

پتروولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، تابستان ۱۳۹۵، صفحه ۱۷۱-۱۸۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۷

## دما- فشارسنجی و جایگاه زمین ساختی پی سنگ دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاج برقشی (جنوب باختر بردسکن، خراسان رضوی)

سمیه موسوی نژادسوق، محسن نصرآبادی\*، رضا نوزعیم و زینب داوودی  
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

### چکیده

پی سنگ پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاج برقشی (جنوب باختر بردسکن، خراسان رضوی)، بیشتر متاپلیت، متابازیت و گنیس میلونیتی بوده و دچار هجوم توده گرانیته لاج برقشی به سن ادیاکاران-کامبرین شده است. متاپلیت‌ها بیشتر گارنت‌شایست بوده، دارای کانی‌های همایند گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز + فلدسپار هستند. متابازیت‌ها شامل گارنت‌آمفیبولیت و گارنت-اپیدوت‌آمفیبولیت بوده، کانی‌های همایند آنها آمفیبول + فلدسپار + گارنت ± کوارتز ± اپیدوت ± میکای سفید ± روتیل ± اسفن ± ایلمنیت هستند. برای هر دو واحد متاپلیتی و متابازیتی، شرایط دگرگونی به دست آمده با استفاده از نرم افزار ترموکالک، شبکه‌های سنگ‌زادی (پتروژنتیک) و دما فشارسنج‌های قراردادی با یکدیگر هم خوانی دارد. فشار و دمای به دست آمده به ترتیب ۷/۱ تا ۱۲/۳ کیلو بار و ۴۸۲ تا ۶۶۱ درجه سانتیگراد بوده، تقریباً هم‌ارز با رخساره‌های پوسته قاره‌ای زیرین، شامل آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت فشار بالا هستند. احتمالاً توده گرانیته گارنت و اپیدوت دار لاج برقشی و پی سنگ متاپلیتی و متابازیتی میزبان آن، بیانگر پیدایش آنها در پهنه کمان قاره‌ای هستند که بر اثر فرورانش پروتوتیس به زیر صفحه ایران ضخیم شده است.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی، لاج برقشی، جنوب باختر بردسکن، قوس قاره‌ای، پی سنگ پرکامبرین

### مقدمه

گرفته است. این سرزمین شامل چندین خرد قاره و بلوک است که توسط نوارهای کوهزایی و پهنه‌های غیرکراتونی از یکدیگر متمایز شده‌اند (Stöcklin, 1974; Berberian and King, 1981).

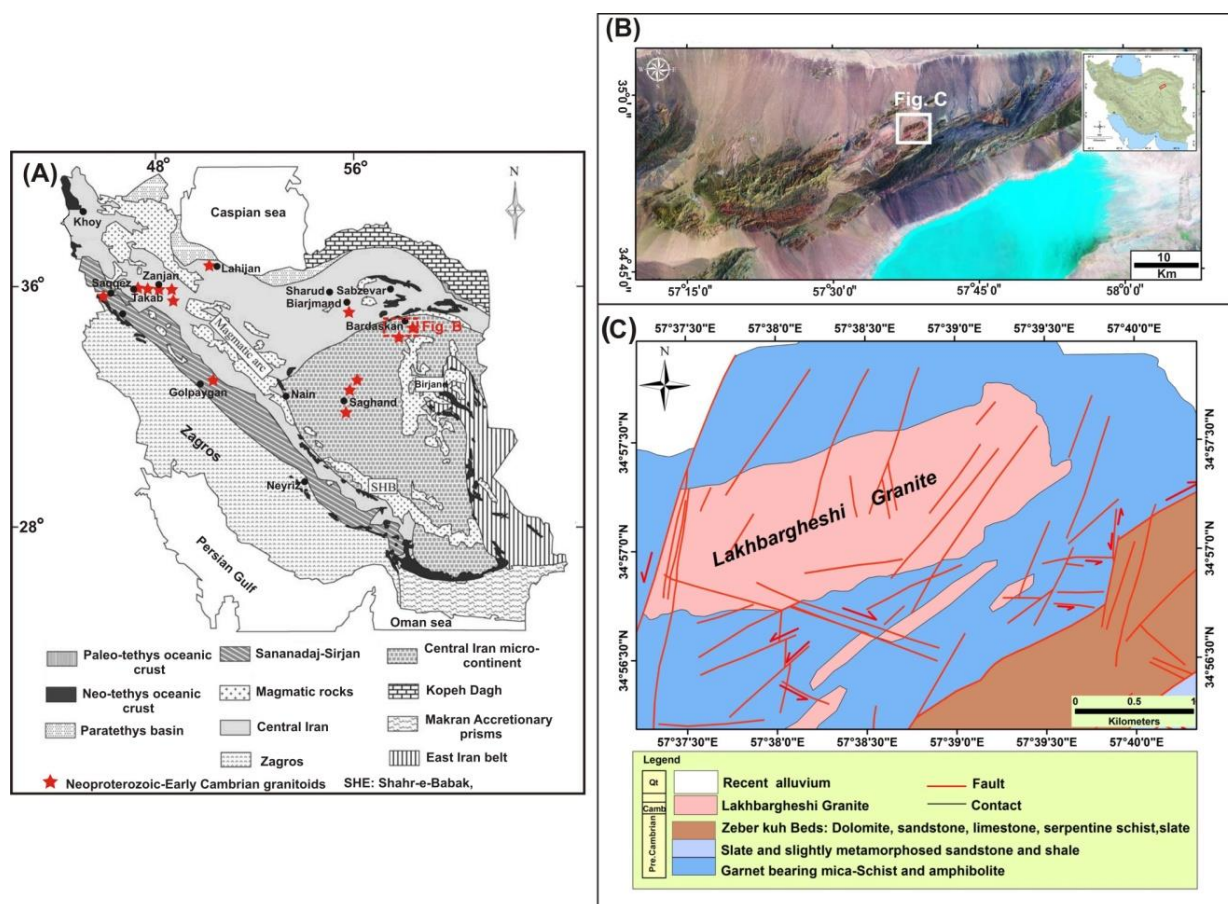
سرزمین ایران بخشی از نوار کوهزایی آلپ-همالیاست که در بین صفحه‌های کراتونی اوراسیا در شمال و سپر عربی در جنوب جای

\* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

بروزد پهنه‌های پی‌سنگی، مگر پهنه زاگرس و کپه‌داغ، از پهنه‌های دیگر ایران، مانند ایران مرکزی (Rossetti *et al.*, 2015; Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Jamshidi *et al.*, 2013; Hassanzadeh *et al.*, 2008; Ramezani and Tucker, 2003)، سیرجان (Hassanzadeh *et al.*, 2008; Nutman *et al.*, 2014) و البرز (Lam, 2002; Hassanzadeh *et al.*, 2008) نیز گزارش شده‌اند (شکل ۱- A).

به باور Berberian و King (۱۹۸۱)، پوسته قاره‌ای ایران بر اثر کوهزایی حجاز یا پان‌آفریکن، دچار دگرگونی و گرانیته‌شدن، گسل‌خوردگی و دگرریختی شده است. پی‌سنگ دگرگونی ایران شامل شیست و ارتوگنیس است و به درون آن توده‌های گرانیته‌ی نئوپروتوزوییک بالایی- کامبرین زیرین نفوذ کرده‌اند.



شکل ۱- A) نقشه پراکنده‌ی جغرافیایی گرانیته‌ی نئوپروتوزوییک بالایی- کامبرین زیرین در ایران؛ (B) تصویر ماهواره‌ای از گستره کوه‌سرهنگی در شمال‌باختر بلوک لوت؛ (C) نقشه زمین‌شناسی ساده از منطقه لاخ برقی در گستره کوه سرهنگی (با تغییراتی پس از (Nozaem (2013)).

دیرینه‌زمین‌ساخت صفحه ایران، در زمان پیش از کامبرین، به صورت حاشیه فعال قاره‌ای، چسبیده به لبه شمالی ابرقاره گندوانا به‌شمار آید. بنابراین، این توده‌های گرانیته‌ی نئوپروتوزوییک محصول فلسیک بر اثر فرورانش حوضه

ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمان قاره‌ای در ارتوگنیس‌ها و توده‌های گرانیته‌ی نئوپروتوزوییک وجود توده‌های هم‌سن در سیر عربی و نبود آنها در ابرقاره اوراسیا (Veevers, 2003) موجب شده است تا جایگاه

یزد جای دارد (شکل ۱- B). در منطقه کوه سرهنگی انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی که به‌شدت در پی مراحل مختلف کوهزایی دچار دگرریختی شده‌اند با آرایش نواری، و به‌عبارت بهتر، به‌صورت یک سری دوپلکس‌های راستالغز برونزد دارند (Nozaem, 2013). واحدهای سنگ‌چینه‌ای این منطقه از اینفراکامبرین تا کواترن را در بر می‌گیرند که گاه با نبوده‌های چینه‌ای (در زمان تریاس و پالئوژن) و کارکرد گسل‌های منطقه، برخی از سازندها حذف شده‌اند.

سنگ‌های منطقه بیشتر دگرگون و دگرریخت شده، خاستگاه آذرین و رسوبی دارند. کهن‌ترین سنگ‌های منطقه، اسلیت‌های سری مراد هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارند اما در کنار توده‌های گرانیتی به‌صورت میکاشیست‌های گارنت و استارولیت‌دار دیده می‌شوند. بر روی سری دگرگونی مراد، سازند سلطانیه (پرکامبرین بالایی) و سری زبرکوه (کامبرین زیرین - میانی) قرار می‌گیرند که همراه با توده‌های گرانیتوئیدی سازنده بلندی‌های منطقه هستند (Nozaem, 2013).

