پتـــــرولوژی، سال پنجم، شماره نوزدهم، پاییز ۱۳۹۳، صفحه ۱۳۹-۱۵۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۳/۰۴

دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌غرب رشت)

محمد سعادت، محسن نصرآبادی * و عباس آسیابانهای رضایی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

چکیده
در منطقه اسالم، شمال‌غرب رشت، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل: انـواع شیسـت سـبز، میکاشیسـت و سـرپانتینیت برونزد دارد. در این پژوهش برای نخستین بار سنگ‌های رخساره شیست آبی از این مجموعه دگرگونی گزارش می‌شود. پـاراژنز کانی‌شناسی شیست‌های آبی متابازیتی شامل: گلوکوفان، اپیدوت، کلریت و فنژیت است. در حالی که در انواع متاپلیتی، گارنت، فنژیت، کلریتوئید و فلدسپار وجود دارد. شرایط دگرگونی محاسبه شده به وسیله نرم‌افزار ترموکالک، محدوده پایداری کانی‌ها و ترموبارومترهای قراردادی، دمای ۳۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۷ تا ۱۲ کیلوبار را نشان می‌دهـد. شـرایط دمـا و فشـار دگرگونی و تنوع سنگ مادر (متاپلیت، مرمر، متابازیت، سرپانتینیت) این مجموعه دگرگونی بیانگر تشکیل آنهـا در منشـورهای بهم افزوده نوع اقیانوس آرام (شیست آبی نوع B) است. شاید این مجموعه دگرگونی در امتداد منشورهای بهم افزوده زمین‌درز پالئوتتیس و در نتیجه آغاز فرورانش حوضه اقیانوسی پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا در زمان کربونیفر به وجود آمـده باشد.

واژه‌های کلیدی: شیست آبی، منشورهای بهم افزوده، پالئوتتیس، مجموعه دگرگونی اسالم، البرز

مقدمه

سـنگ‌هـای رخسـاره شیسـت آبـی یکـی از بـارزترین شاخص‌های پهنـه‌هـای فـرورانش فانروزوئیـک در اطـراف اقیـــانوس آرام و نوارهـــای کـــوهزایی نـــوع آلـــپ اســـت (Maruyama *et al*., 1996 ؛Miyashiro, 1973).

سـرزمین ایـران از جملـه منـاطق کـوهزایی کمربنـد آلـپ-هیمالیـا اسـت کـه مـی‌تـوان در آن شـواهد وجـود حوضـــه‌هـــای اقیانوســـی پـــالئوتتیس و نئـــوتتیس را مشاهده نمود. یکی از ایـن شـواهد، تـوالی‌هـای افیـولیتی و سنگ‌های دگرگـونی فشـار بـالای مـرتبط بـا فـرورانش و فـــرارانش لیتوســـفر اقیانوســـی اســـت. بیـــرون‌زدگـــی سنگ‌های دگرگونی فشـار بـالا-دمـا پـایین مزوزوئیـک و سـنوزوئیک در ایـران کـه حاصـل فـرورانش حوضـه اقیانوسی نئـوتتیس و شـاخه‌هـای فرعـی جـوان‌تـر اسـت از چندین نقطـه گـزارش شـده کـه عبارتنـد از: اکلوژیـت و شیســت‌هــای آبـی منطقـه سیســتان و شــرق ایــران

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

(Tirrul *et al*., 1983؛ Fotoohi Rad *et al*., 2005)، شیســـــتهــــــای آبـــــی ناحیـــــه ســـــبزوار (Delaloye and Desmons, 1980؛ Baroz *et al*., 1983؛ Macaudiére, 1983؛ Nasrabady, 2009؛ Nasrabady *et al*., 2012؛ Omrani *et al*., 2013a)، شیستهـای آبـی حـاجیآبـاد (Sabzehi, 1974؛ Agard *et al*., 2006؛ Oberhänsli *et al*., 2007)، شیســتهــای آبــی محــدوده مکــران (Delaloye and Desmons, 1980) و اکلوژیـــــتهـــــای شــــهرکرد (Davoudian *et al*., 2008).

بر خلاف سنگهـای فشـار بـالای مـرتبط بـا حوضـه اقیانوسی نئـوتتیس کـه از گسـترش بـه نسـبت وسـیعی در منـاطق افیـولیتی اطـراف خـرده قـاره ایـران مرکـزی و کمربنــد چــینخــورده زاگــرس برخــوردار هســتند؛ بقایـای پـالئوتتیس و سـنگهـای دگرگـونی حاصـل از بسـته شـدن آن دارای برونـزد محـدودتری در ایـران اسـت کـه شـامل: مجموعـه افیـولیتی و سـنگهـای دگرگـونی درجـه پـایین اطـراف مشـهد (Sengör, 1984؛ Alavi, 1991؛ Alavi *et al*., 1997)، افیولیـتهـا و شیسـتهـای آبـی مجموعـه دگرگـونی انـارک در ایـران مرکـزی (Bagheri and Stampfli, 2008؛ Zanchi *et al*., 2009؛ Torabi, 2011) و مجموعـههـای اولترابازیـک و اکلوژیـتهـای مجموعـه دگرگـونی شـاندرمن در شـمال ایـران (Zanchetta *et al*., 2009؛ Omrani *et al*., 2013b) میشود.

در ایــن پــژوهش، بـرای نخسـتین بـار بـه وجـود سنگهای رخسـاره شیسـت آبـی در مجموعـه دگرگـونی اسـالم پـی بـرده شـد و بـر اسـاس شـواهد پتروگرافـی، ترکیـب کـانیشناسـی و محاسـبات دمـا-فشارسـنجی، ضـمن تشـریح شـرایط دگرگـونی بـه تفسـیر محـیط تکتونیکی تشکیل آنها اقدام شده است.

زمینشناسی منطقه

مجموعـه دگرگـونی اسـالم در شـمالغـرب رشـت، بــین طــولهــای جغرافیــایی '۵۳ °۴۸ تــا '۵۹ °۴۸ و عرضهـای جغرافیـایی '۳۷ °۳۷ تـا '۴۲ °۳۷ واقـع شـده اسـت و بخشـی از ارتفاعـات تـالش محسـوب مـیشـود (شـکل ۱). در تقسـیمبنـدی پهنـههـای زمـینسـاختی ایــران (Stöcklin, 1968) ایــن منطقــه در محــدوده کوههای البرز بـین دو بلـوک ایـران مرکـزی در جنـوب و تـوران در شـمال قـرار مـیگیـرد. طبـق تقسـیمبنـدی Alavi (۱۹۹۱) ایـن منطقـه جـزو زمـیندرزکهـن اسـت. گســترش جغرافیــایی ایــن ارتفاعــات از جمهــوری آذربایجـان تـا سـفیدرود در جنـوب رشـت اسـت. بخـش وابسـته بـه ایـران ایـن ارتفاعـات بـا عـرض ۵۰ کیلـومتر، بیشــتر شــامل: رســوبات بــه شــدت دگرشــکل شــده فانروزوئیــک اســت. ســه مجموعــه دگرگــونی شــامل: شـاندرمن، گشـت و اسـالم در ایـن منطقـه برونـزد دارد. از نکـــات در خـــور توجـــه ارتفاعـــات تـــالش، وجـــود واحـــدهای آتشفشـــانی و آتشفشـــانی-رســـوبی ضـــخیم پالئوزوئیـک در آن اسـت. تـوالی ضـخیمی از آهـکهـای فسیلدار سـیلورین و پـرمین در منطقـه وجـود دارد؛ امـا اثـری از آهـکهـای تریـاس دیـده نمـیشـود. واحـدهای ضـخیمی از کربنـاتهـای دگرگـون شـده و متاپلیـت پالئوزوئیک بـالایی کـه طـی کـوهزایی سـیمرین پیشـین دگرشـکل شـده اسـت در بخـش میـانی ارتفاعـات تـالش دیـده مـیشـود. ارتفاعـات تـالش، بـه عنـوان بخشـی از رشته کوه البرز در شـمال ایـران، ناحیـهای کلیـدی بـرای پـــژوهش جایگـــاه و مســـیر تکـــاملی پهنـــه برخـــوردی ســیمرین پیشــین اســت (Zanchetta *et al*., 2009). این واحدها همراه بـا مجموعـههـای دگرگـونی شـاندرمن و گشـت، بـه طـور ناپیوسـته توسـط سـازند زغـالدار دریـایی شمشـک (کـه بیـانگر مرحلـه رشـد و فرسـایش کمربنـد کـوهزایی سـیمرین پیشـین اسـت) پوشـیده مـیشـود. مـولاس قاعـدهای در ارتفاعـات تـالش دارای قطعـاتی از سـنگهـای دگرگـونی بـوده و سـن تشـکیل آن ژوراسـیک زیـرین اسـت (Fursich *et al*. 2009). این امر نشاندهنـده سـن جـوانتـر از سـیمرین پیشـین،

برای جایگیری مجموعه دگرگونی شاندرمن در سطح زمین است (Clark *et al.* 1975؛ Seyed-Emami, 2003؛ Ghasemi-Nejad *et al.*, 2004). بر خلاف مجموعه دگرگونی شاندرمن که با کشف و گزارش وجود اکلوژیت از آن (Zanchetta *et al.*, 2009؛ Omrani *et al.*, 2013b) مطالعات به نسبت زیادی را به خود معطوف داشته (Omrani, 2010؛ Omrani *et al.*, 2010؛ Nori *et al.*, 2012)، مجموعه دگرگونی اسالم بیشتر به صورت توصیفی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خلخال-رضوانشهر (Asadian *et al.*, 1999) و ۱/۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی (Clark *et al.*, 1975) بررسی شده است. Davies و همکاران (۱۹۷۲) سنگ‌های دگرگونی اطراف رشت را بخشی از پی‌سنگ پره‌کامبرین توران در نظر گرفتند. از نظر Nabavi (۱۹۷۶) این دگرگونی‌ها متعلق به زیر پهنه گرگان-رشت است. Sengör (۱۹۸۴) و Alavi (۱۹۹۶) مجموعه دگرگونی شاندرمن را از نظر سنی و جایگاه تکتونیکی معادل افیولیت‌های مشهد محسوب کرده‌اند.

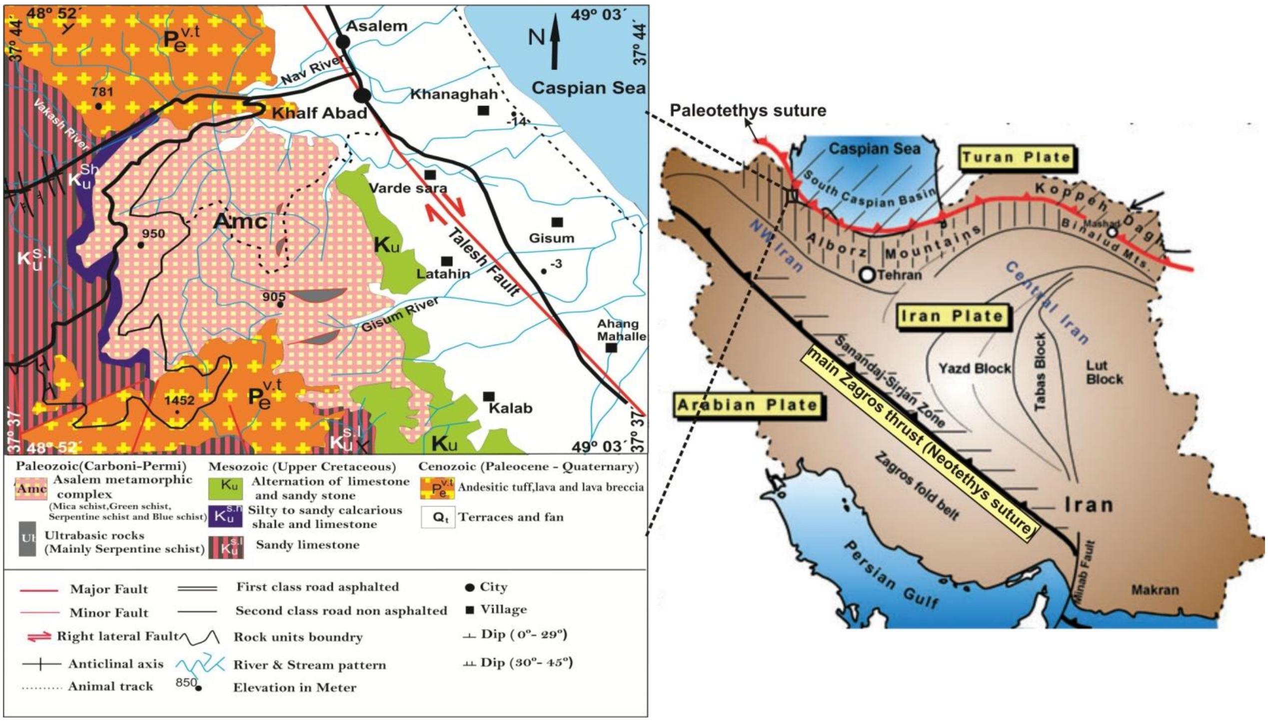
مشاهدات صحرایی

مجموعه دگرگونی اسالم به مساحت تقریبی ۹۰ کیلومتر مربع در جنوب‌غرب اسالم برونزد دارد (شکل ۱). این مجموعه دگرگونی با توپوگرافی مرتفع سازنده ارتفاعات جنوب اسالم بوده و با پوشش جنگلی متراکم مشخص است (شکل ۲-A). پوشش جنگلی انبوه و هوازدگی شدید که با وجود قشر ضخیمی از خاک توأم است از محدودیت‌های شایان ذکر در نمونه‌برداری این منطقه است. با این حال سعی شده است که با انتخاب مسیر نمونه‌برداری در امتداد دره‌های رودخانه‌ای و ترانشه راه‌ها و برداشت نمونه‌های برجا تا حد امکان این محدودیت مرتفع گردد. سنگ‌های رخساره شیست سبز از هر دو نوع گرین‌استون و شیست سبز معمول‌ترین سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی اسالم است. سنگ‌های رخساره شیست آبی در منطقه مطالعه شده، پروتولیت متابازیت (شیست آبی) و متاپلیت (کلریتوئید-گارنت‌شیست) دارد. در نمونه دستی شیست‌های آبی متابازیتی بررسی شده، ریز تا متوسط بلور بوده و بلورهای گلوکوفان، اپیدوت و فنژیت با چشم غیر مسلح مشاهده می‌شود. سوزن‌های آمفیبول در بعضی از نمونه‌ها فاقد جهت‌یافتگی ترجیحی است. در نتیجه در سنگ، تنها ساختار فولیاسیون به وجود آمده و اثری از لیناسیون دیده نمی‌شود (شکل ۲-B). نخستین نسل فولیاسیون، حاصل جهت یافتگی ترجیحی بلورهای گلوکوفان، کلریت و فنژیت است و دومین نسل، از نوع خمیده بوده و در نتیجه چین‌خوردگی نسل اول فولیاسیون در حال تشکیل است (شکل ۲-C). با توجه به وجود دو نسل فولیاسیون در مقیاس ماکروسکوپی، حداقل دو فاز دگرشکلی بر سنگ‌های دگرگونی منطقه اعمال شده است. لایه‌بندی ترکیبی در شیست‌های آبی منطقه به صورت تناوبی از باندهای تیره (غنی از گلوکوفان) و سبز (اپیدوت) مشاهده می‌شود (شکل ۲-C).

روش انجام پژوهش

روش انجام پژوهش شامل: نمونه‌برداری از برونزد متابازیت و متاپلیت‌های فشار بالا به منظور تهیه مقاطع نازک بوده است. با توجه به پوشش جنگلی انبوه و وجود قشر ضخیمی از خاک در بیشتر مناطق، به منظور نمونه‌برداری درجا از سنگ‌های دگرگونی منطقه، مسیر دره‌های رودخانه‌ای و ترانشه راه‌های محلی انتخاب شد. بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه ریزکاو الکترونی روی ۱۰۰ نقطه از کانی‌های گوناگون با دستگاه ریز پردازنده نوع Cameca SX100 در دانشگاه اشتوتگارت آلمان انجام شده است. در طول

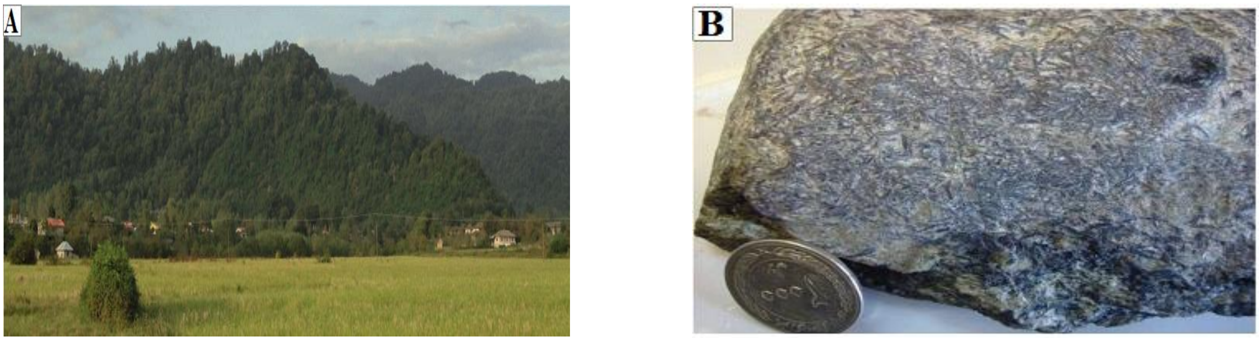
انجام تجزیه ریزکاو الکترونی ولتاژ شتاب دهنده دستگاه 15Kv، شدت جریان 15nA و زمان شمارش، ۳۰ ثانیه بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) و به منظور تخمین شرایط دما و فشار دگرگونی، از نرم‌افزار ترموکالک، دما-فشارسنج‌های قراردادی و نتایج داده‌های پترولوژیکی آزمایشگاهی استفاده شده است.



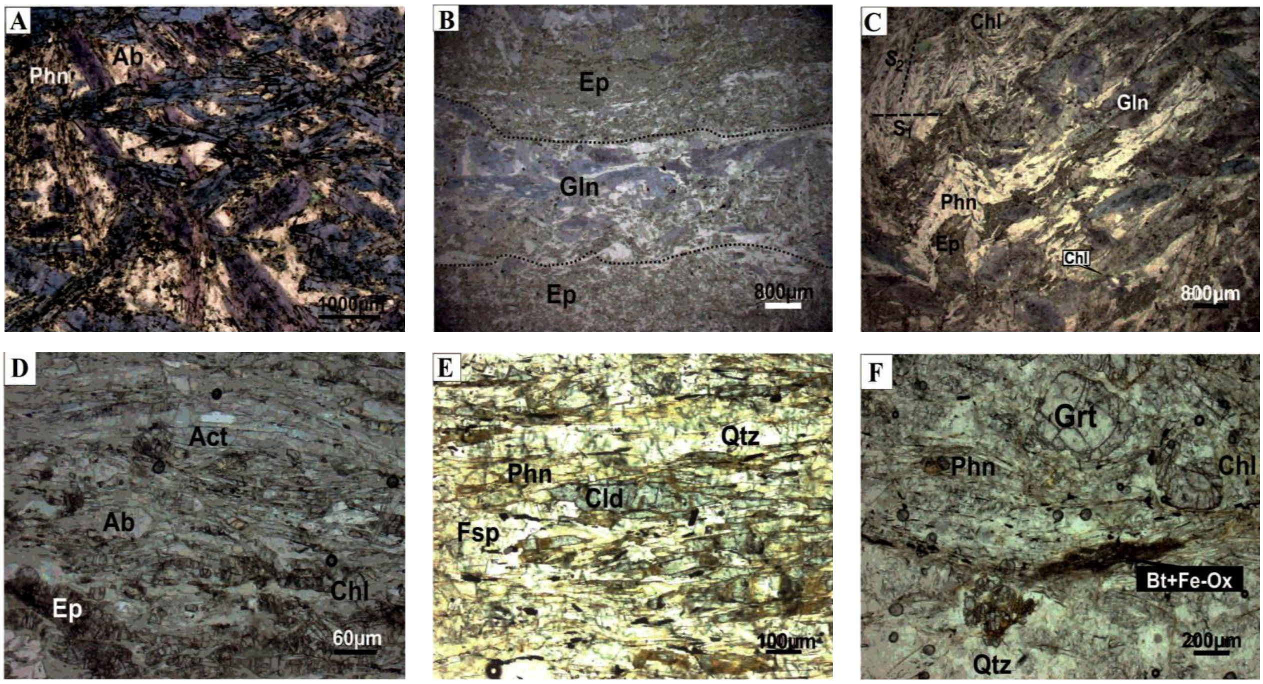
شکل ۱- نقشه‌ای ساده از واحدهای ساختاری ایران و موقعیت زمین‌درزهای پالئوتتیس و نئوتتیس همرا با نقشه زمین‌شناسی ساده از منطقه اسالم، با تغییرات از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خلخال-رضوانشهر (Asadian *et al*., 1999).

پتروگرافی

کانی‌های اصلی شیست‌های آبی متابازیتی گلوکوفان+اپیدوت+فنژیت±کوارتز است. آلبیت و کلریت نیز محصول دگرگونی پسرونده بوده و از کانی‌های ثانویه محسوب می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها، سوزن‌های آمفیبول تنها سازنده فولیاسیون سنگ بوده و به علت عدم جهت یافتگی خطی، لیناسیون در آنها تشکیل نشده است (شکل ۳-A). در مقطع میکروسکوپی نیز لایه‌بندی ترکیبی به صورت لایه‌های غنی از اپیدوت و غنی از گلوکوفان مشاهده می‌شود (شکل ۳-B). نخستین نسل فولیاسیون حاصل جهت یافتگی ترجیحی گلوکوفان و فنژیت بوده و نسل دوم فولیاسیون، حاصل چین‌خوردگی است (شکل ۳-C). آمفیبول جهت یافته با چند رنگی سبز کم‌رنگ (اکتینولیت)، کلریت، اپیدوت و آلبیت کانی‌های سنگ‌ساز شیست‌های سبز منطقه است (شکل ۳-D). پاراژنز کانی‌شناسی متاپلیت‌های فشار بالای مجموعه دگرگونی اسالم شامل: فنژیت، کلریتوئید، گارنت، کوارتز و فلدسپار است. ورقه‌های فنژیت و کلریتوئید جهت‌یافته، فولیاسیون سنگ را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-E). کلریتوئید در نتیجه دگرگونی پسرونده در حال تبدیل به بیوتیت و اکسید آهن است (شکل ۳-F).



شکل ۲- A) دورنمایی از مجموعه دگرگونی اسالم که سازنده ارتفاعات منطقه بوده و از پوشش گیاهی متراکم برخوردار است؛ B) اجتماع سوزن‌های آمفیبول با جهت یافتگی تصادفی در سطح فولیاسیون نمونه شیست آبی؛ C) نمونه‌ای از شیست آبی که فولیاسیون نسل دوم آن تشکیل شده و لایه‌بندی ترکیبی به صورت تناوبی از باندهای غنی از گلوکوفان (بخش تیره) و غنی از اپیدوت (بخش سبز رنگ) نشان می‌دهد.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های مجموعه دگرگونی اسالم؛ A) بلورهای گلوکوفان با جهت یافتگی تصادفی که سازنده بافت مشبک نمونه شیست آبی است؛ B) کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های شیست سبز شامل: آمفیبول (با چند رنگی سبز کم‌رنگ) و کلریت جهت یافته، اپیدوت و آلبیت است که لایه‌بندی ترکیبی به صورت تناوبی از باندهای غنی از گلوکوفان و غنی از اپیدوت نشان می‌دهد؛ C) در بعضی از نمونه‌های شیست آبی، نسل دوم فولیاسیون (S2) از چین‌خوردگی نسل اول (S1) در حال تشکیل است؛ D) مجموعه کلریت+ آلبیت+ اپیدوت+ اکتینولیت که بیان کننده رخساره شیست سبز است، پاراژنز کانی‌شناسی غالب در منطقه است؛ E) در نمونه متاپلیتی رخساره شیست آبی، پاراژنز کانی‌شناسی کلریتوئید+ فنژیت+ کوارتز+ گارنت مشاهده می‌شود؛ F) در نمونه‌های کلریتوئیددار، کلریتوئید توسط بیوتیت و اکسید آهن در حال جانشینی است. کلیه تصاویر در نور PPL گرفته شده است.

شیمی کانی‌ها

به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و انجام محاسبات دما-فشارسنجی، از کانی‌های سه نمونه از سنگ‌های رخساره شیست آبی (دو متابازیت و یک متاپلیت) بیش از ۱۵۰ تجزیه ریزکاو الکترونی به عمل آمد. در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهد شد.

آمفیبول: مقدار NaB آمفیبول‌ها از ۱/۸۲ تا ۱/۹۶ در تغییر است (جدول ۱). با توجه به پارامترهای تقسیم‌بندی آمفیبول (Leak *et al*., 2004) که بر اساس میزان Na_B، Mg#، Si و نسبت Fe^{III}/Al^{VI} است، آمفیبول‌های مطالعه شده از نوع گلوکوفان هستند (شکل ۴).

فلدسپار: فلدسپارهای موجود در نمونه‌های شیست آبی متابازیتی مطالعه شده از نوع آلبیت (Ab_{99}) است (جدول ۱). در حالی که، فلدسپار موجود در انواع متاپلیت از نوع ارتوز (Or_{99}) است (جدول ۲).

اپیدوت: اپیدوت تنها در نمونه‌های شیست آبی متابازیتی موجود است. با توجه به نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی (جدول ۱) مقدار سازنده پیستاسیت ($X_{ps}=Fe^{3+}/Al^{3+}+Fe^{3+}$) موجود در اپیدوت‌ها از ۲۷ تا ۳۰ درصد متغیر است.

فنژیت: مطابق تجزیه ریزکاو الکترونی و محاسبه فرمول میکای سفید، درصد و نوع اعضای نهایی انواع متابازیتی به قرار زیر است: مسکویت ۴۰ تا ۷۱ درصد، سلادونیت ۱۴ تا ۵۳ درصد و پاراگونیت ۴تا ۱۳ درصد (جدول ۱). در حالی که، فنژیت نمونه متاپلیت رخساره شیست آبی (کلریتوئید-گارنت‌شیست) غنی‌تر از سلادونیت و فقیرتر از مسکویت بوده و مقادیر اعضای نهایی این نمونه به شرح زیر است: مسکویت ۳۱ تا ۴۸ درصد، سلادونیت ۳۲ تا ۵۱ درصد و پاراگونیت ۴ تا ۹ درصد (جدول ۲).

کلریت: تعداد کاتیون‌های Si موجود در ترکیب شیمیایی نمونه‌های مطالعه شده ۵/۲۶ تا ۶/۵۵ است (جدول‌های ۱ و ۲). تفاوت ترکیبی چندانی در ترکیب کلریت نمونه‌های متابازیتی و متاپلیتی وجود ندارد و فقط در انواع متابازیتی از منیزیم غنی‌تر است ($X_{Mg}=$ ۶۵ تا ۶۶).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های نمونه‌های شیست آبی با پروتولیت بازیک؛ فرمول ساختمانی آمفیبول، فنژیت، فلدسپار، کلریت، تیتانیت و اپیدوت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۱۱، ۸، ۲۸، ۴ و ۱۲/۵ اکسیژن محاسبه شده است.

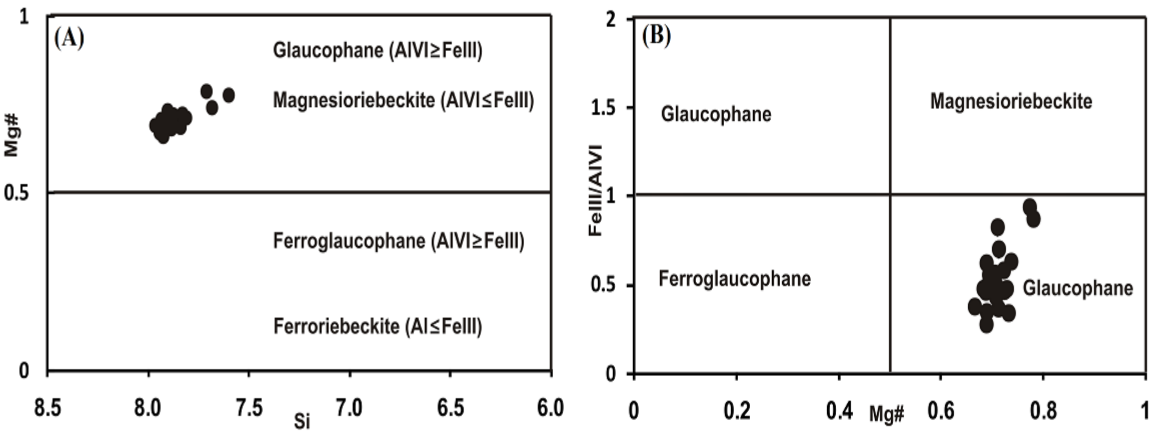
Rock type	metabasite											
Sample No.	Ms44											
Mineral	Gln				Phn			fsp	Chl	Ep		
SiO_2	56.23	57.53	55.93	56.51	49.96	48.96	50.03	68.34	26.99	37.48	37.5	37.95
TiO_2	0.08	0.01	0.02	0.09	0.15	0.2	0.14	0.01	0.03	0.02	0.04	0.13
Al_2O_3	8.79	9.13	9.54	8.71	26.91	27.7	26.73	19.7	20.32	22.45	23.44	23.1
FeO_t	14.25	13.3	15.53	14.03	3.95	4.4	4.08	0.37	18.05	15.56	14.05	13.71
MnO	0.1	0.03	0.06	0.14	0.0	0.03	0.01	0.0	0.21	0.0	0.34	0.36
MgO	10.05	10.34	10.0	10.52	3.13	2.79	3.14	0.0	20.58	0.02	0.0	0.15
CaO	0.97	0.32	0.31	1.051	0.02	0.0	0.08	0.16	0.0	22.76	23.15	22.57
Na_2O	7.07	7.42	6.84	6.93	0.44	0.51	0.41	11.94	0.0	0.0	0.04	0.32
K_2O	0.02	0.01	0.0	0.02	10.08	10.7	10.84	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	97.56	98.09	98.23	98.00	94.64	95.29	95.46	100.55	86.14	98.29	98.56	98.29
Si	7.84	7.92	7.71	7.83	6.73	6.61	6.74	2.97	5.56	2.98	2.97	3.01
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.02	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al^{IV}	0.15	0.07	0.28	0.16	1.26	1.38	1.25	1.01	2.43	2.1	2.18	2.16
Al^{VI}	1.29	1.4	1.26	1.25	3.0	3.02	2.99		2.49			
Fe^{3+}	0.63	0.59	1.09	0.71	0.01	0.1	0.1	0.01	0.0	0.93	0.83	0.81
Fe^{2+}	0.96	0.87	0.57	0.82	0.42	0.37	0.43	0.0	3.11	0.0	0.0	0.0

ادامه جدول ۱- ...

Rock type	metabasite											
Sample No.	Ms44											
Mineral	Gln				Phn			fsp	Chl	Ep		
Mn	0.01	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.01	0.02	0.02
Mg	2.09	2.12	2.05	2.17	0.63	0.56	0.63	0.0	6.31	0.0	0.0	0.01
Ca	0.14	0.04	0.04	0.15	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	1.94	1.96	1.91
Na	1.91	1.98	1.83	1.86	0.11	0.13	0.1	1.00	0.0	0.0	0.0	0.04
K	0.0	0.0	0.0	0.0	1.85	1.84	1.86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum	15.02	14.99	14.83	14.96	14.02	14.03	14.12	4.99	19.93	7.96	7.96	7.96
Mg#	68	73	78	75	-	-	-	-	66	-	-	-
Na_B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ms	-	-	-	-	50	53	50	-	-	-	-	-
Cel	-	-	-	-	36	31	38	-	-	-	-	-
Pg	-	-	-	-	6	7	5	-	-	-	-	-
Ab	-	-	-	-	-	-	-	99	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	-	-	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-
Xps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30	27	27

ادامه جدول ۱- ...

Rock type	metabasite										
Sample No.	Ms19										
Mineral	Gln			Phn				Chl	Tit	Ep	
SiO_2	57.65	53.64	56.31	52.79	50.1	49.49	47.14	33.51	30.38	37.2	37.54
TiO_2	0.0	0.1	0.15	0.23	0.23	0.28	0.28	0.03	39.02	0.1	0.17
Al_2O_3	9.32	9.25	8.32	24.16	31.65	28.68	34.42	20.86	0.78	23.17	22.73
FeO_t	12.98	13.74	14.68	3.26	2.4	2.73	1.34	16.22	0.24	13.73	14.59
MnO	0.04	0.11	0.09	0.01	0.0	0.0	0.0	0.19	0.02	0.47	0.32
MgO	10.07	10.13	10.3	4.0	2.13	2.51	0.83	17.04	0.0	0.0	0.0
CaO	0.25	1.16	0.86	0.01	0.13	0.09	0.02	0.0	28.49	22.72	22.75
Na_2O	7.37	6.81	7.32	0.28	0.88	0.46	0.97	0.0	0.01	0.0	0.0
K_2O	0.0	0.01	0.03	10.38	9.53	10.13	10.02	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	97.68	94.95	98.06	95.12	97.05	94.37	95.02	87.85	98.94	97.39	98.1
Si	7.96	7.68	7.83	7.04	6.5	6.65	6.26	6.55	1.0	2.98	2.99
Ti	0.0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.0	0.96	0.0	0.01
Al^{IV}	0.03	0.31	0.16	0.95	1.49	1.34	1.73	1.44	0.03	2.18	2.13
Al^{VI}	1.47	1.25	1.2	2.84	3.35	3.2	3.66	3.36			
Fe^{3+}	0.5	0.78	0.68	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.82	0.87
Fe^{2+}	0.93	0.77	0.94	0.36	0.26	0.3	0.14	2.65	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.0	0.02	0.02
Mg	2.07	2.16	2.13	0.79	0.41	0.5	0.16	4.97	0.0	0.0	0.0
Ca	0.03	0.17	0.12	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	1.0	1.95	1.94
Na	1.97	1.89	1.97	0.07	0.22	0.12	0.25	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.0	1.76	1.58	1.73	1.69	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum	14.96	15.03	15.05	13.83	13.84	13.87	13.91	19	2.99	7.95	7.96
Mg#	69	73	56	-	-	-	-	65	-	-	-
Ms	-	-	-	40	56	55	71	-	-	-	-
Cel	-	-	-	53	27	34	14	-	-	-	-
Pg	-	-	-	4	12	6	13	-	-	-	-
Xps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27	27



شکل ۴- مطابق نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leak *et al.*, 2004) آمفیبول شیست‌های آبی مطالعه شده از نوع گلوکوفان است.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های نمونه‌های شیست آبی با پروتولیت پلیتی؛ فرمول ساختمانی گارنت وکلریتوئید بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

Rock type	metapelite											
Sample No.	Ms39											
Mineral	Grt				Cld			fsp	Chl	Phn		
SiO2	36.08	35.78	36.05	35.71	25.97	24.1	24.07	64.4	24.23	50.98	49.88	52.77
TiO2	0.05	0.05	0.18	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.05	0.24	0.2	0.14
Al2O3	21.3	21.24	20.87	21.14	41.53	40.26	39.67	17.68	21.48	27.15	27.58	25.19
FeOt	34.5	34.04	33.09	34.17	23.87	25.0	24.8	0.14	30.43	2.53	2.66	2.81
MnO	3.0	2.89	4.86	3.88	0.42	0.44	0.24	0.0	0.18	0.0	0.02	0.01
MgO	2.11	2.11	1.71	1.9	2.74	2.48	2.87	0.0	11.16	3.02	2.81	3.71
CaO	3.46	3.46	3.32	3.07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.09	0.06	0.03
Na2O	0.02	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.12	0.0	0.49	0.53	0.38
K2O	0.0	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	16.99	0.0	10.02	10.24	10.0
Total	100.52	99.57	100.09	99.95	94.53	92.28	91.65	99.33	87.53	94.52	93.98	95.04
Si	2.9	2.9	2.92	2.9	2.09	1.99	2.0	3.0	5.26	6.82	6.74	7.00
Ti	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.02	0.01
AlIV	0.09	0.09	0.07	0.09	3.94	3.93	3.89	0.97	2.73	1.17	1.25	0.99
AlVI	1.92	1.94	1.92	1.92					2.77	3.1	3.14	2.94
Fe3+	0.16	0.14	0.12	0.17	0.0	0.06	0.08	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe2+	2.14	2.15	2.1	2.12	1.6	1.66	1.63	0.0	5.53	0.28	0.3	0.31
Mn	0.2	0.19	0.33	0.26	0.02	0.03	0.01	0.0	0.03	0.0	0.0	0.0
Mg	0.25	0.25	0.2	0.23	0.33	0.3	0.35	0.0	3.61	0.6	0.56	0.73
Ca	0.29	0.3	0.28	0.26	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.12	0.13	0.09
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.01	0.0	1.71	1.76	1.69
Sum	7.95	7.96	7.95	7.95	7.98	7.97	7.96	4.99	19.93	13.83	13.90	13.76
Mg#	10	10	8	9	17	15	17	-	39	-	-	-
Grs	10	10	9	10	-	-	-	-	-	-	-	-
Pyp	9	9	7	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Alm	74	74	71	73	-	-	-	-	-	-	-	-
Sps	7	7	11	9	-	-	-	-	-	-	-	-
Ms	-	-	-	-	-	-	-	-	-	48	31	41
Cel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32	33	51
Pg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	4	6
Ab	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	99	-	-	-	-

جدول ۳- علایم اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983)

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
آلبیت	Ab	گلوکوفان	Gln	اپیدوت	Ep
آندرادیت	Adr	فروسلادونیت	Fcel	فلوگوپیت	Phl
آلماندن	Alm	پاراگونیت	Pg	کوارتز	Qtz
آنورتیت	An	پارگازیت	Prg	سلادونیت	Cel
فلدسپار	Fsp	میکای سفید	Wmca	زوئیزیت	ZO
گروسولار	Grs	پیستاسیت	Ps	کلریتوئید	Ctd
گارنت	Grt	فرواکتینولیت	Fact	ژادئیت	Jd
ارتوز	Or	چرماکیت	Ts	کلینوزوئیزیت	Czo
پلاژیوکلاز	Pl	آمفیبول	Am	کلریت	Chl
پیروپ	Prp	موسکویت	Ms	اسپسارتین	Sps
کلریتوئیدآهن‌دار	fctd	کلریتوئید منگنزدار	Mnctd	سانیدینیت	San

دما-فشارسنجی

در این بخش، با نرم‌افزار ترموکالک نسخه ۳-۲۶ و فازدیاگرام‌های حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی و ترموبارومترهای قراردادی، شرایط دما-فشار دگرگونی نمونه‌های شیست آبی تعیین شده است.

الف) نرم‌افزار ترموکالک: با توجه به نبود گارنت و محدود بودن تعداد فازها، محاسبه میانگین فشار و دما برای شیست‌های آبی متابازیتی توسط ترموکالک میسر نگردید.

برای شیست‌های آبی با پروتولیت پلیتی (کلریتوئید-گارنت‌شیست) شرایط دگرگونی محاسبه شده توسط نرم‌افزار ترموکالک شامل: فشار ۱۱/۲±۱/۵ کیلوبار و دما ۴۹۷±۸۰ درجه سانتیگراد است. در این محاسبات اکتیویته اعضای نهایی کانی‌ها به کمک نرم‌افزار AX به دست آمده است. واکنش‌های دگرگونی که به کمک آن میانگین فشار و دما محاسبه شده به شرح زیر است:

واکنش ۱)

San+3Ab+4Fctd=Alm+Fcel+3Pg

واکنش ۲)

Prp+3San+9Ab+12Fctd=4Alm+3Cel+9Pg

واکنش ۳)

San+3Ab+Fctd+3Mnctd=Sps+Fcel+3Pg

ب) ترموبارومتری به وسیله محدوده پایداری کانی‌ها و شبکه‌های پتروژنتیک: با توجه به مطالعات تجربی Maruyama و همکاران (۱۹۸۶) حضور گلوکوفان در نمونه‌های بررسی شده، نشان‌دهنده فشار بیشتر از ۷ کیلوبار است. نتایج حاصل از مطالعات آزمایشگاهی Otsuki و Banno (۱۹۹۰) و Okrusch و همکاران (۱۹۷۸) بیانگر آن است که بیشینه دمای پایداری گلوکوفان کمتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد بوده است.

از طرفی، Frey و همکاران (۱۹۹۱) خاطرنشان کرده است که نبود لاوسونیت در شیست‌های آبی، بیانگر دمای بیشتر از ۳۳۰ درجه سانتیگراد است. بنابراین، محدوده دما و فشار سنگ‌های مطالعه شده معادل محدوده زیر رخساره اپیدوت-شیست آبی (Evans, 1990) است.

نظر به نبود امفاسیت و با توجه به منحنی پایداری آلبیت (Holland, 1983) دامنه دمایی ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۱۱ کیلوبار بوده است.

با توجه به شبکه پتروژنتیک رخساره شیست آبی متاپلیت‌ها (Bousquet *et al.*, 2002)، حضور

کلریتوئید و نبود کارفولیت بیانگر حداقل دمای ۳۵۰ درجه سانتیگراد بوده و همزیستی کلریتوئید و فنژیت نیز نشان‌دهنده حداقل فشار ۸ کیلوبار است.

همزیستی پاراژنز گارنت-کلریتوئید-فنژیت پروتولیت‌های متاپلیتی و سنگ‌های متابازیتی رخساره اکلوژیت و شیست آبی در سرزمین‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین امری متداول است (Ghent *et al.*, ؛Seidel and Okrusch, 1975 1987).

به طوری که Rötzler و همکاران (۱۹۹۸) فشار ۱۲ کیلوبار را برای میکاشیست‌های با پاراژنز گارنت+فنژیت+کلریتوئید به دست آورده‌اند.

این میکاشیست‌ها سنگ‌های رخساره اکلوژیت توده بوهمین نوارکوهزایی واریسکن اروپای مرکزی را همراهی می‌کنند.

با توجه به حضور اسفن در شیست‌های آبی متابازیتی و نبود ایلمنیت و روتیل در آنها و به استناد نمودار محدوده پایداری فازهای تیتانیم‌دار روتیل-ایلمنیت-اسفن (Liu *et al.*, 1996) فشار و دمای دگرگونی به ترتیب کمتر از ۱۲ کیلوبار و ۷۵۰ درجه سانتیگراد بوده است.

ج) ترموبارومترهای قراردادی: مطابق ترمومتری گارنت-فنژیت (Krogh and Råheim, 1978) نیز دمای دگرگونی در فشار ۱۰ کیلوبار معادل ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد است. یکی از روش‌های بارومتری قراردادی، استفاده از تعداد اتم‌های سیلیسیم موجود در ترکیب شیمیایی فنژیت است (Massone and Schreyer, 1987) $(P(Kb) = (4.\frac{Tc-260}{340}) + (Si - 3.1).25)$.

تعداد اتم‌های سیلیسیم موجود در ترکیب فنژیت کلریتوئید-گارنت‌شیست‌ها از ۳/۳۷ تا ۳/۵ متغیر است که معادل فشار از ۹ تا ۱۲/۵ کیلوبار در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد است.

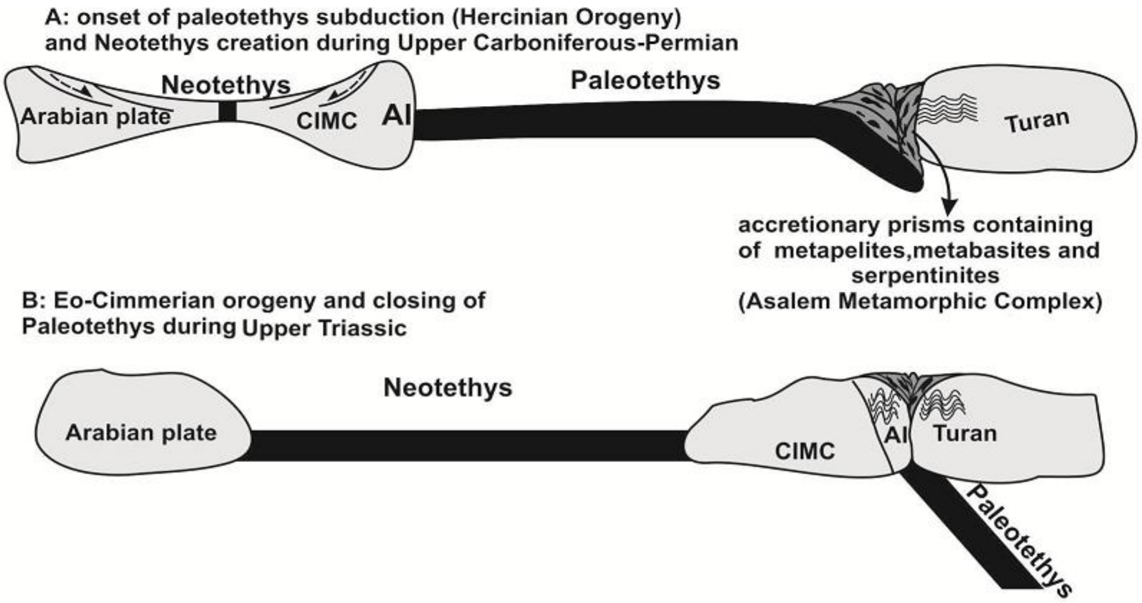
بحث و تفسیر محیط تکتونیکی

سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین شیست آبی و اکلوژیت، اصلی‌ترین شاخص‌های پهنه‌های فرورانش و برخورد قدیمی هستند (Ernest, 1971). این نوع سنگ‌ها با سن مزوزوئیک و سنوزوئیک فراوان بوده اما انواع پالئوزوئیک به نسبت نادر است (Maruyama and Liou, 1998, 2005). این امر را می‌توان به سرد شدن فزاینده کره زمین با گذشت زمان و عدم حفظ این واحدهای سنگی به واسطه وقایع تکتونوترمال حاکم در دوران پالئوزوئیک نسبت داد (Agard *et al.*, 2005). همان طور که، در بخش مقدمه بیان شد؛ در ایران نیز سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوژیت پالئوزوئیک نسبت به انواع مرتبط با مزوزوئیک و سنوزوئیک از برونزدهای بسیار محدودتری برخوردار هستند. سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوژیت معمولاً به صورت بلوک‌های محدود نابرجا در ملانژ یا واحدهای تکتونیکی وسیع مجزا موجود است (Coleman and Lanphere, 1971). تفاوت در پروتولیت، توالی سنگ‌های همراه و تاریخچه و تحولات ساختاری این سنگ‌ها ناشی از تأثیر محیط تکتونیکی تشکیل آنها است. بیش از ۸۰ درصد شیست‌های آبی در کمربندهای کوهزایی نوع اقیانوس آرام شکل می‌گیرد (شیست آبی نوع B). ماهیت پروتولیت این نوع شیست‌های آبی اقیانوسی است و شامل: توالی از توربیدایت، چرت لایه‌ای، بازالت نوع مورب و آهک‌های پلاژیک اقیانوسی بوده و طی فرورانش به مجموعه‌های فشار متوسط تا بالا تبدیل می‌شود. در حالی که شیست‌های آبی محفوظ در نوارهای کوهزایی نوع برخورد قاره‌ای (شیست‌های آبی نوع A) دارای پروتولیت پوسته قاره‌ای بوده و مجموعه‌های فشار بالا تا خیلی بالا را نشان می‌دهد (Maruyama *et al.*, 1996). به واسطه پوشش جنگلی انبوه، تمایز و شناسایی مرز واحدهای سنگی شیست آبی متابازیتی و متاپلیتی با سرپانتینیت و

شیست‌های سبز دربرگیرنده در مجموعه دگرگونی اسالم امکان‌پذیر نیست. پاراژنزهای کانی‌شناسی شامل: اکتینولیت+ آلبیت+ اپیدوت+ کلریت در سنگ‌های رخساره شیست سبز و گلوکوفان+ اپیدوت+ آلبیت+ کلریت+ فنژیت در سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم بیانگر پروتولیت متابازیتی آنها است. نتیجه تجزیه سنگ کل یکی از نمونه‌های شیست آبی نیز نشان‌دهنده میزان سیلیس ۴۸/۸ و مجموع آلکالن ۵/۵ درصد است (Saadat, 2013) که معادل ترکیب بازالتی است. Zanchetta و همکاران (۲۰۰۹) با مطالعه مجموعه دگرگونی شاندرمن (۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق مجموعه دگرگونی اسالم) به وجود سنگ‌های رخساره اکلوژیت در این مجموعه دگرگونی پی برده‌اند و با بررسی شیمی اکلوژیت‌های شاندرمن و توده‌های نفوذی گابرویی تزریق شده در آن به این نتیجه رسیده‌اند که پروتولیت آنها اقیانوسی تا قاره‌ای بوده و معادل قوس آتشفشانی قاره‌ای هستند. بر همین اساس، این پژوهشگران مجموعه دگرگونی شاندرمن را بخشی از پوسته قاره‌ای در نظر گرفتند. در حالی که، مطابق بررسی‌های Omrani و همکاران (۲۰۱۰) شیمی سنگ کل اکلوژیت و آمفیبولیت‌های شاندرمن از نوع اقیانوسی بوده و مشابه هر دو نوع مورب عادی و غنی شده است. با توجه به حضور گلوکوفان در مرکز پورفیروبلاست‌های گارنت‌اکلوژیت، Zanchetta و همکاران (۲۰۰۹) خاطر نشان کرده است که مسیر دگرگونی پیشرونده از رخساره شیست آبی عبور کرده است. با توجه به فاصله مکانی نزدیک و جایگاه زمین‌شناسی یکسان دو مجموعه دگرگونی اسالم و شاندرمن (Clark *et al.*, 1975؛ Zanchetta *et al.*, 2009؛ Zanchi *et al.*, 2009) شاید سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم، معادل سنگ‌های کم عمق‌تر پهنه فرورانش نسبت به اکلوژیت‌های مجموعه دگرگونی شاندرمن باشد. در این رابطه، تعیین سن دگرگونی مجموعه اسالم ضروری است. نظر به این که بسته شدن پالئوتتیس و برخورد بلوک البرز و خرده قاره ایران مرکزی با حاشیه جنوبی اوراسیا (فاز کوهزایی ائوکیمرین) در تریاس بالایی انجام شده است (Zanchi *et al.*, 2009؛ در نتیجه، Zanchetta و همکاران (۲۰۰۹) با توجه به قدیمی‌تر بودن اکلوژیت‌های شاندرمن نسبت به فاز کوهزایی ائوکیمرین و ترکیب پروتولیت قاره‌ای آنها منشأ نابرجا را برای آنها در نظر گرفتند.

تنوع پروتولیت سنگ‌های مجموعه دگرگونی اسالم و شرایط فشار متوسط (شیست آبی اسالم) تا بالای دگرگونی (اکلوژیت شاندرمن) و عدم همراهی آنها با انواع واحدهای سنگی خیلی فشار بالای حاوی کوئزیت و الماس بیانگر آن است که این مجموعه دگرگونی می‌تواند ارایه کننده منشورهای بهم افزوده پهنه فرورانش (شیست آبی نوع B) و پوسته اقیانوسی فرورانده باشد که با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا (فاز کوهزایی هرسینین) به وجود آمده است (شکل ۵)؛ نه خاتمه فرورانش و برخورد بلوک البرز با اوراسیا (فاز کوهزایی ائوکیمرین).

حوضه اقیانوسی وسیع پالئوتتیس توجیه کننده اختلاف زمانی طولانی بین شروع فرورانش و تشکیل منشورهای بهم افزوده (کربونیفر بالایی) و خاتمه فرورانش و برخورد قاره-قاره (تریاس بالایی) است. در این رابطه بعضی از پژوهشگران نظیر: (Berberian and King, 1981؛ Boulin, 1988؛ Bagheri and Stampfli, 2008؛ Stampfli, 2000) نیز آغاز بسته شدن پالئوتتیس و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی مرتبط با آن را که تقریباً همزمان با ریفتینگ نئوتتیس در بخش جنوبی بوده را کربونیفر بالایی در نظر گرفته است.



شکل ۵- مدل ژئودینامیکی محتمل برای تشکیل مجموعه دگرگونی اسالم. A) در شروع فرورانش پالئوتتیس (فاز کـوهزایی هرسـینین)، ضـمن زایش حوضه اقیانوسی نئوتتیس و جدایش خرده قاره ایران مرکزی (CIMC) از حاشیه شمالی گندوانا (صفحه عربـی)، منشـورهای بهـم افـزوده متشکل از متابازیت (شیست سبز و شیست آبی)، متاپلیت و سـرپانتینیت در زمـان کربـونیفر بـالایی-پـرمین در حـال تشـکیل بـوده اسـت. در منشورهای بهم افزوده و بخش‌های کم عمق کانال فرورانش مجموعه دگرگونی اسالم تشکیل شده و اسـلب اقیانوسـی فرورانـده شـده در اعمـاق بیشتر، سازنده اکلوژیت‌های مجموعه دگرگونی شاندرمن شده است؛ B)- طی تریاس بالایی و انجام فاز کوهزایی ائـوکیمرین، ضـمن برخـورد دو بلوک البرز (Al) و توران، جایگیری سنگ‌های دگرگونی در محل برخورد دو بلوک انجام شده است.

نتیجه‌گیری

سـنگ‌هـای رخسـاره شیسـت آبـی مجموعـه دگرگـونی اسـالم از عوامـل کلیـدی مهـم در بررسـی فرآینـد فـرورانش و بسـته شـدن حوضـه اقیانوسـی پـالئوتتیس و درک جایگـاه تکتـونیکی زمـین‌درز پـالئوتتیس، در پهنـه برخـوردی البـرز اسـت. در کنـار منشـأ نابرجـا بـرای مجموعـه دگرگـونی اسـالم کـه توسط بعضی از پژوهشـگران خـاطر نشـان شـده؛ بـرای خاسـتگاه ایـن مجموعـه دگرگـونی سـناریوی دیگـری نیـز بـه ایـن صـورت مطـرح اسـت کـه بـا توجـه بـه شـواهد سـنگ‌شناسـی، ژئوشـیمیایی و محاسـبات دمـا-فشارسـنجی سـنگ‌هـای رخسـاره شیسـت آبـی، شاید مجموعـه دگرگـونی اسـالم ارایـه کننـده رسـوبات و قطعـاتی از لیتوسـفر اقیانوسـی واقـع در منشـورهای بهـم افـزوده ناشـی از شـروع فـرورانش صـفحه اقیانوسی پـالئوتتیس بـه زیـر صـفحه تـوران اسـت کـه در کربـونیفر بـالایی تحـت تـأثیر دگرگـونی منطقـه فرورانش قرار گرفته است.

سپاسگزاری

هزینـه انجـام ایـن پـژوهش از گرنـت شـماره ۳۸۷۱۰۸۹۲ معاونـت پژوهشـی دانشـگاه بـین‌المللـی امـام خمینـی (ره)، قـزوین تـأمین اعتبـار شـده اسـت. بنـابراین، از آن معاونـت محتـرم تشـکر و قـدردانی مـی‌نمـاییم. از آقـای پروفسـور فـدریکو روزتـی، از دانشـگاه رم ایتالیـا و دکتـر تومـاس تـی از دانشـگاه اشـتوتگارت آلمـان کـه بـا انجـام تجزیـه‌هـای ریزکـاو الکترونـی سـهم بـه سـزایی در بـه ثمـر رسـیدن ایـن پـژوهش ایفـا نمودنـد نیـز کمـال تشـکر را داریـم. در نهایـت از داوران محتـرم مجلـه، کـه بـا ارایـه نظـرات و پیشـنهادات ارزنـده، بـه ارتقـا علمـی مقالـه کمـک نموده‌اند صمیمانه سپاسگزاریم.

منابع

Agard, P., Labrousse, L., Elvevold, S. and Lepvrier, C. (2005) Discovery of Paleozoic Fe-Mg carpholite in Motalafjella, Svalbard Caledonides: a milestone for subduction-zone gradients. Geology 33: 761-764.

Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Labrousse, L., Vrielynck, B., Meyer, B., Jolivet, L. and Yamato, P. (2006) Transient synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from pressure, temperature, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethys wedge dynamics. Journal of Geophysical Researches 111: B11401, doi:10.1029/2005JB004103.

Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleotethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103: 983-992.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics 21: 1-33.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband area in Central and northeastern Iran as remanents of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin 109: 1563-1575.

Asadian, O., Mirzaee, A. R. and Eftekharnezhad, J. (1999) Geological map of Khalkhal-Rezvanshahr, 1/100000, No. 5765, Geological Survey of Iran, Tehran.

Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex. Tectonophysics 451: 123-155.

Baroz, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions, geodynamic project (geotraverse) in Iran. Report no. 51, Geological Survey of Iran.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science 18: 210-265.

Boulin, J. (1988) Hercinian and Eocimerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysics 148: 253-275.

Bousquet, R., Goffe, B., Vidal, O., Oberhänsli, R. and Patriat, M. (2002) The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps. Geological Society of America Bulletin 114(2): 207-225.

Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzehpour, B. and Jones, C. R. (1975) Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi. Geological Quadrangle map 1/250000, No. D3, Geological Survey of Iran, Tehran.

Coleman, R. G. and Lanphere, M. A. (1971) Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. Geological Society of America Bulletin 82: 2397-2412.

Davies, R. G., Jones, C. R., Hamzepour, B. and Clark, G. C. (1972) Geology of Masuleh, northwest Iran, sheet, 1:100,000, No. 24, Geological Survey of Iran, Tehran.

Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N. (2008) Petrology of eclogites from north of Shahr-e-Kord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Mineralogy and Petrology 92: 393-413.

Delaloye, M. and Desmons, J. (1980) Ophiolites and mélange terrenes in Iran. A geochronological study and paleotectonic implications. Tectonophysics 68: 83-111.

Ernest, W. G. (1971) Do mineral paragenesis reflect unusually high pressure conditions of Fanciscan metamorphism. American Journal of Sciences 270: 81-108.

Evans, W. E. (1990) Phase relations of epidote-blueschists. Lithos 25: 3-23.

Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M. (2005) Eclogites and blueschists of the Sistan suture zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. Lithos 84: 1-24.

Frey, M., De Capitani C. and Liou, J. G. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. Journal of Metamorphic Geology 9: 479-509.

Fursich, F. T., Wilmen, M., Seyed-Emami, K. and Majidi Fard, M. R. (2009) Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak group of northern Iran. In: South Caspian to Central Iran Basins (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) Special publications 312: 129-160. Geological Society, London.

Ghaseminejad, E., Aghanabati, A. and Dabiri, O. (2004) Late Triassic dinoflagellate cysts from the base of the Shemshak group in north of Alborz mountains, Iran. Review of Palaeobotany and Palynology 132: 207-217.

Ghent, E., D., Stout, M., Z., Black, P., M. and Brothhers, R. N. (1987) Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonian. Journal of Metamorphic Geology 5: 239-254.

Holland, T. J. B. (1983) The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. Contributions to Mineralogy and Petrology 82: 214-220.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Krogh, J. E. and Råheim, A. (1978) Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. Contributions to Mineralogy and Petrology 66: 75-80.

Leake, B. E., Alan, R. W., William, D. B., Ernest, A. J. B., Giovanni, F., Jeol, D. J., Frank, C. H., Hanan, J. K., Vladimir, G. K., John, C. S., Nicholas, C. N. S. and Eric, J. W. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical associations amphibole nomenclature. American Mineralogist 89: 883-887.

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.

Macaudiére, J. (1983) Les roches métamorphiques au chainon ophiolitique de Sabzevar-etude structural du domaine de Soltanabad (NE Iran). Ofioliti 8(1): 127-152.

Maruyama, S. and Liou, J. G. (1998) Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. Island Arc 7: 6-35.

Maruyama, S. and Liou, J. G. (2005) From Snow ball to Phanerozoic earth. International Geology Review 47: 775-791.

Maruyama, S., Cho, M. and Liou, J. G. (1986) Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles -a new geobarometer. In: Blueschists and Eclogites (Eds. Evans, B. W. and Brown, E. H.) 164: 1-6. Geological Society of America, Memoir.

Maruyama, S., Liou, J. G. and Terabayashi, M. (1996) Blueschists and eclogites of the world. International Geology Review 38: 485-594.

Maruyama, S., Liou, J. G. and Terbayashi, M. (1998) Blueschists and eclogites of world and their exhumation. International Geology Review 38: 485-594.

Massone, H. J., and Schreyer, W. (1987) Phengite geobarometry based on the limiting assemblage and K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology 96: 212-214.

Miyashiro, A. (1973) Metamorphism and Metamorphic belts. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Nabavi, M. H. (1976) An introduction to Iran geology. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).

Nasrabady, M. (2009) Petrology of metamorphic rocks from ophiolitic belt of northern Sabzevar. PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).

Nasrabady, M., Moinevaziri, H., Razavi, S. M. H. and Mohajjel, M. (2012) Mineralogy and thermobarometry of blueschists from Soltanabad metamorphic complex (NE Sabzevar). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20(1): 123-140 (in Persian).

Nori, F., Pormoafi, S. M., Lankarani, M. and Masoudi, F. (2012) Petrology and geochemistry of Masal-Shanderman metamorphic rocks (SW Bandar-e-Anzali). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20(3): 429-440 (in Persian).

Oberhänsli, R., Buosquet, R., Moinzadeh, H., Moazzen, M. and Arvin, M. (2007) The field of stability of blue jadeite: a new occurrence of jadeitite at Sarkhon, Iran as a case study. Canadian Mineralogist 45: 1501-1509.

Okrusch, M., Seidel, E. and Davis, E. N. (1978) The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos Cyclades Archipelago, Greece. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 132**:** 284-308.

Omrani, H. (2010) Petrologic investigation of Shanderman eclogites (North Iran). PhD thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran (in Persian).

Omrani, H., Moayyed, M., Oberhänsli, R., Bousquet, R. and Tsujimori, T. (2010) Geochemistry of the Shanderman eclogites: emphasis to their essence and protolith. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18(3): 433-446 (in Persian).

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Altenberger, U. and Lange, M. (2013a) The Sabzevar blueschists of the north-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction. International Journal of Earth Sciences 102(5): 1491-1512.

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M. (2013b) Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. Journal of Metamorphic Geology 31: 791-812.

Otsuki, M. and Banno, S. (1990) Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in Central Shikoku. Journal of Metamorphic Geology 8: 425-439.

Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W. V. and Willner, A. P. (1998) Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high pressure units of the western Erzgebirge (Saxony, Germany). European Journal of Mineralogy 10: 261-280.

Saadat, M. (2013) Petrology of Asalem metamorphic complex. MSc thesis, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran (in Persian).

Sabzehi, M. (1974) Les mélanges ophiolitiques de la region de Esfandaghe (Iran meridional). etude petrologique et structural interpretation dans les carde Iranien. PhD thesis, University of Grenoble, Grenoble, France.

Seidel, E. and Okrusch, M. (1975) Chloritoid-bearing metapelites associated with glaucophane rocks in western Crete, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 49: 105-115.

Sengör, A. M. C. (1984) The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America, Special Paper 195: 1-82.

Seyed-Emami, K. (2003) Triassic in Iran. Facies 48: 95-106.

Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area (Eds.

Bozkurt, E., Winchester, G. A. and Piper, G. D. A.). special publication 1-23. Geological Society, London.

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 7: 1229-1258.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94: 134-150.

Torabi, G. (2011) Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi- suture closure of the Paleotethys ocean. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas 28: 544-554.

Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G. (2009) The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: South Caspian to Central Iran basins (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) special publications 312: 57-79. Geological Society, London.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E. and Molyneux, S. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. In: South Caspian to Central Iran basins (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) Special publications 312: 31-55. Geological Society, London.

Thermobarometry and tectonic setting interpretation of blue schist facies rocks from the Asalem metamorphic complex (NW Rasht)

Mohammad Saadat, Mohsen Nasrabady * and Abbas Asiabanha Rezaei

Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Abstract

A metamorphic complex containing green schist, mica schist and serpentinite exposed in the Asalem area (NW Rasht). The occurrence of blue schist facies rocks in this complex are reported here for the first time. Mineralogical paragenesis of metabasitic blueschists consists of glaucophane, epidote, chlorite and phengite while there are garnet, phengite, chloritoide and feldspar in the metapelitic rocks. The metamorphic conditions of these rocks calculated by THERMOCALC software, petrogenetic grids and conventional thermobarometrs, are 7 to 12 Kb and 350 to 550 ºC for pressure and temperature, Pressure and temperature conditions of metamorphism and protolith diversity (metapelite, marble, metabasite, serpentinite) of the Asalem metamorphic complex indicate that they were created in the Pacific Ocean-type accretionary prisms (B-type blueschists). The studied metamorphic complex likely originated along the Paleotethys suture zone, as a result of the subduction onset of the Paleotethys oceanic basin beneath the southern margin of Luarasia during Carboniferous.

Key words: Blueschist, Accretionary prisms, Paleotethys, Asalem metamorphic complex, Alborz

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir