

## Mineralogy and thermobarometry of metamorphic basement from the Kabul Block (Eastern Afghanistan)

Ali Mohammad Ramezani <sup>1</sup>, Mohsen Nasrabad <sup>1\*</sup>,  
Kazem Gholizadeh <sup>2</sup> and Amir Mohammad Mosazai <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

<sup>1</sup> Laboratory Expert, Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

<sup>1</sup> Department of Geology and Mines, Kabul Polytechnic University, Kabul, Afghanistan

### Abstract

The cratonic basement in the Kabul district is dominated by gneiss, migmatite, schist, and amphibolite and is characterized by extensive outcrops. Orthopyroxene and garnet are the index minerals of some of the gneisses, hence, they are considered as charnockite. Biotite, quartz and feldspar are the rock-forming minerals of the migmatites and their modal abundances vary between melanosome and leucosome. The predominant minerals of the schistic samples are garnet, kyanite, quartz, feldspar, muscovite and biotite. Amphibole (pargasite), garnet and plagioclase are the essential minerals of amphibolitic samples. Based on thermocalc software, petrogenetic grade and conventional thermobarometers the calculated average pressure and temperature for charnockitic, schistic and garnet-amphibolitic samples are 7.03 kbar and 590 °C, 9.94 kbar and 518 °C and 9.24 kbar, 664 °C respectively. The mineralogical paragenesis and the geothermal gradient resulted from thermobarometry calculations of metamorphic basement of the Kabul block is in accordance with metamorphic gradient of collisional orogenic belts. The cratonic basement of the Kabul block is possibly representing metamorphic rocks of the deep level of Proterozoic collisional orogenic belts during the formation of Columbia and Rodinia supercontinents.

**Key words:** metapelite, amphibolite, metamorphic basement, thermobarometry, Kabul Block

\* nasrabad@sci.ikiu.ac.ir

مقاله پژوهشی

## کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل (خاور افغانستان)

علی محمد رضانی<sup>۱</sup>، محسن نصرآبادی<sup>۱\*</sup>، کاظم قلی‌زاده<sup>۲</sup> و امیرمحمد موسی‌زی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ع)، قزوین، ایران

<sup>۲</sup> کارشناس آزمایشگاه، مرکز فرآوری مواد معدنی، کرج، ایران

<sup>۳</sup> گروه زمین‌شناسی و معدن، دانشگاه پلی‌تکنیک کابل، کابل، افغانستان

### چکیده

پی‌سنگ کراتونی در منطقه کابل برونزد گسترده‌ای دارد و دربردارنده گنیس، میگماتیت، شیست و آمفیبولیت است. برخی گنیس‌ها کانی‌های شاخص ارتوپیروکسن و گارنت را دارند و از این رو، شارنوکیت به‌شمار می‌روند. بیوتیت، کوارتز و فلدسپار از کانی‌های سنگ‌ساز میگماتیت‌ها هستند و فراوانی مودال آنها در ملانوسوم و لوکوسوم متفاوت است. گارنت، کیانیت، کوارتز، فلدسپار، مسکوویت و بیوتیت از کانی‌های اصلی نمونه‌های شیستی هستند. آمفیبول (پارگازیت)، گارنت و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی نمونه‌های آمفیبولیتی هستند. کاربرد نرم‌افزار ترموکالک، شبکه‌های پتروژنتیک و دما- فشارسنج‌های قراردادی برای نمونه‌های شارنوکیتی، شیستی و گارنت‌آمفیبولیتی به ترتیب نشان‌دهنده فشار و دمای میانگین برابر با ۷/۰۳ کیلو بار و ۵۹۰ درجه سانتیگراد، ۹/۹۴ کیلو بار و ۵۱۸ درجه سانتیگراد و ۹/۲۴ کیلو بار و ۶۶۴ درجه سانتیگراد هستند. پارائزهای کانی‌شناسی و گرادیان زمین‌گرمایی به‌دست آمده از دما- فشارسنجی پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل، با گرادیان دگرگونی نوارهای کوهزایی برخوردی همخوانی دارند. شاید پی‌سنگ کراتونی بلوک کابل نشان‌دهنده سنگ‌های دگرگونی پهنه ژرف پوسته‌ای در پهنه‌های زمین‌ساختی برخوردی پروتروزویک در هنگام پیدایش ابرقاره‌های کلمبیا و رودینیا هستند.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، آمفیبولیت، پی‌سنگ دگرگونی، دما- فشارسنجی، بلوک کابل

### مقدمه

کراتون‌های آرکن هستند پیدایش قاره‌های نخستین بوده‌اند که در پایان از به‌هم پیوستگی آنها، ابرقاره‌های آغازین پدید آمده‌اند. آشکارترین پدیده‌های همراهی‌کننده پیوستن قاره‌ها و پیدایش

به بخش‌هایی که در آنها سنگ‌های با قدمت آرکن (۲/۵ تا ۳/۸ میلیارد سال پیش) یافت می‌شوند کراتون می‌گویند (Rollinson, 2007).

\* nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

Copyright©2020, 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.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.120180.1153>

فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی دارند، گزینش نمونه برای تجزیه، داشتن کانی‌های شاخص، مانند گارنت، کیانیت و ارتوپروکسن بوده است. در هنگام انجام تجزیه با ریزکاو الکترونی ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV، شدت جریان ۱۵nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است. فرمول ساختاری کانی‌ها با نرم‌افزار Calc Min به دست آورده شده است. برای برآورد شرایط دما و فشار دگرگونی، از شبکه‌های پتروژنتیک، دما- فشارسنج‌های قراردادی و نرم‌افزار ترموکالک بهره گرفته شده است.

### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

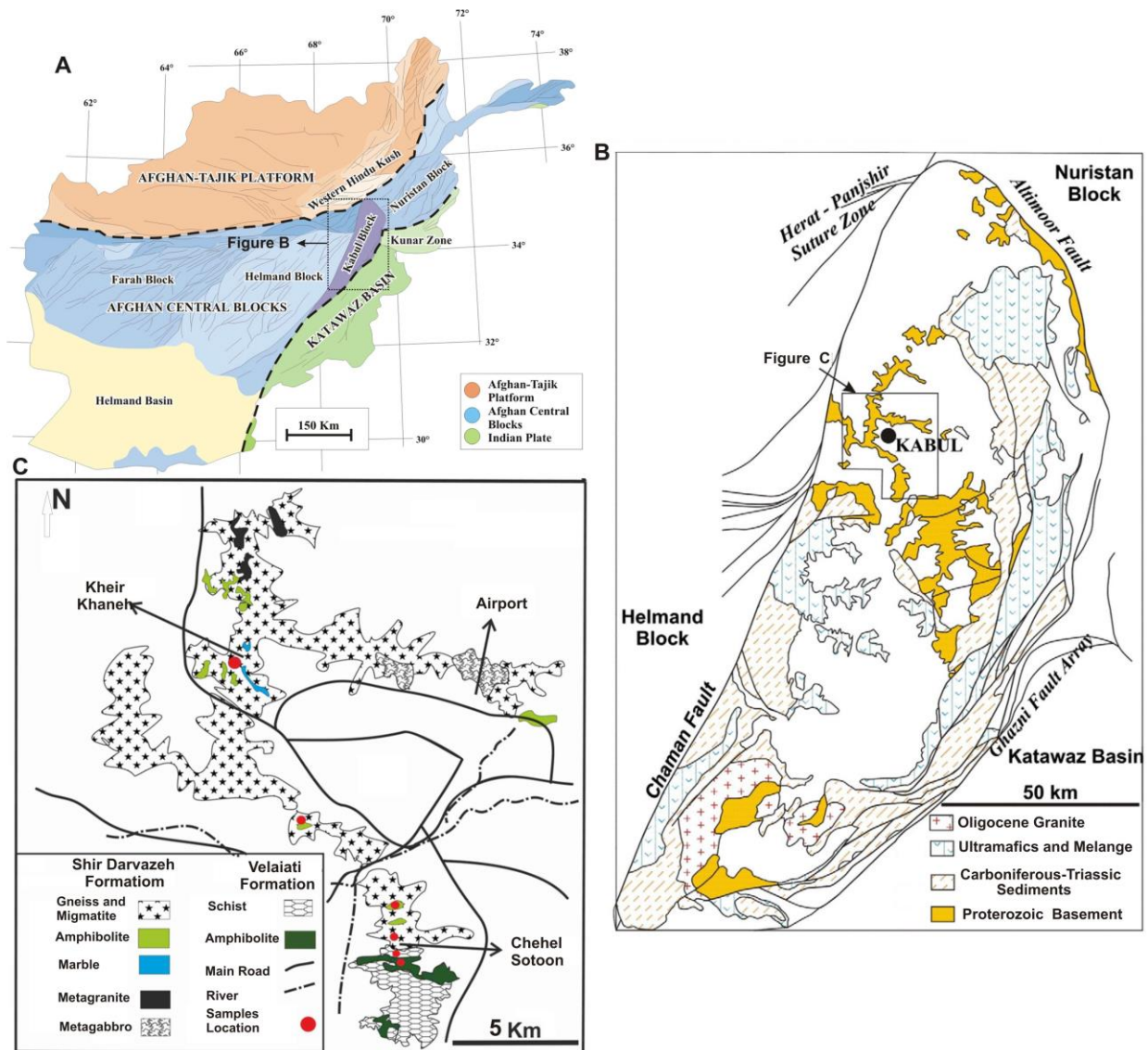
در کشور افغانستان، هر سه قلمروی واریسکن، کیمیرین و هیمالیا یافت می‌شوند. وجود زمین‌درزهایی با سن‌های گوناگون کیمیرین زیرین و بالایی همراه با پهنه‌های افیولیتی متنوع گویای پیچیدگی تحولات ژئودینامیکی این سرزمین هستند (Siehl, 2015). بلوک‌های افغانستان مرکزی (فراه، هلمند و کابل) سازنده قطعه‌های قاره‌ای هستند (شکل ۱- A) که در محل پیوند سه‌گانه ورقه هند (جنوب‌خاوری)، بلوک افغانستان شمالی- تاجیک در شمال و بلوک لوت در باختر جای دارند. این بلوک‌ها با نوارهای کوهزایی آلپین و پالئوزوییک از بلوک‌های زمین‌ساختی کناری خود شناخته می‌شوند. نوار کوهستانی سلیمان به صورت نوار راندگی و چین‌خورده، جداکننده پهنه افغانستان مرکزی از ورقه هند است. کوه‌های هندوکش در طول پهنه‌های هرات و پنجشیر، میان پهنه افغانستان مرکزی و بلوک افغانستان شمالی- تاجیک جای دارند. در پایان، این پهنه در باختر با محدوده خاور ایران از بلوک لوت جدا می‌شود. با توجه به پوشش ضخیم از توالی‌های رسوبی، مرز میان بلوک‌های هلمند و فراه آشکار نیست؛ اما گسل راستالغز چمن جداکننده بلوک‌های کابل و هلمند است (Mihalasky et al., 2007).

ابرقاره، رشد به هم‌افزایشی مرز ابرقاره در هنگام فرورانش و کوهزایی برخوردی به دنبال بسته شدن حوضه اقیانوسی درون قاره‌ای و برخورد قاره‌ای هستند (Murphy and Nance, 2005). بررسی پی‌سنگ‌های قاره‌ای از اهداف دانش سنگ‌شناسی دگرگونی است. معمولاً پی‌سنگ‌های بلوری از کهن‌ترین برونزدهای سنگی پهنه‌های کوهزایی و کراتونی هستند و دربردارنده تاریخچه زمین‌شناسی پیچیده و درازمدتی از تحولات تکتونوماورفیک بلوک‌های قاره‌ای هستند. برخلاف پهنه‌های کوهزایی جوان، پی‌سنگ‌های قاره‌ای کراتونی چه بسا رویدادهای زمین‌شناسی متوالی از چرخه پیدایش و جدایش ابرقاره‌ها را در خود حفظ کرده باشند. از این رو، در اختیار داشتن داده‌های سن‌سنجی پی‌سنگ‌های کراتونی اطلاعات ارزشمندی را درباره قدمت چرخه پیدایش و جدایش ابرقاره‌ها به دست می‌دهند. از سوی دیگر، بررسی‌های دما- فشارسنجی این گونه پی‌سنگ‌ها، ابزار خوبی برای ارزیابی شرایط دگرگونی فازهای کوهزایی است که پیدایش ابرقاره‌ها را به دنبال دارند.

پی‌سنگ کابل، پهنه‌ای کراتونی است که بیشتر دربردارنده شیست، گنیس، میگماتیت و آمفیبولیت است. در این پژوهش افزون بر بررسی شیمی کانی‌ها، با انجام محاسبه‌های دما- فشارسنجی، شرایط دگرگونی و بلوری شدن این پی‌سنگ روشن می‌شود.

### روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی گوناگون، کانی‌های دو نمونه شیستی، یک نمونه گنیسی و یک نمونه گارنت- آمفیبولیت، با دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل Cameca SX100)، در مرکز فرآوری مواد معدنی (کرج) تجزیه نقطه‌ای شدند. از آنجایی که کانی‌های شاخص نقش مهمی در دما-



شکل ۱- (A) پهنه‌ها و بلوک‌های سازنده افغانستان (Mihalasky *et al.*, 2007); (B) نقشه ساده‌ای از زمین‌شناسی بلوک کابل (Kafarsky *et al.*, 1975); (C) پراکندگی پی‌سنگ دگرگونی در پیرامون کابل (با تغییراتی پس از Karapetov و همکاران (۱۹۸۱)) (محدوده‌های نمونه‌برداری با دایره‌های سرخ‌رنگ نشان داده شده‌اند)

حوضه کاتاوز در خاور و جنوب‌خاوری جدا می‌کنند. حوضه کاتاوز، گسترش رو به شمال مجموعه به هم افزایشی مکران است و مرز شمال‌باختری ورقه هند به شمار می‌رود. بلوک هلمند در بردارنده توالی‌های رسوبی ستمبر پالئوزوییک است؛ اما بلوک کابل واحدهای سنگی پروتروزوییک و آرکئن را نیز دربر گرفته است (Faryad *et al.*, 2016). به‌باور Andritzky (۱۹۶۷)، جایگاه کنونی بلوک کابل پیامد زمین‌ساخت

به باور برخی پژوهشگران (Treloar and Izatt, 1981; Tapponnier *et al.*, ۱۹۹۳)، بلوک کابل بخشی از ورقه هند است که هنگام جدایش از آن، در راستای پهنه گسلی چمن با اوراسیا برخورد کرده است. برخی دیگر از پژوهشگران (Abdullah and Chmyriov, ۱۹۷۷) نیز، بلوک کابل را بخش خاوری پهنه افغانستان مرکزی می‌دانند. پهنه‌های گسلی آلتیمور و غزنی، بلوک کابل را از بلوک نورستان در شمال خاوری و

آذرین این واحدهای سنگی را نئوآرکنن (۲/۵ تا ۲/۸ میلیارد سال پیش) ارزیابی کرده‌اند. این پژوهشگران برپایه سن‌سنجی زیرکن و موناژیت دگرگونی، قدمت دگرگونی رخساره گرانولیت واحدهای سنگی شارنوکییتی را پالئوپروتروزوییک (۱/۸ تا ۱/۸۵ میلیارد سال پیش) به‌دست آورده‌اند. همچنین، برپایه کاربرد روش آرگن-آرگن بیوتیت و اورانیم-توریم موناژیت، قدمت رویداد دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت فشار بالای متابازیت‌ها و متاپلیت‌های سازنده‌های شیردروازه و ولایتی نئوپروتروزوییک (۰/۸۵ تا ۰/۹ میلیارد سال پیش) به‌دست آمده است.

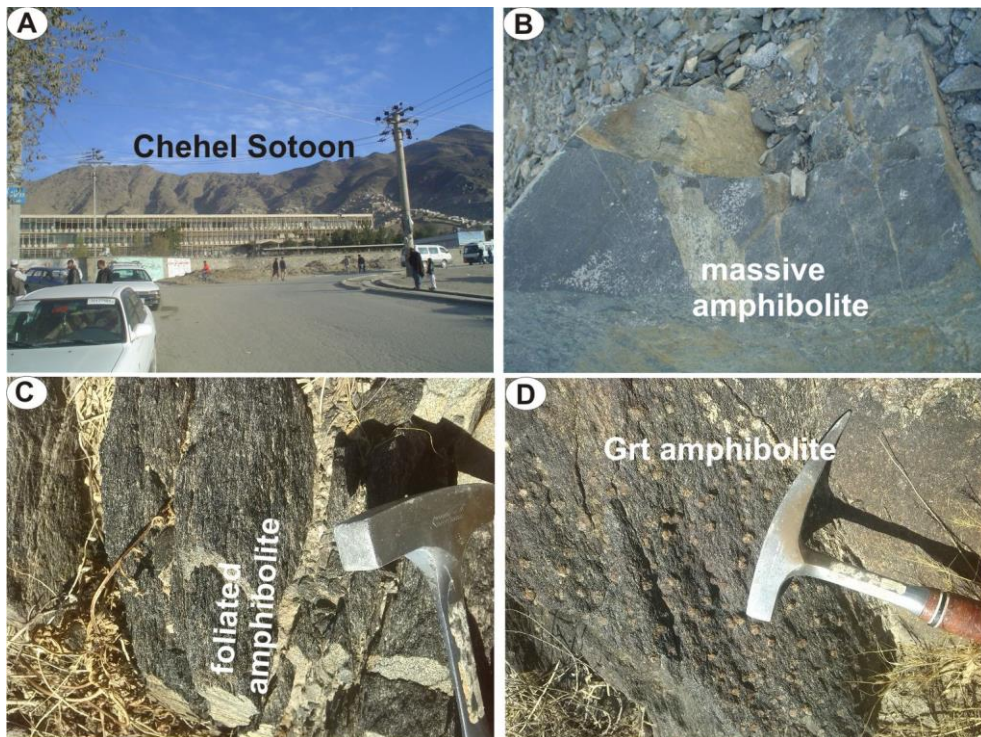
### روابط صحرائی و ویژگی‌های ماکروسکوپی

جدای از بخش‌های مسکونی و کشاورزی، در دیگر محدوده‌های شهر کابل، پی‌سنگ دگرگونی از نوع آمفیبولیت، شیست و گنیس، بیشترین برونزد را نسبت به دیگر واحدهای سنگی نشان می‌دهد (Ramezani, 2019) و بیشتر سازنده ارتفاعات علی‌آباد در مرکز و ارتفاعات چهل‌ستون (شکل ۲- A) در جنوب‌خاوری کابل است.

**آمفیبولیت‌ها:** متابازیت‌های سازند شیردروازه در ارتفاعات چهل‌ستون دربردارنده آمفیبولیت توده‌ای (شکل ۲- B) هستند؛ اما متابازیت‌های ارتفاعات علی‌آباد، برگوارگی دارند (شکل ۲- C) و پورفایروبلاست‌های درشت گارنت (شکل ۲- D) در آنها دیده می‌شود. از آنجایی که مودال آمفیبول و پلاژیوکلاز فراوان است، نمونه دستی به‌رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شود. آمفیبولیت‌های شیردروازه معمولاً به شکل‌های عدسی‌مانند در سنگ میزبان گنیسی و میگماتییتی یافت می‌شوند. شکل‌های توده‌ای برونزدها و نبود ناهمگنی ترکیبی در متابازیت‌های بررسی شده با خاستگاه رسوبی آنها همخوانی ندارد و به‌گفته دیگر این سنگ‌ها از گروه ارتوآمفیبولیت‌ها به‌شمار می‌روند (Ramezani, 2019).

گوه‌ای رو به شمال در میان بلوک‌های هلمند و نورستان است. بلوک کابل پی‌سنگ پروتروزوییک بسیار دگرگون‌شده‌ای است که با توالی‌های رسوبی و آذرین پالئوزوییک پایانی تا سنوزوییک (شکل ۱- B) پوشیده شده است (Collett et al., 2011; Abdullah and Chmyriov, 1977). ورقه‌های پریدوتیتی بزرگ روی مرز خاوری و باختری ورقه کابل رانده شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که پریدوتیت‌های حاشیه خاوری ادامه افیولیت‌های وزیرستان هستند و برونزدهای حاشیه باختری و جنوبی مرتبط با پهنه گسلی چمن هستند (Abdullah and Chmyriov, 1977). برپایه سن و درجه دگرگونی، پی‌سنگ پروتروزوییک بلوک کابل از پایین به بالا به سه سازند شیردروازه، خاروگ و ولایتی رده‌بندی شده است (Abdullah and Chmyriov, 1977). ارتوگنیس‌های رخساره گرانولیت و میگماتیت از سنگ‌های دگرگونی درجه بالای سازند شیردروازه هستند. بهترین برونزد آنها در ارتفاعات خیرخانه (شمال‌باختری کابل) و اطراف فرودگاه (شمال کابل) دیده می‌شود (شکل ۱- C). سازند خاروق در ارتفاعات خاروق (جنوب کابل) برونزد دارد. این سازند روی سازند شیردروازه جای دارد و دربردارنده شیست، گنیس، آمفیبولیت و مرم‌ر است. سازند ولایتی به‌صورت همشیب روی سازند خاروگ جای دارد و دربردارنده شیست و آمفیبولیت است. برپایه روش پتاسیم-آرگن و آرگن-بیوتیت، سن ارتوگنیس‌های سازند شیردروازه نئوپروتروزوییک (۰/۶۴ تا ۰/۹۳ میلیارد سال پیش) به‌دست آمد (Faryad et al., 2009). این سن گویای سن دگرگونی این سازند است؛ اما سن‌سنجی اورانیم-سرب زیرکن قدمت گنیس‌ها را پالئوپروتروزوییک تا نئوآرکنن (۱/۸ تا ۲/۸ میلیارد سال پیش) نشان می‌دهد.

Faryad و همکاران (۲۰۱۶) با سن‌سنجی زیرکن‌های ماگمایی ارتوگنیس‌های سازند شیردروازه، سن پروتولیت



شکل ۲- A) دورنمایی از پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل با ریخت‌شناسی مرتفع (ارتفاعات چهل‌ستون) در جنوب‌خاوری کابل؛ B) برونزد صحرایی آمفیبولیت توده‌ای سازند شیردروازه در ارتفاعات چهل‌ستون؛ C) آمفیبولیت با برگوارگی از بخش مرکزی کابل (ارتفاعات علی‌آباد)؛ D) آمفیبولیت با پورفیروبلاست‌های درشت گارنت از بخش مرکزی کابل

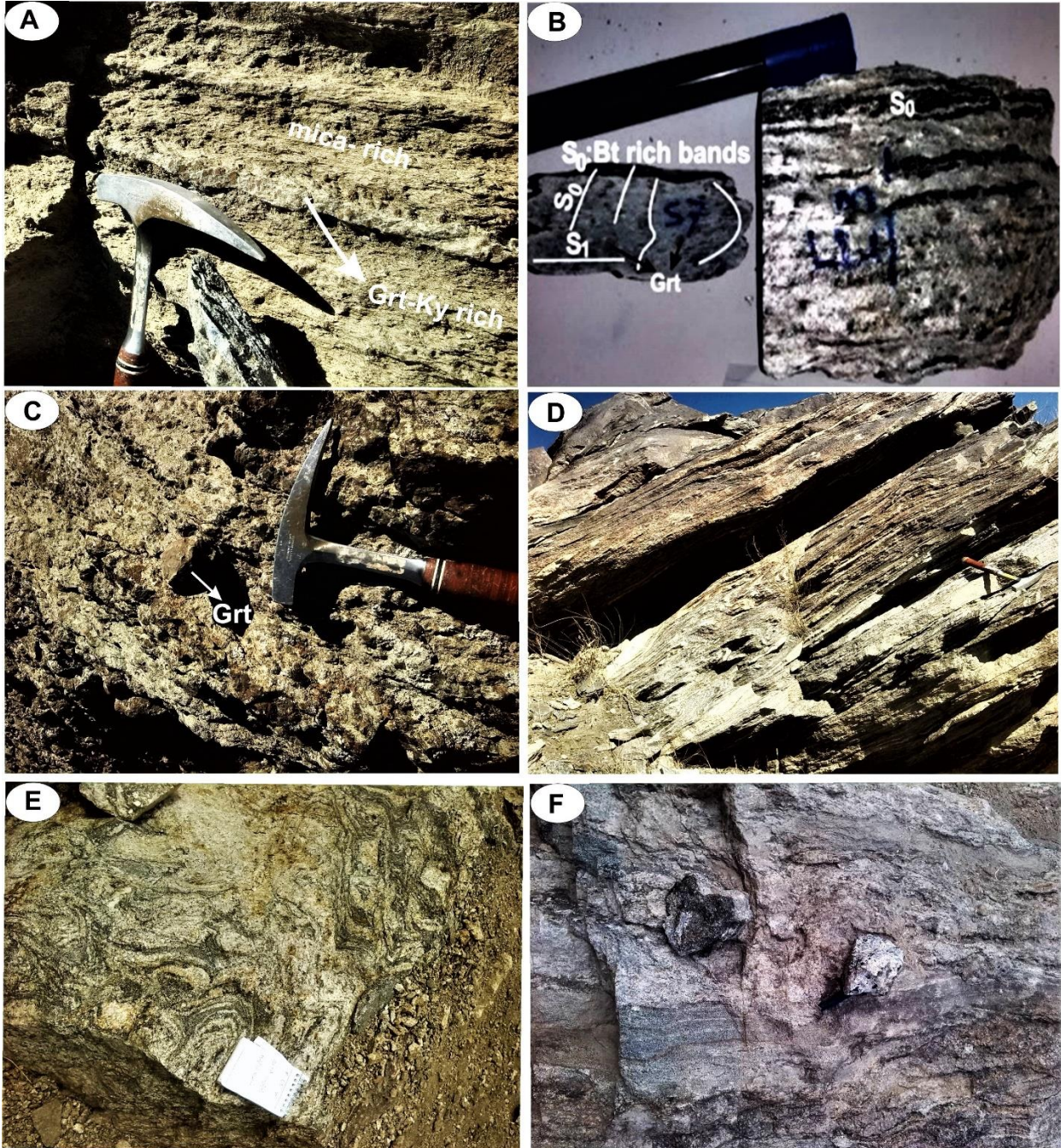
**گنیس‌ها:** گنیس‌های پی‌سنگ دگرگونی کابل در ارتفاعات چهل‌ستون دو گروه هستند: ارتوپیروکسن‌دار (شارنوکیت) و بی‌ارتوپیروکسن. شارنوکیت‌های دگرگونی ارتوپیروکسن‌دار بسیار درهم‌آمیخته هستند و دچار فرایندهای زمین‌ساختی شده‌اند. در این گروه از سنگ‌ها، پورفیروبلاست‌های بسیار درشتی از گارنت به اندازه چند سانتیمتر به چشم می‌خورد (شکل ۳- C). بیشتر گنیس‌ها ارتوپیروکسن و گارنت ندارند و راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شیب رو به شمال‌خاوری را نشان می‌دهند (شکل ۳- D).