این مجموعه به‌هنگام تحولات کوهزایی کاتانگایی دچار دگرگونی و دگرریختی شده است. اولین و مهم‌ترین رخداد ماگماتیسم منطقه نیز مربوط به همین فاز کوهزایی است به‌گونه‌ای که Sahandi (۲۰۰۲) در گزارش نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد، سن ماگماتیسم گرانیتی جنوب‌باختر منطقه (گرانیت رباط زنگیچه) را  $624 \pm 5$  میلیون سال پیش گزارش کرده است. Rossetti و همکاران (۲۰۱۵) نیز با استفاده از روش اورانیم-سرب درجا بر روی کانی زیرکن، سن گرانیت لاخ برقی را که به پی‌سنگ دگرگونی این منطقه تزریق شده (شکل ۱- C) را  $530 \pm 30$  میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند. در زمان تریاس تا ژوراسیک زیرین هیچ واحد سنگ‌چینه‌ای در پهنه کوه سرهنگی دیده نشده که بیانگر بالآمدگی عمومی مرتبط با کوهزایی سیمیرین آغازین باشد (Nozaem, 2013).

اقیانوسی پروتوتتیس به زیر ابرقاره گندوانا پدید آمده‌اند. با توجه به کمبود داده‌های سنگ‌شناسی درباره شرایط دگرگونی پی‌سنگ ایران مرکزی، در این پژوهش تلاش شده تا افزون بر به‌دست آوردن دما و فشار متابازیت و متاپلیت‌های پی‌سنگ دگرگونی در منطقه لاخ برقی (جنوب‌باختر بردسکن)، شرایط دگرگونی و جایگاه زمین‌ساختی احتمالی آنها تا حد امکان بررسی شود.

### روش انجام پژوهش

روش پژوهش شامل نمونه‌برداری از برونزدهای گوناگون متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، برای شناخت روابط صحرائی، تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری است. سه نمونه متاپلیت و دو نمونه متابازیت برای تجزیه با دستگاه ریزکاو الکترونی نوع Cameca SX100 در دانشگاه اشتوتگارت آلمان برگزیده شده و کانی‌های میکای سفید، بیوتیت، آمفیبول، گارنت، فلدسپار، اپیدوت و کلریت درن آنها بررسی شدند. در هنگام تجزیه با دستگاه ریزکاو الکترونی، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵KV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش ۳۰ ثانیه بوده است. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار CalcMin و برای ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی، از روش تعادل چندگانه (نرم‌افزار Thermo Calc)، دما فشارسنج‌های قراردادی، نتایج داده‌های سنگ‌شناسی آزمایشگاهی و شبکه‌های سنگ‌زادی (پتروژنتیک) استفاده شده است.

### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

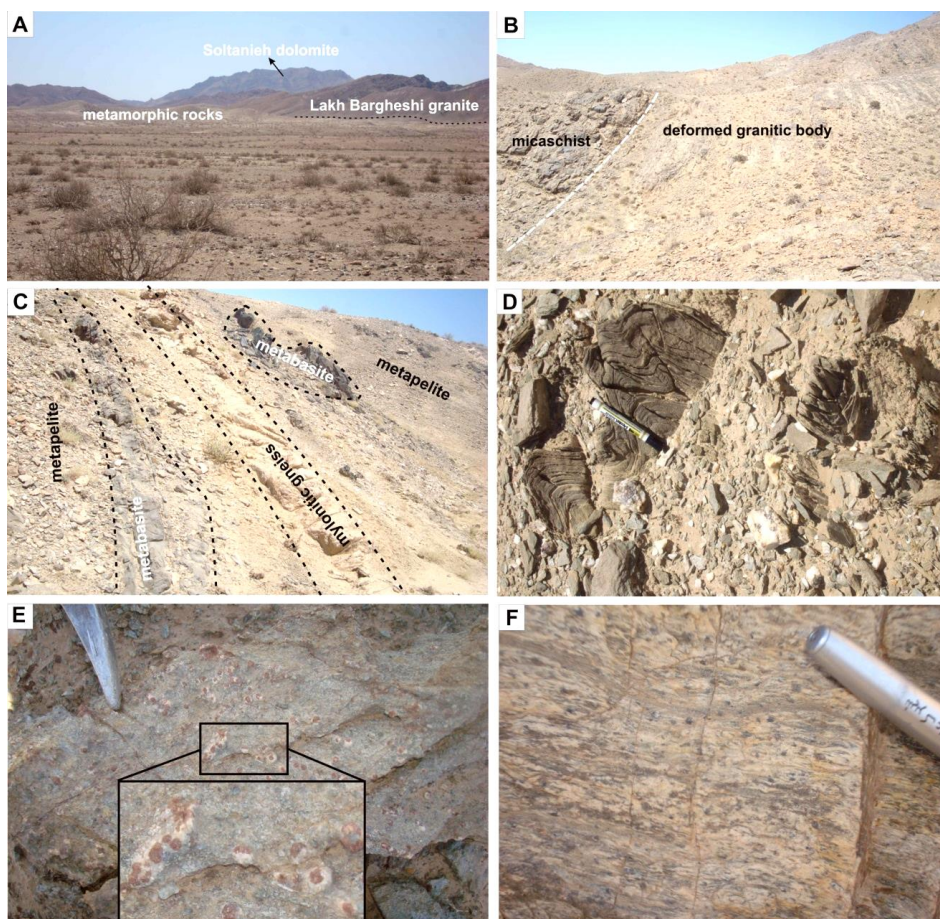
منطقه مورد بررسی در جنوب‌باختر شهرستان بردسکن در استان خراسان رضوی، و در منطقه‌ای به نام لاخ برقی واقع است. این منطقه بخشی از پهنه کوه‌سرهنگی است که با طول حدود ۷۵ کیلومتر و عرض بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر، به‌صورت یک گوه کشیده در شمال‌باختری بلوک لوت (متعلق به بلندی‌های ایران مرکزی) و در گوشه شمال‌خاوری بلوک

## روابط صحرائی

پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاخ برقی جنوب‌باختر بردسکن به‌صورت تپه ماهوری است و گرانیب لاخ برقی با ریخت‌شناسی مرتفع به آن نفوذ کرده است (شکل ۲- A). مرز برخورد کنونی بین گرانیب لاخ برقی و متاپلیت‌های میزبان از نوع گسله بوده (شکل ۲- B) و با نزدیک شدن به توده گرانیبی تغییرات بافتی و کانی‌شناسی در میکاشیست میزبان دیده نمی‌شود. جنس پی‌سنگ در این منطقه از نوع متاپلیت (بیشتر میکاشیست) بوده و میان‌لایه‌هایی از متابازیت (گارنت‌آمفیبولیت و گارنت-

اپیدوت‌آمفیبولیت) و گنیس میلونیتی نیز در آن دیده می‌شوند (شکل ۲- C). متاپلیت‌ها بیشتر دگرریخت هستند (شکل ۲- D) و در اطراف پورفیروبلاست‌های درشت گارنت، هاله فقیرشدگی روشن، شامل کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود (شکل ۲- E).

ساختارهای میلونیتی در رگه‌های گنیسی درون متاپلیت‌ها نمایان است (شکل ۲- F). اجتماعات توده‌ای و رگه‌ای ساخته شده از کوارتز خالص نیز در متاپلیت‌ها برونزد دارند که در بعضی از نقاط به‌عنوان سنگ معدن سیلیس در حال استخراج هستند.

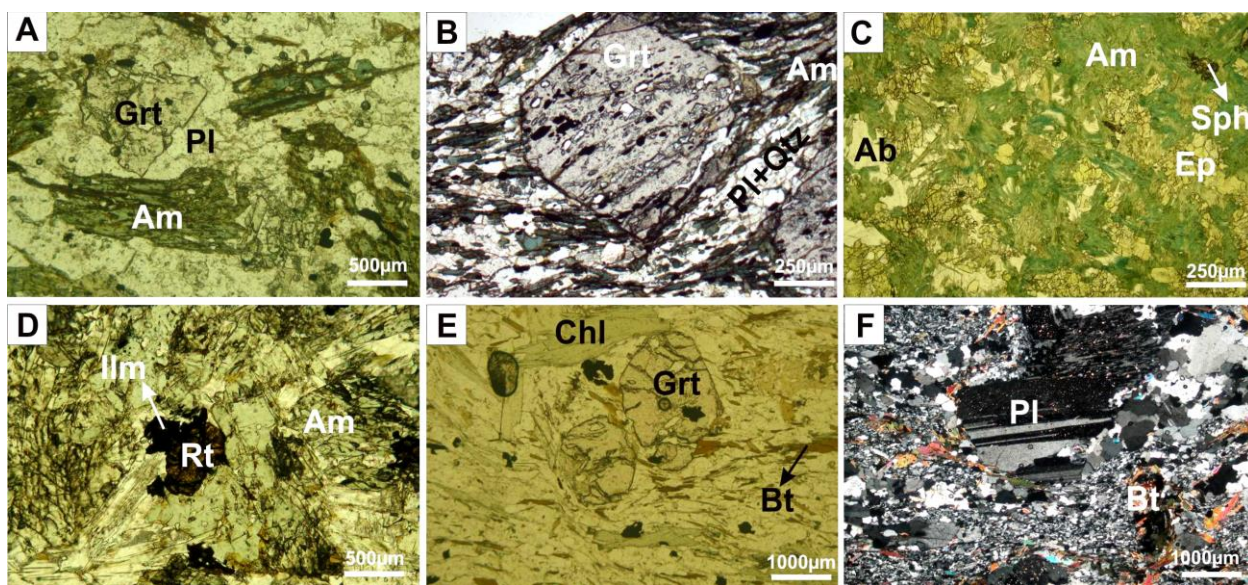


شکل ۲- نمای صحرائی رخنمون پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاخ برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی). (A) دورنمایی از پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاخ برقی. سنگ‌های دگرگونی حالت تپه ماهوری داشته، توده گرانیبی لاخ برقی در آن نفوذ کرده است. گرانیب لاخ برقی و سازند دولومیت سلطانیه، سازنده ارتفاعات منطقه است؛ (B) همبری گسله بین گرانیب لاخ برقی و متاپلیت میزبان؛ (C) تناوب متاپلیت، متابازیت و گنیس میلونیتی در سنگ‌های دگرگونی منطقه؛ (D) دگرشکلی متاپلیت‌ها به‌صورت چین‌خوردگی؛ (E) هاله فقیرشدگی روشن متشکل از کوارتز و فلدسپار در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت؛ (F) باند گنیس میلونیتی در سنگ میزبان متاپلیتی.

## سنگ‌نگاری

متابازیت: کانی‌های سنگ‌ساز متابازیت‌های مورد مطالعه آمفیبول، فلدسپار، گارنت و اپیدوت هستند (شکل ۳- A). از کانی‌های فرعی می‌توان به میکای سفید، کوارتز و فازهای تیتانیم‌دار ایلمنیت، اسفن و روتیل اشاره کرد. بیوتیت دارای خاستگاه ثانوی بوده، بر اثر دگرسانی آمفیبول پدید آمده‌اند. بافت نمونه‌ها نماتوپورفایرولاستیک است. منشورهای جهت‌یافته آمفیبول سازنده فولیاسیون و لیناسیون هستند. در

پورفایرولاست‌های هم‌زمان با زمین‌ساخت گارنت، میانبارهایی از ایلمنیت، کوارتز و فلدسپار دیده می‌شوند (شکل ۳- B). در برخی نمونه‌ها، مقادیر درخور توجهی اپیدوت نیز هست که بیانگر شرایط دگرگونی زیرخساره اپیدوت‌آمفیبولیت است. کانی تیتانیم‌دار در چنین نمونه‌هایی از نوع اسفن است که فاز تیتانیم‌دار دما پایین به‌شمار می‌آید (شکل ۳- C). در برخی نمونه‌ها نیز فاز تیتانیم‌دار از نوع روتیل است (شکل ۳- D) که به‌طور بخشی در حال تبدیل به اسفن یا ایلمنیت است.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های دگرگونی منطقه لاخ برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی). A) فلدسپار، آمفیبول و گارنت کانی‌های سنگ‌ساز گارنت‌آمفیبولیت هستند. آمفیبول‌ها به‌صورت بخشی در حال تبدیل به بیوتیت هستند؛ B) منشورهای جهت‌یافته آمفیبول که سازنده فولیاسیون و لیناسیون سنگ هستند. در پورفایرولاست‌های گارنت میانبارهایی از ایلمنیت، کوارتز و فلدسپار وجود دارد؛ C) در متابازیت‌های غنی از اپیدوت (زیرخساره اپیدوت‌آمفیبولیت) فاز تیتانیم‌دار از نوع اسفن است؛ D) در برخی نمونه‌های متابازیت، فاز تیتانیم‌دار از نوع روتیل است که به‌طور بخشی در حال تبدیل به ایلمنیت یا اسفن است؛ E) نمونه گارنت‌شایسته با ورقه‌های جهت‌یافته بیوتیت و مسکوویت. کلریت‌ها احتمالاً دارای خاستگاه ثانوی بوده، از دگرسانی بیوتیت پدید آمده‌اند؛ F) نمونه رگه گنیسی که بافت میلونیتی شامل پورفایرولاست‌های فلدسپار، در زمینه دانه‌ریز خردشده از کوارتز و بیوتیت است. همه تصاویر مگر تصویر F، در نور PPL (یا Plane Polarized Light) هستند (نام اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983): آمفیبول: Am، آلبیت: Ab، گارنت: Grt، پلاژیوکلاز: Pl، اپیدوت: Ep، کلریت: Chl، بیوتیت: Bt، اسفن: Sph، روتیل: Rt).

فضای بین میکاها را پر کرده‌اند. ورقه‌های کلریت موازی یا متقاطع نسبت به فولیاسیون نیز وجود دارند (شکل ۳- E). احتمالاً کلریت‌ها دارای خاستگاه ثانوی بوده، از تجزیه بیوتیت به‌هنگام دگرگونی پس‌رونده پدید آمده‌اند. پورفایرولاست‌های هم‌زمان با زمین‌ساخت و

متابلیت: علی‌رغم این که فراوان‌ترین سنگ‌های دگرگونی منطقه از نوع متابلیت هستند اما از تنوع کانی‌شناسی چندانی برخوردار نیستند. ورقه‌های جهت‌یافته مسکوویت و بیوتیت سازنده فولیاسیون این سنگ‌ها هستند و کانی‌های سه‌بعدی کوارتز و فلدسپار

که هنگام تزریق رگه‌ای به سنگ میزبان متاپلیتی، دچار فازهای دگرریختی بعدی شده‌اند.

### شیمی کانی‌ها

برای شناخت شیمی کانی‌ها و پس از آن محاسبات دما فشارسنجی و ارزیابی شرایط دگرگونی، بیش از ۲۵۰ تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی‌های دو نمونه متابازیت (گارنت آمفیبولیت و گارنت-اپیدوت آمفیبولیت) و سه نمونه متاپلیت (گارنت میکاشیست)، به دست آمد (جدول‌های ۱ و ۲). در این بخش ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه، بحث و بررسی خواهد شد.

درشت گارنت نیز در بیشتر نمونه‌های متاپلیتی دیده می‌شوند. همان‌گونه که در بخش دما فشارسنجی خواهیم گفت شرایط دگرگونی برای تبلور کانی‌هایی مانند آلومینوسیلیکات و استارولیت آماده بوده، بنابراین، نبود این چنین کانی‌هایی را می‌توان به یک سنگ‌مادر تهی از Al برای متاپلیت‌های منطقه لاج برقی نسبت داد.

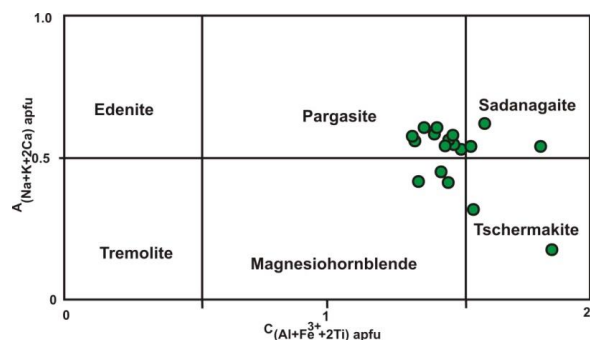
گنیس میلونیتی: از نظر میکروسکوپی این نمونه‌ها شامل پورفایروکلاست‌های فلدسپار هستند که در یک زمینه ریزیلور خردشده شامل کوارتز و بیوتیت جای دارند (شکل ۳-F). رگه‌های گنیس میلونیتی احتمالاً بیانگر زبانه‌های مشتق شده از توده‌های گرانیتی هستند

جدول ۱- نتایج تعدادی از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های آمفیبول (Amp)، گارنت (Gt)، فلدسپار (Fld)، اپیدوت (Ep) و میکا (Ms) در دو نمونه متابازیت پی‌سنگ دگرگونی منطقه لاج برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی). فرمول ساختاری این کانی‌ها به ترتیب بر اساس ۲۳، ۱۲، ۸، ۱۲/۵ و ۱۲ اکسیژن به دست آمده است. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار انجام شده و آهن کل به صورت  $FeO^*$  محاسبه شده است ( $X_{Ps} = Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{3+}$ ).

metabasite											
855											
Mineral Type	Amp		Gt				Fld			Ms	
	#10	#6	Rim		Core		#2	#8	#16	#1	#19
Analysis No.	#10	#6	#8	#10	#2	#13	#2	#8	#16	#1	#19
SiO <sub>2</sub>	43.01	42.93	37.03	36.81	36.61	36.72	66.07	68.12	60.51	45.86	46.70
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.40	0.04	0.06	0.11	0.15	0.0	0.0	0.0	0.15	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.91	16.08	21.62	21.39	21.13	21.28	21.25	19.72	24.29	39.62	32.96
FeO*	16.13	18.12	31.20	31.23	29.41	27.41	0.0	0.04	0.00	0.03	1.68
MnO	0.10	0.05	1.30	1.62	3.79	5.33	0.0	0.0	0.00	0.01	0.0
MgO	8.99	8.04	2.57	2.19	1.31	1.12	0.0	0.0	0.0	0.13	1.51
CaO	10.29	10.60	7.02	7.68	8.62	9.11	2.37	0.60	6.27	0.47	0.02
Na <sub>2</sub> O	2.11	1.57	0.0	0.02	0.0	0.01	10.36	11.58	8.11	7.74	1.53
K <sub>2</sub> O	0.38	0.40	0.01	0.00	0.01	0.0	0.05	0.07	0.07	1.91	9.28
Sum	97.34	98.19	100.79	101	100.99	101.13	100.1	100.13	99.25	95.92	93.92
Si	6.309	6.282	2.934	2.917	2.917	2.919	2.898	2.976	2.710	5.936	6.297
Ti	0.046	0.045	0.002	0.003	0.006	0.009	0.0	0.0	0.0	0.015	0.025
Al <sup>IV</sup>	1.690	1.717	0.066	0.082	0.082	0.080				2.063	1.702
Al <sup>VI</sup>	1.062	1.055	1.953	1.916	1.901	1.913	1.099	1.015	1.282	3.980	3.537
Fe <sup>2+</sup>	1.282	1.416	1.949	1.892	1.775	1.655	0.0	0.0	0.0	0.003	1.189
Fe <sup>3+</sup>	0.626	0.721	0.106	0.160	0.166	0.149	0.0	0.001	0.0	0.0	0.0
Mn	0.013	0.006	0.087	0.109	0.256	0.359	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0
Mg	1.968	1.755	0.303	0.259	0.156	0.133	0.0	0.0	0.0	0.026	0.305
Ca	1.617	1.662	0.596	0.653	0.736	0.776	0.111	0.028	0.301	0.066	0.003
Na	0.600	0.447	0.0	0.003	0.0	0.001	0.881	0.981	0.705	1.944	0.402
K	0.072	0.074	0.0	0.0	0.0	0.0	0.003	0.004	0.004	0.316	1.596
Sum	15.28	15.18	7.99	7.99	7.99	7.99	4.99	5.00	5.00	14.35	15.05
Mg#	0.6	0.55	0.13	0.12	0.08	0.07	-	-	-	-	-
<sup>B</sup> Ca/ <sup>B</sup> (Ca+Na)	0.80	0.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grossular	-	-	20.31	22.38	25.19	26.54	-	-	-	-	-
Pyrope	-	-	10.34	8.88	5.33	4.55	-	-	-	-	-
Almandine	-	-	66.28	64.74	60.49	56.28	-	-	-	-	-
Spessartine	-	-	2.98	3.74	8.76	12.27	-	-	-	-	-
Albite	-	-	-	-	-	-	88.51	96.78	69.75	-	-
Anorthite	-	-	-	-	-	-	11.18	2.81	29.81	-	-
Orthose	-	-	-	-	-	-	0.31	0.41	0.44	-	-
Muscovite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11.59	59.20
Celladonite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	15.82
Paragonite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	83.35	19.93

جدول ۱- ادامه.

Rock Type	metabasite											
Sample No.	Lakh2											
Mineral Type	Amp			Gt				Fld		Ep		Ms
	#22	#23	#27	Rim	Core	Rim	Core	#24	#25	#4	#22	#20
Analysis No.	#22	#23	#27	#1	#14	#16	#21	#24	#25	#4	#22	#20
SiO <sub>2</sub>	48.57	40.39	40.44	36.54	36.53	36.40	36.07	64.71	66.05	38.11	37.91	46.28
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.43	0.44	0.08	0.07	0.21	0.07	0.0	0.0	0.05	0.08	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.65	15.77	16.16	21.07	21.17	20.92	21.06	20.84	21.20	27.26	26.59	39.41
FeO*	20.73	20.66	20.31	31.57	32.03	30.6	31.51	0.19	0.15	9.34	9.70	0.38
MnO	0.05	0.0	0.04	0.97	1.31	3.88	4.08	0.0	0.0	0.2	0.27	0.0
MgO	10.71	6.64	6.68	1.76	1.87	1.50	1.52	0.0	0.0	0.01	0.04	0.11
CaO	11.30	10.29	10.18	8.55	7.73	7.35	6.20	2.57	2.72	23.84	22.23	0.46
Na <sub>2</sub> O	0.74	2.22	2.30	0.01	0.0	0.01	0.0	10.53	10.55	0.0	0.0	6.91
K <sub>2</sub> O	0.09	0.60	0.60	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	0.08	0.0	0.0	1.23
Sum	97.95	97.00	97.15	100.55	100.71	100.87	100.5	98.88	100.75	98.81	96.82	94.9
Si	7.171	6.110	6.095	2.916	2.914	2.911	2.903	2.884	2.875	2.962	2.997	5.965
Ti	0.013	0.049	0.050	0.005	0.004	0.012	0.004	0.0	0.0	0.003	0.005	0.012
Al <sup>IV</sup>	0.828	1.889	1.904	0.083	0.086	0.088	0.096	1.094	1.104	2.497	2.477	2.034
Al <sup>VI</sup>	0.155	0.922	0.966	1.898	1.904	1.884	1.900	0.0	0.0	0.0	0.0	3.953
Fe <sup>2+</sup>	1.627	1.769	1.717	1.908	1.945	1.846	1.911	0.0	0.0	0.0	0.0	0.041
Fe <sup>3+</sup>	0.839	0.760	0.758	0.178	0.171	0.180	0.187	0.006	0.005	0.546	0.577	0.0
Mn	0.006	0.0	0.005	0.065	0.089	0.263	0.278	0.0	0.0	0.011	0.016	0.0
Mg	2.357	1.498	1.501	0.209	0.223	0.179	0.182	0.0	0.0	0.001	0.004	0.021
Ca	1.787	1.669	1.644	0.731	0.660	0.630	0.535	0.123	0.129	1.985	1.883	0.063
Na	0.213	0.652	0.672	0.002	0.0	0.002	0.0	0.910	0.904	0.0	0.0	1.728
K	0.018	0.115	0.116	0.0	0.0	0.0	0.0	0.002	0.004	0.0	0.0	0.202
Sum	15.014	15.433	15.428	7.995	7.996	7.995	8.023	5.019	5.021	8.005	7.959	14.01
Mg#	59	45	46	9	10	8	8	-	-	-	-	-
<sup>B</sup> Ca/ <sup>B</sup> (Ca+Na)	0.92	0.9	0.89	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grossular	-	-	-	25	22.6	21.5	18.4	-	-	-	-	-
Pyrope	-	-	-	7.1	7.6	6.1	6.2	-	-	-	-	-
Almandine	-	-	-	65.2	66.5	62.7	65.6	-	-	-	-	-
Spessartine	-	-	-	2.2	3	9	9.5	-	-	-	-	-
Albite	-	-	-	-	-	-	-	87.8	87.1	-	-	-
Anorthite	-	-	-	-	-	-	-	11.8	12.4	-	-	-
Orthose	-	-	-	-	-	-	-	0.2	0.4	-	-	-
X <sub>Ps</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	18	-
Muscovite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.6
Celladonite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.48
Paragonite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86.6



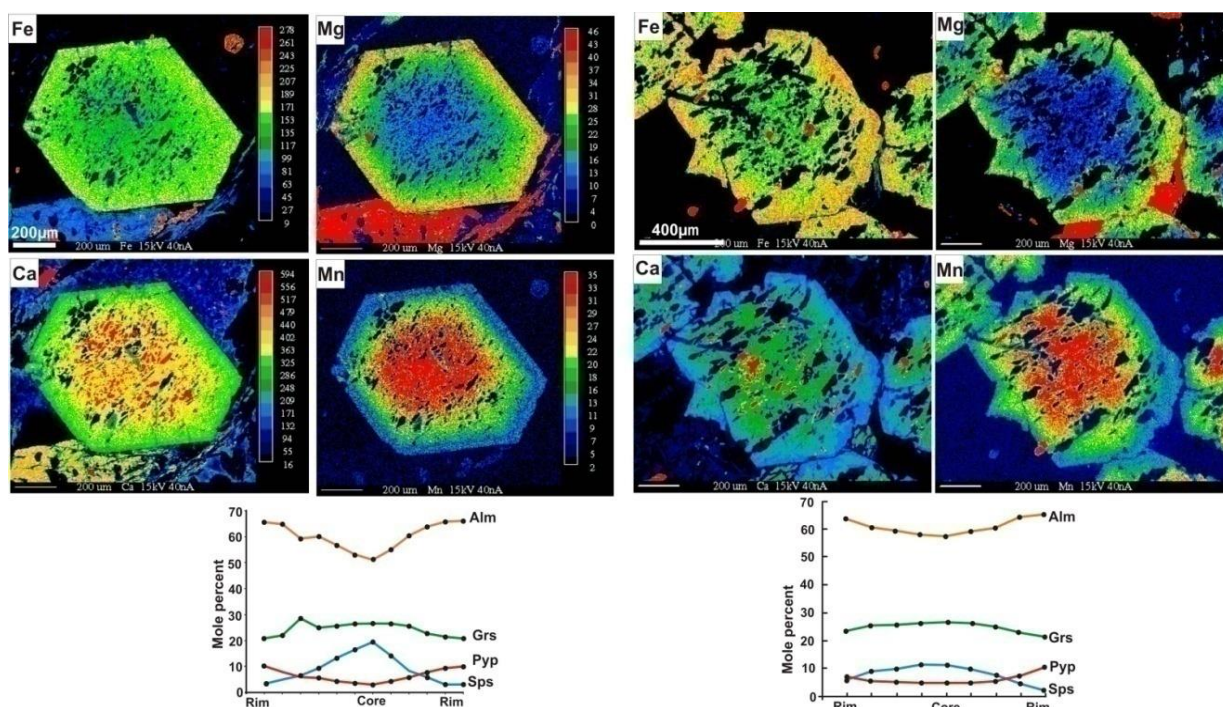
شکل ۴- مطابق نمودار رده‌بندی آمفیبول (Hawthorne *et al.*, 2012)، آمفیبول نمونه‌های گارنت آمفیبولیت مجموعه دگرگونی منطقه لاخ برقی (جنوب باختر بردسکن، خراسان رضوی) از نوع کلسیک بوده و بیشتر آنها پارگازیت هستند.

### متابازیت‌ها

آمفیبول: بر پایه رده‌بندی آمفیبول‌ها (Hawthorne *et al.*, 2012)، آمفیبول‌ها نوع کلسیک بوده ( $\text{Ca}^{\text{B}}/(\text{Ca} + \text{Na}) \geq 0.75$ )، بیشتر آنها پارگازیت هستند (شکل ۴).  
گارنت: داده‌های آنالیز شیمیایی گارنت متابازیت‌ها، در جدول ۱ آورده شده است.  
چندین آنالیز ریزکاو الکترونی در راستای مقطع عرضی دو گارنت انجام و تصاویر کموگرافی آنها تهیه شده است (شکل ۵).

آنورتیت آنها از ۲ تا ۲۹ درصد مولی متغیر است. میکای سفید: ترکیب میکای سفید در نمونه‌های گارنت‌آمفیبولیت (جدول ۱) از هر دو نوع میکای مسکوویت و پاراگونیت بوده، درصد متشکله‌های آنها عبارتست از: ۶ تا ۵۹ درصد مولی مسکوویت، ۰ تا ۱۵ درصد مولی سلادونیت، و ۱۹ تا ۸۶ درصد مولی پاراگونیت.

این گارنت‌ها، منطقه‌بندی ترکیبی آشکاری، شامل افزایش متشکله‌های آلماندن و پیروپ و کاهش تمرکز اسپسارتین از هسته تا کناره بلور، نشان می‌دهند. این نوع منطقه‌بندی ترکیبی، از ویژگی‌های گارنت تبلور یافته در هنگام دگرگونی پیش‌رونده است (Spear, 1988).  
فلدسپار: بر پایه داده‌های جدول ۱، فلدسپار در متابازیت‌ها از نوع آلبیت و الیگوکلاز بوده، متشکله



شکل ۵- کاهش تمرکز منگنز و افزایش مقادیر پیروپ و آلماندن از مرکز به حاشیه بلور، نشان‌دهنده رشد گارنت در طی دگرگونی پیش‌رونده گارنت‌آمفیبولیت در منطقه لاج برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی) است.

این نوع گارنت نیز همانند نمونه‌ها متابازیتی، منطقه‌بندی ترکیبی آشکاری، شامل افزایش متشکله‌های آلماندن و پیروپ و کاهش تمرکز اسپسارتین از هسته به کناره بلور را نشان می‌دهند که بیانگر تبلور گارنت در هنگام دگرگونی پیش‌رونده است. میکای سفید: ترکیب میکای سفید در نمونه‌های متابازیتی غنی از متشکله مسکوویت بوده (۵۹ تا ۶۶ درصد مولی) و از سازنده‌های دیگر می‌توان به پاراگونیت (۱۳ تا ۱۸ درصد مولی) و سلادونیت (۱۲ تا ۲۰ درصد مولی) اشاره کرد.

### متابلیت‌ها

گارنت: داده‌های تجزیه شیمیایی گارنت نمونه‌های متابلیتی، در جدول ۲ آورده شده‌اند. همان‌گونه که از نتایج تجزیه پیداست، گارنت نمونه‌های متابلیتی نسبت به متابازیتی تفاوت ترکیبی چندانی نشان نمی‌دهد، تنها متشکله‌های آلماندن و اسپسارتین آن از دامنه تغییرات بیشتری برخوردارند. در راستای مقطع عرضی گارنت همزمان با زمین‌ساخت با میانبار S مانند، ۴۲ تجزیه ریزکاو الکترونی انجام و تصاویر کموگرافی آنها در شکل ۶ نشان داده شده است.

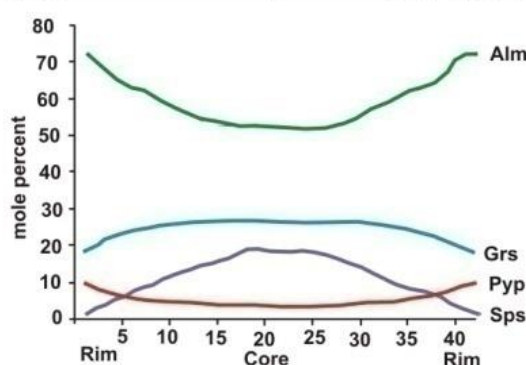
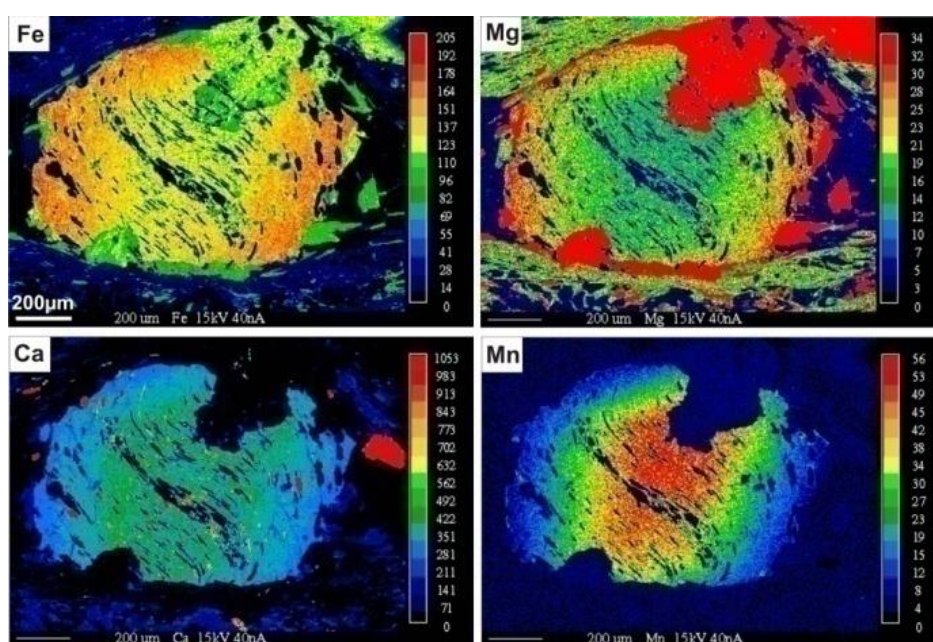


جدول ۲- نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی کانی‌های فلدسپار، بیوتیت، میکای سفید، گارنت و کلریت در سه نمونه متاپلیت منطقه لاخ برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی). فرمول ساختاری این کانی‌ها به ترتیب بر اساس ۸، ۲۲، ۱۲، ۱۲ و ۲۸ اکسیژن به‌دست آمده است.

Rock Type		metapelite										
Sample No.		I7A					I7G					
Mineral Type	Fsp		Bt	Ms	Grt		Fsp	Ms		Chl	Grt	
	#28	#33	#31	#26	Core	Rim	#40	#2	#45	#55	Rim	Core
Analysis No.	#28	#33	#31	#26	#6	#21	#40	#2	#45	#55	#3	#10
SiO <sub>2</sub>	62.22	67.25	34.64	46.46	36.57	36.36	63.34	46.31	46.26	24.02	37.01	36.84
TiO <sub>2</sub>	0.0	0.0	2.35	0.56	0.15	0.08	0.0	0.39	0.36	0.06	0.05	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.61	19.32	15.77	29.93	20.61	20.12	21.84	31.79	32.53	21.59	20.91	20.61
FeO*	0.16	0.03	25.04	0.92	29.44	31.42	0.04	2.79	2.72	29.48	33.07	27.04
MnO	0.0	0.0	0.04	0.0	4.22	2.21	0.0	0.0	0.0	0.19	1.25	7.42
MgO	0.0	0.0	6.87	1.52	0.95	1.01	0.02	1.32	1.18	12.53	2.16	0.98
CaO	4.60	0.64	0.04	0.0	8.45	8.00	3.72	0.0	0.0	0.0	5.6	7.56
Na <sub>2</sub> O	9.07	11.47	0.10	0.55	0.02	0.0	9.87	0.86	1.38	0.0	0.04	0.0
K <sub>2</sub> O	0.21	0.10	9.23	9.72	0.0	0.00	0.08	9.87	9.25	0.0	0.0	0.0
Sum	98.87	98.81	94.08	89.66	100.41	99.2	98.91	93.33	93.68	87.87	100.0	100.5
Si	2.788	2.979	2.759	6.38	2.940	2.962	2.83	6.32	6.283	5.180	2.971	2.96
Ti	0.0	0.0	0.141	0.058	0.009	0.005	0.0	0.040	0.037	0.010	0.003	0.007
Al <sup>IV</sup>	1.194	1.008	1.240	1.619	0.059	0.038	1.15	1.673	1.716	2.819	0.028	0.039
Al <sup>VI</sup>	0.005	0.001	0.240	3.225	1.894	1.893	0.0	3.444	3.490	2.669	1.951	1.912
Fe <sup>2+</sup>	0.0	0.0	1.668	0.448	1.812	1.991	0.0	0.318	0.309	5.317	2.134	1.694
Fe <sup>3+</sup>	0.005	0.001	0.0	0.054	0.150	0.134	0.001	0.0	0.0	0.0	0.077	0.11
Mn	0.0	0.0	0.002	0.0	0.287	0.153	0.0	0.0	0.0	0.036	0.085	0.505
Mg	0.0	0.0	0.816	0.313	0.114	0.122	0.0	0.270	0.239	4.030	0.259	0.118
Ca	0.221	0.030	0.003	0.0	0.728	0.698	0.178	0.0	0.0	0.0	0.482	0.651
Na	0.788	0.985	0.016	0.148	0.003	0.0	0.855	0.228	0.364	0.0	0.006	0.0
K	0.012	0.006	0.938	1.704	0.0	0.0	0.005	1.721	1.602	0.0	0.0	0.0
Sum	5.008	5.009	7.823	13.94	7.996	7.996	5.019	14.014	14.04	20.06	7.996	7.996
Mg#	-	-	33	-	5	5	-	-	-	43	10	6
Albite	77.13	96.42	-	-	-	-	82.33	-	-	-	-	-
Anorthite	21.65	2.98	-	-	-	-	17.18	-	-	-	-	-
Orthose	1.22	0.59	-	-	-	-	0.49	-	-	-	-	-
Muscovite	-	-	-	61.3	-	-	-	64.49	59.4	-	-	-
Celladonite	-	-	-	20.2	-	-	-	17.27	15.41	-	-	-
Paragonite	-	-	-	7.9	-	-	-	11.59	18.2	-	-	-
Grossular	-	-	-	-	24.71	23.56	-	-	-	-	1.62	2.19
Pyrope	-	-	-	-	3.87	4.13	-	-	-	-	8.7	3.9
Almandine	-	-	-	-	61.23	66.94	-	-	-	-	71.8	56.8
Spessartine	-	-	-	-	9.76	5.16	-	-	-	-	2.8	17.0

جدول ۲- ادامه.

Rock Type		metapelite									
Sample No.		354-3A									
Mineral Type	Bt		Ms		Grt				Fsp		
	#68	#90	#51	#115	Rim	Core	Core	Core	#55	#118	#52
Analysis No.	#68	#90	#51	#115	#3	#80	#20	#63	#55	#118	#52
SiO <sub>2</sub>	35.90	36.02	46.26	45.72	36.64	36.79	36.96	36.88	66.82	65.52	63.52
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.80	0.52	0.57	0.02	0.15	0.19	0.08	0.0	0.0	0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.39	17.41	33.08	33.93	20.86	20.49	20.67	20.52	19.59	17.51	21.70
FeO*	18.82	17.33	2.00	1.27	32.42	32.00	24.52	26.86	0.03	0.0	0.08
MnO	0.06	0.11	0.0	0.0	0.56	0.19	8.24	5.01	0.04	0.0	0.0
MgO	9.97	10.48	1.28	1.04	2.51	1.47	1.00	1.30	0.0	0.0	0.0
CaO	0.02	0.02	0.0	0.16	6.30	8.70	8.57	8.60	0.81	0.0	3.43
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.12	1.14	0.97	0.04	0.00	0.0	0.07	11.44	0.16	9.92
K <sub>2</sub> O	9.10	9.09	9.44	9.35	0.02	0.01	0.01	0.04	0.07	16.01	0.07
Sum	93.78	92.38	93.72	93.01	99.37	99.8	100.1	99.36	98.80	99.2	98.72
Si	2.760	2.794	6.251	6.198	2.952	2.962	2.97	2.979	2.963	3.039	2.841
Ti	0.077	0.105	0.053	0.058	0.001	0.009	0.011	0.005	0.0	0.0	0.0
Al <sup>IV</sup>	1.239	1.206	1.748	1.801	0.047	0.037	0.029	0.021	1.024	0.957	1.144
Al <sup>VI</sup>	0.427	0.386	3.520	3.619	1.935	1.906	1.929	1.932	0.0	0.0	0.0
Fe <sup>2+</sup>	1.210	1.124	0.226	0.144	2.055	2.027	1.562	1.715	0.0	0.0	0.0
Fe <sup>3+</sup>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.116	0.113	0.077	0.089	0.001	0.0	0.002
Mn	0.004	0.007	0.0	0.0	0.038	0.013	0.561	0.343	0.001	0.0	0.0
Mg	1.143	1.211	0.259	0.211	0.302	0.177	0.120	0.157	0.0	0.0	0.0
Ca	0.001	0.002	0.0	0.023	0.544	0.750	0.738	0.745	0.038	0.0	0.164
Na	0.029	0.018	0.300	0.257	0.007	0.001	0.0	0.011	0.983	0.014	0.860
K	0.892	0.899	1.628	1.617	0.0	0.0	0.0	0.0	0.004	0.947	0.004
Sum	7.782	7.752	13.985	13.928	7.997	7.995	7.997	7.997	5.014	4.957	5.015
Mg#	48	51	-	-	12	8	7	8	-	-	-
Muscovite	-	-	64.29	66.10	-	-	-	-	-	-	-
Celladonite	-	-	13.57	12.99	-	-	-	-	-	-	-
Paragonite	-	-	15.44	13.30	-	-	-	-	-	-	-
Grossular	-	-	-	-	18.46	25.27	24.75	25.06	-	-	-
Pyrope	-	-	-	-	10.25	5.96	4.03	5.30	-	-	-
Almandine	-	-	-	-	69.70	67.96	51.99	57.52	-	-	-
Spessartine	-	-	-	-	1.30	0.45	18.81	11.54	-	-	-
Albite	-	-	-	-	-	-	-	-	98.52	1.54	83.57
Anorthite	-	-	-	-	-	-	-	-	3.78	0.42	16
Orthose	-	-	-	-	-	-	-	-	0.39	98.04	0.43



شکل ۶- کاهش تمرکز منگنز و افزایش مقادیر پیروپ و آلماندن از هسته به کناره بلور گارنت همزمان با زمین ساخت نمونه متاپلیتی منطقه لاخ برقی (جنوب باختر بردسکن، خراسان رضوی)، نشان دهنده رشد آن در طی دگرگونی پیش رونده است.

گارنت، فلدسپار و مسکوویت (یا اپیدوت) در مرحله اوج دگرگونی هستند. دما و فشار محاسبه شده برای این کانی‌های همایند دگرگونی عبارت است از:

$$P=10.5\pm 2.4 \text{ Kb}$$

$$T= 564\pm 53 \text{ }^\circ\text{C}$$

واکنش‌های دگرگونی به دست آمده که با آنها میانگین دما و فشار دگرگونی ارزیابی شده به قرار زیر هستند (نام اختصاری کانی‌ها از (Kretz (1983):

- 1)  $4\text{Grs} + 15\text{Ts} + 12\text{An} = 10\text{Pyp} + 24\text{Cz} + 3\text{Tr}$
- 2)  $4\text{Grs} + 9\text{Ts} + 6\text{Qtz} = 4\text{Pyp} + 12\text{Cz} + 3\text{Tr}$
- 3)  $19\text{Ts} = 14\text{Pyp} + 16\text{Cz} + 3\text{Tr} + 8\text{H}_2\text{O}$
- 4)  $4\text{Grs} + 5\text{Alm} + 6\text{Cz} + 15\text{Qtz} = 3\text{Fact} + 18\text{A}$
- 5)  $5\text{Grs} + \text{An} + \text{Pg} + \text{Qtz} = 2\text{Cz} + \text{Ab}$
- 6)  $16\text{Grs} + 39\text{Ts} + 6\text{Ab} = 16\text{Pyp} + 48\text{Cz} + 9\text{Tr} + 6\text{Pg}$

## ارزیابی دما و فشار دگرگونی

### ۱- گارنت آمفیبولیت‌ها

#### ۱-۱- روش تعادل‌های چندگانه (Holland and

Powell, 1998; Powell and Holland, 2008): یکی از

روش‌های نوین زمین‌دما فشارسنجی استفاده از سری داده‌های ترمودینامیکی سازگار است. در این روش واکنش‌های احتمالی در سنگ با نرم افزار ترموکالک پیش‌بینی شده و فشار و دمای رویداد هر واکنش به دست می‌آید. در نهایت محل برخورد واکنش‌ها، به عنوان میانگین فشار و دمای سنگ انتخاب می‌شود.

شواهد میکروسکوپی نشان دهنده آن است که کانی‌های همایند (paragenesis) پایدار آمفیبول،

بر پایه این روش، در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد، فشار به دست آمده بر اساس اعضای منیزیم‌دار، ۸/۱ تا ۱۲/۳ کیلو بار و بر پایه اعضای آهن‌دار، ۷/۸ تا ۱۱/۵ کیلو بار به دست آمده است. خلاصه نتایج دما فشارسنجی گارنت آمفیبولیت‌های منطقه لاج برقی در جدول ۳ آورده شده است.

جدول ۳- نتایج دما- فشارسنجی نمونه‌های متابازیتی منطقه لاج برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی).

Temperature (°C)		Pressure (Kb)	
Termocalc	564±53	10.5±2.4	
Grt-Am thermometry (KR2000)	485-611		
Conventional Thermobarometers	Grt-Pl-Am-Qtz barometer (KS90)	P <sub>Mg</sub>	8.1-12.3
		P <sub>Fe</sub>	7.8-11.5
Hb-Pl (HB94)	P	5	10
		15	
	T	538-618	595-661
		652-714	
Petrogenetic Grids	Ti-bearing stability phases (Lea96)	T<770	P=13
	Petrogenetic grid of amphibolite to eclogite transformation (Lea96)	T<730	10<P<13

(KS: Kohn and Spear, 1990; KR2000: Krogh Ravna, 2000; Lea96: Liu et al., 1996; HB94: Holland and Blundy, 1994).

### ۱-۳- دما- فشارسنجی بر اساس شبکه‌های

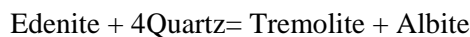
سنگ‌زادی و محدوده پایداری کانی‌ها: Liu و همکاران (۱۹۹۶) با بررسی‌های آزمایشگاهی شبکه سنگ‌زادی (پتروژنتیک) متابازیت‌ها برای ترکیبات مورب (MORB) آبدار را رسم کرده‌اند (شکل ۷). در این شبکه سنگ‌زادی محدوده پایداری فازهای تیتانیم‌دار نیز نشان داده شده است. بر پایه این شبکه سنگ‌زادی و نظر به وجود گارنت در این نمونه‌ها، فشار دگرگونی از ۸ کیلو بار بالاتر بوده و با توجه به نبود شواهد ذوب‌بخشی، دمای دگرگونی کمتر از ۷۳۰ درجه سانتیگراد است. حضور اپیدوت نیز نشان‌دهنده دمای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد در شرایط فشار ۸ تا ۱۳ کیلو بار است (شکل ۷). از سوی دیگر، به علت وجود پلاژیوکلاز در این

### ۱-۲- دما- فشارسنجی‌های قراردادی

۱-۲- الف- دماسنجی گارنت- آمفیبول: یکی از اصول دماسنجی‌های قراردادی، تبادل آهن و منیزیم بین کانی‌های فرومنیزیم‌دار هم‌زیست است. با اندازه‌گیری‌های متعدد آهن و منیزیم گارنت و هورنبلند در ترکیبات بازالتی تا حد واسط دارای گارنت، کلینوپیروکسن و هورنبلند، Krogh Ravna (۲۰۰۰) رابطه  $\ln K_{D(Fe^{2+}/Mg)}^{Grt-Hbl}$  را به عنوان تابعی از دما و ترکیب گارنت معرفی کرد که در آن  $K_D$ ، ضریب توزیع بین گارنت و هورنبلند است. سپس رابطه  $T(^{\circ}C) = \frac{1504 + 1784(x_{Ca}^{Grt} + x_{Mn}^{Grt})}{\ln K_{D(Fe^{2+}/Mg)}^{Grt} + 0.720} - 273$  را پایه محاسبه دما قرار داد. با این رابطه، دمای دگرگونی ۴۸۵ تا ۶۱۱ درجه سانتیگراد به دست آمد.

### ۱-۲- ب- دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز:

Blundy و Holland (۱۹۹۰) بر اساس رویداد جانشینی ادنیته و چرماکیتی در ساختار شیمیایی آمفیبول‌ها، اولین دماسنجی بر پایه جفت کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز را پیشنهاد داده‌اند. سپس Holland و Blundy (۱۹۹۴) این نوع دماسنجی را دوباره واسنجی کرده و با توجه به واکنش‌های:



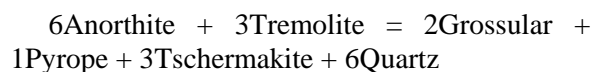
و



دو دماسنجی مستقل برای سنگ‌های کوارتزدار و بدون کوارتز پیشنهاد کردند. بر این اساس دمای به دست آمده توسط جانشینی ادنیته و واکنش کوارتزدار ۴۳۰ تا ۵۳۵ درجه سانتیگراد است.

### ۱-۲- پ- فشارسنجی آمفیبول + پلاژیوکلاز +

گارنت + کوارتز: Kohn و Spear (۱۹۹۰) افزون بر بررسی ۳۷ مجموعه سنگی دارای گارنت + پلاژیوکلاز + آمفیبول + کوارتز، دو فشارسنج بر اساس اعضا منیزیم‌دار و آهن‌دار واکنش زیر پیشنهاد کرده‌اند:



## ۲- متاپلیت‌ها

## ۲-۱- روش تعادل‌های چندگانه: دما و

فشار محاسبه شده توسط این روش برای کانی‌های همایند دگرگونی شامل گارنت، بیوتیت، مسکوویت و فلدسپار در نمونه گارنت‌شیت عبارت است از:

$$P = 11/7 \pm 1/2 \text{ Kb}$$

$$T = 629 \pm 30 \text{ } ^\circ\text{C}$$

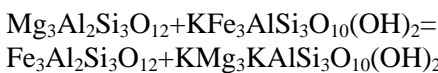
واکنش‌های دگرگونی محاسبه شده که با آنها میانگین دما و فشار دگرگونی به دست آمده به قرار زیر هستند (نام اختصاری کانی‌ها از (Kretz (1983):

- 1)  $3\text{East} + 6\text{Qtz} = \text{Pyp} + \text{Phl} + 2\text{Ms}$
- 2)  $\text{Phl} + \text{East} + 6\text{Qtz} = \text{Pyp} + 2\text{Cel}$
- 3)  $2\text{Ann} + \text{Ms} + 6\text{Qtz} = \text{Alm} + 3\text{Fcel}$
- 4)  $\text{Pyp} + \text{Grs} + \text{Ms} = 3\text{An} + \text{Phl}$
- 5)  $\text{Grs} + \text{Alm} + \text{Ms} = 3\text{An} + \text{Ann}$
- 6)  $3\text{Fcel} + 2\text{Pg} = 2\text{Ab} + \text{Ann} + 2\text{Ms} + 3\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$

## ۲-۲- دما- فشارسنج‌های قراردادی:

## ۲-۲- الف- دماسنجی گارنت- بیوتیت: این روش

دماسنجی بر پایه تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین کانی‌های هم‌زیست گارنت و بیوتیت، و با توجه به واکنش زیر است:



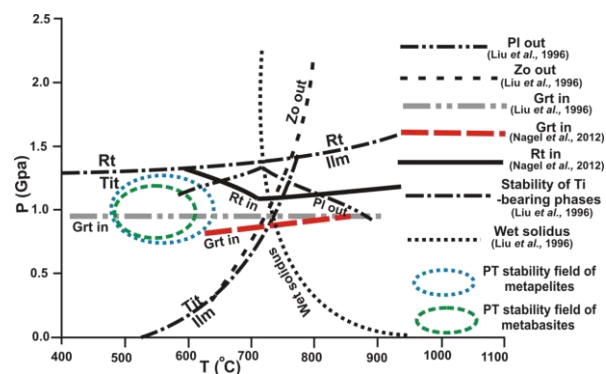
نتایج دماسنجی گارنت- بیوتیت واسنجی‌های متفاوت که نشان‌دهنده دمای ۴۸۲ تا ۶۲۲ درجه سانتیگراد برای دو نمونه متاپلیتی است در جدول ۴ آورده شده است.

## ۲-۲- ب- فشارسنجی گارنت- پلاژیوکلاز -

بیوتیت- مسکوویت- کوارتز (GPBMQ):

کانی‌های همایند گارنت+پلاژیوکلاز+ بیوتیت+ مسکوویت+ کوارتز در گستره وسیعی از ترکیبات متاپلیتی و در دامنه فشار و دما درخور توجهی

متابازیت‌ها و بر پایه منحنی پایداری پلاژیوکلاز در دامنه حرارتی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، مقدار فشار بین ۱۰ تا ۱۳ کیلو بار متغیر است. بر اساس محدوده پایداری فازهای تیتانیم‌دار در این شبکه سنگ‌زادی، اسفن فاز حرارت و فشار پایین است در حالی که ایلمنیت فاز حرارت بالا است. روتیل نیز در فشار بالا پایداری است. بنابراین، با توجه به پیدایش روتیل به‌عنوان فاز تیتانیم‌دار اولیه در این گارنت‌آمفیبولیت‌ها، فشار دگرگونی بیشتر از ۱۲ کیلو بار است (شکل ۷).



شکل ۷- شبکه سنگ‌زادی گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوژیت و نمودار پایداری فازهای تیتانیم‌دار در ترکیبات مورب (MORB) آبدار (Liu et al., 1996).

Nagel و همکاران (۲۰۱۲) نیز با آزمایش‌های

تجربی، افزون بر بررسی ذوب‌بخشی متابازیت و تولید مذاب ترونجمیتی، شبکه سنگ‌زادی متابازیت‌ها را رسم کرده‌اند. بر اساس منحنی سالیدوس این شبکه سنگ‌زادی و با توجه به نبود شواهد ذوب‌بخشی در این نمونه‌ها، دمای دگرگونی کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. از سوی دیگر، با توجه به پیدایش گارنت و روتیل به‌صورت همایند در اوج دگرگونی، فشار دگرگونی بالاتر از ۱۰ کیلو بار ارزیابی می‌شود. به‌علت پایداری پلاژیوکلاز در این متابازیت‌ها و بر پایه محدوده پایداری پلاژیوکلاز در شبکه سنگ‌زادی پیشنهادی این پژوهشگران، فشار اوج دگرگونی کمتر از ۱۴ کیلو بار است.

بردسکن را از نوع کالک‌آلکانل حاشیه فعال قاره‌ای در نظر گرفته‌اند که شباهت‌های ژئوشیمیایی درخور توجهی به ماگماتیسیم کمان قاره‌ای نوع آند نشان می‌دهند. پژوهشگران نام‌برده افزون بر شناسایی اپیدوت و گارنت ماگمایی در توده‌های نفوذی جنوب بردسکن، عمق جایگیری و تبلور ماگمای گرانیتی را بیشتر از ۶ کیلوپار ارزیابی کرده‌اند. Rossetti و همکاران (۲۰۱۵) نیز ضمن تعیین سن ماگماتیسیم گرانیتی جنوب بردسکن (۵۳۵ تا ۵۷۵ میلیون سال پیش)، به این نتیجه رسیده‌اند که فرورانش مایل حوضه اقیانوسی پروتوتیس به زیر صفحه ایران موجب پیدایش توده‌های گرانیتی تزریق شده به پی‌سنگ دگرگونی جنوب بردسکن در جایگاه کمان قاره‌ای شده است. این پژوهشگران، نوار ماگمایی و پی‌سنگ دگرگونی میزبان در منطقه کوه سرهنگی را به‌عنوان ریشه کمان ماگمایی کادومین در نظر گرفته‌اند. درحالی‌که که به باور Berberian و King (۱۹۸۱) دگرگون شدن و گرانیتزایی پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی پیامد رخداد کوهزایی پان‌آفریکن است.

Saki و همکاران (۲۰۱۱) نیز با بررسی‌های دمافشارسنجی، دگرگونی مجموعه پرکامبرین ماهنشان در شمال‌باختر ایران را از نوع باروین مرتبط با کوهزایی پان‌آفریکن در نظر گرفته‌اند اما در مدل‌های پالئوژئوگرافی سال‌های اخیر، صفحه ایران همانند صفحه‌های کمان ماگمایی آوالونیا و کادومیا به‌صورت نواری در حاشیه خارجی ابرقاره گندوانا (Peri-Gondwanan terranes) و در لبه شمالی آن Rossetti *et al.*, 2015; Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Hu *et al.*, 2013; Saki *et al.*, 2010; Hassanzadeh *et al.*, 2008; Cawood *et al.*, 2007; Murphy *et al.*, 2004; Ramezani and Tucker, 2003) در نظر گرفته شده است. لذا این چنین سرزمین‌هایی در جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای جای داشته، از رخداد دگرگونی برخوردار قاره - قاره فاز کوهزایی پان‌آفریکن صفحه‌های با قرابت گندوانایی در امان مانده‌اند.

پایدار است. ارزیابی فشار با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض:



9



که در این همایند کانی‌شناسی امکان‌پذیر است انجام می‌شود (Hoisch, 1991). فشار محاسبه شده برای دو نمونه متاپلیتی با استفاده از فازهای آهن‌دار واکنش، ۷/۱ تا ۹/۸۶ کیلوپار و بر اساس اعضای منیزیم‌دار واکنش ۸/۹۶ تا ۱۱/۵۶ کیلوپار به‌دست آمده است. خلاصه نتایج دما- فشارسنجی متاپلیت‌های منطقه لاخ برقی در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۴- نتایج دما- فشارسنجی نمونه‌های متاپلیتی منطقه لاخ برقی (جنوب‌باختر بردسکن، خراسان رضوی).

		Temperature (°C)	Pressure (Kb)
Thermocalc		629±30	11.7±1.2
Conventional Thermobarometers	Gr-Bt	B92HW 526-594	B92GS 482-598
	GPBMQ	Dasg91 535-580	FS78 495-553
		PL83 538-572	HS82 581-622
		HL77 524-565	T76 548-596
			H91
			P <sub>Me</sub> 8.96-11.56
			P <sub>Fe</sub> 7.1-9.86

(B92: Bhattacharya *et al.*, 1992; Dasg91: Dasgupta *et al.*, 1991; FS87: Ferry and Spear, 1987; PL: Perchuk and Lavrent'eva, 1983; HS82: Hodges and Spear, 1982; HL77: Holdaway and Lee, 1977; T76: Thompson, 1976. H91: Hoisch, 1991).

### جایگاه زمین‌ساختی

امروزه بیشتر پژوهشگران جایگاه پالئوزمین‌ساخت صفحه ایران قبل از کامبرین را به‌صورت حاشیه فعال قاره‌ای در لبه شمالی ابرقاره گندوانا در نظر می‌گیرند (Rossetti *et al.*, 2015; Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Jamshidi *et al.*, 2013; Hassanzadeh *et al.*, 2008; Ramezani and Tucker, 2003). در اینباره Nozaem و همکاران (۲۰۱۵)، توده‌های گرانیتی تزریق شده به پی‌سنگ پرکامبرین ایران در منطقه جنوب

دگرگونی در رخساره‌های آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت فشار بالاست.

۲- با توجه به وجود توده‌های گرانیته کالک‌آلکان با سن ادیاکاران-کامبرین دارای گارنت و اپیدوت ماگمایی در پی‌سنگ دگرگونی لاک‌برقشی، ژرفای تزریق و جایگیری ماگما معادل شرایط پوسته قاره‌ای زیرین بوده است.

۳- جایگاه زمین‌ساختی صفحه ایران در زمان پیش از کامبرین به‌صورت حاشیه فعال قاره‌ای در پی فرورانش پروتوتیس به زیر لبه شمالی ابرقاره گندوانا پیشنهاد شده است. بنابراین مجموعه ماگمایی و دگرگونی منطقه لاک‌برقشی احتمالاً بیانگر جایگاه قاعده کمان قاره‌ای هستند به‌گونه‌ای که افزون بر رخداد ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش در این جایگاه، شرایط لازم برای دگرگونی در رخساره‌های آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت فشار بالا در ریشه کمان قاره‌ای ضخیم شده فراهم شده است.

### سپاس‌گزاری

از پروفسور Federico Rossetti و دکتر Thomas Theye که با انجام تجزیه شیمی ریزکاو الکترونی سهم به‌سزایی در به ثمر رسیدن این پژوهش بر عهده داشته‌اند صمیمانه سپاس‌گزاریم.

نتایج ارزیابی دما و فشار که به روش‌های گوناگون برای هر یک از نمونه‌های متابازیتی و متاپلیتی به‌دست آمده هم‌خوانی نسبتاً درخور توجهی نشان می‌دهند و بیانگر فرایند دگرگونی در شرایط رخساره‌های آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت فشار بالاست. فروافتادگی ایزوترم‌ها در محل گودال فرورانش و بالآمدگی آنها در بخش کمان قاره‌ای پراکندگی رخساره‌های دگرگونی را در این جایگاه زمین‌ساختی کنترل می‌نماید (Ernst, 1976). در این شرایط، شار حرارتی بالا با ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در پی کوتاه‌شدگی زمین‌ساختی و تجمع ماگما، موجب پیدایش شرایط دگرگونی رخساره‌های آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت در قاعده کمان قاره‌ای می‌شود. احتمالاً متاپلیتی و متابازیت‌های منطقه لاک‌برقشی واحدهای سنگی هستند که دچار شرایط دگرگونی چنین جایگاهی شده‌اند.

### نتیجه‌گیری

۱- شرایط دگرگونی به‌دست آمده از دمافشارسنجی متاپلیت‌ها و متابازیت‌های پی‌سنگ پرکامبرین در منطقه لاک‌برقشی جنوب‌باختر بردسکن هم‌خوانی درخور توجهی نشان می‌دهند و بیانگر رویداد فرایند

### منابع

- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- 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.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-24.
- Cawood, P. A. (2005) Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews* 69: 249-279.
- 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.
- Ernst, W. G. (1976) *Petrologic phase equilibria*. Freeman, San Francisco, California.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66: 113–117.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. and Walker, J. D. (2008) U–Pb zircon geochronology of upper Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, metallogeny and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71–96.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97: 2031–2048.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 67: 1118–1134.
- Hoisch, T. D. (1991) Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 43–54.
- 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.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433–447.
- Holland, T. J. B. and Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309–344.
- Hu, P., Li C., Wang, M., Xie C. and Wu, Y. (2013) Cambrian volcanism in the Lhasa terrane, southern Tibet: Record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc along the Gondwana proto-Tethyan margin. *Journal of Asian Earth Sciences* 77: 91–107
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Science* 22: 1–31.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S. (1990) Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* 75: 89–96.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68(1/2): 277–279.
- Krogh Ravn, E. (2000) Distribution of  $Fe^{2+}$  and Mg between coexisting garnet and Hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe–Mg geothermometer. *Lithos* 53: 305–321.
- Lam, P. J. (2002) *Geology, geochronology, and thermochronology of the Alam Kuh area, central Alborz Mountains, northern Iran*. MSc thesis, University of California, Los Angeles.
- Liu, J., Bohlen, S. R. and Ernst, W. G. (1996) Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143: 161–171.
- Murphy, J. B., Pisarevsky, S. A., Nance, R. D. and Keppie, J. D. (2004) Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia–Gondwana connections.

International Journal of Earth Sciences 93: 659–682.

- Nagel, T. J., Hoffmann, E. and Münker, C. (2012) Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology* 40(4): 375-378.
- Nozaem, R. (2013) Deformation analysis of Kuh-e-Sarhangi in the SW Lut block. PhD thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nozaem, R., Nasrabad, M., Mohajjel, M. and Yasaghi, A. (2015) Mineralogy, petrogenesis and tectonic setting interpretation of Kuh-e-Sarhangi area granites (NW Lut block). *Petrology* 21: 179-199 (in Persian).
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennet, V. C. and Fergusson, C. L. (2014) Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences* 51: 272–285.
- 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.) 199–239. Springer Verlag, New York.
- 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., Nozaem, R., Lucci, Vignaroli, Gerdes, Nasrabad M. and Theye T. (2015) Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block). *Journal of Asian earth sciences* 102: 24-44.
- Sahandi, M. R. (2002) Geological Quadrangle Map of Ghasem Abad 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research* 17: 704-714.
- Saki, A., Moazzen, M. and Oberhänsli, R. (2011) P–T evolution of the Precambrian Metamorphic Complex, NW Iran: a study of metapelitic rocks. *Geological Journal* 46: 10-25.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wue, Y. (2015) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27(1): 439-452.
- Spear, F. S. (1988) Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenisation of zoned garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 507-517.
- Stöcklin J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: *The geology of continent margins* (Eds. Burke, C. A. and Darke, C. L.) 873-887. Springer, New York.
- Thompson, A. B. (1976) Mineral reaction in pelitic rocks: I Prediction in P–T–X (Fe–Mg) phase relations. II. Calculations of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations. *American Journal of Science* 276: 401–454.
- Veevers, J. J. (2003) Pan-African are Pan-Gondwanaland: oblique convergence drives rotation during 650–500 Ma assembly. *Geology* 31: 501–504.



## **Thermobarometry and tectonic setting of Precambrian metamorphic basement of Central Iran in the Lakh Bargheshi area (southwest of Bardaskan, Khorasan Razavi)**

**Somayeh Mousavi Nejadsoogh, Mohsen Nasrabady \*, Reza Nozaim and Zeinab Davoodi**  
Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

### **Abstract**

Precambrian basement of Central Iran in Lakh Bargheshi area from SW Bardaskan mainly consists of metapelite, metabasite and mylonitic gneiss and has been invaded by Lakh Bargheshi granitic body with the age of Ediacaran-Cambrian. Metapelites mostly are Garnet schist type and encompass mineralogical paragenesis of garnet + biotite + muscovite + quartz + feldspar. Metabasites contain of garnet amphibolite and garnet-epidote amphibolite and show mineralogical paragenesis of amphibole + feldspar + garnet ± quartz ± epidote ± whitemica ± rutile ± sphene ± ilmenite. Metamorphic conditions that obtained by Thermocalc software, petrogenetic grids and conventional thermobarometries are compatible for both metapelitic and metabasitic units and include pressure between 7.1 until 12.3 Kb and temperature between 482 until 661°C that nearly are equivalent of high pressure amphibolite and epidote amphibolite facieses that are dominant in the lower continental crust. Epidote and garnet-bearing granitic body of Lakh Bargheshi and host metapelites and metabasites probably representing thickened continental arc induced by Prototethys subduction beneath Iran plate.

**Key words:** Thermobarometry, Lakh Bargheshi, SW Bardaskan, Continental arc, Precambrian basement

\* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir