گونه که در شکل ۲-ذ مشاهده می‌شود بلورهای آمفیبول با چشم غیر مسلح نیز قابل مشاهده‌اند.

- **ساختار نیولیتیک یا ابری شکل (Nebulitic):** در این ساختار نئوسوم به صورت هموزن بوده و بخش‌های نئوسومی و مزوسومی به طور کامل قابل تشخیص از هم نمی‌باشند و به عبارتی بیشتر شبیه به سنگ آذرین به نظر می‌رسند (شکل ۲-ر).

میگماتیتی در میگماتیت‌های قره‌ناز متنوع بوده که عبارت است از:

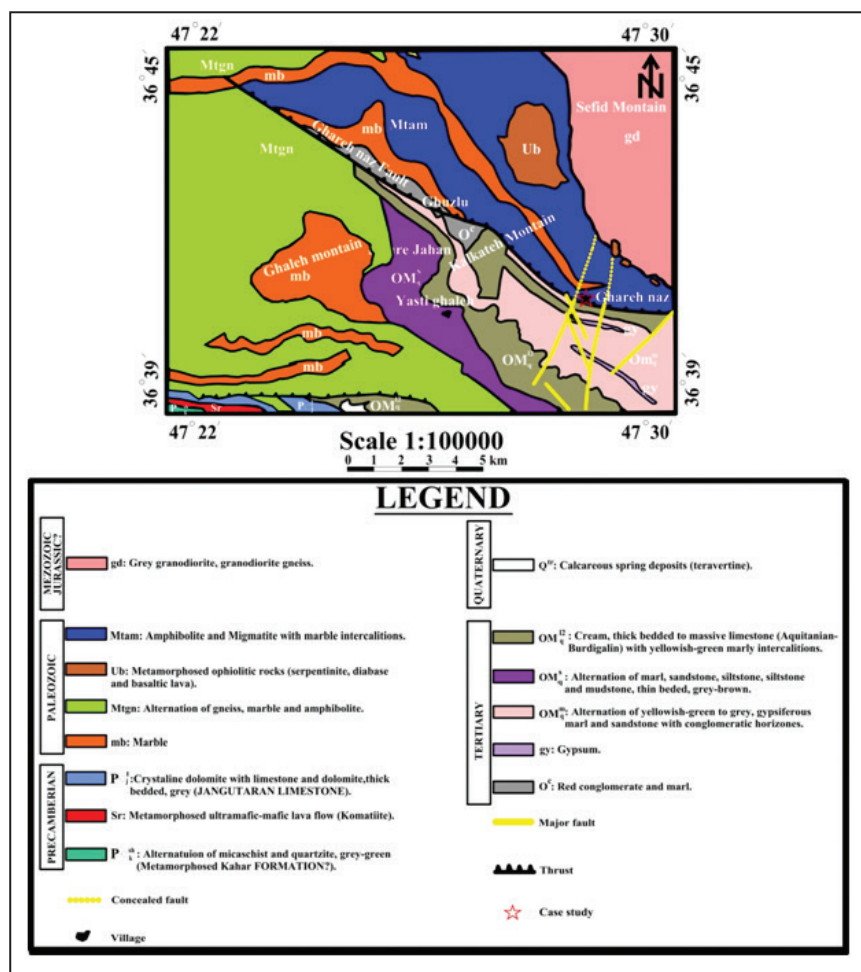
- **ساختار لخته‌ای یا لکه‌ای (Patchy):** در این ساختار لوکوسوم و ملانوسوم به صورت لخته یا لکه‌های پراکنده درون مزوسوم دیده می‌شود. این ساختار از نوع متاکسیت می‌باشد (شکل ۲-پ).

- **ساختار شولن (Schollen):** در این ساختار مزوسوم به صورت قطعات آمفیبولیتی گوشه دار تا گرد و شناور در داخل لوکوسوم مشاهده می‌شود. قطعات مزوسومی تا حدی از حواشی هضم شده‌اند (شکل ۲-ت).

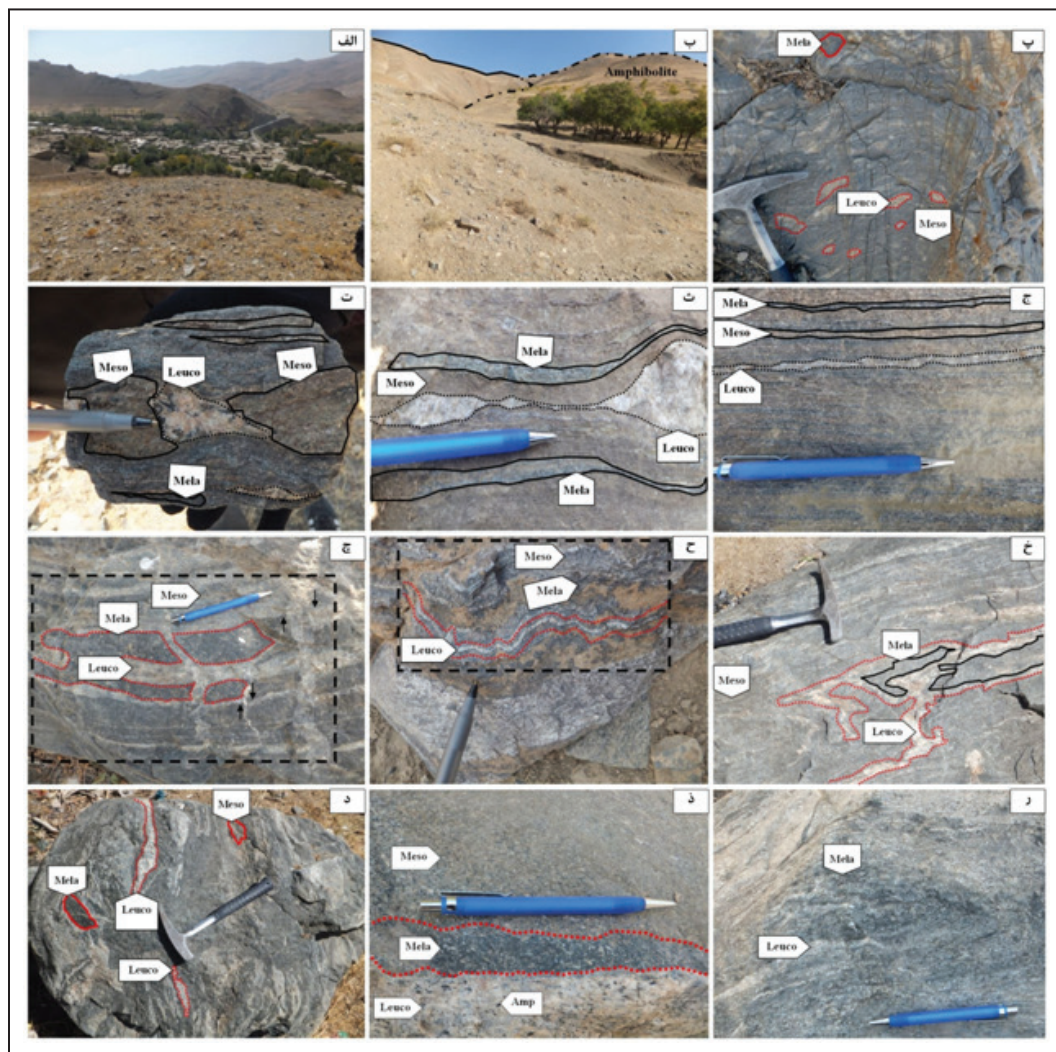
- **ساختار افتالمیتیک (Ophthalmitic):** در این ساختار لوکوسوم به صورت اشکالی چشم مانند در داخل مزوسوم پراکنده شده‌اند (شکل ۲-ث). ترکیب لوکوسوم متشکل از پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار و کمتر کوارتز بی شکل است.

- **ساختار استروماتیک (Stromatic):** این ساختار شاخص میگماتیت‌های متاکسیت بوده و در نتیجه درجه ذوب بخشی کم و یا متوسط در سنگ تشکیل می‌شود (White et al., 2005). این ساختار میگماتیتی مهاجرت مذاب در مقیاس کوچک در داخل سنگ‌های متابازیتی منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۲-ج).

- **ساختار دیکتیونیتیک (Diktyonitic):** در این ساختار لوکوسوم به شکل رگه و لایه‌های نازک توسط مزوسوم در برگرفته شده است (ساختار توری شکل: Winter, 2001) (شکل ۲-چ).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه قره‌ناز (برگرفته با اندکی تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱)).



شکل ۲- تصاویر صحرایی از ساختارهای میگماتیت‌های مافیک قره ناز. الف) دورنمای منطقه مورد مطالعه، کنتاکت سنگ‌های پرکامبرین و رسوبات عهد حاضر. سنگ‌های آمفیبولیتی در سمت راست و رسوبات عهد حاضر در سمت چپ تصویر، دید به سمت شمال شرق؛ ب) دورنمای روستای قره ناز، دید به سمت جنوب؛ پ) ساختار لکه‌ای یا لخته‌ای لوکوسوم‌ها؛ ت) ساختار شولن با قطعات مزوسومی گوشه‌دار؛ ث) ساختار افتالمیتیک که در آن لایه‌های تیره در اطراف لوکوسوم‌های چشمی مشاهده می‌شود؛ ج) ساختار استروماتیک که به صورت تناوبی از لایه‌های تیره و روشن مشاهده می‌شود؛ چ) ساختار دیکتیونیتیک که در آن لوکوسوم‌های به صورت متقاطع و به شکل شبکه‌ای یا تورمانند مشاهده می‌شود؛ ح) ساختار پتینگماتیت که در آن لوکوسوم به شکل روده‌ای مشاهده می‌شود؛ خ) ساختار فلیتیک که در آن لوکوسوم‌ها به صورت ظاهری رگ‌مانند و نامنظم لایه‌های تیره‌تر را قطع کرده است؛ د) ساختار شلین با درصد حجمی بالایی از لوکوسوم مشاهده می‌شود؛ ذ) ساختارهای پگماتیتوئیدی که در آن بلورهای درشت آمفیبول در بخش لوکوسوم با چشم غیر مسلح قابل مشاهده هستند؛ ر) ساختار نبولیتیک که در شرایط ذوب بخشی پیشرفته تشکیل می‌شود و سنگ به ظاهر شبیه سنگ آذرین به نظر می‌رسد.
Leuco: لوکوسوم، Mela: ملانوسوم و Meso: مزوسوم است.

۴- روش مطالعه

پس از بررسی دقیق منطقه نمونه برداری بر پایه گردآوری بهترین نمونه‌ها که نشان‌دهنده کل سنگ‌های مورد مطالعه باشد صورت گرفت. پس از تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های مناسب، با توجه به هدف مطالعه، تعداد سه نمونه به صورت مجزا از هر یک از بخش‌های لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم انتخاب گردید. در طی نمونه‌برداری سعی شده است نمونه‌ها از بخش‌های تازه و غیرهوازده سنگ‌ها و به گونه‌ای انتخاب شود که نشان‌دهنده تغییرات واقعی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی آن‌ها باشد. بخش‌های لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم به صورت دقیق جدا شده و به منظور تعیین ترکیب شیمیایی اجزاء میگماتیتی (لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم) برای تجزیه عناصر اصلی به روش فلورسانس اشعه x (XRF) به آزمایشگاه GeoForschungZentrum (Germany) Potsdam ارسال گردید.

۵- شواهد ذوب بخشی در میگماتیت‌های قره ناز

میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز در نتیجه ذوب آب‌دهی آمفیبولیت‌ها در رخساره گرانولیت تشکیل شده‌اند. میگماتیت‌های مورد مطالعه دارای شواهد بافتی، ساختی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دال بر ذوب بخشی هستند که برخی از آن‌ها عبارتند از:

۵-۱. شواهد بافتی میگماتیت‌های قره‌ناز

۱) اندازه دانه‌ها به ترتیب در لوکوسوم‌ها درشت‌تر از ملانوسوم‌ها و ملانوسوم‌ها درشت‌تر از مزوسوم‌ها می‌باشد که این خود یکی از شواهد میگماتیت‌های حاصل از ذوب بخشی می‌باشد. به عبارت دیگر شکل و اندازه دانه‌ها در لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم متفاوت است (شکل‌های ۳- الف و ب). ۲) اغلب در لوکوسوم‌ها کانی‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و بلورهای

در لوکوسوم میگماتیت‌های هورنبلنددار نشان‌دهنده تشکیل آن از شکست بیوتیت و هورنبلند توسط واکنش‌های ذوب است (Kerrick, 1991). حضور هورنبلند به همراه لوکوسوم دال بر تشکیل آن از منشأ ذوب بخشی می‌باشد. شواهد مشخصی از دگرشکلی و برشی شدن در لوکوسوم برخی از میگماتیت‌ها مشاهده می‌شود. شکست هورنبلند و یا بیوتیت در واکنش‌های ذوب آبزدا (Brown and Fyfe, 1970) و همراهی واکنش‌های ذوب آبزدا با تشکیل کانی‌های دیگر (Kerrick, 1991) همراه است. تشکیل مذاب در منطقه قره‌ناز طی واکنش ذوب فاقد سیال صورت می‌گیرد. تشکیل مذاب توسط واکنش‌های ذوب آبزدا، با تشکیل کانی‌های دیگر همراه می‌باشد (Kerrick, 1991). شواهد کانی‌شناسی و بافتی منشأ ساب‌سالدوس میگماتیت‌ها را که محدود به درجه دگرگونی‌های پایین می‌باشد (McLellan, 1989) رد کرده و تشکیل آن‌ها توسط واکنش‌های ذوب فاقد سیال و یا واکنش‌های ذوب آبزدا در حضور سیال در درجه حرارت‌های بالاتر از ۸۵۰۰ را تایید می‌کند. نکته دیگر برای اثبات ذوب بخشی در سنگ‌های منطقه این است که فشار و حرارت ارزیابی شده برای تشکیل سنگ بالاتر از نقطه ذوب سنگ باشد (Nyman et al., 1995) و بر اساس محاسبات دما-فشارسنجی، دما در حدود ۸۵۰-۸۷۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است که این خود شاهدهی دیگر می‌باشد.

۴-۵. شواهد ژئوشیمیایی میگماتیت‌های قره‌ناز

۱) مقدار SiO_2 و Na_2O در لوکوسوم به طور میانگین ۵۹/۵۳ و ۴/۸۹ درصد بوده و این بیانگر آن است که ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها غنی از Na_2O و SiO_2 می‌باشد این در حالی است که در ملانوسوم مقادیر CaO ، MgO و $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ به طور میانگین ۱۱/۰۲، ۸/۵۸ و ۱۶/۹۷ درصد بوده و این نشان می‌دهد که ملانوسوم نسبت به لوکوسوم غنی از CaO ، MgO و $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ می‌باشد و غنی‌شدگی ملانوسوم از اکسیدهای یاد شده دلیلی بر منشأ ذوب بخشی است (Moazzen and Hajialioghli, 2008) (جدول ۱). غنی‌شدگی ملانوسوم از ترکیبات فرومنیزین (جدول ۱) در میگماتیت‌ها، تشکیل لوکوسوم در نتیجه تزریق مذاب گرانیته با منشأ نفوذی و حتی تزریق مذاب حاصل از ذوب آبزدا لیتولوژی‌های دیگر را رد کرده و منشأ ذوب بخشی در جای آن را تایید می‌کند. (۳) وجود ترکیب توانلث لوکوسوم‌های رگه‌ای (Droop and Moazzen, 2007) که همان‌طور که در جدول ۱ آمده است ترکیب بخش‌های لوکوسومی موید ترکیبات توانلثی بوده که این خود شاهدهی دیگر بر ذوب بخشی است. (۴) میگماتیت‌زایی ایزوشیمیایی در سیستم بسته (Olsen, 1983) و نزدیکی ترکیبات نئوسوم و مزوسوم به ترکیبات ذوب مینیم (Winkler and Breitbart, 1978) و با انجام محاسبات تعادل جرم میگماتیت‌ها و رد شدن احتمال منشأ متاسوماتیسم و منشأ تزریقی (Mehnert, 1968; Milard et al., 2001) (Mehnert and Busch, 1982) ثابت می‌شود. محاسبات تعادل جرم در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز نشان می‌دهد که میگماتیت‌های مورد مطالعه در یک سیستم بسته تشکیل شده‌اند. به عبارت دیگر قرارگیری میگماتیت‌ها در سیستم بسته گویای منشأ ذوب بخشی بوده و هرگونه منشأ متاسوماتیسم و تزریق مذاب را رد می‌کند. بر اساس محاسبات تعادل جرم ترکیبات لوکوسومی، ملانوسومی و مزوسوم در یک خط قرار می‌گیرند. (۵) با مشاهده دیاگرام‌های متغیره در شکل‌های ۴ و ۵ متوجه روند خطی ترکیبات شیمیایی اجزای لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در میگماتیت‌های قره‌ناز می‌شویم که این خود نشان‌دهنده منشأ ذوب بخشی می‌باشد.

۶- ژئوشیمی میگماتیت‌های قره‌ناز

ترکیب شیمیایی اجزای میگماتیتهی با روش XRF در میگماتیت‌های لایه‌ای برای ۳ نمونه مزوسوم، ۳ نمونه ملانوسوم و ۲ نمونه لوکوسوم تعیین شد (جدول ۲). ترکیب شیمیایی بخش‌های مختلف لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در دو نمونه ۲۹ و ۱-۲۹ با استفاده از برنامه GCD-kit محاسبه و ترکیبات شیمیایی نورماتیو CIPW اجزای میگماتیتهی مشخص شد (جدول ۲).

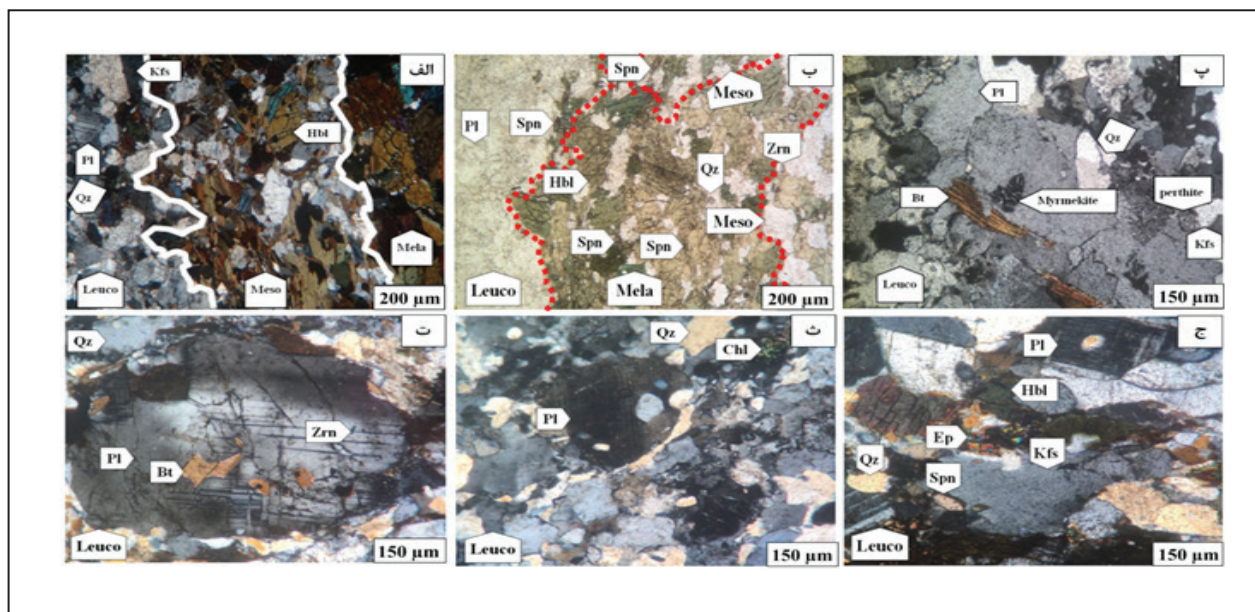
کوارتز بی‌شکل به صورت بین‌دانه‌ای (interstitial) فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده است (شکل ۳-پ). ظهور کوارتز بی‌شکل و بین‌دانه‌ای در بخش لوکوسوم شاهدهی بر ذوب بخشی می‌باشد (Pattison and Harte, 1988) (شکل ۳-ت). همان‌طور که در شکل ۳-ث مشاهده می‌شود وجود بافت interstitial-xenomorphic در کوارتز شکل‌گودی‌های (فضاهای باقیمانده) باقیمانده از ذوب را نشان می‌دهد و دال بر تبلور از مذاب در مراحل نهایی ماگمایی، بعد از تبلور بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشد. این ویژگی بافتی در میگماتیت‌ها منشأ آتاکسی آن‌ها را نشان می‌دهد (Powell and Downes 1990; Waters and Wales, 1984). (۵) بافت لوکوسوم‌ها با تبلور از مذاب و سنگ‌های آذرین مطابق بوده (Vernon and Collins, 1988) (شکل ۳-ث) در حالی که بافت مزوسوم‌ها با تبلور در حالت جامد در طی دگرگونی مرتبط می‌باشد (Ashworth, 1985) (شکل ۳-الف). (۶) توسعه لوکوسوم‌ها و درجات ذوب بخشی متأثر از ترکیبات مختلف لایه‌های اولیه و منشاهای متفاوت و نداشتن جهت‌یافتگی خاص در کانی‌های میگماتیت‌ها خصوصاً لوکوسوم‌ها (Ashworth, 1985) (شکل ۳-ث). (۷) همچنین وجود بافت‌های گرانولار، میرمکت، پرتیت و همچنین تشکیل ماکل پلی‌سنتیک و زونینگ در پلاژیوکلاز همگی از نشانه‌های ذوب بخشی می‌باشد (شکل‌های ۳-پ، ث و ج).

۵-۲. شواهد ساختی میگماتیت‌های قره‌ناز

۱) ساختارهای شلیرن (Brown, 1994; Barr, 1985)، ساختارهای استروماتیک با آثار مهاجرت مذاب (Vernon et al., 1990; Brown, 1994)، ساختار نوبلیتیک یا ابری (Mehnert, 1968; Brown, 1994) و دیکتیونیتیک (McLellan, 1988)، ساختارهای لکه‌ای (Patchy) و رگه‌ای (Droop and Moazzen, 2007) که در نتیجه لکه‌ها و لایه‌های کوارتز و فلدسپاری و همچنین عدم ارتباط این لایه‌ها با توده‌های نفوذی اطراف میگماتیت‌ها (شکل ۲-ب). (۲) عدم ارتباط میگماتیت‌ها به توده‌های بلافضل و منطقه‌ای (Moazzen and Hajialioghli, 2008). (۳) لوکوسوم غنی از کوارتز و فلدسپار با حاشیه‌های غنی از کانی‌های فرومنیزین و گاه فاقد آن‌ها و فولیاسیون موازی لوکوسوم نشانگر یک فاز متحرک (Droop and Moazzen, 2007) (شکل ۲-ج). (۴) شکل‌گیری موضعی و کوچک مقیاس بخش‌های کوارتز-فلدسپاتی (لوکوسوم) (شکل ۲-پ) و وجود قطعات سخت مزوسوم به صورت شناور در زمینه هموزن (Moazzen and Hajialioghli, 2008) (شکل ۲-ت). (۵) لایه‌بندی لوکوسوم و یانوسوم در میگماتیت‌های متاکسیست (شکل ۲-ج) (Moazzen and Hajialioghli, 2008) همراه با مشاهده شواهد مهاجرت یا جمع‌شدگی زیر لایه‌های متحرک اعضای لوکوسومی و شکل حوضچه‌ای این اعضا (Tanner, 1999) (شکل ۲-ث). (۶) قطع‌شدگی سنگ اولیه توسط لوکوسوم، انحراف موضعی لایه‌ها و وجود شکستگی‌ها و پرشدگی آن‌ها (Droop and Moazzen, 2007) نیز به به عنوان شواهد ذوب بخشی در نظر گرفته می‌شوند.

۵-۳. شواهد کانی‌شناسی میگماتیت‌های قره‌ناز

۱) مقادیر بالای پلاژیوکلاز، کوارتز و مقادیر کم فلدسپار پتاسیم و کانی‌های تیره هورنبلند و ($\pm$) بیوتیت در لوکوسوم (شکل‌های ۳-پ و ج)، (۲) حضور پلاژیوکلاز زونینگ‌دار در لوکوسوم (Ashworth and McLellan, 1985) (شکل ۳-ث). توسعه لوکوسوم‌های کوارتز-فلدسپاتی درشت‌دانه به عنوان شروع میگماتیت‌زایی و وجود بلوک‌های پلاژیوکلاز، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (Droop and Moazzen, 2007) (شکل‌های ۳-الف و پ). دانه‌های کوارتز که پرکننده فضای بین کانی‌ها می‌باشد (Droop and Moazzen, 2007) (شکل ۳-ت). (۳) تشکیل هورنبلند به عنوان نتیجه ذوب اولیه و نه عامل ذوب (خصوصاً در پروتولیت‌های متابازیکی) (Johannes, 1988) (شکل ۳-ب). (۴) بخش ملانوسوم فقیر از کوارتز و پلاژیوکلاز بوده و بیش از نیمی از آن از کانی‌های مافیک تشکیل شده است (شکل‌های ۳-الف و ب). حضور هورنبلند



شکل ۳- پتروگرافی میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز. الف و ب) نمایش بخش‌های مختلف لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در میگماتیت لایه‌ای. بخش مزوسوم فولیاسیون آمفیبولیتی را نشان می‌دهد، XPL و PPL؛ پ) اجتماعی از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت، تشکیل بافت میرمیکت و پرتیت در بخش لوکوسوم، XPL؛ ت) بلور درشت پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در لوکوسوم و تشکیل بافت پونی کلنیتیک در پلاژیوکلاز که دارای اینکلوزن‌های زیرکن و بیوتیت می‌باشد، XPL؛ ث) بافت گرانولار در بخش لوکوسومی، وجود اینکلوزن‌های کوارتز داخل پلاژیوکلاز که خود از شواهد ذوب بخشی می‌باشد، XPL؛ ج) وجود کوارتزهای بی‌شکل و پرکننده فضای بین پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در بخش‌های لوکوسومی که خود گویای ذوب بخشی است، XPL. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی XRF ترکیب لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌های قره‌ناز.

Oxides%Wt	Meso.H29	Meso.H 29-1	Meso. H29-2	Mela.H 29	1-Mela.H 29	Mela. H29-2	Leuco.H29-1	Leuco. H29-2
SiO ₂	۴۹/۶۱	۴۸/۸۲	۴۷/۸۸	۴۴/۲۱	۴۱/۸۴	۴۶/۳۷	۵۴/۸۸	۶۴/۱۸
TiO ₂	۱/۱۶	۱/۲۴	۱/۷۵	۱/۹۴	۱/۸۳	۱/۳۰	۰/۵۲	۰/۶۱
Al ₂ O ₃	۱۷/۶۲	۱۸/۸۶	۱۸/۹۶	۱۳/۴۴	۱۲/۹۲	۱۴/۹۴	۲۴/۳۰	۱۷/۶۴
Fe ₂ O ₃ * total	۱۱/۹۲	۱۱/۱۲	۱۱/۳۹	۱۸/۱۳	۱۸/۴۰	۱۴/۳۸	۳/۵۵	۳/۷۵
MnO	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۳۶	۰/۴۹	۰/۳۴	۰/۰۸	۰/۰۸
CaO	۹/۲۱	۱۰/۵۱	۸/۴۳	۱۰/۶۱	۱۱/۸۶	۱۰/۶۰	۸/۹۸	۶/۷۵
MgO	۵/۲۰	۵/۵۰	۵/۵۳	۸/۱۲	۹/۴۷	۸/۱۶	۱/۴۷	۱/۸۵
Na ₂ O	۴/۱۷	۳/۴۴	۳/۱۶	۲/۲۲	۱/۶۳	۲/۱۷	۵/۵۸	۴/۲۰
K ₂ O	۰/۶۰	۰/۷۱	۲/۳۶	۰/۷۶	۰/۸۵	۱/۴۳	۰/۳۹	۰/۷۶
P ₂ O ₅	۰/۲۰	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۷۴	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۱۸
Total	۹۹/۹۲	۱۰۰/۹۰	۹۹/۹۸	۱۰۰/۱۲	۹۹/۹۳	۹۹/۹۹	۹۹/۹۵	۹۹/۷۵
Mg/Mg+Fe	۵۰/۴	۵۳/۶	۵۳/۱	۵۱/۱	۵۴/۵	۵۷/۰	۴۹/۱	۵۳/۵
A/CNK %molar	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۸۲	۰/۵۷	۰/۵۱	۰/۸۲	۰/۹۴	۰/۸۸

*Meso: Mesosome, Mela: Melanosome, Leuco: Leucosome; Fe: total as Fe₂O₃

جدول ۲- محاسبه نرم CIPW کانی‌ها، این محاسبات در برنامه GCDkit انجام شده است.

% CIPW Norm	Meso.H 29	Meso.H 29-1	Mela. H 29	Mela.H 29-1	Leuco.H 29-1
Qz	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۴
Or	۳/۵۵	۴/۲۱	۴/۵۲	۵/۰۳	۲/۳۳
Ab	۳۵/۳۴	۲۹/۱۶	۱۸/۷۹	۱۳/۷۹	۴۷/۲۲
An	۲۷/۵۶	۳۳/۹۰	۲۴/۴۷	۲۵/۴۲	۴۰/۱۰
Di	۱۱/۷۲	۱۱/۷۵	۱۷/۷۹	۲۲/۸۱	۲/۲۹
Hyp	۴/۱۴	۵/۷۹	۱۰/۶۹	۲/۲۸	۲/۶۰
Ol	۲/۳۷	۱/۷۴	۰/۹۱	۷/۵۳	۰/۰۰
Mag	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ilm	۰/۵۰	۰/۶۴	۰/۷۷	۱/۰۵	۰/۱۹
Hem	۱۱/۹۳	۱۱/۱۲	۱۸/۱۳	۱۸/۴۰	۳/۵۵
Ttn	۲/۲۱	۲/۲۲	۳/۷۷	۲/۹۰	۱/۰۶
Total	۹۹/۳۰	۱۰۰/۵۳	۹۹/۸۲	۹۹/۲۱	۹۹/۷۸

۶-۱. مزوسوم

می‌رسد واکنش‌های ذوب آب‌زدا در میگماتیت‌های قره‌ناز در شرایط اکتیویتی پائین H_2O تشکیل شده‌اند و منشأ آب در ذوب بخشی از شکست کانی‌های آب‌دار هورنبلند و کمتر بیوتیت در شرایط سوپرسالیدوس تامین شده است.

۷- محاسبات تعادل جرم (Mass balance)

اگر در یک سیستم بسته میگماتی، لوکوسوم و ملانوسوم از مزوسوم مجاور خود تشکیل شده باشد در این صورت ترکیب لوکوسوم به علاوه ملانوسوم باید بدون هیچ گونه تغییر شیمیایی به استثناء برای ترکیبات سیال مانند H_2O و CO_2 و گازهای فرار، مساوی ترکیب مزوسوم باشد (Mehner et al., 1982; Olsen, 1977). معادله تعادل جرم در سیستم بسته میگماتیت‌ها به صورت $Mesosome = leucosome + melanosome$ تعریف شده است (Mehner et al., 1982; Olsen, 1977). شکل‌های ۴ و ۵ دیگرام‌های متغیره برای اجزای لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در میگماتیت‌ها با ساختار استروماتیک در منطقه قره‌ناز را نشان می‌دهد که براساس درصد اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (جدول ۱) برای نمونه‌های ۲۹ و ۱-۲۹ رسم شده است (مقادیر لوکوسوم در نمونه ۲۹ از طریق داده‌های مزوسوم و ملانوسوم که در جدول ۱ آورده شده محاسبه شده است).

روند خطی ترکیب لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم بر روی دیگرام‌های متغیره در شکل‌های ۴ و ۵ دال بر منشأ ذوب بخشی آن‌ها می‌باشد (Mehner et al., 1982; Milard et al., 2001). شکستگی جزئی خطوط در نمودارهای Na_2O و K_2O در مقابل سیلیس در نمونه ۱-۲۹ احتمالاً می‌تواند در رابطه با ترکیب سیالات در طی میگماتیت‌زایی باشد (شکل ۵). درصد ذوب بخشی در میگماتیت‌های مورد مطالعه با ساختار استروماتیک بر اساس نسبت $Leucosome/Leucosome + Melanosome$ از روی نمودارهای مثلی اکسید عناصر برای هر یک از نمونه‌های ۲۹ و ۱-۲۹ تعیین شده است (در نمونه ۲۹ مقادیر لوکوسوم محاسباتی از طریق داده‌های مزوسوم و ملانوسوم جدول ۱ بدست آمده است). (شکل ۶-الف، ب).

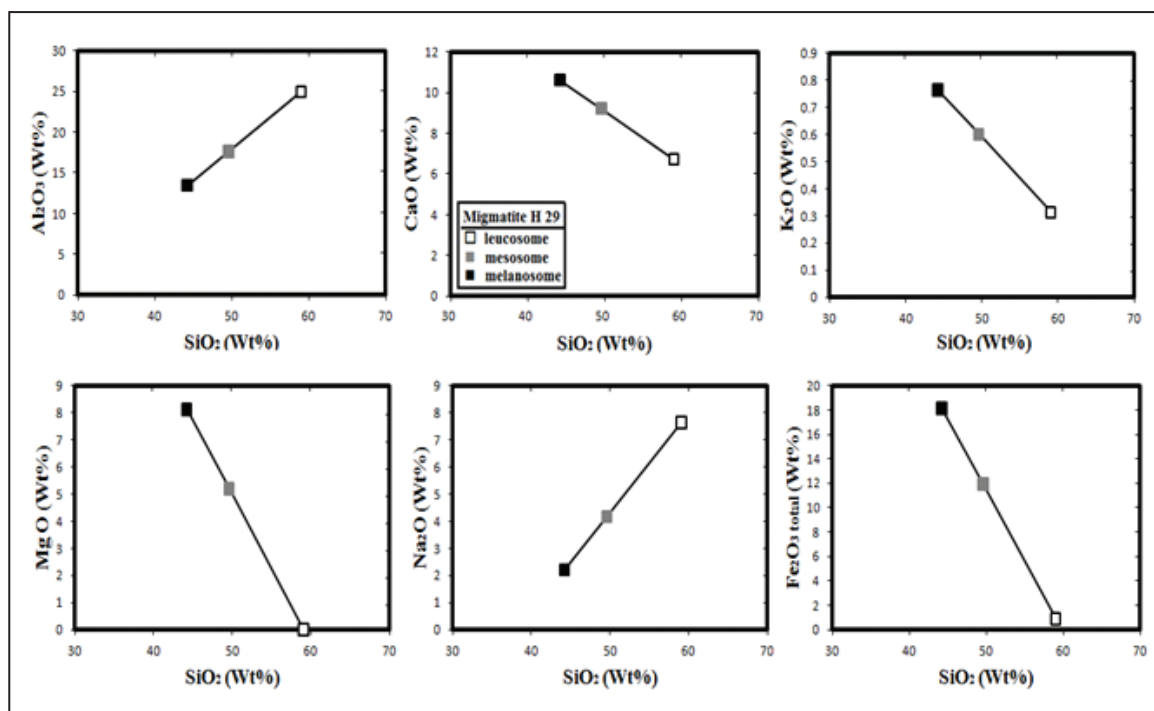
ترکیب شیمیایی مزوسوم براساس اکسید عناصر اصلی در نمودار Irvine and Baragar (1971) در محدوده کالک-آلکانل بوده و نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط همگرا می‌باشد. ضریب اشباع از آلومینیوم در مزوسوم $[A/CNK = Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)]$ به صورت میانگین ۰/۷۵ می‌باشد که در مقایسه با مقادیر آن در لوکوسوم و ملانوسوم مقدار متوسطی می‌باشد. مقدار عدد منیزیم $[Mg\# = MgO / (MgO + FeO)]$ در مزوسوم به صورت میانگین ۵۲/۴۸ است (جدول ۱).

۶-۲. ملانوسوم

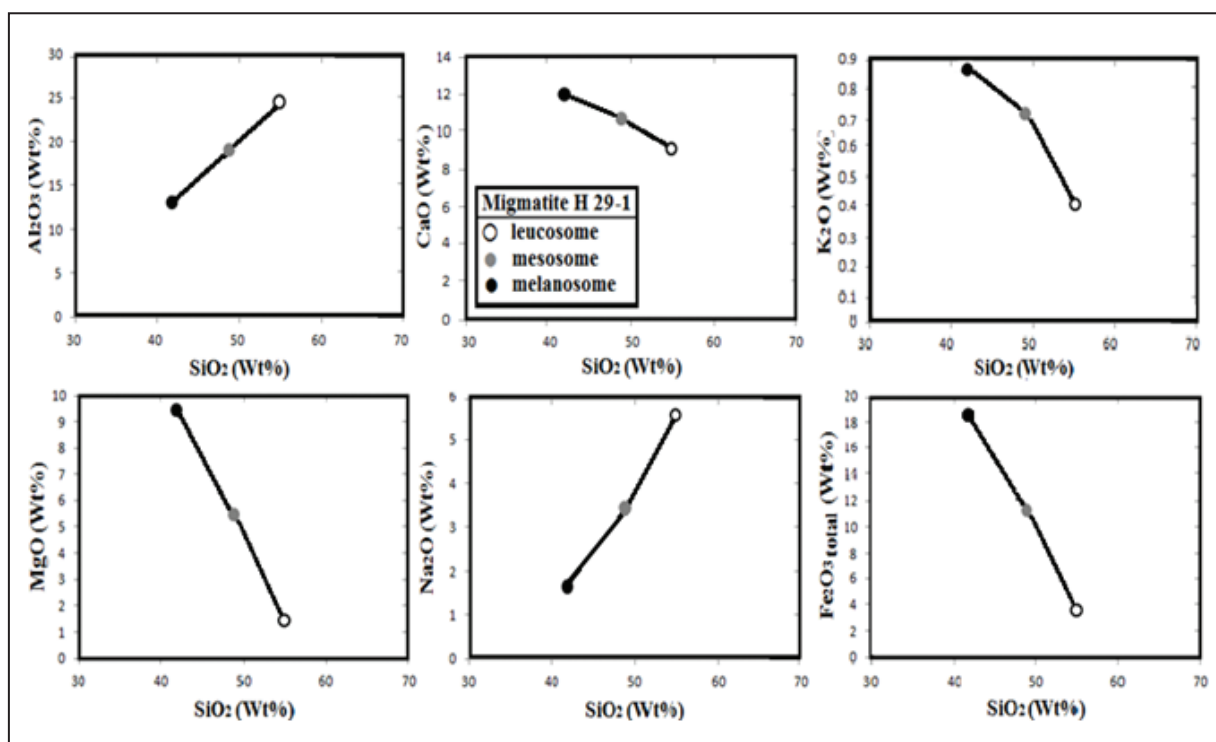
مقدار عدد منیزیم $[Mg\# = MgO / (MgO + FeO)]$ در ملانوسوم به صورت میانگین ۵۴/۲ بوده که این مقدار در مقایسه با مقدار عدد منیزیم در مزوسوم بیشتر می‌باشد. ملانوسوم از عناصر Al_2O_3 ، SiO_2 و Na_2O تهی شده اما نسبت به مقادیر CaO ، MgO و Fe_2O_{3Total} غنی می‌باشد، تهی‌شدگی عناصر SiO_2 و Na_2O می‌تواند در رابطه با تشکیل آن از منشأ ذوب بخشی باشد. کانی‌های نورم کوارتز، سیلیمانیت و کروندوم در ملانوسوم حضور ندارند (جدول ۲).

۶-۳. لوکوسوم

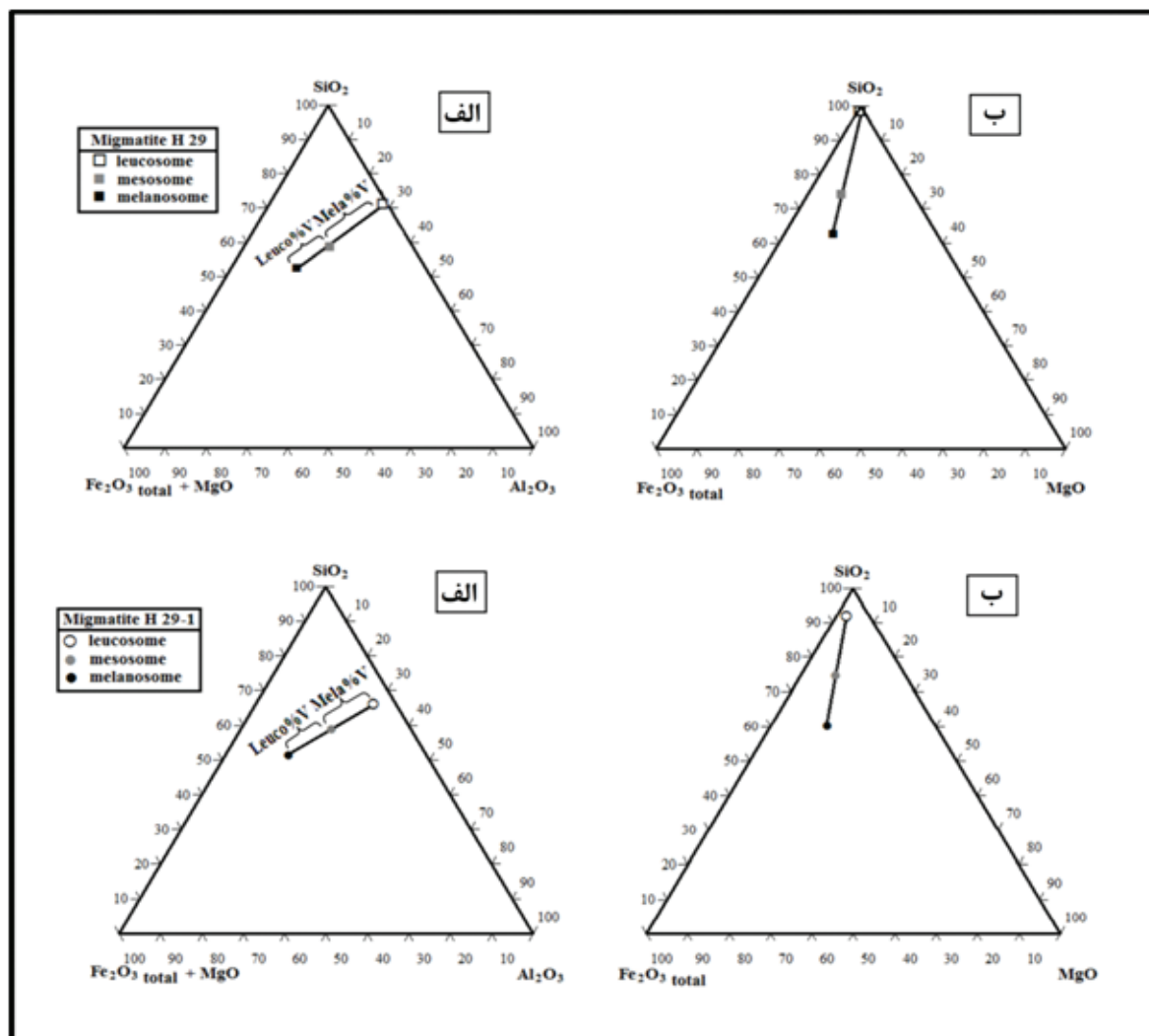
ترکیب لوکوسوم در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) در محدوده metaluminous واقع می‌شود. ترکیب متآلومینوس برای لوکوسوم‌ها می‌تواند در رابطه با تشکیل آن از شکست هورنبلند باشد (Helz, 1973; MacRae and Nesbitt, 1980). نمودار Chappel and White (1974) ترکیب Itype را برای مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت نشان می‌دهد، تهی‌شدگی بیشتر K_2O در لوکوسوم نسبت به ملانوسوم شکست بیوتیت توسط واکنش‌های ذوب آب‌زدا را پیشنهاد می‌کند (جدول ۱). ترکیب لوکوسوم غنی از Na_2O ، SiO_2 و Al_2O_3 بوده و مقادیر CaO ، MgO ، Fe_2O_{3Total} و K_2O در آن پائین می‌باشد. تهی‌شدگی کمتر K_2O در ملانوسوم نسبت به لوکوسوم به علت ذوب آب‌زدا هورنبلند و باقی ماندن بیوتیت (FeO ، MgO و K_2O) در ملانوسوم می‌باشد (جدول ۲). تقدم و یا تاخر ذوب آب‌زدا هورنبلند و بیوتیت، تابعی از فشار دگرگونی می‌باشد، در $P < 8$ Kbar بیوتیت زودتر از هورنبلند ذوب می‌شود در صورتی که برعکس در $P > 8$ Kbar هورنبلند زودتر از بیوتیت وارد واکنش‌های ذوب می‌شود (Pattison et al., 2003). به نظر



شکل ۴- ترکیب شیمیایی اجزای میگماتیته لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در نمونه ۲۹ بر روی دیاگرام‌های متغیره. روند خطی ترکیب لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم منشأ، ذوب بخشی میگماتیته‌ها را نشان می‌دهد (لوکوسوم نمونه ۲۹ به صورت محاسباتی به روش تعادل جرمی در جدول ۲ به دست آمده است).



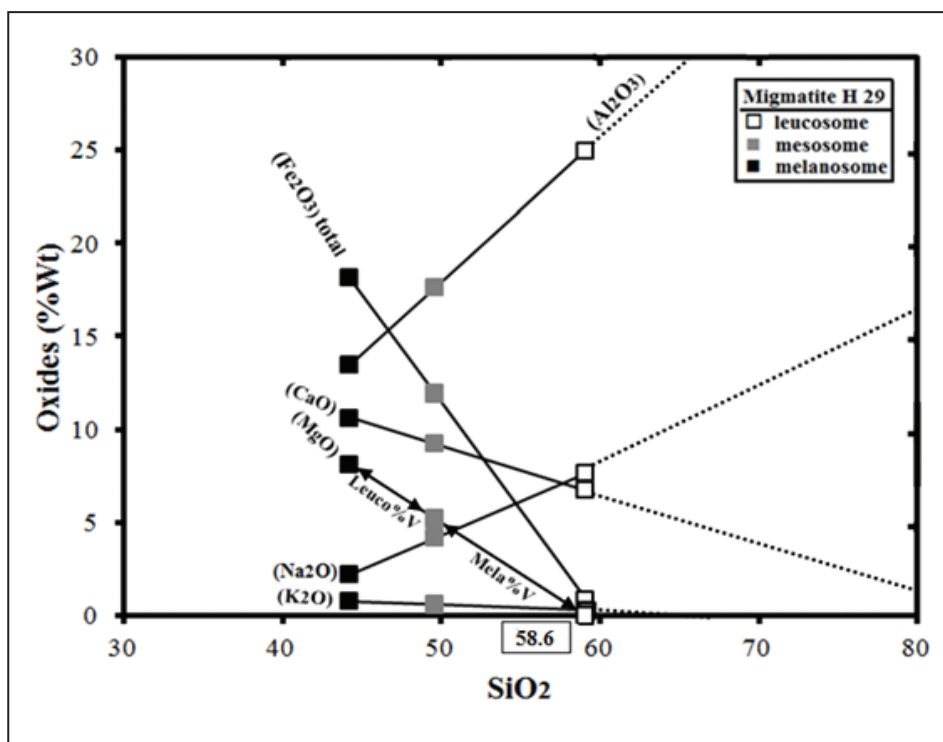
شکل ۵- نمایش ترکیب شیمیایی بخش‌های مختلف میگماتیته (لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم) در نمونه ۲۹-۱ بر روی دیاگرام‌های متغیره. روند خطی اجزای میگماتیته منشأ ذوب بخشی را نشان می‌دهد، شکستگی جزئی خطوط در نمودارهای Na₂O و K₂O در مقابل سیلیس در نمونه ۲۹-۱ نیز نشان‌دهنده تاثیر سیالات در برخی میگماتیته‌های منطقه که طی ذوب بخشی تشکیل شده‌اند می‌باشد.



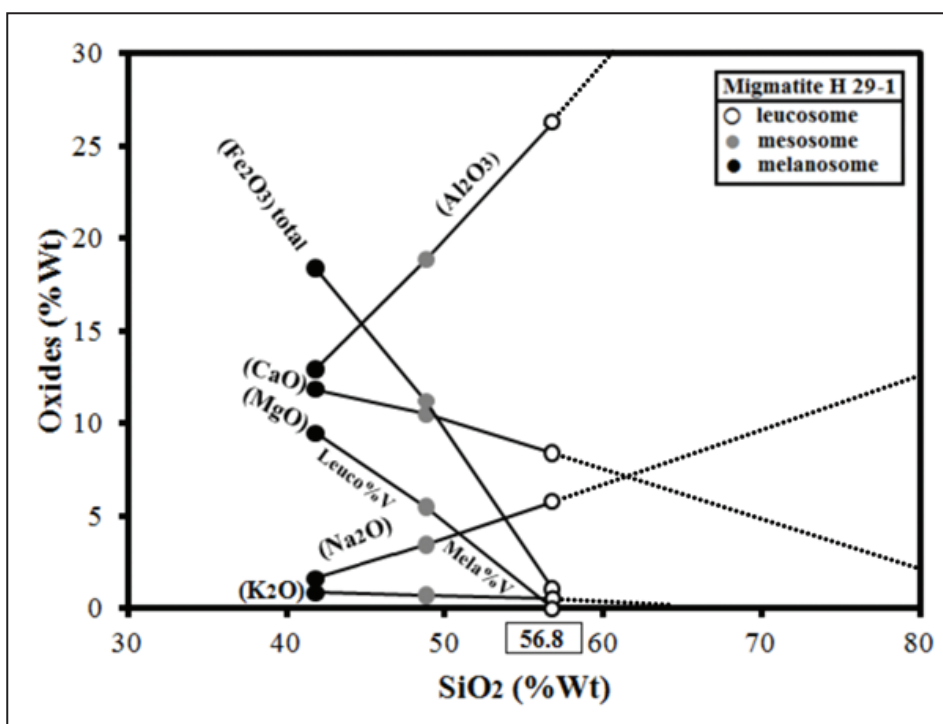
شکل ۶- ترکیب سنگ کل لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم میگماتیت‌های قره‌ناز. الف) دیاگرام (SiO_2 و Al_2O_3 ، Fe_2O_3 total + MgO)؛ ب) دیاگرام (SiO_2 ، Fe_2O_3 total و MgO). فلش‌های روی نمودارهای ۲۹ و ۲۹-۱، یک سیستم بسته میگماتیتهی با درصد ذوب بخشی $\text{vLeuco}/\text{vLeuco} + \text{vMela} = 34.3\%$ برای نمونه ۲۹ و $\text{vLeuco}/\text{vLeuco} + \text{vMela} = 43.6\%$ برای نمونه ۲۹-۱ نشان می‌دهند. (در نمونه ۲۹ مقادیر لوکوسوم محاسباتی از طریق جدول ۲ قرار داده شده است).

SiO_2 محور افقی را قطع می‌کند (شکل ۷) که در نمونه ۲۹ ($\text{MgO} = 0.64$)، درصد حجمی ملانوسوم و در نتیجه مقادیر واقعی سایر عناصر اکسیدی در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز محاسبه می‌شود (جدول ۳). ترکیب لوکوسوم و درصد ذوب بخشی در نمونه ۲۹ ($F \approx 36.5\%$)، با کم کردن ترکیب مزوسوم از ترکیب ملانوسوم ($\text{leucosome} = \text{mesosome} - \text{melanosome}$) محاسبه شد (جدول ۳). روند خطی ترکیب شیمیایی اجزای میگماتیتهی در میگماتیت‌های مورد مطالعه در منطقه قره‌ناز (جدول ۳)، بر روی دیاگرام‌های متغیره شکل‌های ۷ و ۸ تشکیل میگماتیت‌های قره‌ناز از ذوب بخشی آمفیبولیت با درصد‌های ذوب بخشی متفاوت برای هر یک از نمونه‌های ۲۹ و ۲۹-۱ به صورت زیر در منطقه قره‌ناز راتایید می‌کند (شکل ۷ و ۸). بنابراین به نظر می‌رسد مقادیر ذوب بخشی متفاوت در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز با احتمالاً مرتبط با شرایط ترمودینامیکی متفاوت، ترکیب و جریان سیال و یا میزان واتنش در زون‌های برشی (Sawyer, 1996) بوده که باعث خروج مذاب از ناحیه ذوب و تشکیل ساختارهای میگماتیتهی متفاوت در نتیجه تشکیل مذاب با درصد حجمی بالاتر شده است. روند NW-SE اغلب میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز، در امتداد زون‌های برشی، تاثیر فاکتور دوم در میزان ذوب متفاوت و بیشتر منطقه قره‌ناز را تایید می‌کند.

این نمودارها منشأ ذوب بخشی و درصد ذوب بخشی میگماتیت‌های قره‌ناز را تایید می‌کنند (شکل‌های ۶- الف و ب). همان‌طور که در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است با مشخص کردن عنصر اکسیدی که محور SiO_2 را در مقادیر کمتر قطع کند (MgO در میگماتیت‌های مورد مطالعه)، مطابق جدول ۱ مقدار MgO در ملانوسوم را نسبت به مزوسوم نرمالایز کرده و با کم کردن ترکیب سنگ اولیه (مزوسوم) از مقادیر نرمالایز شده ملانوسوم، ترکیب لوکوسوم برای نمونه ۲۹ و ۲۹-۱ محاسبه می‌شود (جدول ۱). جدول ۳ مقایسه ترکیب لوکوسوم محاسبه شده به روش تعادل جرمی برای نمونه ۲۹-۱ را با مقادیر ترکیب لوکوسوم به دست آمده از طریق تجزیه شیمیایی را نشان می‌دهد. محاسبات تعادل جرمی برای میگماتیت‌های قره‌ناز در نمونه ۲۹، $\text{V} + 21/4 \% \text{V Leuco}$ ، $\text{V} + 24/6 \% \text{V Leuco}$ و در نمونه ۲۹-۱، $49/6 \% \text{V Meso} = 2/28 \text{ Mela}$ و $48/8 \% \text{V Meso} = 24/2 \text{ Mela}$ (جدول ۳)، نشان می‌دهد که ترکیب شیمی لوکوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌ها از ذوب بخشی مزوسوم با درصد ذوب بخشی‌های متفاوت تشکیل شده است. محاسبات تعادل جرمی در نمونه ۲۹، با هدف تعیین ترکیب لوکوسوم احتمالی و در نهایت به منظور تعیین ترکیب احتمالی مذاب و درصد ذوب بخشی در این سنگ انجام شد. با مشخص شدن مقدار MgO (که در مقادیر کمتر



شکل ۷- دیاگرام اکسید عناصر در مقابل SiO₂ برای ترکیب لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز در نمونه ۲۹. روند خطی لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم، تشکیل ملانوسوم و لوکوسوم از ذوب بخشی مزوسوم با درصد ذوب بخشی $\%v\text{Leuco}/\%v\text{Leuco}+\%v\text{Mela}=34.8\%$ را نشان می‌دهد.



شکل ۸- نمایش اکسید عناصر در مقابل SiO₂ برای اجزای مختلف میگماتیتی در منطقه قره‌ناز برای نمونه ۲۹-۱. روند خطی لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم، تشکیل ملانوسوم و لوکوسوم از ذوب بخشی مزوسوم با درصد ذوب بخشی $\%v\text{Leuco}/\%v\text{Leuco}+\%v\text{Mela}=44.4\%$ را نشان می‌دهد.

جدول ۳- محاسبات تعادل جرمی میگماتیت‌های قره‌ناز.

Rock Types	Oxides%										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{total}	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Mesosome (Protolith) H. 29	۴۹/۶۱	۱/۱۶	۱۷/۶۲	۱۱/۹۲	۰/۲۳	۹/۲۱	۵/۲۰	۴/۱۷	۰/۶۰	۰/۲۰	۹۹/۹۲
Melanosome (restite) H. 29	۴۴/۲۱	۱/۹۴	۱۳/۴۴	۱۸/۱۴	۰/۳۶	۱۰/۶۱	۸/۱۲	۷/۲۲	۰/۷۶	۰/۳۳	۱۰۰/۱۲
Melanosome (Calculated) H. 29	۷۸/۲	۱/۲	۸/۶	۱۱/۶	۰/۲	۶/۷	۵/۲	۱/۴	۰/۴	۰/۲	۶۳/۷
	۴۴/۲	۱/۸	۱۳/۵	۱۸/۲	۰/۳	۱۰/۵	۸/۱	۷/۲	۰/۶	۰/۳	۹۹/۶
Leucosome (Calculated) H. 29	۲۱/۴	۰/۰۴	۹/۰	۰/۳	۰/۰۳	۷/۵	۰	۷/۷	۰/۲	۰/۰۰۳	۳۶/۵
	۵۸/۶	۰/۱	۲۴/۶	۰/۸	۰/۰۸	۶/۸	۰	۷/۳	۰/۵	۰/۰۰۸	۹۸/۷
Mesosome (Protolith) H. 29-1	۴۸/۸۲	۱/۲۴	۱۸/۸۶	۱۱/۱۲	۰/۲۹	۱۰/۵۱	۵/۵۰	۳/۴۴	۰/۷۱	۰/۴۱	۱۰۰/۹۰
Melanosome (restite) H. 29-1	۴۱/۸۴	۱/۷۳	۱۲/۹۲	۱۸/۴۰	۰/۴۹	۱۱/۸۶	۹/۴۷	۱/۶۳	۰/۸۵	۰/۲۴	۹۹/۹۳
Melanosome (Calculated) H. 29-1	۷۴/۲	۱/۰	۷/۴	۱۰/۶	۰/۲	۶/۸	۵/۵	۰/۹	۰/۴	۰/۴	۵۷/۴
	۴۲/۱	۱/۷	۱۲/۸	۱۸/۴	۰/۳	۱۱/۸	۹/۵	۱/۵	۰/۶	۰/۶	۹۹/۳
Leucosome (Calculated) H. 29-1	۲۴/۶	۰/۲	۱۱/۴	۰/۵	۰/۰۹	۳/۷	۰	۷/۵	۰/۳	۰/۰۱	۴۳/۳
	۵۶/۸	۰/۴	۲۶/۳	۱/۱	۰/۲	۸/۵	۰	۵/۷	۰/۶	۰/۰۲	۹۹/۶
Leucosome (XRF Analysis) H. 29-1	۵۴/۸	۰/۵۲	۲۴/۳۰	۳/۵۵	۰/۰۸	۸/۹۸	۱/۴۷	۵/۵۸	۰/۲۹	۰/۲۰	۹۹/۸۵

 Fe: total as Fe₂O₃*

۸- ارتباط میگماتیت‌های آناتکسی قره‌ناز و توده‌های گرانیتوئیدی منطقه؟

پاسخ به این سوال که آیا لوکوسوم ناشی از میگماتیت زایی شبه مذابی است که گرانیت‌ها را به وجود آورده‌اند یا نه موضوعی پیچیده و بحث‌برانگیزی می‌باشد (Nyström et al., 2003). محققین زیادی به ارتباط ژنتیک و خاستگاه بین توده‌های گرانیتوئیدی با توالی‌های میگماتیتی معتقدند (Mehnert, 1968; Ashworth, 1985; Brown, 1994; Sawyer, 1996 and 1998; Johnson et al., 2001; Marchildon and Brown, 2003; Tanner, 1999). میگماتیت‌های پوسته میانی تا بالایی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی سطوح پوسته‌ای بالا نشان می‌دهد که میگماتیت‌ها به عنوان یک زون تغذیه‌کننده

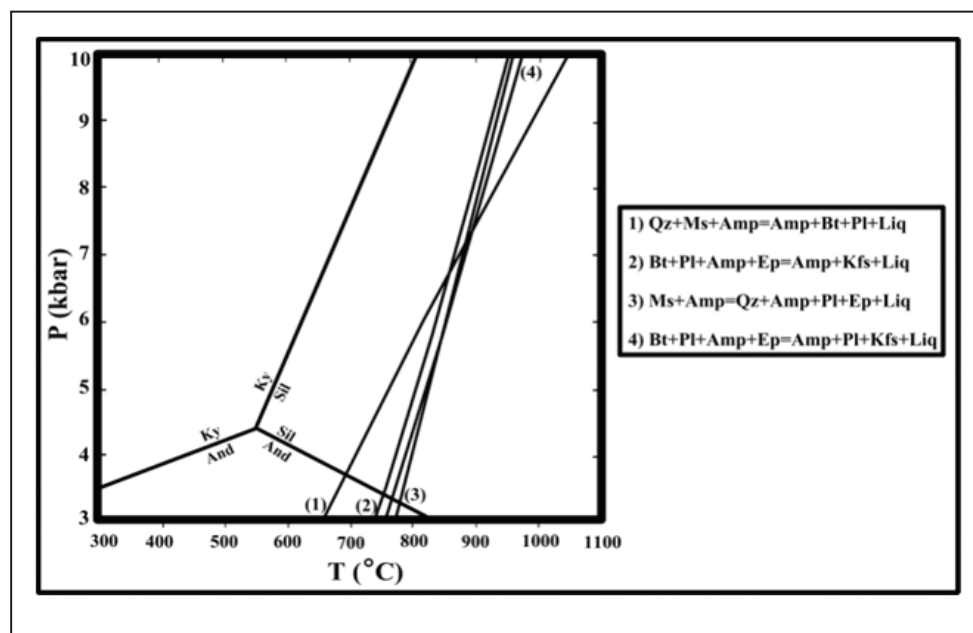
(Freeder Zone) برای توده‌های نفوذی عمل می‌کنند (Olsen et al., 2004). مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان‌دهنده وجود یک ذخیره کافی (پتانسیل مناسب و کافی) برای مهاجرت مذاب در حین تغییر شکل در نواحی با پوسته ضخیم می‌باشد (Barraud et al., 2004; Sawyer, 1999). درک چگونگی تشکیل مذاب، روند تحولات و حرکت آن در درک شکل‌گیری باتولیت‌های گرانودیوریتی پوسته میانی نیز مفید می‌باشد (Solar and Brown, 2001) و در واقع فرایندهای تشکیل، مهاجرت و پایان نهایی ذوب پوسته‌ای متأثر از فاکتورهای تکتونیکی است (Whitney et al., 2003; Vanderhaeghe and Teyssir, 2001). در واقع

برنامه ترمودینامیکی THERMOCALC (version 2.4), (1995 update) تعیین شد (Holland and Powell, 1985). محل تقاطع منحنی‌های تعادل چندگانه، درجه حرارت و فشار را مشخص می‌کند. با فرض این که تمام کانی‌های محلول جامد به صورت اعضای نهایی خالص باشند (یعنی اکتیویته واحد برای کانی‌ها در نظر گرفته شود) و با فرض اکتیویته آب پایین‌تر از ۱ (در حدود ۰/۹) رسم شد. در شکل ۹ واکنش‌های تجربی و ترمودینامیکی تعیین‌کننده شرایط پایداری P-T، برای مجموعه کانی‌های دارای Hbl و Bt رخساره‌های گرانولیتی را نشان داده شده است. سالدوس واکنش‌های ذوب دارای سیال ذوب فاقد سیال fluid-absent melting با $a_{H_2O} < 1$ (Huang and Wyllie, 1974) در نظر گرفته شده است. واکنش‌های ۱ تا ۴ همان‌گونه که بر روی نمودار P-T آمده است برای واکنش‌های ذوب فاقد سیال بیان شده است (شکل ۹). واکنش‌های ذوب آبزدا بیوتیت و هورنبلند مهم‌ترین واکنش‌های موثر در فرایند آناتکسی می‌باشند (Brown and Fyfe, 1970; Vielzeuf and Holloway, 1988; Thompson, 1990). تهی‌شدگی شدید K_2O در لوکوسوم میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز، احتمالاً دال بر ذوب آبزدا ی هورنبلند در مراحل نهایی ذوب بوده است (شکل ۹). واکنش‌های تعادلی فوق دماهای در حدود $850-870^\circ C$ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۶-۷ کیلو بار را برای ذوب میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز نشان می‌دهند (شکل ۹). همان‌گونه که در شکل ۹ آمده فازهای پری‌تکتیک شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت می‌باشد.

Bons et al. (2004) ارتباط ژنتیکی میگماتیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی بر مبنای مدل‌های تجمع مذاب بین مذاب‌های کوچک مقیاس با لوکوسوم با ساختارهای بزرگ مقیاس همانند باتولیت‌ها را نشان داده (Bons et al., 2004). به عقیده Brown (1994) در طی ذوب بخشی سنگهای پوسته ای، تمام مذاب نمی‌تواند از محل ذوب گریز پیدا کند بلکه بخشی از آن در محل منشأ باقی می‌ماند. داده‌های سنسنجی U-Pb زیرکن در لوکوسوم میگماتیت‌های مافیک قره‌ناز، زمان میگماتیت‌زایی در متابازیت‌ها را الیگوسن (حدود ۳۵ میلیون سال قبل) تعیین کرده است (Moazzen and Hajialioghli, 2008). توده‌های گرانیتوئیدی منسوب به الیگوسن که رخنمون آنها در رابطه با مجموعه دگرگونی‌های منطقه مشاهده می‌شود به لحاظ سن نسبی، ترکیب کانی‌شناسی (مودال و نورماتیو) و ژئوشیمیایی قابل مقایسه با بخش لوکوسوم میگماتیت‌های مافیک مورد مطالعه بوده که بر این اساس به نظر می‌رسد توده‌های گرانیتوئیدی منطقه احتمالاً مرتبط با میگماتیت‌های مافیک بوده و از منشأ ذوب بخشی سنگهای متابازیت تشکیل شده اند.، وجود داشته باشد.

۹- دما- فشارسنجی

حرارت و فشار نسبی سنگ‌های دگرگونی را می‌توان با استفاده از مجموعه کانی‌های دگرگونی (Harley, 1998; McDade and Harley 2001) و واکنش‌های تجربی ذوب (Greenfield et al., 1998; Spear et al., 1999) تعیین کرد. شرایط P-T در طی دگرگونی با استفاده از روش‌های زمین دما- فشارسنجی معمول و



شکل ۹- نمایش واکنش‌های ذوب آبزدا ی بیوتیت و هورنبلند بر روی نمودار P-T که با استفاده از برنامه THERMOCALC (version 2.4) رسم شده است. بر اساس منحنی‌های رسم شده دما در حدود $850-870^\circ C$ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۶-۷ کیلو بار تخمین زده شده است.

۱۰- نتیجه‌گیری

لوکوسوم، ملانوسوم و مزوسوم در راستای خطی مستقیم قرار می‌گیرند که این می‌تواند نشانه‌ای بر منشأ ذوب بخشی میگماتیت‌های مورد مطالعه باشد. بر اساس شواهد کانی‌شناسی و بافتی به نظر می‌رسد فرایند اصلی ذوب در شرایط پیک ذوب با حجم بالای مذاب و مجموعه کانی‌های تعادلی ملانوسوم و مزوسوم از

دگرگونی در منطقه قره‌ناز، سبب ذوب بخشی و تشکیل میگماتیت‌های مافیک در منطقه شده است. براساس شواهد ساختاری، کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی به نظر می‌رسد این میگماتیت‌ها در نتیجه فرایند ذوب بخشی تشکیل شده‌اند. بر اساس محاسبات تعادل جرمی در میگماتیت‌های قره‌ناز ترکیبات اجزای میگماتی

متاتکسیت و دیاتکسیت مورد مطالعه، شکستگی‌های ناشی از فشار تشکیل مذاب و استرین وابسته به فازهای تکتونیکی منطقه می‌باشد، هرچند لایه‌بندی ترکیبی و فولیاسیون آمفیبولیتی پروتولیت نیز در تشکیل ساختارهای لایه‌ای میگماتیت‌های متاتکسیت بی‌تاثیر نبوده است. دمای تشکیل این میگماتیت‌ها در حدود ۸۷۰-۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۶-۷ کیلو بار تعیین شده است.

نوع ذوب آبزدا فاز پرتیکتیک هورنبلند بوده است. درصد ذوب بخشی برای میگماتیت‌های مطالعه شده به روش تعادل جرمی در حدود $f \approx 36.5\%$ و $f \approx 43.6\%$ محاسبه شده است. تفاوت در درصدهای ذوب بخشی در میگماتیت‌های قره‌ناز با در نظر داشتن پروتولیت و شرایط P-T یکسان، ممکن است وابسته به روابط بین نرخ و خروج مذاب از ناحیه ذوب و به مقدار اندک وابسته به میزان واتنش در منطقه می‌باشد. مکانیسم اصلی در توزیع مذاب میگماتیت‌های

کتابنگاری

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱ - نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین شناسی ایران.
بخشی‌زاد، ف. و قربانی، ق.، ۱۳۹۴ - ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه زنجان - کتاب، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم (پاییز)، شماره ۹۷، ۳۷۴-۳۶۱ ص.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=264816>

References

- Ashworth, J. R. (Ed.), 1985- Migmatites. Blackie, Glasgow, 302p.
Ashworth, J. R. and Mclellan, E. L., 1985- Texture in migmatites, Blackie and Son, Glasgow, 180-203.
Barr, D., 1985- migmatites in the Miones. In: Ashworth, J. R., (ed), Migmatites Blackie and Son Ltd., Glosgow, 225-264.
Barraud, J., Gardien, V., Allemand, P. and Grandjean, P., 2004- Analogue models of melt-flow networks in folding migmatites. Journal of Structural Geology. 26(2): 307-324. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.06.002>.
Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18(2): 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
Bons, P. D., Arnold, J., Elbrg, M. A., Kalda, J., Soesoo, A. and Van Milligen, B. P., 2004- melt extraction and accumulation from partially molten rocks, Lithos. 78: 25-42. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.041>.
Brown, G. C. and Fyfe, W. S., 1970- The production of granitic melts during ultrametamorphism, Contributions to Mineralogy and Petrology, 28(4): 310-318. <https://doi.org/10.1007/BF00388953>.
Brown, M., 1994- The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens, Earth-Science Review, 36(1-2): 83-130. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90009-4).
Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173-174. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10018467068/>.
Droop, G. T. R. and Moazzen, M., 2007- Contact metamorphism and partial melting of Dalradian pelites and semipelites in the southern sector of the Etive aureole., Scottish Journal of Geol. 43(2): 155-179. <https://doi.org/10.1144/sjg43020155>.
Greenfield, J. E., Clarke, G. L. and White, R. W., 1998- A sequence of partial melting reactions at Mt Stafford, central Australia. Journal of Metamorphic Geology. 16(3): 363-378. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00141.x>.
Harley, S. L., 1998- On the occurrence and characterization of the ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: Treloar, P. J. and O'Brien, P. J. (eds.), What drives metamorphism and metamorphic reactions? Geological Society of London, Special. Publication, 138: 81-107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.138.01.06>.
Helz, R. T., 1973- Phase Relations of Basalts in their Melting Range at PH₂O = 5 kb as a Function of Oxygen Fugacity I: Part I. Mafic Phases, Journal of Petrology, 14(2): 139-193. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>.
Holland, T. J. B. and Powell, R., 1985- An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 2 Data and results. Journal of Metamorphic Geology, 3(4): 343-370. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00324.x>.
Huang, W. L. and Wyllie, P. J., 1974- Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system to 30 Kb and an outline of paragonite melting relations. Am. J. Sci. 274(4): 378-395. <http://resolver.caltech.edu/CaltechAUTHORS:20160127-135553125>.
Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth classification of the common volcanic rock. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5): 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
Johannes, W., 1983- On the origin of layered migmatites In: M. P. Atherton and C. D. Gribble (eds), Migmatites, melting and metamorphism. Shiva, Nantwich, 234-248.

- Johannes, W., 1988- What controls partial melting in migmatites? *Journal of Metamorphic Geology*, 6(4): 451-465. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00433.x>.
- Johanson, T. E., Hudson, N. F. C. and Droop, G. T. R., 2001- Melt segregation structure within the Inzie Head gneisses of the northeastern Dalradian, Scottish J. *Geology* 37(2): 59-72. <https://doi.org/10.1144/sjg37020059>.
- Kerrick, D. M., 1991- Overview of contact metamorphism. In: *Contact Metamorphism*, Kerrick, D.M. (ed.). Reviews in Mineralogy, 26, Mineralogical Society of America.
- MacRae, N. D. and Nesbitt, H. W., 1980- Partial melting of common metasedimentary rocks: A mass balance approach, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75(1): 21-26. <https://doi.org/10.1007/BF00371886>.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2).
- Marchildon, N. and Brown, M., 2003- Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain-to orogen-scale. *Tectonophysics*. 364(3): 215-235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00061-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00061-1).
- McDade, P. and Harley, S. L., 2001- A petrogenetic grid for aluminous granulite facies metapelites in KFMASH system. *J. Metamorph. Geol.* 19(1): 45-59. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2000.00296.x>.
- McLellan, E. L., 1988- Migmatite structures in the Central Gneiss complex, Boca de Quadra, Alaska, *Journal of Metamorph. Geology*, 6(4): 517-552. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00437.x>.
- McLellan, E. L., 1989- Sequential formation of subsolidus and anatectic migmatites in response to thermal evolution, eastern Scotland. *Journal of Geology*, 97(2): 165-182. <https://doi.org/10.1086/629292>.
- Mehnert, K. B. and Busch, W., 1982- The initial stage of migmatite formation. *Neues Jahrbuch, Mineralogie Abh.*, 145, 211-238.
- Mehnert, K. R., 1968- *Migmatites and the origin of granitic rocks*, Elsevier, Amsterdam, 400 p.
- Milard, I., Sawyer, E. W. Brown, M., 2001- Formation of diatexite migmatites and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: An example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42(3): 487-505. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.3.487>.
- Moazzen, M. and Hajialioghli, R., 2008- Zircon SHRIMP dating of mafic migmatites from NW Iran, Reporting the oldest rocks from the Iranian crust. 5th Annual Meeting AOGS, Busan, Korea SE62.
- Nyman, N. W., Pattison, D. R. M. and Ghen, E. D., 1995- Melt extraction during formation of K-feldspar + sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia. *J. Petrol* 36(2): 351-327. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.2.351>.
- Nyström, A. I., Kriegsman, L. M. and Ehlers, C., 2003- The granite-migmatite connection in SW Finland. Conference Proceeding, EGS - AGU - EUG Joint Assembly. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2003EAEJA....13337N>.
- Olsen, S. N., 1977- Origin of the Baltimore Gneiss migmatites at Piney creek, Maryland. *Bulletin of the Geological Society of America* 88(8): 1089-1101. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1089:OOTBGM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1089:OOTBGM>2.0.CO;2).
- Olsen, S. N., 1983- A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: *migmatites, melting and metamorphism*, Atherton, M. P. and Gribble, C. D. (eds.) Shiva Pub. Nantwich, 201-233.
- Olsen, S. N., Marsh, B. D. and Baumgartner, L. P., 2004- Modelling midcrustal migmatite terrains as feeder zones for granite plutons: the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95, 49-58. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000912>.
- Pattison, D. R. M. and Harte, B., 1988- Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3- kbar Ballachulish aureole", Scotland. *J. metamorph. Geol* 6(4): 475-494. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00435.x>.
- Pattison, D. R. M., Chacko, T., Farquhar, J. and Mcfarlane, C. R. M., 2003- Temperature of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, 44(5): 867-900. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.5.867>.
- Powell, R. and Downes, J., 1990- Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. In: *Ashworth, J. R. and Brown, M. (eds.), High - temperature metamorphism and crustal anatexis. The Mineralogical Society Series, vol 2. Springer, Dordrecht*, 105-123. https://doi.org/10.1007/978-94-015-3929-6_5.
- Sawyer, E. W., 1996- Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas, *Trans. Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*. 87(1-2): 85-94. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006507>.
- Sawyer, E. W., 1998- Formation and Evolution of granite magma during crustal Reworking: The significance of Diatexity, *Journal of Petrology*. 39(6): 1143-1167. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006507>.
- Sawyer, E. W., 1999- Criteria for the recognition of partial melting, *Physics and Chemistry of the Earth, part a-solid earth and geodesy*, 24(3): 269-279. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00029-0](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00029-0).

- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., J.Stern, R., Ghorbani, Gh. and Bakhshizad, F., 2016- Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments, *Lithos*, 240-243: 34-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.004>.
- Solar, G. A. and Brown, M., 2001- Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leu-cogranite in plutons. *Journal of Petrology* 42, 789–823.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. and Cheney, J. T., 1999- P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134(1): 17-32. <https://doi.org/10.1007/s004100050466>.
- Tanner, D. C. and Behrmann, J. H., 1997- Study of strain and partial melt transfer in a banded migmatite. *J.Struct.Geol.* 19(11): 1405-1417. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00066-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00066-7).
- Tanner, D. C., 1999- The scale-invariant nature of migmatite from the Oberpfalz, NE Bavaria and its significance for melt transport. *Tectonophysics*, 302(3-4): 297-305. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00286-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00286-8).
- Thompson, A. B., 1990- Heat, Fluids, and Melting in the Granulite Facies. In: Vielzeuf D., Vidal P. (eds) *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), Springer, Dordrecht, vol 311: 37-58. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2055-2_4.
- Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001- Partial melting and flow of orogens, *Tectonophysics*, 342, 451– 472, doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5.
- Vernon, R. H. and Collins, W. J., 1988- Igneous microstructures in migmatites, *Geology* 16(12): 1126-1129. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<1126:IMIM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<1126:IMIM>2.3.CO;2).
- Vernon, R. H., Clarke G. L. and Collins W. J., 1990- Local, mid-crustal granulite facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia. In: Ashworth J.R., Brown M. (eds) *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. The Mineralogical Society Series, Springer, Dordrecht, vol 2: , 221-237. https://doi.org/10.1007/978-94-015-3929-6_11.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988- Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the polytic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), 257–76. <https://doi.org/10.1007/BF00375178>.
- Waters, D. J. and Whales, C. J., 1984- Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(3): 269-275. <https://doi.org/10.1007/BF00380171>.
- Weinberg, R. F., 2005- Melt segregation structures in granitic plutons, *Geology*, 34(4): 305-308. <https://doi.org/10.1130/G22406.1>.
- White, R. W., Pomroy, N. E. and Powell, R. 2005- An insitu metatexite-diatexite transition in upper amphibole facies rockds from Broken hill, Ausrtalia, *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7): 579. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00597.x>.
- Whitney, D. L. and Evans, B. V., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist.*, Vol. 95(1):185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Kfayon, A., Ahamilton, M. and Heizler, M., 2003- Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Massif, Turkey. *Tectonophysics*, 376(1–2): 37-60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.009>.
- Winkler, H. G. F. and Breitbart, R., 1978- New aspects of granitic magmas. *Neues Jb .Miner.Mh*, 463-480. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10010348741/en/>.
- Winter, J., 2001- *An Introduction to igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. The Canadian Mineralogist, 39(5): 1503-1505. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.39.5.1503>.

Investigate the partial melting process in Hornblend bearing migmatites with Ghar-Naz, northwestern Iran

H. Ghorbani^{1*}, R. Hajialioghli² and M. Moazzen³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2019 September 11

Accepted: 2019 November 27

Abstract

The Ghareh naz migmatites were formed as a result of partial melting of amphibolites under granulite facies conditions. Structural, textural, mineralogical and geochemical evidence in the migmatites indicates their formation via partial melting during partial melting. The studied migmatites have a variety of structures including patchy, schollen, ophthalmitic, stromatic, diktyonitic, ptygmatic, phlebotic, schlieren, pegmatitoid and nebulitic. The presence of striated plagioclases and amorphous quartzes along with granular texture, myrmecite and peritite in the locosome parts as well as the presence of zoning, polysynthetic twin in the plagioclases indicate a partial melting role in the formation of migmatites. Based on mass balance calculations in the ghareh naz migmatites, the parts of the migmatite components of the locosome, melanosome, and mesosome are aligned in a straight line, indicating a partial melting source of the studied migmatites. The percentage of partial melting for the studied megmatites was calculated to be about 36.5% and 43.6%, respectively. The difference in partial melting percentages may depend on the relationship between the rate and melt outflow and to a small extent on the amount of melt in the region. The formation temperature of these migmatites is determined about 850-850 ° C and the pressure is about 6-7 kbar.

Keywords: Percentage of partial melting, Migmatite structures, Mass balance calculations, Leucosome, Mesosome, Melanosome, Ghareh naz migmatites.

For Persian Version see pages 25 to 38

*Corresponding author: H. Ghorbani; E-mail: haleh_ghorbani@tabrizu.ac.ir