**میگماتیت‌ها:** در نمونه‌های صحرایی میگماتیت‌های برداشت شده از سازند شیردروازه در منطقه هزاره بَغل (شمال‌باختری کابل)، فابریک‌های گوناگون چین‌خورده (شکل ۳- E) و لایه‌ای (شکل ۳- F) دیده می‌شوند. در

**شیست‌ها:** نمونه‌های متاپلیتی (مانند: شیست کوارتز- فلدسپاتیک، گارنت‌شیست، گارنت-کیانیت‌شیست، گنیس و میگماتیت) در سازند ولایتی در محدوده ارتفاعات چهل‌ستون هستند. در برونزد صحرایی، نمونه‌های گارنت-کیانیت‌شیست، لایه‌بندی ترکیبی به صورت تناوبی از باندهای سرشار از گارنت-کیانیت و میکا نشان می‌دهند (شکل ۳- A). از ویژگی‌های روشن برخی نمونه‌های گارنت‌شیستی، داشتن باندهای تیره سرشار از بیوتیت است که نسبت به برگوارگی دگرگونی نسل اول (S1) کاملاً زاویه‌دار هستند (شکل ۳- B). مرز غیرتدریجی و آشکار این باندها با دیگر بخش‌های سنگ و نبود نشانه‌های برگوارگی قدیمی در بخش روشن میان باندهای سرشار از بیوتیت متوالی، بیشتر با خاستگاه اولیه رسوبی (S0) آنها همخوانی دارد تا این که در هنگام تفریق مکانیکی و در پی دگرریختی پدید آمده باشند.

پالئوسم ساخته شده است که دچار هجوم رگه‌های گرانیتی لوکوسم شده‌اند (Ramezai, 2019).

بسیاری از این میگماتیت‌ها، بخش‌های تیره‌ای به‌نام ملانوسم دیده نمی‌شود؛ به‌گونه‌ای که پیکره اصلی سنگ از

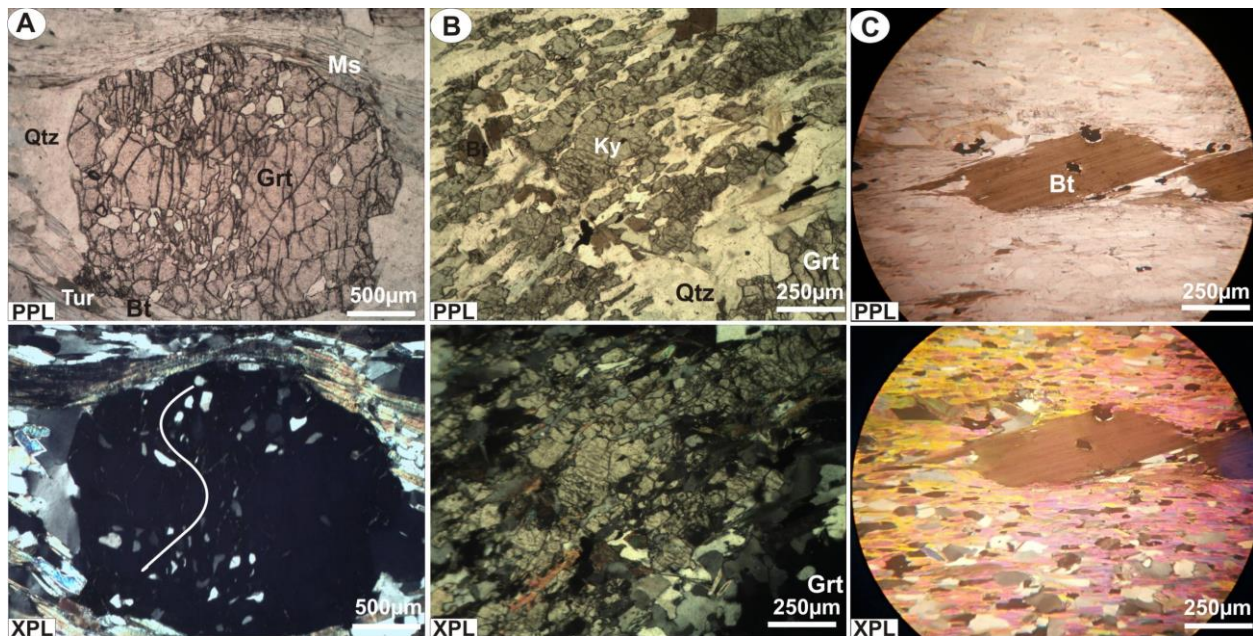


شکل ۳- A) برونزد صحرایی گارنت‌شایست در پی سنگ دگرگونی بلوک کابل با لایه‌بندی ترکیبی متشکل از تناوب باندهای سرشار از میکا و گارنت- کیانیت؛ B) لایه‌بندی ترکیبی سرشار از بیوتیت (S<sub>0</sub>) که نسبت به برگوارگی دگرگونی (S<sub>1</sub>) کاملاً زاویه‌دار است؛ C) نمای نزدیک از برونزد گنیس ارتوپیروکسن‌دار منطقه چهارستون با پورفیروبلست‌های بسیار درشت گارنت؛ D) نمای صحرایی گنیس‌های بی‌ارتوپیروکسن و گارنت در منطقه چهارستون، با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شیب رو به شمال‌خاوری؛ E) فابریک چین‌خورده در میگماتیت‌های سازند شیردروازه منطقه هزاره بغل؛ F) فابریک نواری در میگماتیت‌های سازند شیردروازه منطقه هزاره بغل (نام اختصاری کانی‌ها برپایه Whitney و Evans (۲۰۱۰))

## سنگ‌نگاری

شیست‌ها: کواتز، فلدسپار، بیوتیت و مسکوویت کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های شیبستی سازند ولایتی در ارتفاعات چهل‌ستون هستند و از کانی‌های شاخص این منطقه، گارنت سرشار از آلماندین و کیانیت نام برده می‌شود (شکل‌های ۴- A و B). کلریت خاستگاه برگشتی دارد و هنگام دگرگونی برگشتی از تجزیه بیوتیت یا گارنت پدید آمده است. ورقه‌های مسکوویت و بیوتیت جهت‌یافته، سازنده شیبستوزیته این سنگ‌ها هستند.

تورمالین، روتیل، ایلمنیت و اسفن از کانی‌های فرعی هستند و در زمینه سنگ و یا به‌صورت میانبار در گارنت دیده می‌شوند. فازهای تیتانیم‌دار روابط تبدیلی به‌صورت روتیل ← ایلمنیت ← اسفن نشان می‌دهند. در مرکز برخی تورمالین‌ها، هسته‌ای با چندرنگی سبز پررنگ دیده می‌شود. این‌گونه منطقه‌بندی ترکیبی در تورمالین نمونه‌های متاپلیتی را رشد تورمالین دگرگونی روی هسته آواری تفسیر می‌کنند (Wadhawan and Roonwal, 1977; Zen, 1981).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از نمونه‌های شیبستی در پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل: (A) پورفایروبلاست درشت گارنت سین‌زمین‌ساخت در نمونه گارنت‌شیست؛ (B) کانی‌های شاخص کیانیت جهت‌یافته و گارنت در نمونه شیبست؛ (C) فابریک دگرریختی به‌صورت بیوتیت ماهی‌گون در نمونه شیبستی

درون گارنت آرایش کمابیش S- مانند نشان می‌دهند. از این‌رو، برپایه ویژگی‌های بافتی یادشده، رشد پورفایروبلاست‌های گارنت، هم‌زمان با زمین‌ساخت روی داده است. در برخی نمونه‌ها ورقه‌های بیوتیت، نشانه‌های دگرریختی به‌شکل ساختار ماهی‌گون را نشان می‌دهند (شکل ۴- C).

بافت نمونه‌های شیبستی بررسی شده، لپیدوگرانوبلاستیک و لپیدوپورفایروبلاستیک است. شیبستوزیته زمینه سنگ نسبت به پورفایروبلاست‌های گارنت متقاطع و در حال دورزدن آن نیز است و سایه فشاری از جنس کوارتز در اطراف آنها دیده می‌شود. میانبارهای کوارتز



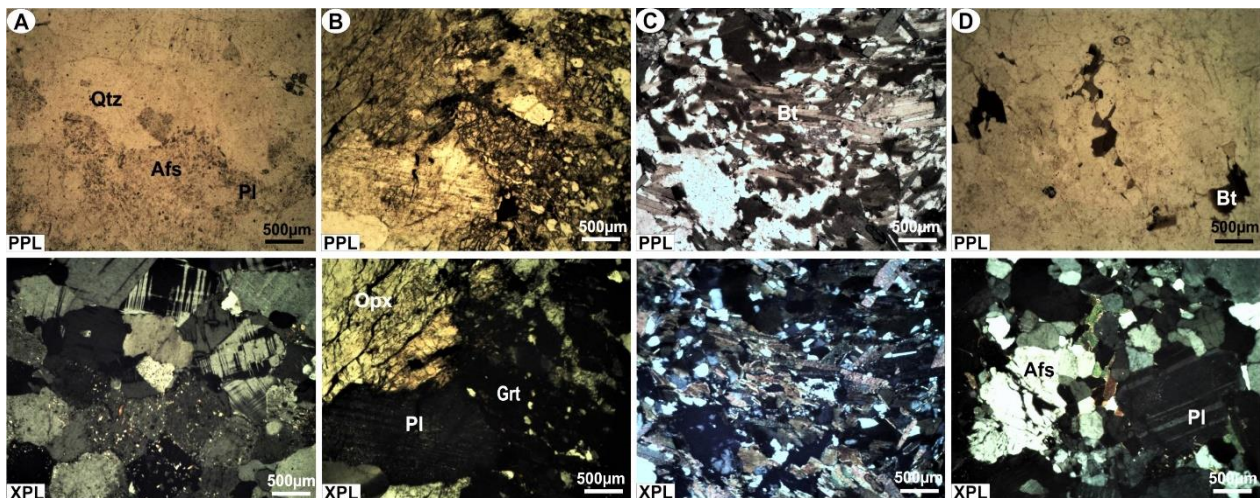
۵- B) و آمفیبول نوع پارگازیت فاز فرعی به‌شمار می‌رود. شارنوکیت‌های دگرگونی، ارتوگنیس‌های دگرگون‌شده در رخساره گرانولیت هستند (Frost and Frost, 2008). پیدایش ارتوپروکسن در شارنوکیت‌ها پیامد رویداد دو واکنش زیر دانسته شده است (Percival and Mortensen, 2002):



از آنجایی که در نمونه‌های بررسی شده، ارتوپروکسن با کلینوپروکسن همزیستی ندارد، پیدایش ارتوپروکسن با واکنش آب‌زدایی بیوتیت مرتبط بوده است. بخش تیره (ملانوسوم) نمونه‌های میگماتیته سرشار از بیوتیت است (شکل ۵- C) و در بخش لوکوسوم، کوارتز و فلدسپار فراوانی بیشتری دارند (شکل ۵- D).

مسکوویت‌ها در دو نسل متفاوت روی داده‌اند. نسل نخست ( $\text{Ms}_1$ ) سازنده شیسستوزیته سنگ است و نسل دوم ( $\text{Ms}_2$ ) نسبت به شیسستوزیته متقاطع هستند و از این‌رو، از نوع پس از زمین‌ساخت به‌شمار می‌روند. بلورهای کیانیت در راستای برگوارگی سنگ امتداد دارند؛ از این‌رو، همراه با گارنت و ورقه‌های مسکوویت ( $\text{Ms}_1$ ) و بیوتیت جهت‌یافته، پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی به‌شمار می‌روند.

**گنیس‌ها و میگماتیته‌ها:** کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های گنیسی فلدسپار و کوارتز است (شکل ۵- A). بافت آنها بیشتر گرانوبلاستیک جهت‌یافته است. در نمونه‌های شارنوکیتی گارنت و ارتوپروکسن انستاتیته نیز دیده می‌شوند (شکل



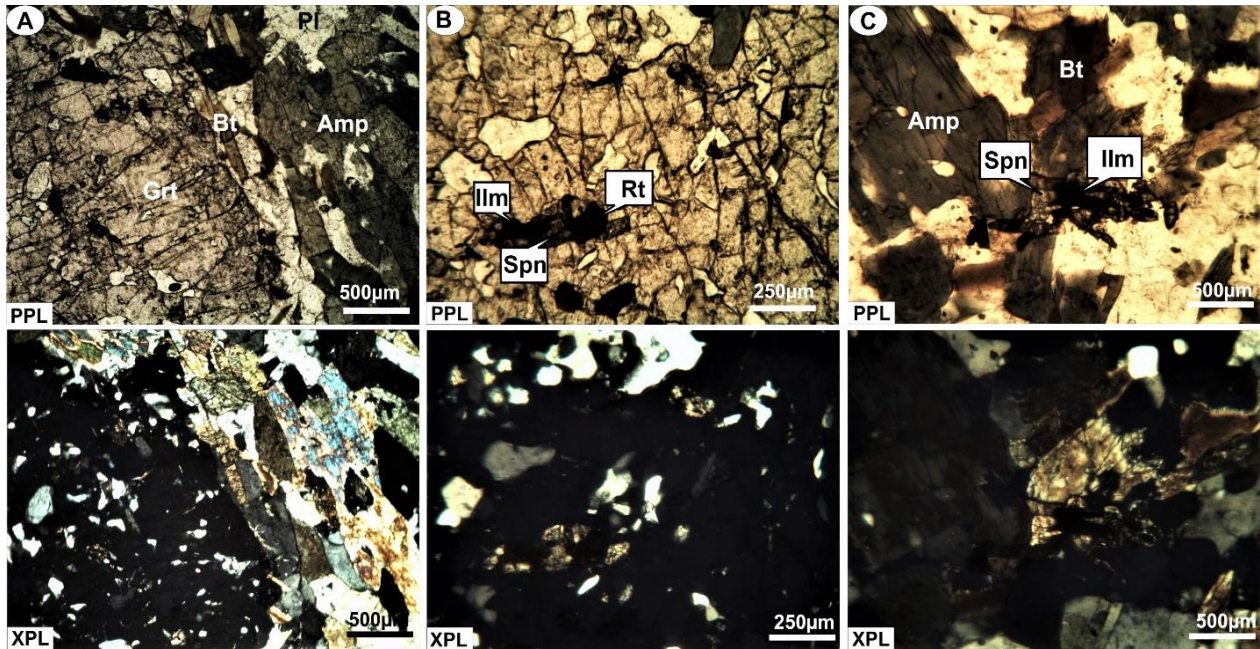
شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از نمونه‌های گنیسی و میگماتیته در پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل: (A) کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز کانی‌های سنگ‌ساز بیشتر نمونه‌های گنیسی هستند؛ (B) گارنت و ارتوپروکسن، کانی‌های شاخص نمونه‌های شارنوکیتی هستند؛ (C) تمرکز بیوتیت در ملانوسوم نمونه‌های میگماتیته؛ (D) لوکوسوم میگماتیته‌ها که دربردارنده کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و مقادیر کمی بیوتیت است

آمفیبولیتی هستند (شکل ۶- A). کوارتز، بیوتیت، اپیدوت، اسفن، روتیل و ایلمنیت نیز از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند. ورقه‌های بیوتیت نسبت به آمفیبول مرز مستقیم دارند و از این‌رو، همراه با آمفیبول، پلاژیوکلاز و

**آمفیبولیت‌ها:** آمفیبول نوع پارگازیت (۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز نوع الیگوکلاز تا آندزین (۱۵ تا ۳۰ درصد حجمی) و گارنت سرشار از آلماندین (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های

تیتانیوم پایدار در مرحله اوج دگرگونی روتیل بوده است و هنگام رویداد تحولات دگرگونی، با ایلمنیت و اسفن جایگزین شده است. ایلمنیت‌های زمینه سنگ در حال تجزیه به اسفن هستند (شکل ۶- C). بافت نمونه‌های آمفیبولیتی از متقاطع تا نماتوگرانوبلاستیک و نماتوپورفیروبلاستیک متغیر است. کلریتی شدن گارنت و سریسیتی شدن پلاژیوکلاز نمونه‌های آمفیبولیتی از نشانه‌های دگرسانی پسرونده در شرایط رخساره شایست‌سبز هستند.

گارنت پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی بوده‌اند. در نمونه‌های گارنت‌آمفیبولیت، اندکی نیز بلورهای اپیدوت به‌صورت نسبتاً درشت و کمابیش شکل‌دار یافت می‌شوند. نبود رابطه جانشینی میان آنها و دیگر فازهای کنارشان (مانند: فلدسپار) با خاستگاه برگشتی اپیدوت همخوانی ندارد. روتیل تنها به‌صورت میانبار در گارنت دیده می‌شود و در حال تجزیه به ایلمنیت و اسفن است (شکل ۶- B)؛ اما در زمینه سنگ، ایلمنیت و اسفن تنها فاز تیتانیوم‌دار هستند. این نکته نشان می‌دهد فاز



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی از نمونه‌های آمفیبولیتی در پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل: (A) گارنت، پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های سنگ‌ساز هستند؛ (B) جانشینی میانبارهای روتیل با ایلمنیت و اسفن؛ (C) جانشینی ایلمنیت با اسفن در زمینه نمونه‌های آمفیبولیتی

### شیمی کانی‌ها

کاتیون‌های فرمول ساختاری و میزان سازنده‌های کانی‌های محلول جامد در جدول ۱ آورده شده‌اند. از آنجایی که نسبت  $Ca^B / (Ca+Na)^B$  در آمفیبول نمونه‌های گارنت‌آمفیبولیت و شارنوکیست بررسی شده از ۰/۷۵ بیشتر است؛ پس این آمفیبول‌ها از نوع کلسیک به‌شمار می‌روند. همچنین، برپایه نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Hawthorne *et al.*,

برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و پس از آن، انجام محاسبه‌های دما- فشارسنجی و ارزیابی شرایط دگرگونی، ۱۱۰ نقطه از کانی‌های پاراژنز اوج دگرگونی در دو نمونه شایست، یک نمونه گنیسی و یک نمونه آمفیبولیت با روش ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. داده‌های برخی تجزیه‌ها به‌همراه شمار

عنصرهای آلکالن و تمرکز کمتری از آلومینیم دارند. این تغییرات ترکیبی به درجه دگرگونی، شیمی سنگ و نوع کانی‌های همزیست بستگی دارند.

(۲۰۱۲)، این آمفیبول‌ها پارگازیت نام دارند (شکل ۷- A). آمفیبول‌های نمونه شارنوکیست در برابر نمونه گارنت آمفیبولیت، تمرکز بیشتری از تیتانیم و

جدول ۱- داده‌های تجزیه نقطه‌ای با ریزکاو الکترونی برای کانی‌های نمونه‌های متاپلیتی و آمفیبولیتی در پی سنگ دگرگونی کابل (فرمول ساختمانی کانی‌های کیانیت، مسکوویت، فلدسپار، بیوتیت، ارتوپروکسن، آمفیبول و گارنت به ترتیب بر پایه ۵، ۲۲، ۸، ۱۱، ۶، ۲۲ و ۱۲ اکسیژن به‌دست آورده شده است؛ نسبت  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  برای گارنت، آمفیبول و بیوتیت به ترتیب بر پایه ۸، ۱۳ و ۸ کاتیون به‌دست آورده شده است)

Rock Type	Grt schist (Chs4)								Grt-Ky schist (Chs5)							
	Ms <sub>1</sub>		Bt		Pl		Grt		Ms <sub>1</sub>	Ky		Bt		Pl	Grt	
Mineral Type																
Analyze No.	۴	۲۴	۱	۱۱	۱۹	۲۱	۲۷	۲۸	۲۴	۹	۱۰	۱۳	۲	۲۸	۲۲	۲۳
							core	rim							core	rim
SiO <sub>2</sub>	۴۷.۲۴	۴۶.۴۵	۲۵.۰۷	۲۵.۴۱	۶۶.۷۶	۶۷.۴۰	۲۶.۳۰	۲۶.۸۲	۴۶.۶۷	۲۵.۰۳	۲۴.۴۷	۳۴.۸۱	۳۹.۳۴	۶۶.۸۹	۳۶.۷۴	۳۶.۶۳
TiO <sub>2</sub>	۰.۶۰	۰.۵۳	۱.۶۴	۱.۴۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۵۶	۰.۰۷	۰.۰۹	۱.۳۱	۰.۹۷	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۵.۰۶	۳۴.۸۰	۱۷.۹۷	۱۸.۱۹	۲۰.۰۵	۱۹.۸۲	۲۱.۲۵	۲۱.۳۳	۳۶.۳۷	۶۴.۳۵	۶۴.۲۲	۱۸.۷۸	۱۵.۷۲	۱۹.۶۰	۲۱.۳۶	۲۰.۹۷
FeO <sup>t</sup>	۱.۶۷	۱.۸۵	۲۰.۵۶	۱۸.۴۳	۰.۱۵	۰.۲۰	۳۵.۵۸	۳۵.۶۲	۱.۲۵	۰.۴۰	۰.۲۶	۱۸.۲۵	۱۱.۲۲	۰.۱۲	۳۵.۹۰	۳۵.۸۹
MnO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۵۰	۰.۳۸	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۳۶	۰.۰۱
MgO	۰.۰۰	۱.۰۰	۱۰.۱۷	۱۱.۲۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۸۷	۲.۱۲	۰.۶۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۱۲.۰۵	۱۶.۸۲	۰.۰۰	۲.۲۴	۳.۵۶
CaO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۲۱	۰.۳۳	۳.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۳۱	۲.۷۶	۲.۰۸
Na <sub>2</sub> O	۲.۱۶	۲.۱۴	۰.۳۰	۰.۳۰	۱۲.۱۶	۱۲.۵۴	۰.۰۷	۰.۰۰	۳.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۳۴	۰.۳۴	۱۲.۱۹	۰.۰۳	۰.۰۴
K <sub>2</sub> O	۹.۱۱	۹.۶۴	۹.۱۶	۹.۱۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۸.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰.۶۴	۱۱.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰
Total	۹۶.۹۵	۹۶.۲۱	۹۴.۹۴	۹۴.۲۳	۹۹.۰۴	۱۰۰.۳۰	۹۸.۶۰	۹۹.۱۸	۹۶.۶۵	۹۹.۹۵	۹۹.۱۵	۹۶.۳۰	۹۵.۵۱	۹۹.۱۵	۹۹.۴۸	۹۹.۱۸
Si	۶۲.۲۴	۶۱.۴	۲.۶۸	۲.۷۱	۲.۹۱	۲.۹۱	۲.۹۷	۲.۹۸	۶۰.۶	۰.۸۷	۰.۸۷	۲.۶۲	۲.۸۹	۲.۹۳	۲.۹۷	۲.۹۷
Ti	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al <sup>IV</sup>	۱.۷۶	۱.۸۶	۱.۳۲	۱.۳۰								۱.۳۷	۱.۱۰		۰.۰۳	۰.۰۳
Al <sup>VI</sup>	۳.۶۹	۳.۵۷	۰.۳۰	۰.۳۳								۰.۲۸	۰.۲۶		۲.۰۱	۱.۹۷
Al <sup>total</sup>					۱.۰۳	۱.۰۱	۲.۰۵	۲.۰۴	۵.۶۲	۲.۱۷	۲.۱۶			۱.۰۱		
Fe <sup>3+</sup>	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۵	۰.۱۴								۰.۱۳	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
Fe <sup>2+</sup>	۰.۱۸	۰.۰۰	۱.۱۶	۱.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۲.۴۶	۲.۴۴	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۱.۰۱	۰.۵۲	۰.۰۰	۲.۴۵	۲.۴۱
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰
Mg	۰.۰۰	۰.۱۹	۱.۱۶	۱.۲۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۱۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۳۵	۱.۷۹	۰.۰۰	۰.۲۷	۰.۴۳
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۲۷	۰.۲۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۲۳	۰.۱۸
Na	۰.۵۵	۰.۵۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۱.۰۳	۱.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۷۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۱.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۱.۵۳	۱.۵۹	۰.۸۹	۰.۸۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۳۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۰۲	۰.۹۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Sum	۱۴.۰۲	۱۴.۱۷	۷.۷۹	۷.۷۹	۵.۰۰	۵.۰۰	۸.۰۱	۸.۰۰	۱۴.۱۲	۳.۰۵	۳.۰۵	۷.۸۸	۷.۷۱	۵.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۲
Mg#			۵۰.۰۰	۵۵.۰۰			۸.۰۰	۹.۰۰				۵۵.۰۰	۷۷.۰۰		۱۰.۰۰	۱۵.۰۰

Albite	۹۸.۸۴	۹۸.۵۰	۹۶.۹۵	۹۸.۴۴		
Anorthite	۰.۹۴	۱.۴۳	۳.۰۵	۱.۲۸		
Orthose	۰.۲۱	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۱۶		
Almandine					۸۲.۱۰	۸۲.۳۵
Grossular					۹.۱۰	۸.۱۷
Pryope					۷.۶۸	۸.۱۶
Spessartine					۱.۱۷	۰.۸۷

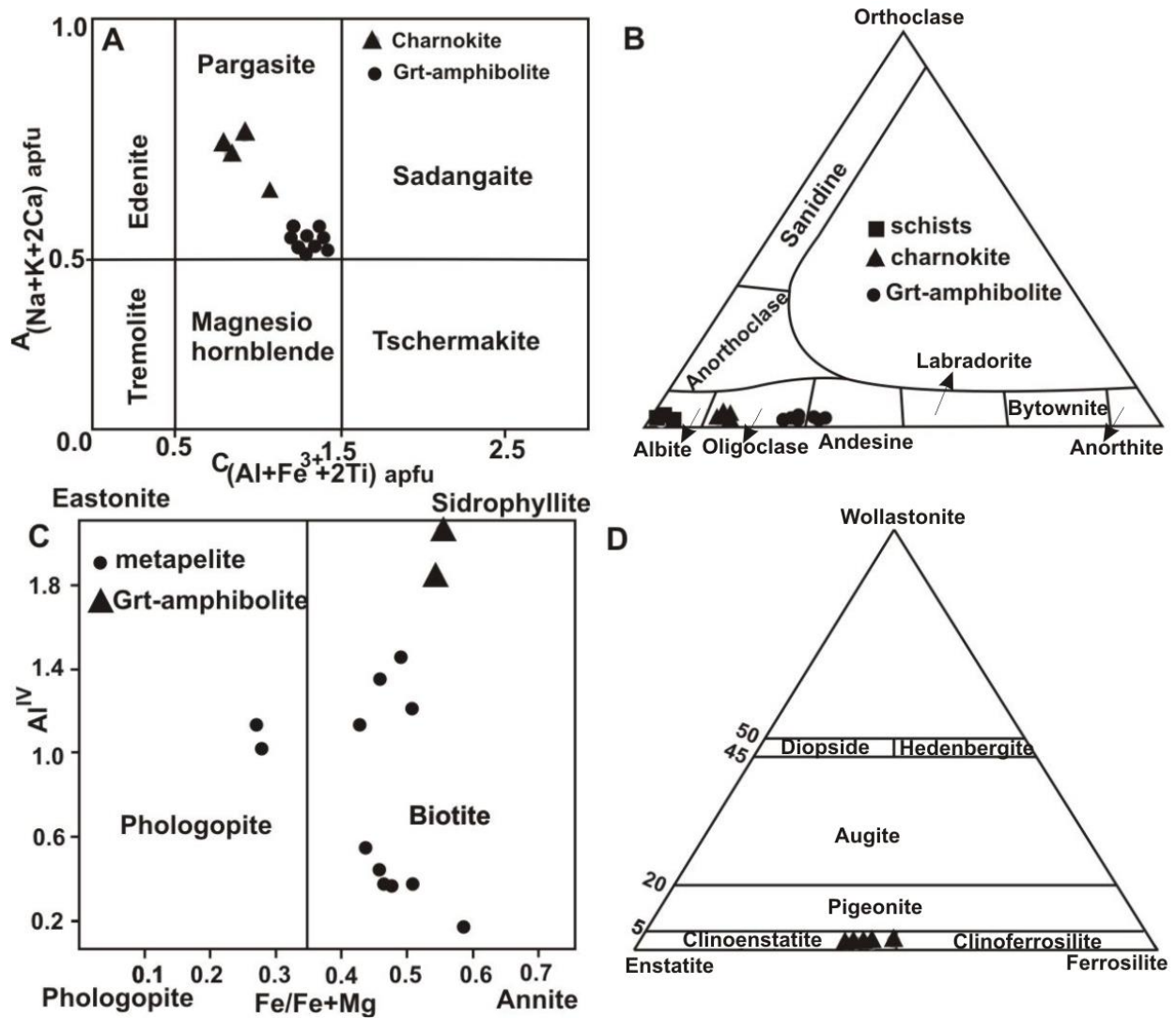
## جدول ۱- ادامه

Rock Tyoe	Charnokite (Ch12)								Grt amphibolite (K13)							
	Amp		Pl		Opx		Grt		Amp		Bt	Pl		Grt		
Mineral Type	۲۱	۲۲	۳	۲۴	۲	۱۷	۱۴	۱۵	۳۱	۳۲	۴۳	۲۹	۳۷	۵۰	۵۵	۳۶
Analyse No.															core	rim
SiO <sub>2</sub>	۴۲.۱۲	۴۰.۱۳	۶۵.۴۵	۶۱.۰۳	۵۱.۴۲	۴۹.۷۷	۳۶.۴۲	۳۶.۰۱	۴۱.۸۸	۴۱.۰۶	۴۰.۶۸	۳۶.۵۹	۵۸.۶۱	۶۱.۵۵	۳۶.۲۷	۳۷.۳۳
TiO <sub>2</sub>	۱.۲۲	۳.۴۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۶۰	۰.۷۵	۰.۸۱	۱.۶۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۶	۰.۱۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۰.۷۸	۱۰.۴۵	۲۱.۲۵	۲۴.۶۶	۳.۴۰	۶.۲۶	۲۱.۰۹	۲۱.۵۸	۱۴.۲۲	۱۵.۰۵	۱۵.۵۹	۱۸.۰۹	۲۵.۳۶	۲۴.۶۵	۲۰.۷۴	۲۱.۳۵
FeO <sup>t</sup>	۱۷.۹۵	۱۷.۱۹	۰.۰۹	۰.۱۴	۲۴.۵۷	۲۴.۴۰	۳۵.۱۲	۳۵.۲۴	۱۶.۲۹	۱۶.۶۷	۱۷.۳۵	۱۹.۲۰	۰.۲۳	۰.۰۵	۲۷.۶۹	۲۷.۴۷
MnO	۰.۳۲	۰.۳۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۷	۰.۳۰	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۲.۵۰	۱.۷۶
MgO	۱۰.۵۵	۱۰.۱۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۷.۹۶	۱۶.۸۶	۲.۲۵	۲.۶۸	۹.۳۴	۸.۸۱	۸.۷۳	۱۱.۹۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۲.۵۸	۲.۸۲
CaO	۱۱.۳۷	۱۱.۰۵	۲.۱۵	۵.۱۴	۰.۳۰	۰.۳۷	۵.۰۴	۴.۸۸	۱۱.۱۹	۱۱.۳۲	۱۱.۲۶	۰.۱۵	۷.۲۶	۵.۴۲	۸.۶۷	۹.۰۵
Na <sub>2</sub> O	۱.۷۵	۱.۶۶	۱۰.۹۳	۹.۷۱	۰.۴۱	۰.۸۷	۰.۰۷	۰.۰۱	۱.۶۲	۱.۷۰	۱.۶۳	۰.۳۰	۷.۷۷	۹.۲۹	۰.۰۰	۰.۰۱
K <sub>2</sub> O	۱.۸۹	۱.۷۲	۰.۰۰	۰.۲۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۶۴	۰.۸۰	۰.۹۵	۸.۸۹	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Total	۹۸.۰۲	۹۶.۰۹	۹۹.۸۷	۱۰۰.۹۰	۹۸.۲۴	۹۸.۸۱	۱۰۰.۲۰	۱۰۰.۷۰	۹۵.۹۳	۹۶.۲۹	۹۷.۱۵	۹۶.۷۵	۹۹.۲۶	۱۰۰.۱۰	۹۸.۷۲	۹۹.۹۰
Si	۶.۳۷	۶.۲۳	۲.۸۷	۲.۶۶	۱.۹۷	۱.۸۹	۲.۹۴	۲.۸۹	۶.۳۶	۶.۲۴	۶.۱۴	۲.۷۱	۲.۶۲	۲.۶۸	۲.۹۳	۲.۹۶
Ti	۰.۱۴	۰.۴۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳
Al <sup>IV</sup>	۱.۶۱	۱.۷۷							۱.۶۹	۱.۸۱	۱.۸۶	۱.۲۸			۰.۰۶	۰.۰۳
Al <sup>VI</sup>	۰.۳۱	۰.۱۴							۰.۸۵	۰.۸۹	۰.۹۱	۰.۲۹			۱.۹۲	۱.۹۶
Al <sup>total</sup>			۱.۰۹	۱.۲۶	۰.۱۵	۰.۲۸	۲.۰۱	۲.۰۴					۱.۳۴	۱.۲۶		
Fe <sup>3+</sup>	۰.۱۴	۰.۰۰							۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۰	۰.۱۴			۰.۰۶	۰.۰۲
Fe <sup>2+</sup>	۲.۱۳	۲.۲۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴۱	۰.۳۶	۲.۳۲	۲.۳۱	۲.۰۶	۲.۱۱	۲.۰۸	۱.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۸۱	۱.۸۰
Mn	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۷	۰.۱۱
Mg	۲.۳۸	۲.۳۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۰۳	۰.۹۵	۰.۲۷	۰.۳۲	۲.۱۱	۱.۹۹	۱.۹۶	۱.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۳۱	۰.۳۳
Ca	۱.۸۴	۱.۸۳	۰.۱۰	۰.۲۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۴۳	۰.۴۲	۱.۸۲	۱.۸۴	۱.۸۲	۰.۰۱	۰.۳۴	۰.۲۵	۰.۷۵	۰.۷۷
Na	۰.۵۱	۰.۵۰	۰.۹۳	۰.۸۲	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴۷	۰.۵۰	۰.۴۷	۰.۰۴	۰.۶۷	۰.۷۸	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۳۶	۰.۳۴	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۸۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Sum	۱۵.۸۸	۱۵.۸۳	۵.۰۰	۵.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۸.۰۴	۸.۰۶	۱۵.۶۰	۱۵.۶۵	۱۵.۶۱	۷.۷۵	۵.۰۰	۵.۰۰	۸.۰۴	۸.۰۱

<b>Mg#</b>	۵۳.۰۰	۵۱.۰۰	۷۱.۰۰	۷۲.۰۰	۵۱.۰۰	۴۹.۰۰	۴۸.۰۰	۵۵.۰۰	۱۴.۰۰	۱۵.۰۰
<b>Albite</b>		۹۰.۲۰	۷۶.۵۰					۶۵.۷۲	۷۵.۶۲	
<b>Anorthite</b>		۹.۸۰	۲۲.۴۰					۳۳.۹۳	۲۴.۳۸	
<b>Orthose</b>		۰.۰۰	۱.۱۴					۰.۳۳	۰.۰۰	
<b>Almandine</b>				۷۵.۵۷	۷۳.۶۸					۵۷.۷۵ ۵۸.۸۴
<b>Grossular</b>				۱۲.۶۰	۱۲.۶۷					۲۲.۲۴ ۲۴.۶۹
<b>Pryope</b>				۹.۲۱	۱۱.۰۹					۱۰.۶۰ ۱۱.۲۶
<b>Spessartine</b>				۰.۳۹	۰.۷۰					۶.۰۲ ۳.۹۹
<b>Wollastonite</b>			۰.۶۷	۰.۸۶						
<b>Enstatite</b>			۵۶.۲۰	۵۴.۶۵						
<b>Ferrosilite</b>			۴۳.۱۳	۴۴.۴۹						
<b><sup>B</sup>Ca/<sup>B</sup>(Ca+Na)</b>	۰.۹۱	۰.۹۰			۰.۸۹	۰.۹۰	۰.۸۹			

گارنت نسبت به حاشیه آن و مقدار بالاتر منیزیم در حاشیه بلور نسبت به مرکز، نشان دهنده پیدایش آنها هنگام دگرگونی پیشرونده است. بیشتر میکاهای سیاه تجزیه شده از دو نمونه شیستی و گارنت آمفیبولیتی عدد آهن بیشتر از ۰/۳۵ دارند و در محدوده بیوتیت جای می گیرند (شکل ۷ - C). ارتوپروکسن نمونه شارنوکیتی تهی از سازنده پایانی ولاستونیت است و این کانی از نوع کلینوانستاتیت است (شکل ۷ - D).

ترکیب پلاژیوکلاز نمونه های شیستی و شارنوکیتی به ترتیب آلبیت و الیگوکلاز است (شکل ۷ - B). گارنت در نمونه گارنت آمفیبولیتی، در مقایسه با نمونه شارنوکیت، از سازنده های گروسولار و اسپسارتین غنی تر و از سازنده آلماندین فقیرتر است. برپایه داده های به دست آمده از تجزیه، در همه نمونه های تجزیه شده، گارنت از سازنده آلماندین غنی است. همچنین، غنی بودن سازنده اسپسارتین در مرکز بلور



شکل ۷- ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های گارنت‌آمفیبولیت، شیستی و شارنوکیست در پی‌سنگ دگرگونی کابل روی: (A) نمودار نام‌گذاری آمفیبول‌های کلسیک (Hawthorne *et al.*, 2012); (B) نمودار رده‌بندی فلدسپار (Deer *et al.*, 1996); (C) در نمودار نام‌گذاری میکای سیاه (Deer *et al.*, 1991); (D) نمودار رده‌بندی پیروکسن (Morimoto, 1988)

### دما- فشارسنجی

نمونه‌های شیستی، گنیسی و گارنت‌آمفیبولیتی به‌دست آورده شد (جدول ۲). در ادامه داده‌های به‌دست‌آمده شرح داده خواهند شد.

در این بخش با به‌کارگیری نرم‌افزار ترموکالک، نسخه ۲۶-۳ (Powell and Holland, 2008)، شبکه‌های پتروژنتیک و دما- فشارسنج‌های قراردادی، شرایط دما- فشار دگرگونی برای

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از دما- فشارسنجی نمونه گارنت‌آمفیبولیت در پی‌سنگ دگرگونی کابل

Thermobarometry method	Temperature (°C)	Pressure (kbar)
Thermocalc	Version 3.26 (Holland and Powell, 2008) ۵۹۶±۵۵	۱۰٫۳±۲٫۸

Petrogenetic grids	Amphibolite to eclogite transformation in the MORB system (Liu <i>et al.</i> , 1996)	T<730	۸۰۰۰۱۳	
	Ti-phases of MORB system (Liu <i>et al.</i> , 1996)	T<770	۱۳>P	
	Partial melting of metabasites (Nagel <i>et al.</i> , 2012)	-	۹>P	
Conventional thermobarometry	Barometry	Am-Plg-Grt-Qtz (Kohen and Spear, 1990)	P <sub>Fe</sub> ۸.۷۷-۹.۳۴	
		Am-Plg (Holland and Blundy, 1994)	P <sub>Mg</sub> ۸.۳۶-۹.۴۶	
	Thermometry	Am-Grt (Krogh Ravna, 2000)	۶۸۲-۷۰۸	-
			۶۰۰-۷۳۴	-

- ۱)  $۲۰۰ + ۴۰۰ + ۳۰۰ + ۱۲۰ = ۱۲۰۰ + ۳۰۰$
- ۲)  $۱۰۰۰ + ۳۰۰ + ۲۴۰۰ = ۴۰۰ + ۱۲۰۰ + ۱۵۰۰$
- ۳)  $۲۱۰۰ + ۶۰۰ = ۱۰۰۰ + ۱۱۰۰ + ۲۷۰ + ۶۰۰$
- ۴)  $۲۱۰۰ + ۶۰۰۰ = ۱۱۰۰ + ۱۰۰۰ + ۲۷۰ + ۶۰۰$
- ۵)  $۲۰۰ + ۳۰۰۰ + ۳۰۰۰ + ۶۰ = ۲۰۰ + ۶۰۰ + ۳۰۰۰$
- ۶)  $۲۴۰۰ + ۳۰۰ + ۶۰۰۰ = ۴۰۰ + ۸۰۰ + ۶۰۰ + ۹۰۰$

**گارنت - کیانیت شلیست:** با در نظر گرفتن کانی‌های کیانیت، گارنت، مسکوویت نسل نخست ( $MS_1$ )، فلدسپار و بیوتیت به صورت یک پارائز در شرایط اوج دگرگونی، میانگین دما و فشار به دست آمده با نرم افزار ترموکالک که بر پایه محل تقاطع واکنش‌های زیر به دست آمده‌اند (شکل ۸- B) به ترتیب برابر با  $489 \pm 85$  درجه سانتیگراد و  $9.7 \pm 2.6$  کیلو بار هستند.

- ۱)  $۰۰ + ۰ + ۲۰۰ = ۳۰۰$
- ۲)  $۳۰۰۰ + ۶۰ = ۰۰ + ۰۰۰ + ۲۰۰$
- ۳)  $۰۰۰ + ۰۰۰۰ + ۶۰ = ۰۰ + ۲۰۰۰$
- ۴)  $۳۰۰۰ + ۴۰۰ = ۰۰ + ۳۰۰۰ + ۴۰$
- ۵)  $۲۰۰۰ + ۰۰ + ۶۰ = ۰۰۰ + ۳۰۰۰$
- ۶)  $۰۰۰ + ۰ + ۲۰۰ = ۰۰۰ + ۰۰$

**شارنوکیست:** در نمونه شارنوکیستی، مجموعه کانی‌شناسی گارنت، فلدسپار، ارتوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار پارائز پایدار در شرایط اوج دگرگونی دانسته شده‌اند. شرایط دگرگونی این پارائز که با نرم افزار ترموکالک و بر پایه محل تقاطع واکنش‌های زیر به دست آمده است (شکل ۸- C)،

### دما - فشارسنجی بر پایه تعادل فازی چندگانه (ترموکالک)

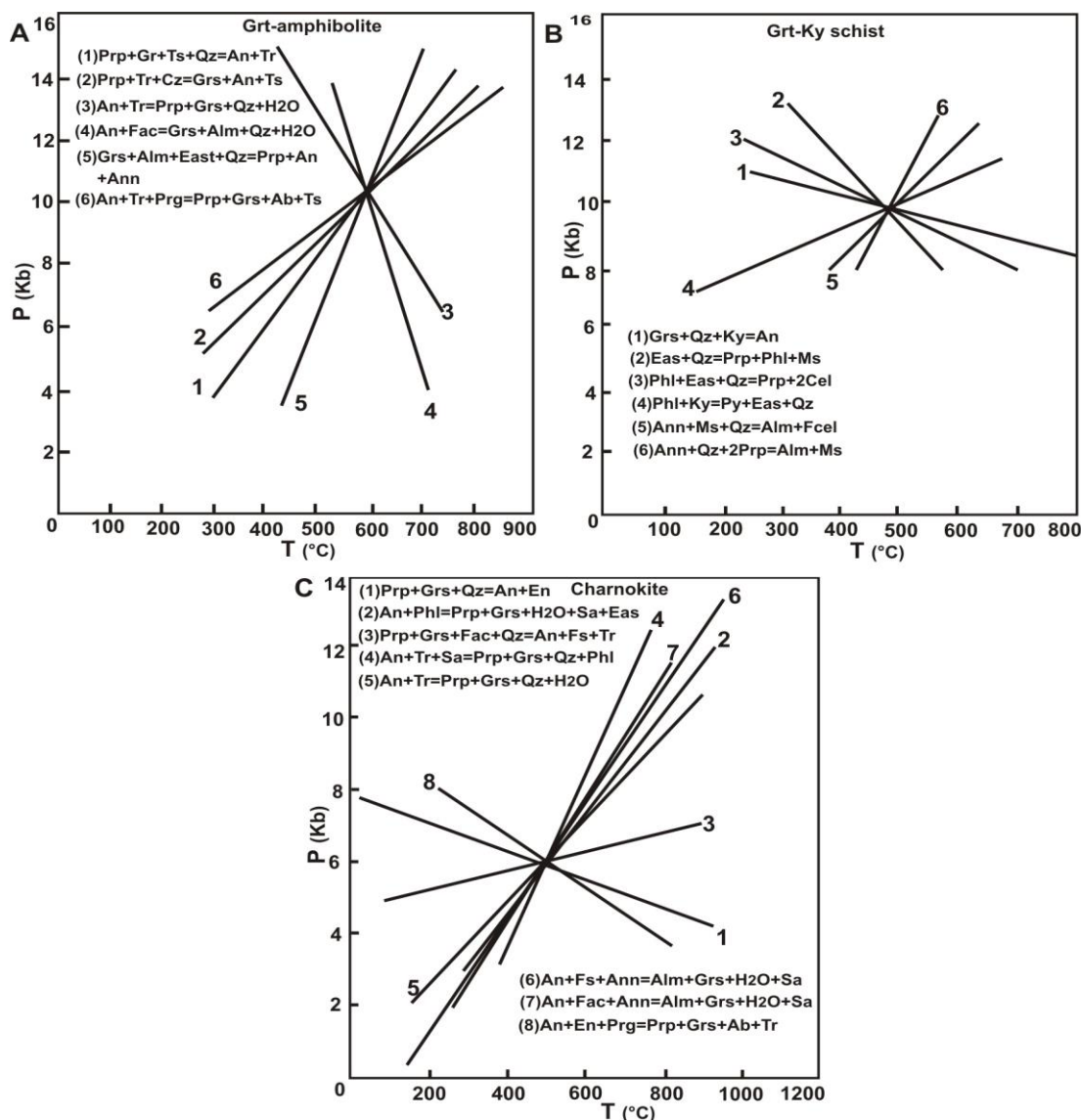
برای ارزیابی شرایط دگرگونی با نرم افزار ترموکالک نخست باید اکتیویته سازنده‌های پایانی کانی‌های پارائز اوج دگرگونی را به دست آورد. اکتیویته سازنده‌های پایانی کانی‌های محلول جامد با نرم افزار AX اندازه‌گیری شدند و با توجه به مقدارهای کم اکتیویته سازنده‌های گلوکوفان آمفیبول و پاراگونیت میکای سفید، از مشارکت آنها در محاسبات دما- فشارسنجی صرف نظر شد.

**گارنت آمفیبولیت:** در نمونه‌های متابازیتی بررسی شده، ویژگی‌های میکروسکوپی (مانند: نبود روابط تبدیلی و جانیشینی و وجود مرزهای مستقیم و مشخص میان کانی‌های آمفیبول، گارنت، فلدسپار، اپیدوت و بیوتیت در زمینه سنگ) نشان‌دهنده شرایط تعادلی آنها است. پس کانی‌های یاد شده پارائز پایدار در مرحله اوج دگرگونی دانسته می‌شوند و دما و فشار به دست آمده از همزیستی آنها نشان‌دهنده شرایط اوج دگرگونی است. دما و فشار دگرگونی به دست آمده برای گارنت آمفیبولیت‌ها، بر پایه محل تقاطع واکنش‌های سازنده‌های پایانی که در نرم افزار ترموکالک به دست آمدند (شکل ۸- A)، به ترتیب برابر با  $596 \pm 55$  درجه سانتیگراد و  $10.3 \pm 2.8$  کیلو بار هستند:

- ۵)  $۱۲۰۰ + ۷۰۰۰ = ۵۰۰ + ۴۰۰ + ۴۰۰ + ۴۰۰۰ + ۳۰۰۰۰$   
 ۶)  $۶۰۰ + ۳۰۰ + ۲۰۰۰ = ۴۰۰ + ۲۰۰ + ۲۰۰ + ۲۰۰۰$   
 ۷)  $۲۴۰۰ + ۳۰۰۰۰ + ۹۰۰۰ = ۱۴۰۰۰ + ۱۰۰۰ + ۱۲۰۰ + ۹۰۰۰$   
 ۸)  $۱۲۰۰ + ۱۸۰۰ + ۳۰۰۰۰ = ۱۱۰۰ + ۴۰۰ + ۳۰۰ + ۳۰۰$

دمای  $۵۰۲ \pm ۵۰$  سانتیگراد در فشار  $۵/۹ \pm ۱/۵$  کیلوبار را نشان می‌دهد.

- ۱)  $۲۰۰ + ۰۰ + ۳۰ = ۳۰۰ + ۳۰۰$   
 ۲)  $۲۱۰۰ + ۶۰۰ = ۱۰۰۰ + ۱۱۰۰ + ۲۷۰ + ۶۰۰$   
 ۳)  $۱۰۰۰ + ۵۰۰ + ۶۰۰۰۰ + ۱۵۰ = ۱۵۰۰ + ۱۵۰۰ + ۶۰۰$   
 ۴)  $۶۰۰ + ۳۰۰ + ۳۰۰۰ = ۲۰۰ + ۴۰۰ + ۱۸۰ + ۳۰۰۰$



شکل ۸- واکنش‌های استفاده شده در روش دما- فشارسنجی تعادل فازی چندگانه نمونه‌های سنگی بررسی شده در پی‌سنگ دگرگونی کابل: (A) گارنت آمفیبولیت؛ (B) گارنت- کیانیت شیست؛ (C) شارنوکیت (نمودارها با به‌کارگیری داده‌های به‌دست آمده از نرم‌افزار ترموکالک رسم شده‌اند)

شد، ویژگی‌های صحرایی نشان‌دهنده خاستگاه آذرین آمفیبولیت‌های بررسی شده است. از دیدگاه شیمیایی، ترکیب سنگ خاستگاه آمفیبولیت‌های

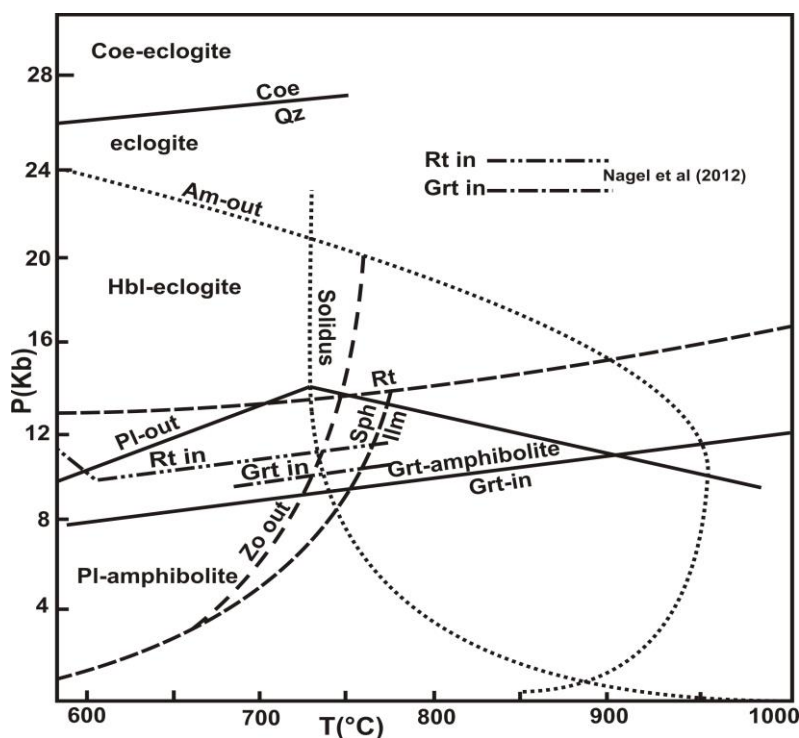
دما- فشارسنجی برپایه شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها

همان‌گونه که در بخش روابط صحرایی گفته



۱۰ تا ۱۳ کیلوبار است. وجود اپیدوت نخستین، در نمونه‌های گارنت-آمفیبولیت بررسی شده نشان‌دهنده دمای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد است. Nagel و همکاران (۲۰۱۲) نیز با انجام آزمایش‌های تجربی هنگام بررسی ذوب‌بخشی، شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها را برای ترکیب‌های مافیک جایگاه کمان ماگمایی رسم کردند. برپایه این شبکه پتروژنتیک و همچنین، همزیستی گارنت و روتیل در شرایط اوج دگرگونی، فشار دگرگونی بیشتر از ۱۰ کیلوبار ارزیابی می‌شود. از این‌رو، برپایه داده‌های یادشده، داده‌های دما و فشار به‌دست‌آمده برپایه شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها، با داده‌های به‌دست‌آمده در روش تعادل فازی چندگانه همسو هستند.

سازند شیردروازه از نوع دیوریت تا گابرو است (Faryad *et al.*, 2016). شبکه پتروژنتیک تبدیل آمفیبولیت به اکلوزیت برای ترکیب‌های مورب آبدار (Liu *et al.*, 1996) در شکل ۹ نشان داده شده است. برپایه این شبکه پتروژنتیک و نیز گارنت‌داربودن نمونه‌های آمفیبولیت در پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل، فشار دگرگونی بیشتر از ۸ کیلوبار بوده است. از سوی دیگر، با توجه به نبود نشانه‌های ذوب‌بخشی، دمای دگرگونی در محدوده زیر خط سالیدوس بازالیت مورب آبدار و کمتر از ۷۳۰ درجه سانتیگراد است. همچنین، به‌علت وجود پلاژیوکلاز در متابازیت‌های بررسی شده و برپایه منحنی پایداری پلاژیوکلاز، در دامنه دمایی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، مقدار فشار برابر با



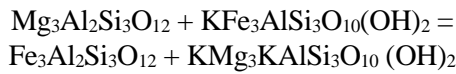
شکل ۹- شبکه پتروژنتیک گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوزیت همراه با قلمروی پایداری فازهای تیتانیم‌دار در ترکیب‌های مورب آبدار (Liu *et al.*, 1996) (قلمروی دما- فشار ظهور گارنت و روتیل (Nagel *et al.*, 2012) نیز نشان داده شده است)

Kohn و Spear (۱۹۹۰) با به‌کارگیری واکنش‌های اعضای آهن و منیزیم‌دار مجموعه کانی‌های آمفیبول + گارنت + پلاژیوکلاز + کوارتز در متابازیت‌ها و برپایه

#### دما- فشارسنج‌های قراردادی

فشارسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز- گارنت- کوارتز:

بیوتیت و برپایه این واکنش است:



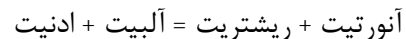
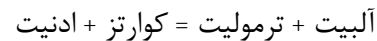
تا کنون ۳۲ کالیبراسیون متفاوت برای دماسنجی گارنت- بیوتیت پیشنهاد شده است که از میان آنها دو کالیبراسیون مدل A پیشنهادی Bhattacharya و همکاران (۱۹۹۲) و مدل ۶۰۰ پیشنهادی Holdaway (۲۰۰۰) اعتبار بیشتری دارند (Wu and Cheng, 2006)؛ زیرا در این دو روش وجود عنصرهای کلسیم، آهن فریک و منیزیم گارنت و عنصرهای تیتانیم، آهن فریک و آلومینیم بیوتیت بر رابطه تبادل یونی منیزیم- آهن میان فازهای همزیست گارنت و بیوتیت مؤثر دانسته شده‌اند. از سوی دیگر، انحراف از معیار داده‌های به‌دست‌آمده از این دو روش در مقایسه با روش‌های دیگر پذیرفتنی‌تر (کمتر از ۳۴) است. دماسنجی گارنت- بیوتیت نمونه گارنت- کیانیت‌شایست برپایه دو روش یاد شده، نشان‌دهنده دمای ۵۰۵ تا ۵۳۸ درجه سانتیگراد است.

**دماسنجی بیوتیت:** Wu و Chen (۲۰۱۵) با بررسی ۳۰۰ نمونه متاپلیتی ایلمنیت‌دار یا روتیل‌دار از بخش‌های گوناگون کره زمین، روش اصلاح‌شده‌ای از دماسنجی برپایه تمرکز تیتانیم در بیوتیت پیشنهاد کرده‌اند. برپایه این روش، ترکیب بیوتیت نمونه گارنت- کیانیت‌شایست با دمای ۵۴۰ درجه سانتیگراد همخوانی دارد.

**فشارسنجی گارنت- بیوتیت- آلومینوسیلیکات- کوارتز (GBAQ):** در بسیاری از موارد، ترکیب پلاژیوکلاز متاپلیت‌ها فقیر از کلسیم و همانند شایست‌های پی‌سنگ دگرگونی جنوب کابل، از نوع آلبیت است. از این‌رو، فشارسنج‌های معروفی مانند گارنت- آلومینوسیلیکات- پلاژیوکلاز- کوارتز (GASP; Holdaway, 2001) و گارنت- پلاژیوکلاز- بیوتیت- مسکوویت- کوارتز (GPBMQ; Hoisch, 1991) در این‌گونه سنگ‌ها کاربردی ندارند. از این‌رو، Wu (۲۰۱۷) فشارسنجی مستقل از پلاژیوکلاز را

واکنش پلاژیوکلاز + ترمولیت- اکتینولیت = گارنت + پارگازیت + کوارتز، فشار مجموعه دگرگونی رخساره گارنت- آمفیبولیت را به‌دست آوردند. در این روش که در دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد برای نمونه گارنت- آمفیبولیتی پیشنهاد شده است، فشار به‌دست‌آمده برپایه سازنده آهن‌دار فازها برابر با ۸/۷۷ تا ۹/۳۴ کیلو بار و برپایه سازنده منیزیم‌دار فازها برابر با ۸/۳۶ تا ۹/۴۶ کیلو بار است.

**دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز:** از مهم‌ترین دماسنج‌ها در سیستم‌های آذرین و دگرگونی روش دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز است. Holland و Blundy (۱۹۹۴) برپایه بود یا نبود کوارتز در سنگ، دو واکنش جداگانه زیر را برای سنگ‌های کوارتزار و بی کوارتز پیشنهاد کرده‌اند:



از آن‌جایی که در نمونه‌های متابازیت بررسی شده، کوارتز دیده می‌شود، برای انجام این دماسنجی از واکنش نخست بهره گرفته شد. دمای به‌دست‌آمده با این روش برای مجموعه گارنت- آمفیبولیت کوارتزار بررسی شده در فشار ۸ کیلو بار، برابر با ۶۸۲ تا ۷۰۸ درجه سانتیگراد است.

**دماسنجی آمفیبول- گارنت:** Krogh Ravna (۲۰۰۰) رابطه‌ای را به‌عنوان تابعی از دما و ترکیب گارنت و آمفیبول همزیست در ترکیب‌های بازالتی تا حدواسط پیشنهاد کرده است. برپایه این رابطه، دمای به‌دست‌آمده برای نمونه گارنت- آمفیبولیت پی‌سنگ دگرگونی کابل از ۵۲۶ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد متغیر است.

**متاپلیت‌ها (گارنت- کیانیت‌شایست و شارنوکیست)**

**دما- فشارسنج‌های قراردادی**

**دماسنجی گارنت- بیوتیت:** این روش برپایه تبادل کاتیونی آهن و منیزیم میان کانی‌های همزیست گارنت و

نشان‌دهنده دمای ۶۰۴ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد برای نمونه شارنوکیته است.

**فشارسنجی گارنت- ارتوپروکسن- پلاژیوکلاز- کوارتز:** فشار به دست آمده از این روش فشارسنجی برای نمونه شارنوکیته که با به کارگیری کالیبراسیون‌های گوناگون به دست آمده است برابر با ۶/۴ تا ۷/۷ کیلو بار است. چکیده‌ای از داده‌های دما- فشارسنجی به دست آمده برای سه نمونه گارنت آمفیبولیت، گارنت- کیانیت شایسته و شارنوکیته در جدول‌های ۳ و ۴ آورده شده‌اند.

جدول ۳- داده‌های به دست آمده از دما- فشارسنجی نمونه گارنت- کیانیت شایسته در پی سنگ دگرگونی کابل

Thermobarometry method		Temperature(C°)	Pressure(kbar)
Thermocalc		489± 85	9.7±2.6
Barometry	(GPBMQ)	(Wu, 2017)	P <sub>Fe</sub> =9.12-10 P <sub>Mg</sub> =10.3-10.6
	Thermometry	Grt-Bt thermometry (Bathacharya <i>et al.</i> , 1992-A) (Holdway, 2000)	505
538			
Bt thermometry (Wu and Chen, 2015)		540	

جدول ۴- داده‌های به دست آمده از دما- فشارسنجی نمونه شارنوکیته در پی سنگ دگرگونی کابل

Thermobarometry method		Temperature(C°)	Pressure( kbar)
Thermocalc		۵۰۲±۵۰	۵٫۹±۱٫۵
Barometry	Opx-Plg-Qtz-Grt	Newton and Perkins (1982)	۶٫۶
		Bohlen <i>et al.</i> (1983)	۷٫۵
		Perkins and Chipera (1985)- Mg	۷٫۴
		Perkins and Chipera (1985)-Fe	۷٫۷
		Powell and Holland (1988)	۶٫۴۶
Thermometry	Grt-Opx	Sen and Bhattacharya (1984)	۵۳۰
		Lee and Ganguly (1988)	۶۰۰
		Bhattacharya <i>et al.</i> (1991)	۶۰۵
		Lal (1993)	۶۵۰

در متاپلیت‌ها پیشنهاد کرد. این روش بر پایه این دو واکنش انتقالی محض است: (۱) آلومینوسیلیکات + آنیت = کوارتز + سیدروفیلیت + آلماندین؛ (۲) آلومینوسیلیکات + فلوگوپیت = کوارتز + استونیت + پیروپ. فشار به دست آمده با این روش برای سازنده‌های منیزیم‌دار برابر با ۱۰/۳ تا ۱۰/۶ کیلو بار و برای سازنده‌های آهن‌دار برابر با ۹/۱۲ تا ۱۰ کیلو بار است.

**دماسنجی گارنت- ارتوپروکسن:** داده‌های دماسنجی گارنت- ارتوپروکسن که از کالیبراسیون‌های گوناگون به دست آورده شده‌اند،

## بحث

بخش بزرگی از پوسته زمین از سنگ‌های دگرگونی و دگرریخت فراگرفته شده است که پیامد فرایندهای کوهزایی هستند. شناخت تاریخچه سنگ‌های دگرگونی نیازمند آشنایی با شیمی کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار پیدایش آنهاست؛ به‌گونه‌ای که هنگام شناخت گرادیان زمین‌گرایی و سازوکار دگرگونی، جایگاه زمین‌ساختی فرایندهای دگرگونی نیز روشن می‌شود (Brown, 1993).

برپایه مباحث پیشین، میانگین شرایط دما و فشار دگرگونی نمونه‌های بررسی شده که با روش‌های متفاوت به‌دست آمده‌اند، به‌صورت زیر هستند:

گارنت-آمفیبولیت نئوپروتروزوییک: دمای ۶۶۴ درجه سانتیگراد و فشار ۹/۲۴ کیلوبار (هم‌ارز گرادیان زمین‌گرایی ۲۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر)؛

گارنت-کیانیت‌شیسست نئوپروتروزوییک: دمای ۵۱۸ درجه سانتیگراد و فشار ۹/۹۴ کیلوبار (هم‌ارز گرادیان زمین‌گرایی ۱۴/۸ درجه سانتیگراد بر کیلومتر)؛

شارنوکیت پالئوپروتروزوییک: دمای ۵۹۰ درجه سانتیگراد و فشار ۷/۰۳ کیلوبار (هم‌ارز گرادیان زمین‌گرایی ۲۴ درجه سانتیگراد بر کیلومتر).

با آنکه گنیس‌های پالئوپروتروزوییک پی‌سنگ دگرگونی کابل، در شرایط اوج دگرگونی پارائنز ارتوپیروکسن‌دار، شرایط رخساره گرانولیت را نشان می‌دهند و هم‌ارز سنگ دگرگونی شارنوکیت هستند، اما دماهای به‌دست‌آمده با روش‌های گوناگون دما- فشارسنجی، همانند بسیاری از سرزمین‌های گرانولیتی دیگر از شرایط دمای اوج دگرگونی کمتر است. چنان‌چه سردشدن سنگ‌های رخساره گرانولیت با نرخ آهسته‌ای روی دهد، رویداد تبادل آهن و منیزیم، در هنگام واکنش‌های برگشتی میان کانی‌های

آهن و منیزیم‌دار پدیده‌ای اجتناب‌ناپذیر است. خاستگاه شارنوکیت‌های دگرگونی بیشتر بخش‌های زیرین پی‌سنگ‌های کراتونی است. در چنین جایگاهی، از آنجایی که نرخ کم فرسایش، ضعف رفتار زمین‌ساختی و سردشدن پی‌سنگ شارنوکیتی کمابیش در فشار ثابت روی می‌دهد، پس گذر از شرایط اوج دگرگونی و رسیدن به شرایط سطحی به آهستگی انجام می‌شود و نیازمند صرف زمان بسیار است (Frost and Frost, 2008). از این‌رو، از آنجایی که واکنش‌های تبادل یونی برگشتی روی داده‌اند، دمای به‌دست‌آمده برای این‌گونه واحدهای سنگی از دمای شرایط اوج دگرگونی حاکم بر رخساره گرانولیت کمتر است و این دما هم‌ارز دمای سردشدن پس از شرایط اوج دگرگونی است.

به فراخور شدت ماگماتیسم همراه با کوهزایی، گرادیان زمین‌گرایی حاکم بر جایگاه برخورد قاره‌ای از ۱۲ تا ۶۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر متغیر است (Bucher and Grapes, 2011). پس گرادیان‌های زمین‌گرایی به‌دست‌آمده برای نمونه‌های بررسی‌شده با جایگاه برخورد قاره‌ای همخوانی دارند. از سوی دیگر، پیدایش کیانیت به‌جای آندالوزیت و نبود کردیریت در متاپلیت‌های بررسی‌شده نیز با گرادیان دگرگونی جایگاه کششی همخوانی ندارد.

همان‌گونه که در بخش زمین‌شناسی ناحیه‌ای گفته شد، برپایه داده‌های سن‌سنجی، پی‌سنگ دگرگونی کابل، سرشت کراتونی دارد و دستخوش رویدادهای دگرگونی در بازه زمانی پروتروزوییک شده است. ائون آرکئن (۴ تا ۲/۵ میلیارد سال پیش) دوره زمانی است که نخستین مواد سازنده پوسته قاره‌ای از گوشته خاستگاه گرفته‌اند و پوسته‌های قاره‌ای کراتونی پدید آمده‌اند. تاریخچه پوسته قاره‌ای دست‌کم از آرکئن پایانی، دربردارنده رویدادهای

### برداشت

بر پایه بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی و دما-فشارسنجی، نتایج زیر درباره سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ بلوک کابل نام برده می‌شوند:

الف- وجود کیانیت به جای آندالوزیت و نبود کاردیریت در متاپلیت‌ها و حضور گارنت و روتیل در متابازیت‌های پی‌سنگ دگرگونی کابل با گرادیان دگرگونی حاکم در جایگاه کوهزایی همخوانی دارد؛

ب- بر پایه محاسبه‌های دما-فشارسنجی، گرادیان زمین‌گرمایی حاکم در هنگام پیدایش متاپلیت‌ها و متابازیت‌های پی‌سنگ دگرگونی کابل هم‌ارز گرادیان دگرگونی جایگاه برخورد قاره‌ای است؛

پ- بر پایه داده‌های سن‌سنجی دیگر پژوهشگران، پی‌سنگ دگرگونی بلوک کابل سرشت کراتونی دارد و دستخوش رویدادهای دگرگونی کوهزایی مرتبط با پیدایش ابرقاره‌های پروتروزوییک کلمبیا و رودینیا شده است. از این رو، شرایط دما و فشار به دست آمده برای نمونه‌های شارنوکیت، شایست و گارنت‌آمفیبولیت هم‌ارز شرایط دگرگونی رویدادهای کوهزایی است که پیدایش این ابرقاره‌ها را به دنبال داشته‌اند.

زمین‌شناسی در مقیاس‌های متفاوت است که با رویدادهایی مانند زایش کوه‌ها و پیدایش و جدایش ابرقاره‌ها در پاسخ به زمین‌ساخت صفحه‌ای شناخته می‌شوند. رویداد پیدایش ابرقاره‌ها نیازمند بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی میان‌قاره‌ای و رخداد برخورد قاره‌ای است. همان‌گونه که در بخش‌های پیشین نیز گفته شد بر پایه داده‌های دما-فشارسنجی به دست آمده در این پژوهش، شرایط دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی پی‌سنگ بلوری کابل با دما-فشار حاکم در جایگاه زمین‌ساخت برخوردی همخوانی دارد. رویداد دگرگونی رخساره گرانولیت واحدهای شارنوکیتی پالئوپروتروزوییک این پی‌سنگ هم‌ارز با دوره زمانی رویدادهای برخورد قاره‌ای مرتبط با پیدایش ابرقاره کلمبیاست (Rogers and Santosh, 2002; Meert, 2014)؛ اما رویداد دگرگونی شایست سبز تا آمفیبولیت فشار بالای واحدهای سنگی گارنت‌آمفیبولیت و گارنت-کیانیت شایست نئوپروتروزوییک نیز با چرخه کوهزایی گرنویلین و رویداد برخوردهای قاره‌ای منتج از آن همخوانی دارد که پیدایش ابرقاره رودینیا را به دنبال داشته‌اند (Dalziel et al., 2000).

### منابع

- Abdullah, S. and Chmyriov, V. M. (1977) *Geologiya i poleznye iskopaemye Afganistana*, Kniga 1. Geologiy, Moscow, Nedra.
- Andritzky, G., (1967) Bau und Entstehungsgeschichte des Altkristallin-Keils von Kabul (Afghanistan) und seiner Rendzonen. *Geologisches Jahrbuch* 84: 617-636.
- Bhattacharya, A., Krishnakumar, K. R., Raith M. and Sen, S. K. (1991) An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology* 32: 629-656.
- 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.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. and Boettcher, A. L. (1983) Geobarometry in granulites. In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. (Ed. Saxena, S. K.) 141-171. Springer, Verlag, Berlin.
- 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.

- Bucher, K. and Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Verlag, Berlin.
- Collett, S. (2011) *Crustal evolution in the Paleoproterozoic of Afghanistan: Insights from the Sherdarwaza gneiss of the Kabul Block*. M.Sc. Dissertation, University of Leicester, England.
- Dalziel, I. W., Mosher, S. and Gahagan, L. M. (2000) Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *The Journal of Geology* 108(5): 499–513.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) *An introduction to rock forming minerals*. 7<sup>th</sup> edition, Longman, England.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1996) *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London.
- Faryad, S. W., Collett, S., Finger, F., Sergeev, S. A., Čopjaková, R. and Siman, P. (2016) The Kabul Block (Afghanistan), a segment of the Columbia Supercontinent, with a Neoproterozoic metamorphic overprint. *Gondwana Research* 34: 221–240.
- Faryad, S. W., Mosazai, A. M., Sergeev, S. and Wasay, A. (2009) Metamorphism and age relations in the Proterozoic Kabul Block; PT conditions and new SHRIMP dating. Abstract volume, 2<sup>nd</sup> International Hindu Kush Geoscience Conference, Kabul, Afghanistan.
- Frost, R. B. and Frost, C. D. (2008) On charnockites. *Gondwana Research* 13: 30-44.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. C., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and d Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97: 2031–2048.
- 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. (2000) Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist* 85: 881–892.
- 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(10): 1117-1129.
- 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.
- Kafarsky, A. K., Chmyriov, V. M., Stazhilo-Alekseev, K. F., Abdullah, Sh. and Saikovskiy, V. S. (1975) *Geological map of Afghanistan, scale 1:2500000*. Kabul.
- Karapetov, S. S., Sorokin, Y. A., Sytov, Y. N., Chepela, V. F., Abdullah, S. and Ashmat, A. (1981) *Geological structure of Kabul town region. Report of Logar and Helmand prospecting-mapping group in 1979-1981*. Unpublished report, Afghan Geological Survey.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S. (1990) Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* 75: 89-96.
- Krogh Ravna, E. (2000) Distribution of Fe<sup>2+</sup> 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.
- Lal, R. K. (1993) Internally consistent recalibrations of mineral equilibria for geothermobarometry involving garnet-plagioclase-quartz assemblages and their applications to the south Indian granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 11: 855-866.
- Lee, H. Y. and Ganguly, J. (1988) Equilibrium compositions of coexisting orthopyroxene and garnet: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, and applications. *Journal of Petrology*

29: 93-113.

- Liu, J., Bohlen, S. R. and Ernest, W. G. (1996) Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143: 161-171.
- Meert, J. (2014) Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents. *Geoscience Frontiers* 5: 155–166.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Murphy, J. B. and Nance, R. D. (2005) Do supercontinents turn inside in or inside out? *International Geology Review* 47: 591–619.
- 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.
- Newton, R. C. and Perkins, D. (1982) Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist* 67: 203-222.
- Percival, J. A. and Mortensen, J. K. (2002) Water-deficient calc-alkaline plutonic rocks of northeastern Superior province, Canada: significance of charnockitic magma. *Journal of Petrology* 43: 1617–1630.
- Perkins, D. and Chipera, S. J. (1985) Garnet-orthopyroxene- plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River Subprovince and the Minnesota River Valley. *Contributions to mineralogy and petrology* 89: 69-80.
- Mihalasky, M. J., Doebrich, J. L., Wahl, R. W., Ludington, S. D., Orris, G. J., Bliss, J. D., Sutphin, D. M., Schruben, P. G., Bolm, K. S., Hubbard, B. E., Mars, J. C., Peters, S. G., Wandrey C. J. and Chirico, P. (2007) Geographic information system (GIS) to accompany the non-fuel mineral resource assesment of Afghanistan, appendix 1, In: Preliminary non-fuel mineral resource assessment of Afghanistan (Eds. Peters, S. G., Ludington, S. D., Orris, G. J., Sutphin, D. M., Bliss, J. D., and Rytuba, J. G., Ludington, S. D., Orris, G. J., Sutphin, D. M., Bliss, J. D., Rytuba, J. J. and U. S. Geological Survey-Afghanistan Ministry of Mines Joint Mineral Resource Assessment Team). U.S. Geological Survey, Available on web at: <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1214/>.
- Powell, R. and Holland T. J. B. (2008) On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 155 179.
- Powell, R. and Holland, T. J. B. (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program: *Journal of Metamorphic Geology* 6(2): 173-204.
- Ramezani, A. M. (2019) Petrology of Precambrian basement from Kabul block (East Afghanistan). M.Sc. thesis, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran (in Persian).
- Rogers, J. J. and Santosh, M. (2002) Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research* 5(1): 5–22.
- Rollinson, H. (2007) *Early Earth Systems: A Geochemical Approach*. Blackwell Publishing, Hoboken.
- Sen, S. K. and Bhattacharya, A. (1984) An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88(1): 64-71.
- Siehl, A. (2015) Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment – a review. In : *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range* (Eds. Brunet, M.-F., McCann, T. and Sobel, E. R.) Special Publications, 427. Geological Society, London.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F. and Cassaigneau, C. (1981) Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth and Planetary Science Letters* 52(2): 355–371.
- Treloar, P. J. and Izatt, C. N. (1993) Tectonics of the Himalayan collision between the Indian plate and the Afghan block: A synthesis. Geological Society, London, Special Publications 74(1): 69–87.

- Wadhawan, S. K. and Roonwal, G. S. (1977) Genetic significance of tourmaline associated with sulphide mineralization at Zawar area, Udaipur, Rajasthan, India. *Neues Jahrbuch fur. Mineralogie, Monatshefte* 5: 233-237.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wu, C. M. (2017) Calibration of the garnet-biotite- $Al_2SiO_5$ -quartz geobarometer for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 35: ۹۸۳-۹۹۸.
- Wu, C. M. and Cheng, B. H. (2006) Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos* 89: 1-23.
- Wu, C. M., and Chen, H. X. (2015) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin* 60(1):116-121
- Zen, E. (1981) Metamorphic mineral assemblages of slightly calcic pelitic rocks in and around the Taconic Allochthon, southwestern Massachusetts and adjacent Connecticut and New York. *United States Geological Survey, Professional Paper* 1113: 1-128.