

دما- فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساختی متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، باختر رشت)

صغری رزاقی^۱، محسن نصرآبادی^۲، کاظم قلی‌زاده^۳، زینب داوودی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

^۳ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۲۰

چکیده

مجموعه دگرگونی گشت در باختر رشت واقع است. سنگ‌های دگرگونی گشت رودخان بخشی از این مجموعه دگرگونی محسوب می‌شود. متاپلیت‌ها (شیست، گنیس و میگماتیت) مهم‌ترین واحد سنگی منطقه گشت رودخان هستند. کانی‌های شاخص شامل استارولیت، گارنت، سیلیمانیت و کینایت و کانی‌های سنگ‌ساز اصلی ملانوسوم عاری از مسکوویت میگماتیت‌ها، سیلیمانیت و بیوتیت هستند. در ملانوسوم بعضی از نمونه‌ها گارنت نیز وجود دارد. کانی‌های سنگ‌ساز لوکوسوم کوارتز، فلدسپارپتاسیم و پلاژیوکلاز، و کانی‌های فرعی لوکوسوم تورمالین، گارنت، مسکوویت و سیلیمانیت هستند. میانگین دما و فشار دگرگونی محاسبه شده، توسط نرم‌افزار ترموکالک و دما- فشارسنج‌های قراردادی برای نمونه‌های شیستی، گنیسی و میگماتیته به ترتیب ۸/۶ و ۶۳۰، ۶/۷ و ۶۵۰ و ۶/۳ کیلو بار و ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد است. پاراژن‌های کانی‌شناسی و گرادیان زمین‌گرمایی حاصل از محاسبات دما- فشارسنجی متاپلیت‌های گشت رودخان، با گرادیان دگرگونی نوع باروین یا کوهزایی مطابقت دارد. احتمالاً مجموعه گشت، بیانگر سنگ‌های دگرگونی اعماق متوسط پوسته‌ای جایگاه زمین‌ساختی برخوردی بین بلوک البرز و صفحه توران است که بر اثر واکنش ذوب آب‌زدایی مسکوویت، ذوب بخشی متاپلیت‌ها و تشکیل لوکوگرانیته‌های هم‌جوار روی داده است.

کلیدواژه‌ها: متاپلیت، میگماتیت، ذوب‌بخشی، لوکوگرانیته، دما- فشارسنجی، گشت رودخان.

* نویسنده مسئول: محسن نصرآبادی

E-mail: nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

بخش زیادی از پوسته زمین شامل سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل‌شده‌ای است که از فرایند کوهزایی منشأ گرفته‌اند. بررسی مسیر دما و فشار سنگ‌های دگرگونی به منظور فهم فرایندهای کوهزایی و تفسیر جایگاه زمین‌ساختی رویداد دگرگونی ضرورتی اجتناب‌ناپذیر است (Brown, 1993). سنگ‌های با ترکیب پلیتی، نسبت به تغییرات دما و فشار حساس هستند و دستخوش انجام یک سری از واکنش‌ها در طی دگرگونی می‌شوند. متاپلیت‌های مناطق دگرگونی درجه بالای جایگاه قاره‌ای برخوردی که مسیر ساعت‌گردی را دنبال می‌کنند؛ معمولاً دستخوش ذوب ناشی از آب‌زدایی می‌شوند (Spear et al., 1999; Kriegsman, 2001; Milord et al., 2001; Otamendi and Patiño Douce, 2001). بیرون‌زدگی این چنین سنگ‌های درجه بالا، حاصل کاهش فشار تقریباً ایزوترمال و سردشدگی بعدی منتج از زمین‌ساخت کششی است (Dewey, 1988). در پهنه کوهستانی ارتفاعات تالش که در باختر رشت واقع است؛ مجموعه دگرگونی گشت بروزند دارد. این مجموعه، در دره رودخانه‌ای گشت رودخان متشکل از شیست، گنیس و میگماتیت است. بر خلاف مجموعه‌های هم‌جوار شاندرمن و اسالم (Zanchetta et al., 2009; Omrani et al., 2013b; Rossetti et al., 2017) نبود داده‌های پترولوژیکی در رابطه با شرایط دگرگونی و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی گشت کاملاً مشهود است. در این تحقیق سعی شده است که با ارزیابی دما و فشار، مکانیسم و جایگاه رویداد دگرگونی مجموعه گشت و ارتباط آن با فاز کوهزایی ائوکیمرین مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

بعد از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از کانی‌های یک نمونه استارولیت- کینایت- شیست، دو نمونه گنیس و دو نمونه میگماتیت آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای توسط دستگاه مایکروپروپ نوع Cameca SX100 در مرکز فرآوری مواد معدنی کرج صورت گرفت. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ KV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش سی‌تانه بوده است. به منظور تخمین شرایط دما

و فشار دگرگونی، از دما- فشارسنج‌های قراردادی و نرم‌افزار ترموکالک استفاده شده است.

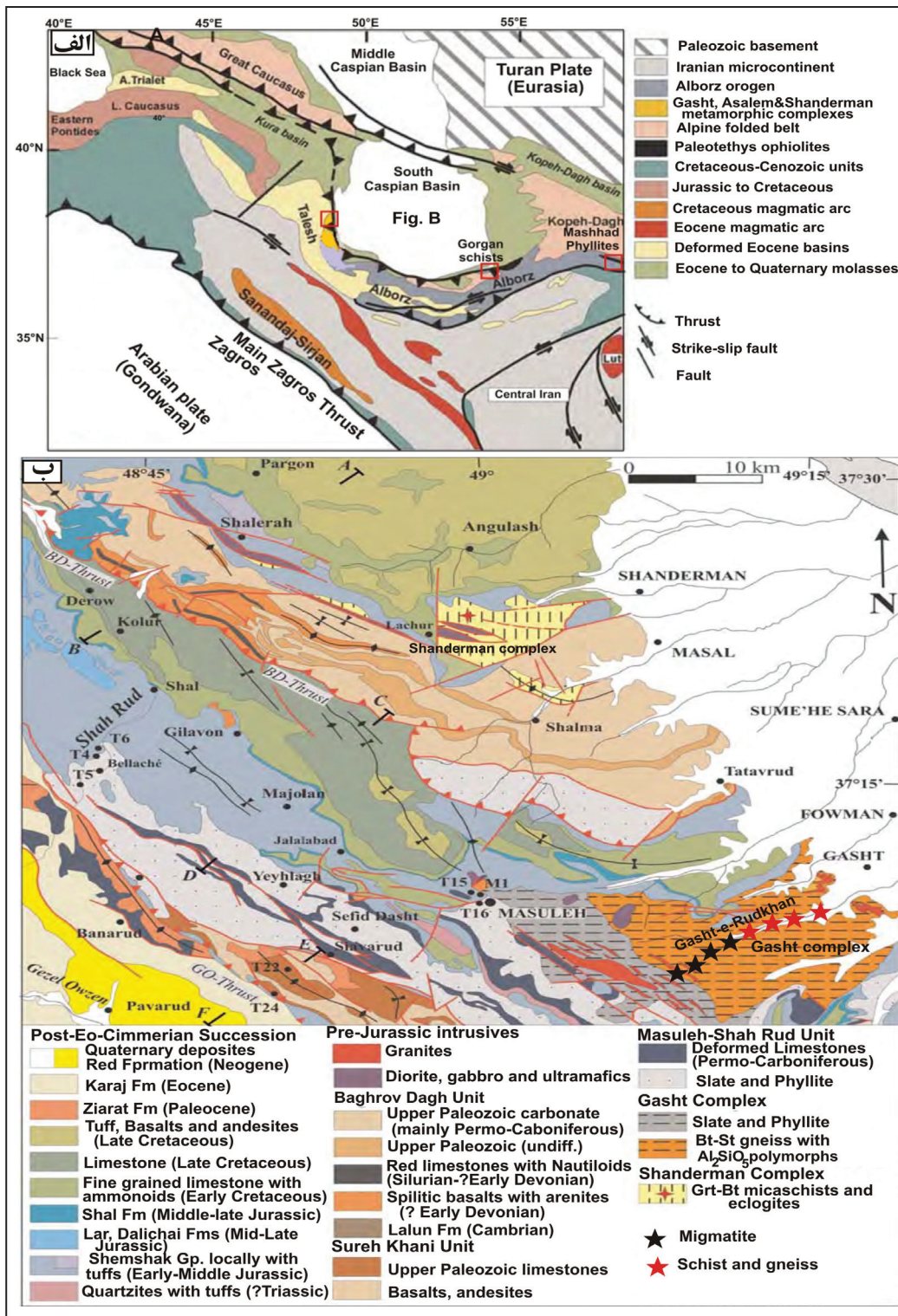
۳- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در کمربند کوهزایی البرز چندین مجموعه دگرگونی وجود دارند که عبارتند از: سنگ‌های دگرگونی درجه پایین اطراف مشهد در ارتفاعات بینالود (Alavi, 1991; Delaloye et al., 1981; Sengör, 1984; Alavi et al., 1997) شیست‌های گرگان در البرز مرکزی (Zanchetta et al., 2009; Zanchi et al., 2009a) و مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن (Zanchetta et al., 2009; Omrani et al., 2013b) اسالم (سعادت، ۱۳۹۲؛ سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵؛ Rossetti et al., 2017) و گشت (میکائیلی، ۱۳۹۲؛ جوانمرد، ۱۳۹۳؛ جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۵؛ Clark et al., 1975) Omrani et al., 2013a) در البرز باختری (شکل ۱- الف). این مجموعه‌های دگرگونی به عنوان بقایایی از منشورهای به هم افزوده و پوسته اقیانوسی حاصل از فرورائش حوضه اقیانوسی پالئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند. در این میان، مجموعه دگرگونی گشت (شکل ۱- ب) از اهمیت منحصر به فردی برخوردار است؛ زیرا سنگ‌های دگرگونی مشابه این مجموعه در سایر نقاط البرز موجود نیست و فقر اطلاعات پترولوژیکی درباره آن بسیار مشهود است.

مجموعه دگرگونی گشت در باختر شهرستان رشت همراه با مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم در دامنه شمالی ارتفاعات البرز باختری از کوه‌های تالش بروزند دارد. متاپلیت‌ها سازنده اصلی مجموعه دگرگونی گشت هستند. به عقیده Alavi (1996) ویژگی‌های سنگ‌شناختی، دگرگونی و ساختاری مجموعه دگرگونی گشت، مشابه سنگ‌های فانروزوییک سیستم البرز نیست. بنابراین، منشأ و ویژگی‌های زمین‌ساختی این مجموعه هنوز واضح و مشخص نیست. در حال حاضر، بر پایه مشاهدات ساختاری و این حقیقت که بخش زیرین این مجموعه اثرات دگرگونی دونین را آشکار می‌کند و همچنین نظر به قرارگیری آن در محل

است که به وسیله گسل‌های راندگی، در طی فاز کوهزایی کیمبرین، در موقعیت فعلی خود قرار گرفته‌اند.

زمین درز پالتوتیس، این مجموعه دگرگونی را به صورت ساختارهای ورقه‌ای نابرجا پنداشته‌اند و احتمالاً در بر دارنده سنگ‌های حوضه رسوبی هر سینین صفحه توران



شکل ۱- الف) موقعیت ساختاری کمربند البرز، ارتفاعات تالش و پهنه‌های زمین‌شناسی اطراف آنها (Zanchetta et al., 2009); ب) نقشه زمین‌شناسی ساده از کوه‌های تالش (با تغییرات از Clark et al., 1975) که در آن مجموعه‌های دگرگونی گشت و شاندرمن پیداست.

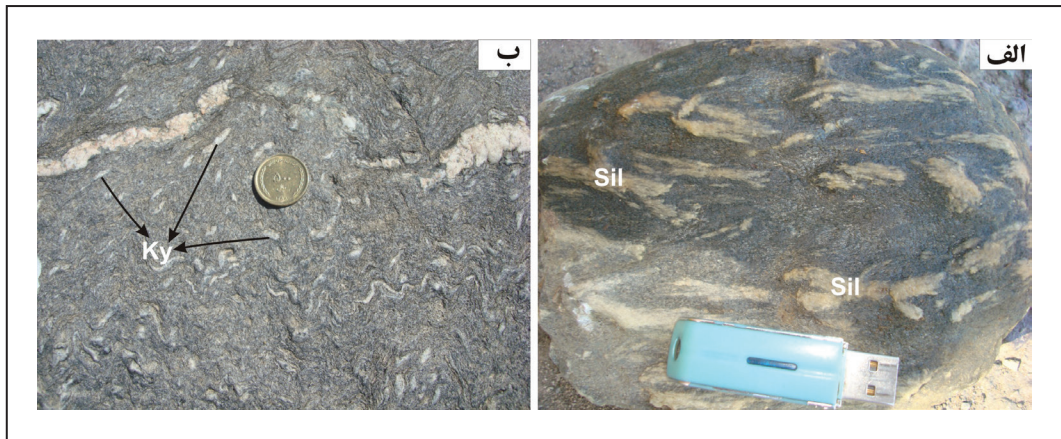
۴- روابط صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی

رودخان، پورفایروبلست‌های درشت سیلیمانیت (شکل ۲- الف) و کیانیت (شکل ۲- ب) در زمینه خاکستری تا تیره متشکل از بیوتیت، فلدسپار و کوارتز دیده می‌شوند. شواهد صحرایی و فابریک‌های موجود، بیانگر آن است که میگماتیت‌های بخش انتهایی مسیر دره رودخانه‌ای گشت رودخان، غالباً از نوع متاتکسیت هستند (رزاقی، ۱۳۹۵). بر اساس هندسه و نحوه پراکندگی لوکوسوم، انواع میگماتیت متاتکسیتی با ساختار

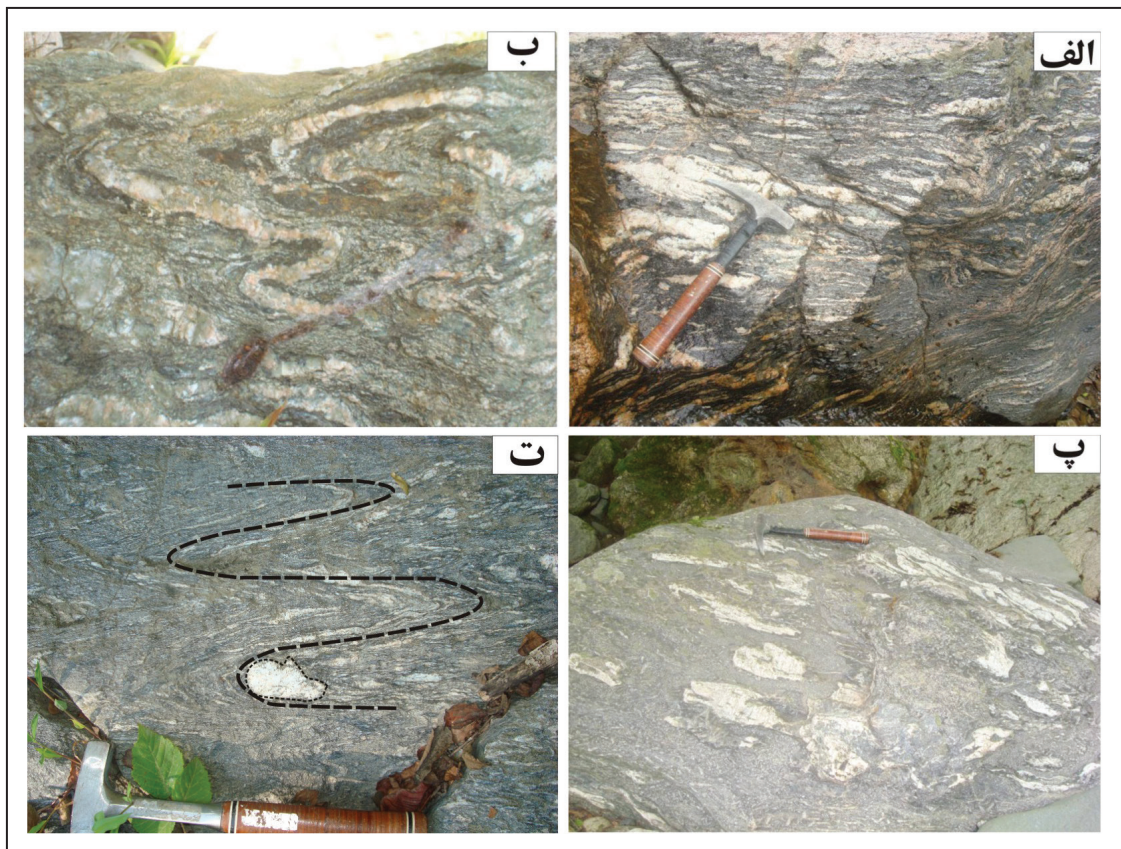
مجموعه دگرگونی گشت در منطقه گشت رودخان متشکل از سنگ‌های متاپلیتی میکاشیست، گنیس و میگماتیت است که به واسطه تراکم بالای پوشش گیاهی، توپوگرافی مرتفع و وجود قشر ضخیمی از خاک جنگلی در بیشتر موارد برنزد برجای آنها از دیده نمانده و تمایز مرز واحدهای لیتولوژیکی مختلف و انجام مطالعات ساختاری میسر نشده است. در بیشتر نمونه‌های شیستی ابتدای دره رودخانه‌ای گشت

نقاط با تنش کمتر مانند لولای چین‌ها تمرکز یافته است (شکل ۳-ت). با توجه به شواهد صحرایی، حداقل دو فاز گرانیت‌زایی در مجموعه دگرگونی گشت قابل شناسایی است. اولین فاز شامل گرانیت خاکستری دانه‌ریز است که در ابتدای دره رودخانه‌ای گشت رودخان از گسترش قابل توجهی برخوردار است و به صورت ارتوگنیس، شواهد میلونیتی شدن را نیز نشان می‌دهد. فاز دوم شامل لوکوگرانیت‌های دانه‌درشتی است که به صورت رگه‌ای به داخل گرانیت میزبان قدیمی نفوذ کرده (شکل ۴-الف) و قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی میزبان را نیز در بر گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

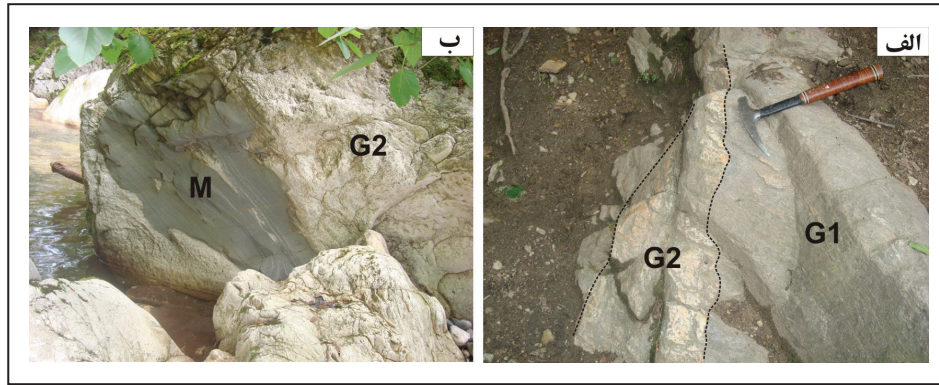
لایه‌ای (شکل ۳-الف)، چین‌خورده (شکل ۳-ب) و لکه‌ای (شکل ۳-پ) قابل شناسایی هستند. مرز بین بخش ذوب شده و قسمت تناله‌ای سنگ، در برخی نقاط به طور کامل صاف، واضح و مشخص است؛ در حالی که این مرزها در مکان‌های دیگر، به صورت نامشخص و در هم رفته نمایان هستند. اگرچه مرزهای صاف بین لوکوسوم و ملانوسوم ناشی از نفوذ مذاب به این سنگ‌هاست؛ اما به احتمال فراوان، حرکات و نفوذ بخش مذاب در مقیاس موزوسکوپی صورت گرفته است. به عبارت دیگر، به دلیل اعمال نیروهای فشاری و برشی در حین ذوب بخشی، بخش مذاب دچار جابه‌جایی شده و در



شکل ۲- الف) نمونه ماکروسکوپی سیلیمانیت‌شیت با پورفایروبلست‌های درشت سیلیمانیت؛ ب) نمونه کیانیت‌شیت با پورفایروبلست کیانیت و حالت چین‌خورده.



شکل ۳- نمایی از بروز میگماتیت‌های منطقه گشت رودخان: الف) میگماتیت با ساختار استروماتیتی؛ ب) فابریک چین‌خورده در میگماتیت؛ پ) لوکوسوم لکه‌ای میگماتیت؛ ت) تمرکز لوکوسوم در محل لولای چین.

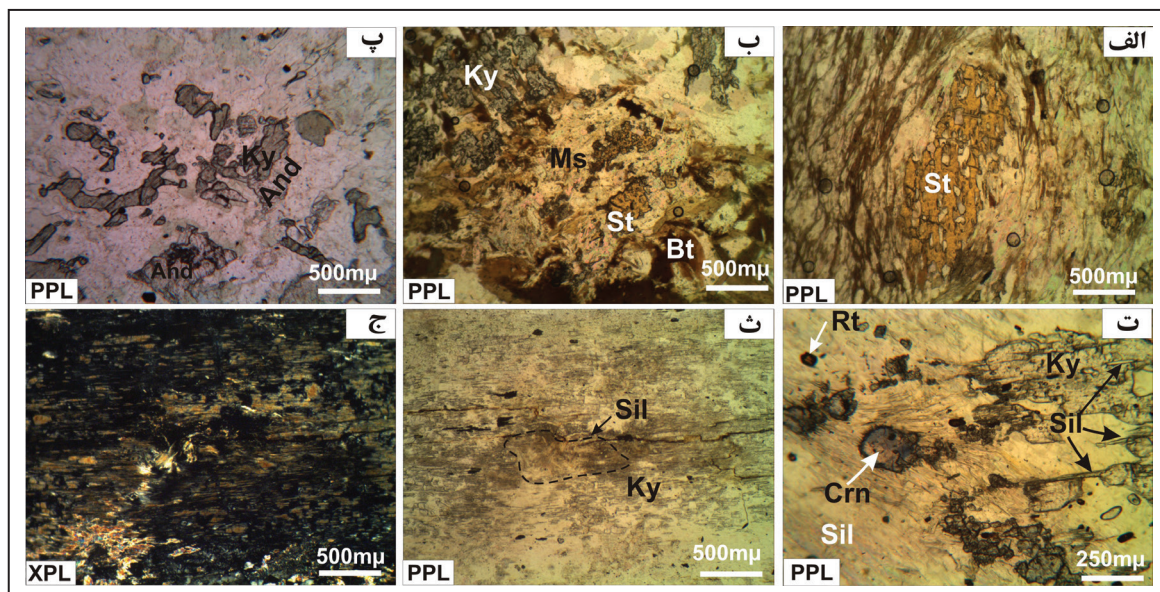


شکل ۴- نسل‌های متفاوت گرانیت در مجموعه دگرگونی گشت: الف) تزریق رگ‌های گرانیت نسل دوم (G2) به سنگ میزبان گرانیتی نسل اول (G1؛ ب) در بر گرفته شدن زینولیت‌های دگرگونی (M) توسط گرانیت لوکوکرات نسل دوم (G2).

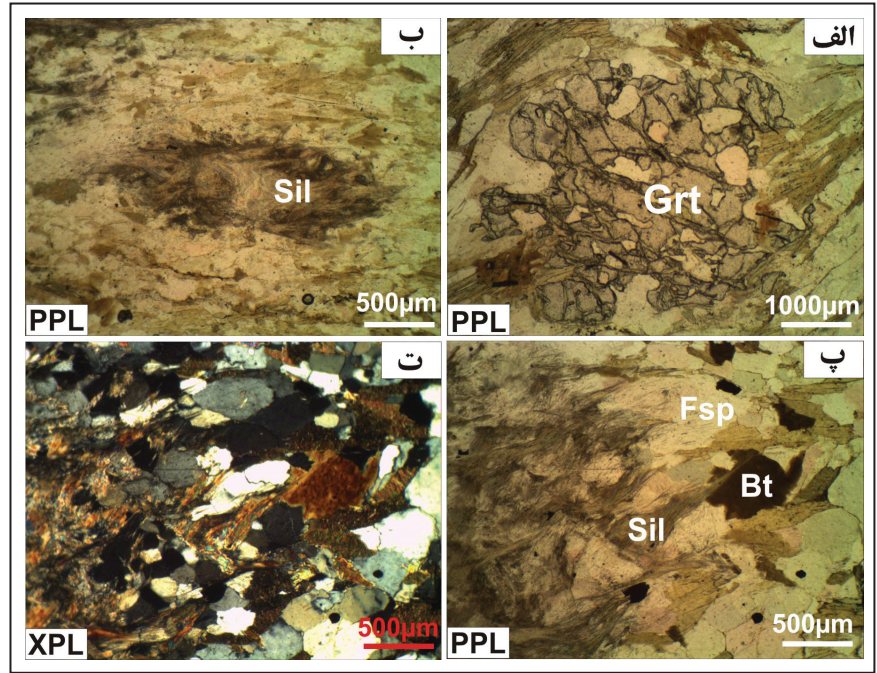
۵- سنگ‌نگاری

آنهاست. اجتماعات فیبرولیت در قالب کیانیت به صورت سودومورف دیده می‌شوند (شکل ۶- ب). هسته‌بندی فیبرولیت روی کانی‌های بیوتیت و فلدسپار نیز در حال انجام است (شکل‌های ۶- پ و ت).
 از شاخصه‌های کانی‌شناسی مهم گنیس‌های با فابریک میگماتی، نبود مسکوویت در پالتوسوم و ملانوسوم آنهاست. بیوتیت و سیلیمانیت، کانی‌های سنگ‌ساز اصلی ملانوسوم میگماتیت‌ها هستند (شکل‌های ۷- الف و ب) اما در بعضی از نمونه‌ها، پورفیروبلاست‌های درشت گارنت با بافت پویی کیلوبلاستیک نیز وجود دارند (شکل‌های ۷- پ و ت). فلدسپار آلکالن (۴۰ تا ۵۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۲۵ درصد) و کوارتز (۲۵ تا ۳۵ درصد)، کانی‌های سنگ‌ساز لوکوسوم هستند (شکل‌های ۷- ث و ج). بلورهای پلاژیوکلاز لوکوسوم، خودشکل تا نیمه خود شکل هستند که نشان‌دهنده تشکیل آنها در طی تبلور آذرین است. فلدسپارهای آلکالن نیمه‌خود شکل تا بی‌شکل بافت پرتیتی نشان می‌دهند و معمولاً در حال دگرسانی به سریست هستند. از کانی‌های فرعی لوکوسوم می‌توان به سیلیمانیت (شکل ۷- ح)، آندالوزیت، تورمالین سبز- قهوه‌ای و گارنت (شکل ۷- د) اشاره کرد. گارنت موجود در لوکوسوم، به صورت بخشی یا کامل توسط کلریت جانشین شده است.

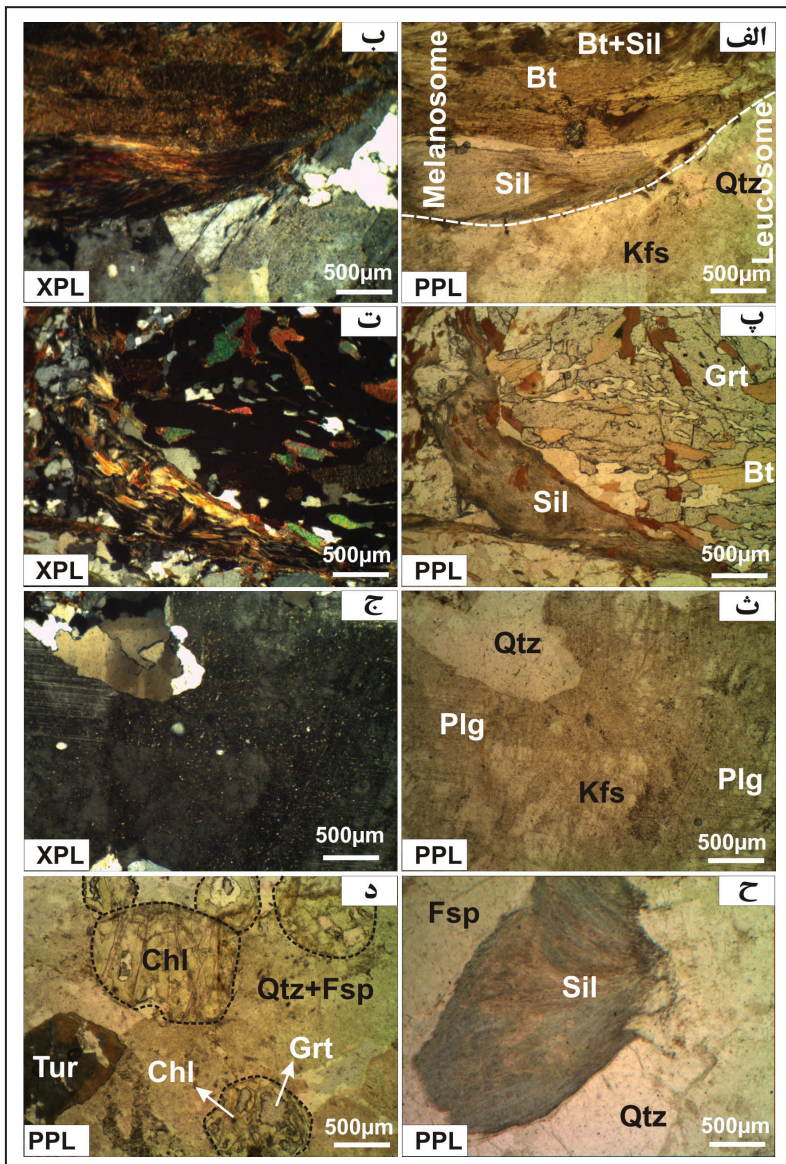
کواتز، فلدسپار، بیوتیت و مسکوویت کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های شیبی هستند. بافت آنها لپیدوگرانوبلاستیک است. بیوتیت و مسکوویت جهت یافته، سازنده فولیاسیون سنگ هستند. از کانی‌های شاخص می‌توان به پورفیروبلاست‌های کیانیت، سیلیمانیت، استارولیت (شکل ۵- الف) و آندالوزیت اشاره کرد (علامت اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است). رشد پورفیروبلاست‌های استارولیت نسبت به دگرشکلی هم‌زمان است (سین‌تکتونیک) و تحت تأثیر دگرگونی پسروده به‌طور بخشی در حال جایگزینی توسط میکای سفید و کلریت است (شکل ۵- ب). در برخی از نمونه‌ها، شواهد میکروسکوپی حاکی از رابطه تبدیلی آندالوزیت به کیانیت است (شکل ۵- پ). نمونه‌هایی نیز وجود دارند که در آن پورفیروبلاست‌های کیانیت به صورت بخشی توسط منشورهای سیلیمانیت و کروندم آبی رنگ (شکل ۵- ت) یا فیبرولیت (شکل‌های ۵- ث و ج) در حال جایگزینی هستند. تورمالین و روتیل کانی‌های فرعی نمونه‌های شیبی هستند.
 بافت نمونه‌های گنیسی عمدتاً گرانولیدوبلاستیک است. کانی‌های سنگ‌ساز آنها فلدسپار، کوارتز و بیوتیت هستند. در این نمونه‌ها، پورفیروبلاست‌های گارنت بافت پویی کیلیتیک (شکل ۶- الف) دارند و فیبرولیت از کانی‌های شاخص



شکل ۵- مقاطع میکروسکوپی شیب‌های منطقه گشت رودخان: الف) پورفیروبلاست استارولیت با بافت پویی کیلیتیک؛ ب) تجزیه استارولیت به میکای سفید در نمونه کیانیت- استارولیت شیب؛ پ) تبدیل آندالوزیت به کیانیت؛ ت) تشکیل منشورهای سیلیمانیت روی کیانیت. کروندم نیز احتمالاً محصول تجزیه کیانیت است؛ ث) هسته‌بندی فیبرولیت روی کیانیت؛ ج) تصویر ت در نور پلاریزه متقاطع.



شکل ۶- مقاطع میکروسکوپی گنیس منطقه گشت رودخان: الف) پورفیروبلاست گارنت با بافت پویی کیلیتیک؛ ب) سودومورف کیانیت که تماماً توسط فیبرولیت پر شده است؛ پ) هسته‌بندی فیبرولیت روی کانی‌های فلدسپار و بیوتیت؛ ت) تصویر پ در نور پلاریزه مقاطع.



شکل ۷- مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های میگماتی: الف) در بیشتر نمونه‌ها، کانی‌های مافیک ملانوسوم متشکل از بیوتیت و سیلیمانیت هستند؛ ب) تصویر الف در نور پلاریزه مقاطع؛ پ) در بعضی از نمونه‌ها، گارنت نیز در ملانوسوم دیده می‌شود؛ ت) تصویر پ در نور پلاریزه مقاطع؛ ث) کانی‌های سنگ‌ساز لوکوسوم شامل پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه‌خودشکل، فلدسپار آلکالن و کوارتز هستند؛ ج) تصویر پ در نور پلاریزه مقاطع؛ ح) حضور اجتماعات فیبرولیت در لوکوسوم؛ د) از کانی‌های فرعی لوکوسوم می‌توان به گارنت و تورمالین اشاره کرد.

۶- شیمی کانی‌ها

تجزیه ریزپردازش به عمل آمده است. نتایج تعدادی از آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. در این بخش شیمی کانی‌های مورد مطالعه، به تفصیل بحث و بررسی خواهد شد.

ب‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و متعاقب آن انجام محاسبات دما- فشارسنجی و ارزیابی شرایط دگرگونی، ۱۳۰ نقطه از کانی‌های مختلف ۵ نمونه متاپلیت

جدول ۱- نتایج آنالیز ریزپردازنده نقطه‌ای کانی‌های نمونه‌های متاپلیتی منطقه گشت رودخان. فرمول ساختمانی کانی‌های استارولیت، مسکوویت، فلدسپار، بیوتیت، سیلیمانیت و گارنت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۲۲، ۱۱، ۸، ۶ و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه کانی	استارولیت-کیانیت شیت (ga18)						سیلیمانیت کنیس (sr12)						گارنت سیلیمانیت کنیس (sr2)			
	Ms	Bt	St	Pl	Fsp	Sil	Bt	Bt	Pl	Grt	core	rim				
شماره آنالیز	#۲۲	#۲۰	#۲۶	#۲۷	#۲۳	#۲۴	#۲۱	#۳	#۱۱	#۴	#۷	#۱۳	#۱۱	#۱۰	#۲۱	#۸
SiO ₂	۴۷/۳۶	۳۶/۳۹	۲۷/۸۱	۲۸/۹۷	۶۴/۲۳	۶۴/۲۵	۶۰/۴۲	۶۷/۳۴	۶۵/۶۵	۳۶/۵۸	۳۵/۹۸	۳۴/۵۲	۵۸/۸۱	۶۲/۷۴	۳۴/۸۱	۳۴/۷۸
TiO ₂	۰/۷	۱/۶۴	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۲	۴/۶۱	۲/۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰
Al ₂ O ₃	۳۶/۶۲	۱۹/۷۹	۵۴/۸۴	۵۴/۵۸	۲۳/۱۵	۲۲/۷۱	۲۸/۲	۱۹/۶۹	۱۹/۰۱	۶۳/۲۷	۱۸/۵۳	۱۹/۷۹	۲۶/۶۵	۲۴/۲۶	۲۲/۷	۲۲/۳۵
FeO [*]	۱/۰۵	۱۸/۲۷	۱۴/۴۲	۱۴/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۶۳	۱۰/۶۹	۱۹/۷۱	۰/۰۶	۰/۲۱	۳۳/۹	۳۵/۱
MnO	۰/۰۰	۰/۱۳	۱/۴۴	۱/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۲/۲۲	۱/۱۲
MgO	۰/۶۰	۱۰/۹۷	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۰	۱۵/۲۱	۱۱/۱۸	۰/۰۲	۰/۰۰	۴/۷۶	۵/۳۵
CaO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۴/۲۲	۳/۸۴	۸/۳۰	۰/۴۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۲	۶/۹۴	۱/۴۶	۱/۱۱	۰/۸۸
Na ₂ O	۰/۹۲	۰/۳۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۹/۵۰	۱۰/۳۸	۳/۰۵	۱۱/۶۹	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۳۹	۰/۲۴	۶/۳۴	۹/۸۱	۰/۰۷	۰/۰۹
K ₂ O	۱۰/۸۸	۹/۹۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۴۴	۰/۱۳	۱۵/۰۴	۰/۰۰	۹/۶۸	۸/۳۷	۰/۲۲	۰/۶۹	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۹۸/۱۳	۹۷/۴۸	۹۹/۳۷	۹۹/۷۸	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۵۱	۹۹/۴۶	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۷۳	۹۵/۱۵	۹۶/۳	۹۹/۰۸	۹۹/۲۶	۹۹/۵	۹۹/۷
Si	۶/۱۳	۵/۳۶	۷/۶۲	۷/۶۹	۲/۸۰	۲/۸۰	۲/۶۴	۲/۹۶	۳	۰/۹۸	۵/۲۸	۵/۱۸	۲/۶۳	۲/۷۹	۲/۷۹	۲/۷۸
Ti	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۰	۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{IV}	۱/۸۷	۲/۶۳									۲/۷۱	۲/۸۱			۰/۲۱	۰/۲۲
Al ^{VI}	۳/۷۱	۰/۸۰	۱۷/۷۱	۱۷/۷۰	۱/۱۹	۱/۱۷	۱/۴۵	۱/۰۲	۱/۰۳	۲/۰۱			۱/۴۱	۱/۲۷	۱/۹۳	۱/۸۹
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۷	۰/۲۹	۰/۳۵
Fe ²⁺	۰/۱۱	۲/۲۵	۳/۳	۳/۲۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۱/۳۱	۲/۴۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۹۵	۱/۹۶
Mn	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۵	۰/۰۸
Mg	۰/۱۲	۲/۴۱	۰/۵۹	۰/۵۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۳/۳۲	۲/۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۷	۰/۶۴
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۳۹	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۳۳	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۸
Na	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰	۰/۰۰	۰/۸۰	۰/۸۸	۰/۲۶	۱/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۵۵	۰/۸۴	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۱/۸۰	۲/۰۴	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۸۸	۰/۰۰	۱/۸۱	۱/۶	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum	۱۳/۸۱	۱۵/۷۸	۲۹/۴	۲۹/۳۶	۴/۹۸	۵/۰۴	۴/۷۷	۵/۰۲	۴/۹۳	۳/۰۲	۱۵/۵۶	۱۵/۶۱	۴/۹۴	۵/۰۲	۷/۹۹	۷/۹۹
Mg#	۵۰	۴۸	۱۵	۱۴							۲۸	۴۹			۲۳	۲۵
Ab					۷۳	۷۵	۳۸/۵۰	۹۷/۳۰	۱/۳۹				۶۱/۴۳	۸۸/۶۰		
An					۲۶	۲۴	۵۷/۸۳	۱/۹۸	۰/۲۷				۳۷/۱۶	۷/۲۹		
Or					۱	۱	۳/۶۵	۰/۷۱	۹۸/۳۳				۱/۴۰	۴/۱۰		
Ms	۹۰															
Cel	۶															
Alm															۷۰/۳	۷۱
Grs															۳/۴	۲/۷
Pyp															۲۰/۵	۲۳
Sps															۵/۴	۲/۷

ادامه جدول ۱

نمونه	میگماتیت (Ga24)										میگماتیت (sr5)									
	ملاونسوم					لوکوسوم					ملاونسوم					لوکوسوم				
	Bt	Sil	Fsp	Ms	Bt	Sil	Fsp	Ms	Bt	Sil	Fsp	Ms	Grt		Fsp	Bt				
شماره آنالیز	#۱۹	#۲۹	#۴۳	#۳۵	#۴۹	#۶	#۱۳	#۲۲	#۱۰	#۱۵	#۲	#۳	#۱	#۵						
	core	rim																		
SiO ₂	۳۵/۱	۳۷/۳۵	۶۵/۵۶	۶۳/۷۵	۴۶/۵۸	۳۵/۱۶	۳۷/۵۳	۵۷/۶۷	۶۵/۲۲	۳۶/۱۲	۳۶/۵۹	۶۷/۳۴	۶۱/۳۸	۳۴/۷۱						
TiO ₂	۲/۳	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۳/۷۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰	۳/۲۷						
Al ₂ O ₃	۱۸/۸۵	۶۱/۰۳	۲۱/۴۲	۱۸/۰۶	۳۱/۹۶	۲۰/۳	۶۲/۳۹	۲۹/۰۴	۱۹/۴۱	۲۰/۹۱	۲۰/۸۹	۱۹/۶۹	۲۲/۹۸	۲۰/۶۶						
FeO'	۱۸/۲۷	۰/۶۶	۰/۰۸	۰/۶۲	۴/۹۵	۱۹/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۲۶/۹۳	۲۷/۲۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۱۹/۶۷						
MnO	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۴۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۱۱/۲۲	۸/۷۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۵۵						
MgO	۱۰/۳۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۲	۲	۸/۷۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۲/۹۹	۲/۸۳	۰/۱۱	۰/۰۴	۹/۰۵						
CaO	۰/۰۰	۰/۰۲	۲/۳۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۹/۶۶	۰/۰۹	۲/۱۶	۳/۳۷	۰/۴۳	۰/۰۸	۰/۰۵						
Na ₂ O	۰/۱۸	۰/۰۰	۱۰/۶۸	۰/۱۴	۰/۴۱	۰/۰۴	۰/۲	۳/۳۷	۰/۰۲	۰/۷۳	۰/۴۱	۱۱/۶۹	۰/۷۱	۰/۴۹						
K ₂ O	۱۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۷۵	۱۸/۵۱	۱۱/۷۶	۹/۰۶	۰/۰۰	۰/۳۳	۱۶	۰/۰	۰/۰۰	۰/۱۳	۱۴/۰۱	۸/۱۷						
Total	۹۷/۱۲	۹۹/۰۶	۱۰۰/۹	۱۰۱/۴	۹۷/۷۴	۹۶/۵۸	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۲	۱۰۰/۸	۱۰۰	۱۰۰/۲	۹۹/۴۶	۹۹/۲۳	۹۶/۴۲						
Si	۵/۲۷	۱/۰۲	۲/۸۸	۲/۹۶	۶/۱۹	۵/۲۶	۱/۰۱	۲/۵۵	۲/۹۷	۲/۹۱	۲/۹۵	۲/۹۶	۲/۸۳	۵/۱۹						
Ti	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۴۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰	۰/۳۶						
Al ^{IV}	۲/۷۲	۱/۹۶	۱/۱۱	۰/۹۹	۱/۸۱	۲/۷۴	۱/۹۷	۱/۵۱	۱/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۱/۰۲	۱/۲۵	۲/۸۰						
Al ^{VI}	۰/۶۱				۳/۱۹	۰/۸۶				۱/۹۵	۱/۹۵		۰/۸۳							
Fe ³⁺	۰/۴۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰	۰/۴۹						
Fe ²⁺	۱/۹		۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۵	۱/۹۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۱/۳۴	۱/۸	۰/۰۰۲	۰/۰	۱/۸						
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۷۵	۰/۵۹	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰						
Mg	۲/۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴	۱/۹۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۰۱	۰/۰	۲/۰۱						
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۴۳	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰						
Na	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۹۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۳۴	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰	۱	۰/۰۶	۰/۱۴						
K	۲/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۱/۱	۱/۹۹	۱/۷۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۹۳	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۸۲	۱/۵۶						
Sum	۱۵/۷۶	۲/۹۹	۵/۰۴	۵/۰۸	۱۶/۰۹	۱۵/۳۳	۲/۹۹	۴/۸۶	۴/۹۵	۸/۰۶	۸	۵/۰۲	۴/۹۷	۱۵/۳۸						
Mg#	۵۵				۴۴	۴۹				۱۶	۱۵			۴۵						
Ab			۸۱	۱				۴۱/۶۲	۰/۱۸			۹۷/۳	۷/۱							
An			۱۶	۰				۵۳/۱	۰/۴۶			۱/۹۸	۰/۴							
Or			۳	۹۹				۵/۲۶	۹۹/۳۴			۰/۷۱	۹۲/۴							
Ms					۷۵															
Cel					۹															
Alm										۵۱	۵۸									
Grs										۷	۸									
Pyp										۱۳	۱۲									
Sps										۲۸	۲۰									

• **بیوتیت:** نتایج تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای این کانی (جدول ۱)، حاکی از آن است که بیوتیت نمونه‌های گنیسی نسبت به نمونه‌های شستی سرشارتر از منیزیم هستند؛ به طوری که عدد منیزیم آنها از ۴۸ تا ۷۱ درصد در تغییر است.

• **فلدسپار:** با توجه به نتایج آنالیز، هر دو نوع فلدسپار آلکانل (آلیت و ارتوز) و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز و آندزین) در نمونه‌های گنیسی موجود هستند.

۶-۳. میگماتیت

– ملاونسوم

• **گارنت:** سازنده‌های گارنت (جدول ۱)، عبارتند از آلماندن (۵۱ تا ۵۸ درصد)، پیروپ (۱۲ تا ۱۴ درصد)، گروسولار (۵ تا ۸ درصد) و اسپسارتین (۲۰ تا ۲۸ درصد). گارنت ملاونسوم میگماتیت‌ها نسبت به گنیس‌ها، مقادیر بالاتری سازنده اسپسارتین دارد. مقادیر کمتر اسپسارتین و تمرکز بیشتر آلماندن و پیروپ در حاشیه، معرف رشد گارنت در طی دگرگونی پیشرونده است.

• **بیوتیت:** بیوتیت ملاونسوم‌ها نسبت به نمونه‌های شستی مقادیر بالاتری تیتانیم دارند و عدد منیزیم آنها از ۴۳ تا ۵۷ درصد متغیر است.

• **فلدسپار:** در ملاونسوم، هر دو نوع فلدسپار حضور دارد. فلدسپار آلکانل از نوع ارتوز و پلاژیوکلاز دارای ترکیب لابرادوریت است.

۶-۱. کیانیت-استارولیت شیست

• **استارولیت:** نتایج آنالیز نقطه‌ای استارولیت در جدول ۱ نمایش داده شده است. با توجه به نتایج آنالیز، استارولیت موجود در نمونه مورد مطالعه از نوع فقیر از منیزیم بوده و عدد منیزیم آنها از ۱۴ تا ۱۵ درصد در تغییر است.

• **بیوتیت:** نتایج تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای این کانی حاکی از آن است که بیوتیت نمونه کیانیت-استارولیت شیست نسبتاً غنی از منیزیم است (Mg# 52). در ترکیب این کانی میزان آلومینیم ۱۹/۷ تا ۱۹/۹ درصد و تیتانیم بین ۱/۶ تا ۱/۹ درصد متغیر است.

• **میکای سفید:** ترکیب میکای سفید موجود در نمونه‌های متاپلیتی غنی از متشکله مسکوویت بوده (غالباً بیشتر از ۹۰ درصد) و از سازنده‌های دیگر می‌توان به سلاونیت (۶ تا ۸ درصد) اشاره کرد (جدول ۱).

• **فلدسپار:** با توجه به نتایج آنالیز (جدول ۱)، فلدسپار تجزیه شده از نوع پلاژیوکلاز و میزان متشکله آنورتیت آن از ۲۴ تا ۲۶ درصد در تغییر است.

۶-۲. گنیسی

• **گارنت:** متشکله‌های گارنت (جدول ۱) عبارتند از: آلماندن (۷۰ تا ۷۱ درصد)، پیروپ (۲۰ تا ۲۴ درصد)، گروسولار (۲ تا ۴ درصد) و اسپسارتین (۲ تا ۵ درصد). مرکز گارنت، نسبت به حاشیه آن کمی سرشارتر از منگنز و تا اندازه‌ای فقیر از آهن و منیزیم است. این چنین شاخص‌های ژئوشیمیایی، بیانگر رشد گارنت در طی دگرگونی پیشرونده است.

$$\text{Grs} + \text{Qz} + 2\text{Sil} = 3\text{An} \quad (1)$$

$$\text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{East} + 6\text{Qz} = 6\text{An} + 3\text{Phl} \quad (2)$$

$$12\text{An} + 7\text{Phl} = 5\text{Prp} + 4\text{Grs} + 3\text{East} + 4\text{H}_2\text{O} + 4\text{Sa} \quad (3)$$

$$\text{An} + 2\text{Ann} + 3\text{Qz} = \text{Grs} + 2\text{Alm} + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{Sa} \quad (4)$$

– **میگماتیت (ملانوسوم):** در ملانوسوم، مجموعه کانی‌شناسی گارنت، بیوتیت، سیلیمانیت و فلدسپار، پاراژنز پایدار در شرایط ذوب‌بخشی هستند. شرایط دگرگونی این پاراژنز، که توسط نرم‌افزار ترموکالک تعیین شده؛ شامل دمای 47 ± 7.19 سانتی‌گراد در فشار $1/2 \pm 7/5$ کیلوپار است.

۷-۲. دما- فشارسنج‌های قراردادی

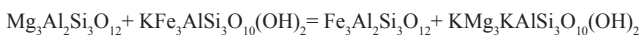
– **ترومتری بیوتیت:** کانی بیوتیت حاوی مقادیر قابل توجهی تیتانیم است و جایگزینی آن در شبکه بلوری ارتباط مستقیمی با دما دارد. با توجه به مقادیر منیزیم و تیتانیم کانی بیوتیت، دماسنجی در فشار ۴ تا ۶ کیلوپار به کمک معادله زیر میسر است (Henry et al., 2005):

$$T = \frac{\{\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3\}/b\}^{0.333}}{c} = -2.3594$$

$$b = 4.6482e-9 \quad c = -1.7283$$

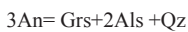
بر این اساس، دمای محاسبه شده به ترتیب ۶۵۰ و ۶۸۵ درجه سانتی‌گراد برای دو نمونه گنیسی و میگماتیتهی حاصل شده است.

– **دماسنجی گارنت-بیوتیت:** این روش دماسنجی بر مبنای تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین کانی‌های همزیست گارنت و بیوتیت و با توجه به واکنش زیر انجام می‌گیرد:



نتایج دماسنجی گارنت-بیوتیت کالیبراسیون‌های متفاوت نشان‌دهنده دمای ۶۰۱ تا ۶۹۸ درجه سانتی‌گراد برای نمونه گنیسی و ۶۹۱ تا ۷۸۳ درجه سانتی‌گراد برای نمونه میگماتیتهی است (جدول ۲).

– **بارومتری گارنت-پلاژیوکلاز-آلومینوسیلیکات:** این روش بارومتری بر اساس واکنش انتقالی محض زیر صورت می‌گیرد (Holdaway, 2001).



بر این اساس، نتایج فشارسنجی بین $5/2$ تا $7/3$ کیلوپار برای نمونه گنیسی و $4/1$ تا $7/5$ کیلوپار برای نمونه میگماتیتهی متغیر است.

جدول ۲- نتایج ترموبارومتری گارنت-بیوتیت نمونه‌های میگماتیتهی و گنیسی مجموعه دگرگونی گشت.

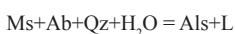
Grt-Bt thermometry (C°)	B92HW	B92GS	Dasg91	PL83	HL77
	گنیسی	632-666	601-649	698-705	670-688
میگماتیت	699-733	706-736	715-783	691-729	724-767

B92: Bhattacharya et al., 1992; Dasg91: Dasgupta et al., 1991; PL: Perchuk and Lavrent'eva, 1983; HL77:

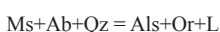
Holdaway and Lee, 1977.

۸- رویداد ذوب‌بخشی و میگماتیت‌زایی

اعماق متوسط پسته قاره‌ای، گرادیان زمین‌گرایی ۳۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر مورد نیاز است. واکنش‌های آب‌زدایی مسکوویت و بیوتیت و سالیدوس گرانت آب‌دار در این شبکه پتروژنتیک نمایش داده شده است. موقعیت‌های انجام ذوب‌بخشی نیز، به‌صورت باند خاکستری است. در دگرگونی سری P/T متوسط (فشار بالاتر از ۴ کیلوپار)، با وجود آب، فرایند ذوب‌بخشی در محل سالیدوس حاصل واکنش زیر است:



با حرارت دادن متاپلیت‌ها در سری P/T متوسط حاکم در نوارهای کوهزایی، مذاب کمی در محل سالیدوس آب‌دار به وجود می‌آید. این امر ناشی از تخلخل کم و مقدار کم بخار آب است. اما با قطع منحنی تخریب مسکوویت، مقادیر قابل توجهی فاز مذاب از واکنش زیر در دمای حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد حاصل می‌شود:



– لوکوسوم

• **فلدسپار:** با توجه به نتایج آنالیز (جدول ۱)، فلدسپار لوکوسوم از نوع آلکالن (آلیت-ارتوز) و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) است.

• **بیوتیت:** از بیوتیت‌های موجود در لوکوسوم نیز، آنالیز نقطه‌ای به عمل آمده است (جدول ۱). این نوع بیوتیت‌ها نسبت به انواع موجود در ملانوسوم از مقادیر تیتانیم کمتر و منیزیم بالاتری برخوردارند.

• **میکای سفید:** نتایج آنالیز میکای سفید لوکوسوم، مبین ترکیب مسکوویتهی آن است؛ به‌طوری که میزان متشکله مسکوویت بیشتر از ۷۵ درصد است.

۷-۲. دما- فشارسنجی

در این بخش با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک نسخه ۳-۲۶ (Powell and Holland, 2008) و دما- فشارسنج‌های قراردادی، شرایط دما- فشار دگرگونی نمونه‌های شیست، گنیسی و میگماتیت محاسبه شده است که در ادامه به تشریح این میحث پردازی می‌شود.

۷-۱. دما- فشارسنجی بر اساس تعادل فازی چندگانه (ترموکالک)

– **کیانیت-استارولیت‌شیست:** با در نظر گرفتن کانی‌های استارولیت، کیانیت، مسکوویت، فلدسپار و بیوتیت به‌صورت یک پاراژنز، میانگین دما و فشار محاسبه شده توسط نرم‌افزار ترموکالک که با استفاده از محل تقاطع واکنش‌های زیر به دست آمده؛ به ترتیب 46 ± 63 درجه سانتی‌گراد و $2 \pm 8/6$ کیلوپار است.

$$18\text{Phl} + 13\text{Ms} + 2\text{Mst} = 31\text{East} + 46\text{Qz} + 4\text{H}_2\text{O} \quad (1)$$

$$2\text{Phl} + \text{Ms} + 2\text{Ky} = 3\text{East} + 5\text{Qz} \quad (2)$$

$$5\text{Phl} + 13\text{Cel} + 2\text{Mst} = 18\text{East} + 46\text{Qz} + 4\text{H}_2\text{O} \quad (3)$$

$$31\text{Fcel} + 2\text{Fst} = 13\text{Ann} + 18\text{Ms} + 46\text{Qz} + 4\text{H}_2\text{O} \quad (4)$$

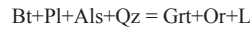
$$3\text{Fcel} + 2\text{Ky} = \text{Ann} + 2\text{Ms} + 5\text{Qz} \quad (5)$$

– **گارنت-بیوتیت گنیسی:** شواهد پتروگرافی مبین پایداری پاراژنز کانی‌شناسی گارنت، بیوتیت، سیلیمانیت و فلدسپار در شرایط اوج دگرگونی است. با توجه به این پاراژنز، دما و فشار محاسبه شده توسط نرم‌افزار ترموکالک 59 ± 67 درجه سانتی‌گراد و $1/7 \pm 7/1$ کیلوپار است. واکنش‌های مرتبط با این شرایط دگرگونی عبارتند از:

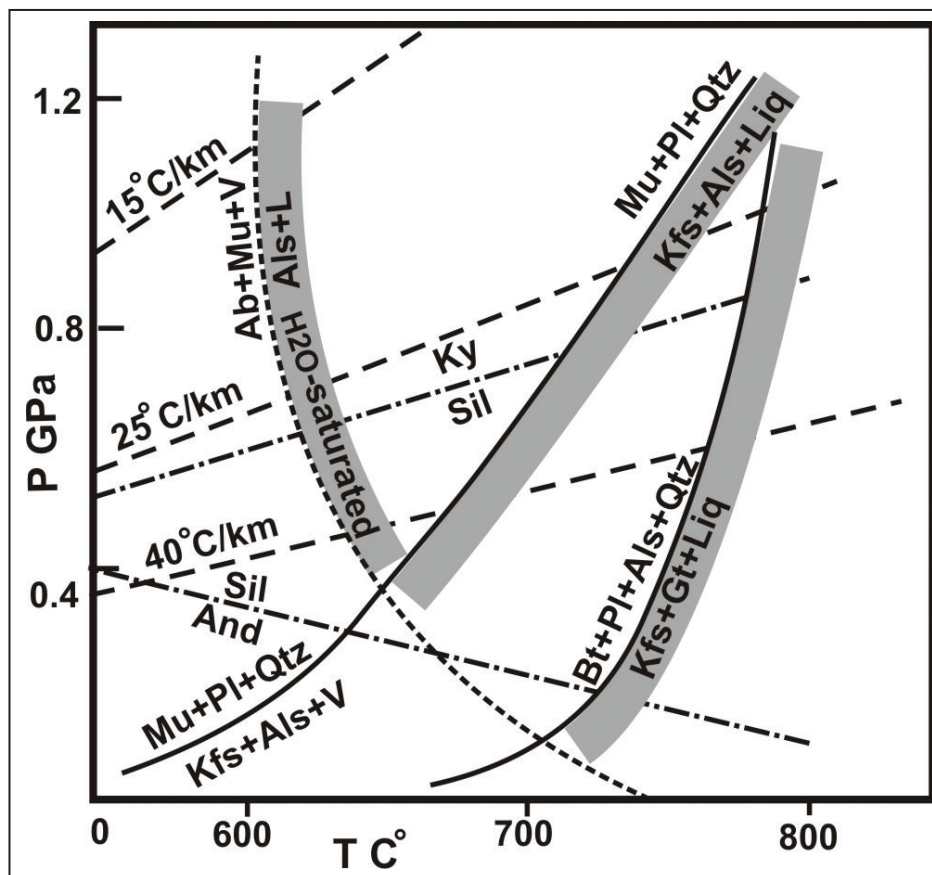
عوامل گوناگونی از قبیل افزایش دما، کاهش فشار لیتواستاتیک، آب ناشی از واکنش‌های آب‌زدایی و یا سیالات منشأ گرفته از یک منبع خارجی در انجام ذوب‌بخشی و تشکیل میگماتیت‌ها دخالت دارند. مطابق محاسبات دما- فشارسنجی، شرایط دما و فشار تشکیل میگماتیت‌های گشت رودخان، معادل گرادیان زمین‌گرایی در حدود ۳۰ درجه سانتی‌گراد در کیلومتر است. محاسبات دما- فشارسنجی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت (جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۵) نیز، حاکم بودن این چنین گرادیان زمین‌گرایی را تأیید می‌نماید. شرایط دگرگونی نمونه‌های شیستی نسبت به گنیسی‌ها و میگماتیت‌های گشت رودخان از فشار بالاتر و دمای کمتری برخوردارند و بیانگر آن است که در طی مسیر دگرگونی پیش‌رونده، کاهش فشار همراه با افزایش دما بوده است (مسیر دما- فشار دگرگونی ساعت‌گرد). شبکه پتروژنتیک ساده‌ای از متاپلیت‌های درجه بالا (Vielzeuf and Holloway, 1988; Clarke, 1992) در شکل ۸ نمایش داده شده است. به منظور وقوع ذوب‌بخشی در

تورمالین و نبود بیوتیت در لوکوسوم میگماتیت‌های مجموعه گشت رودخان (رزاقی، ۱۳۹۵) و لوکوگرانیت‌های همجوار (زندى فر، ۱۳۹۵؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ Omrani et al., 2013a) بیانگر نقش آب‌زدایی مسکوویت در رویداد ذوب‌بخشی است. علاوه بر این، تمرکز کم عنصر تیتانیم در ترکیب سنگ کل لوکوسوم (رزاقی، ۱۳۹۵) و لوکوگرانیت‌های مجموعه دگرگونی گشت (زندى فر، ۱۳۹۵؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ Omrani et al., 2013a) با نقش آب‌زدایی مسکوویت در انجام ذوب‌بخشی همخوانی بیشتری دارد تا دخالت واکنش آب‌زدایی بیوتیت. محمدی (۱۳۹۵) خاطر نشان کرده است که فراوانی تورمالین در لوکوگرانیت‌ها و متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گشت، مؤید مشارکت سیال بردار در ژنز توده‌های گرانیته منطقه است. این عنصر ضمن کم کردن دمای سالیدوس گرانیته آب‌دار (Pichavant, 1981) و انجام رویداد میگماتیت‌زایی، با کاهش ویسکوزیته (Dingwell et al., 1992)، تحرک بیشتر مذاب و تسهیل جدایش آن از بخش درگذاز را به دنبال داشته و در نهایت سبب تجمع و تشکیل توده‌های لوکوگرانیته شده است.

در سنگ‌های با ۱۰ تا ۳۰ درصد مسکوویت، میزان مذاب تولید شده حاصل از واکنش بالا، ۷ تا ۲۰ درصد است که به‌صورت اجتماعی کوارتز-فلدسپاری در گنیس‌های دارای بیوتیت، گارنت، سیلیمانیت، ارتوز و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. تحت گرادیان زمین‌گرایی مذکور، مذاب بیشتری در اثر واکنش آب‌زدایی ذوب بیوتیت در دمای حدود ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد همراه با گارنت و ارتوز تشکیل می‌شود:



نظر به معمول بودن ملانوسوم متشکل از بیوتیت + سیلیمانیت و نادر بودن ملانوسوم‌های گارنت‌دار در متاپلیت‌های گشت رودخان، فرایند ذوب‌بخشی بیشتر متأثر از واکنش آب‌زدایی مسکوویت بوده است. نبود مسکوویت به‌صورت فاز پایدار در پاراژنز اوج دگرگونی میگماتیت‌ها نیز مبین نقش آن در فرایند میگماتیت‌زایی است. از طرفی چنانچه فرایند ذوب‌بخشی ناشی از تجزیه بیوتیت باشد؛ بیوتیت به‌جای تورمالین در مذاب حاصله حضور خواهد داشت (Nabelek et al., 1992؛ اما فراوانی (Scaillet et al., 1995; Wilke et al., 2002; Nabelek and Liu, 2004)



شکل ۸- شبکه پتروژنتیک ساده از متاپلیت‌های درجه بالا (Vielzeuf and Holloway, 1988; Clarke, 1992). سه نوع گرادیان زمین‌گرایی، واکنش‌های آب‌زدایی مسکوویت و بیوتیت و سالیدوس گرانیته آب‌دار در این شبکه پتروژنتیک نمایش داده شده است. موقعیت‌های انجام ذوب‌بخشی، به‌صورت باند خاکستری هستند.

۹- تفسیر جایگاه زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی گشت

مؤذن و حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶؛ برزوئی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Saki, 2010) هستند. اما نظر به جایگاه زمین‌ساختی مجموعه گشت و شرایط دگرگونی حاکم بر آن، سازوکار فرایند ذوب‌بخشی و تشکیل فابریک میگماتیته، متمایز از دیگر میگماتیت‌های ایران است. شواهد دگرگونی و ماگماتیسم مرتبط با فرورانش پالتوتیس و بسته شدن نهایی

سنگ‌های دگرگونی پلیتی درجه بالا از گسترش وسیعی در کراتون‌ها و نوارهای کوهزایی برخوردارند. سنگ‌های متاپلیتی درجه بالا در ایران که دستخوش فرایند ذوب‌بخشی شده‌اند؛ بیشتر منحصر به پی‌سنگ پرکامبرین (Ramezani and Tucker, 2003; Balaghi Enanlou et al., 2014) و هاله‌های مجاورتی اطراف توده‌های نفوذی (بدرزاده، ۱۳۸۱؛ جعفری، ۱۳۸۵)

می‌گیرند و محل تجمع آنها، فلات یا شیب قاره‌ای حواشی فعال یا غیرفعال قاره‌ای است (Winter, 2014). شاخص ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی گشت که از نظر درجه دگرگونی هم ارز متاپلیت‌های هم‌جوار هستند؛ با جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای همخوانی دارد (جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۵).

لوکوگرانیت‌های منطقه گشت رودخان، شباهت ژئوشیمیایی قابل توجهی با لوکوگرانیت‌های پرآلومین تورمالین‌دار همالیا نشان می‌دهند (زندفر، ۱۳۹۵؛ Omrani et al., 2013a). این گونه لوکوگرانیت‌ها که بر اثر ذوب بخشی سنگ منشأ پلیتی به وجود می‌آیند؛ شاخص نوارهای کوهزایی برخوردی هستند (Nabelek and Liu, 2004).

رویداد کوهزایی کمرندهای برخوردی فانروزوییک، شامل فرورانش و به دنبال آن برخورد قاره‌ای است که با ضخیم‌شدگی پوسته‌ای و کاهش سرعت هم‌گرایی دنبال می‌شود. تاریخچه زمین‌شناسی طولانی رویداد بسته شدن حوضه اقیانوسی پالتوتیس با تشکیل سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوزیت اسالم و شاندرمن در کانال فرورانش همراه بوده است. مرحله نهایی محو حوضه اقیانوسی پالتوتیس با برخورد بلوک البرز و حاشیه جنوبی اوراسیا در طی فاز کوهزایی ائوکیمرین و تشکیل سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی مجموعه گشت در اعماق میانی تا زیرین جایگاه برخورد پوسته‌ای خاتمه یافته است.

۱۰- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صحرایی و کانی‌شناسی و محاسبات دما- فشارسنجی می‌توان به نتایج ذیل در مورد متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان اشاره کرد:

رابطه تبدیلی کیانیت به سیلیمانیت، حضور استارولیت و نبود کاردیریت در متاپلیت‌های گشت رودخان با گرادیان دگرگونی حاکم در جایگاه برخوردی همخوانی دارد.

با توجه به محاسبات دما- فشارسنجی، گرادیان زمین‌گرایی حاکم در طی تشکیل متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان، معادل گرادیان دگرگونی P/T متوسط یا کوهزایی است.

تحت گرادیان دگرگونی کوهزایی حاکم بر منطقه گشت رودخان، پروتولیت‌های پلیتی مناسب در درجات بالای دگرگونی، بر اثر واکنش آب‌زدایی مسکوویت دستخوش ذوب‌بخشی و میگماتیت‌زایی شده و در نتیجه تمایز مذاب- لوکوگرانیت‌های پرآلومین تورمالین‌دار منطقه به وجود آورده است.

احتمالاً متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان، ارائه‌کننده سنگ‌های اعماق متوسط پوسته‌ای جایگاه برخوردی ناشی از تصادم بلوک البرز و صفحه اوراسیا در طی فاز کوهزایی ائوکیمرین هستند.

آن در پهنه شمال خاوری و مرکز ایران به‌طور مفصل بررسی شده است. واقعه فرورانش پالتوتیس با گرانتیت‌زایی به سن دونین و کربنیفر بالایی در اطراف مشهد و ایجاد منشورهای به هم افزوده (فیلیت‌های مشهد) همراه بوده است (Alavi, 1996; Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012; Zanchetta et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2015). با اتمام حوضه اقیانوسی پالتوتیس و وقوع برخورد قاره‌ای ایران با توران، گرانتیویدهای با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی پوسته قاره‌ای در مناطق تربت جام و مشهد به سن تریاس بالایی ایجاد شده است (Karimpour et al., 2010; Mirnejad et al., 2013; Zanchetta et al., 2013). در پهنه ایران مرکزی، مجموعه دگرگونی انارک نیز به‌عنوان منشورهای به هم افزوده ناشی از فرورانش پالتوتیس قلمداد شده‌اند (Bagheri and Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009b; Zanchi et al., 2015). Buchs et al. (2013) با استفاده از شاخص‌های ژئوشیمیایی در این مجموعه دگرگونی، شواهد ماگماتیسیم مرتبط با مرحله زایش پالتوتیس، فرورانش و بسته شده نهایی آن را شناسایی کرده‌اند.

بر خلاف پهنه شمال خاوری و مرکز ایران، در پهنه البرز باختری از شواهد دگرگونی و ماگماتیسم فرورانش پالتوتیس مخصوصاً مرحله نهایی بسته شدن آن کمتر سخنی به میان آمده است. همان‌طور که در محث زمین‌شناسی ناحیه‌ای اشاره شد در پهنه البرز باختری علاوه بر مجموعه دگرگونی گشت، مجموعه‌های شاندرمن و اسالم نیز بروزند دارند. رابطه مکانی نزدیک این سه مجموعه دگرگونی و واقع شدن آنها در محل زمین‌درز پالتوتیس حذفاصل اوراسیا و گندوانا، بیانگر ارتباط تشکیل آنها با بسته شدن حوضه اقیانوسی پالتوتیس است. شروع بسته شدن حوضه اقیانوسی وسیع پالتوتیس در کربنیفر با حاکم شدن شرایط دگرگونی زون فرورانش و تشکیل سنگ‌های دگرگونی رخساره اکلوزیت و شیست آبی اسالم (سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵؛ Rossetti et al., 2017) و اکلوزیت‌های شاندرمن (Zanchetta et al., 2009; Omrani et al., 2013b) در البرز باختری مشخص است. برخورد خرده صفحات دارای قربت گندوانایی (خرده قاره‌های کیمرین) با اوراسیا بیانگر مرحله نهایی بسته شدن پالتوتیس و رویداد تصادم قاره‌ای است که به عنوان فاز کوهزایی ائوکیمرین شناخته می‌شود (Stöcklin, 1974; Sengör 1979, 1984 and 1990; Angiolini et al., 2007; Zanchi et al., 2009a).

بر خلاف پروتولیت پوسته اقیانوسی (Omrani et al., 2013b) و پشت قوس یا بالای زون فرورانش (نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵؛ Rossetti et al., 2017) سنگ‌های دگرگونی فشار بالا- دمای پایین مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم، پروتولیت سنگ‌های دگرگونی مجموعه گشت عمدتاً از نوع پلیتی و عاری از توالی‌های افیولیتی است. رسوبات پلیتی از هوازگی و فرسایش پوسته قاره‌ای نشأت

کتابنگاری

- بدرزاده، ز. ۱۳۸۱- پترولوژی دگرگونی‌های منطقه سرابی توپسرکان، تأکید ویژه بر ماهیت دگرگونی‌های درجه بسیار بالا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- برزویی، ک.، سپاهی، ع. ا. و موزن، م. ۱۳۹۲- ذوب‌بخشی سنگ‌های رسی و نیمه رسی در هاله دگرگونی منطقه سرابی توپسرکان، همدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۱، صص. ۹۱ تا ۱۰۶.
- جعفری، س. ر. ۱۳۸۵- پترولوژی میگماتیت‌ها و سنگ‌های پلوتونیک منطقه جنوب سیمین (همدان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.
- جوانمرد، م. ر. ۱۳۹۳- پترولوژی مجموعه دگرگونی گشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- جوانمرد، م. ر. نصرآبادی، م. و قلی‌زاده، ک. ۱۳۹۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گشت (باختر رشت). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۲، صص. ۲۴۳ تا ۲۵۸.
- جوانمرد، م. ر. نصرآبادی، م. داوودی، ز. و قلی‌زاده، ک. ۱۳۹۳- مجموعه دگرگونی گشت: مثالی از دگرگونی P/T متوسط کمرندهای کوهزایی، سی‌سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، صص. ۳۰۶ تا ۳۱۳.
- رزاقی، ص. ۱۳۹۵- میگماتیت‌زایی مجموعه دگرگونی گشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- زندفر، م. ۱۳۹۵- گرانتیت‌زایی مجموعه دگرگونی گشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- سعادت، م. ۱۳۹۲- پترولوژی مجموعه دگرگونی اسالم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- سعادت، م. نصرآبادی، م. و آسیابانها، ع. ۱۳۹۳- دما- فشارسنجی و تفسیر جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال باختر رشت)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱۹، صص. ۱۳۸ تا ۱۵۴.

محمدی، م.، ۱۳۹۵- تورمالین‌زایی مجموعه دگرگونی گشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
 مودن، م. و حاجی علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۶- ذوب‌بخشی سنگ‌های رسی و نیمه رسی در هاله دگرگونی کلیبر- شمال باختری ایران، فصلنامه علوم زمین، ۶۴، صص. ۱ تا ۱۳.
 میکائیلی، ر.، ۱۳۹۲- پترولوژی سنگ‌های رسی دگرگونی گشت و ماسال، شمال ایران، رساله دکترا، دانشگاه تبریز.
 نصرآبادی، م. و سعادت، م.، ۱۳۹۵- ژئوشیمی و جایگاه پالئوتکتونوماگماتیک پروتولیت متابازیت‌های مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌باختر رشت). مجله پترولوژی، ۲۸، صص. ۱۶۱ تا ۱۷۹.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983–992.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997- The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband area in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563–1575.
- Angiolini, L., Gaetani, M., Mattoni, G., Stephenson, M. H. and Zanchi, A., 2007- Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 m.y. ago. *Geology*, 35: 1071–1074.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451: 123–155.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 92–124.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. and Raith, M., 1992- Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 87–93.
- Brown, M., 1993- P–T–t paths of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society, London* 150: 227–241.
- Buchs, D. M., Bagheri, S., Martin, K., Hermann, J. and Arculus, R., 2013- Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos*, 172–173: 267–287.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzehpour, B. and Jones, C. R., 1975- Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1/250000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Clarke, D. B., 1992- Granitoids Rocks. *Topics in the Earth Sciences*, p. 283; London (Chapman and Hall).
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. and Fukuoka, M., 1991- A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109: 130–137.
- Delaloye, M., Jenny, J. and Stampfli, G., 1981- K–Ar dating in the eastern Elburz (Iran). *Tectonophysics*, 79: 27–36.
- Dewey, J. F., 1988- Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7: 1123–1139.
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb, S. L. and Pichavant, M., 1992- The effect of B₂O₃ on the viscosity of haplogranitic liquids. *American Mineralogist* 77: 457–461.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A., 2005- The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90: 316–328.
- Holdaway, M. J., 2001- Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86: 1117–1129.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M., 1977- Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 63, 175–198
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, L., 2010- Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 384–393.
- Kriegsman, L. M., 2001- Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56: 75–96.
- Milord, I., Sawyer, E. W. and Brown, M., 2001- Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, 42: 487–505.
- Mirnejad, H., Lalonde, A. E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J., 2013- Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170: 105–116.
- Nabelek, P. I. and Liu, M., 2004- Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95: 73–85.
- Nabelek, P. I. and Russ-Nabelek, C., Denison, J. R., 1992- The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak

- leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 173–91.
- Omrani, H., Michaeli, R. and Moazzen, M., 2013a- Geochemistry and petrogenesis of the Gasht peraluminous granite, western Alborz Mountains, Iran. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 268/2: 175–189.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M., 2013b- Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 31: 791-812.
- Otamendi, J. E. and Patiño Douce, A. E., 2001- Partial melting of aluminous metagraywackes in the northern Sierra Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, 42: 1751–1772.
- Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V., 1983- Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (Ed. Saxena, S. K.). Springer Verlag, New York, 199–239.
- Pichavant, M., 1981- An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1kbar vapor pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 430-439.
- Powell, R. and Holland, T. J. B., 2008- On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 155–179.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303: 622–665.
- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabad, M. Lucci, F., Theye T. and Saadat, M., 2017- Early Carboniferous subduction zone metamorphism preserved within the Paleo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of Geological Society*, 174: 741-758.
- Saki, A., 2010- Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic migmatites of the Alvand aureole, Iran. *Geological Magazine*, 148 (3): 1-12.
- Scailliet, B., Pichavant, M., Roux, J., 1995- Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36: 663–705.
- Sengör, A. M. C., 1979- Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590-593.
- Sengör, A. M. C., 1984- The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Paper*, 195: 1-82.
- Sengör, A. M. C., 1990- A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H., Searle, M. P. and Ries, A. C. (eds). *The Geology and tectonics of the Oman region*. Geological Society Special Publication, 49: 797-831.
- Shafaii Moghadam, H., Xian-Hua Li, X. H., Xiao-Xiao Ling, X. X., Stern, R. J., Zaki Khedr, M. Z., Chiaradia, M., Ghorbani, G., Arai, S. and Tamura, A., 2015- Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: new evidence from U–Pb zircon dating and Sr–Nd–Pb isotopes of the Darrehanjir–Mashhad ophiolites. NE Iran. *Gondwana Research*, 28: 781-799.
- Sheikholeslami, M. R. and Kouhpeyma, M., 2012- Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. *Journal of Geodynamic*, 61: 23–46.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. and Cheney, J. T., 1999- P–T paths from anatexis pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 17–32.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. & Drake, C. L. (eds). *The geology of Continental Margins*, 873-887. Springer-Verlag.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988- Experimental determination of the fluid-absent melting reactions in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185–187, 2010
- Wilke, M., Nabelek, P. I. and Glascock, M. D., 2002- B and Li in metapelites from the Proterozoic Terrane in the Black Hills, South Dakota, USA: implications for the origin of leucogranitic magmas. *American Mineralogist*, 87: 491–500.
- Winter, J. D., 2014- Principle of igneous and metamorphic petrology. 2nd Edition, Pearson, USA, 738.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A. and Heidarzadeh, G., 2013- The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research*, 24: 1237-1266.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G., 2009- The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) Special Publications, Geological Society, London, 312: 57-79.
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H. R. and Kouhpeyma, M., 2015- The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 45-72.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E. and Molyneux, S., 2009a- The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) Special Publications, 312: 31-55. Geological Society, London.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009b- The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London Special Publications 312: 261–286.

Thermobarometry and tectonic setting of Gasht-e-Rudkhan metapelites, Gasht metamorphic complex, west of Rasht

S. Razaghi¹, M. Nasrabady^{2*}, K. Gholizadeh³ and Z. Davoudi²

¹M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

³Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2017 February 08

Accepted: 2017 September 11

Abstract

The Gash metamorphic complex is situated at the west of Rasht city. Gasht-e-Rodkhan metamorphic rocks are considered as a part of this metamorphic complex. Metapelites (schist, gneiss and migmatite) are the most important lithological unit of the Gasht-e-Rodkhan area. Index minerals consist of staurolite, garnet, sillimanite and kyanite. The main rock forming minerals of muscovite-free melanosome of migmatites are sillimanite and biotite. There is garnet in some melanosome as well. Quartz, K-feldspar and plagioclase are the rock forming minerals of leucosome. Tourmaline, garnet, muscovite and sillimanite are accessory minerals. Average pressure and temperature calculated by Thermocalc software and conventional thermobarometers for schist, gneiss and migmatite samples are 8.6 Kb, 630°C; 6.7 Kb, 650°C and 6.3 Kb, 720°C respectively. Mineralogical parageneses and geothermal gradient resulted from thermobarometry calculations of the Gasht-e-Rodkhan metapelites are compatible with metamorphic Barrovian gradient or orogenic type. Gash complex probably represents metamorphic rocks of medium crustal depth of a collisional tectonic setting between Alborz block and Turan plate. Partial melting of metapelites and generation of associated leucogranites have taken place as a consequence of muscovite dehydration melting.

Keywords: Metapelite, Migmatite, Partial melting, Leucogranite, Thermobarometry, Gasht-e-Rodkhan

For Persian Version see pages 269 to 280

*Corresponding author: M. Nasrabady; E-mail: nasrabady@sci.ikiu.ac.ir