

ژئوترموپارومتری سنگهای رخساره اکلوزیت در مجموعه افیولیتی منطقه سولا بست  
در جنوب شرق بیرجند

غلامرضا فتوحی راد و دکتر صدرالدین امینی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

gfotohi@yahoo.com

sadramini@saba.utm.ac.ir

(دریافت: ۸۲/۷/۱۵؛ پذیرش: ۸۳/۷/۳۰)

## چکیده

در بخش شرقی یک مجموعه افیولیتی در منطقه سولا بست (جنوب شرق بیرجند) یک سری دگرگونی شامل اکلوزیت، شیبست آبی، شیبست آبی گارنت دار، آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت، شیبست سبز و میکاشیبست رخنمون یافته است. علاوه بر گدازه های بالشی بازالتی و چرت‌ها که به اکلوزیت و شیبست آبی تحول یافته‌اند، اغلب توالی انباشتی گابرو تا دایکهای دیابازی ورقه‌ای روی آن نیز دگرگون شده است. این دگرگونی درحد رخساره دگرگونی پره‌نیت-اکتینولیت (زیر رخساره شیبست سبز) تا رخساره شیبست سبز می‌باشد. وجود میکروفسیل اوربیتوئیدس در سنگ آهکهای میکریتی داخل مجموعه افیولیتی، نشان دهنده سن جایگزینی ماستریشتین برای مجموعه افیولیتی است.

نتایج ترموپارومتری اکلوزیت‌ها که توسط برنامه کامپیوتری ترموکالک هلند و پاول (1998; version 3.1, 2001) و با استفاده از نتایج تجزیه میکروپروب بدست آمده است، نشان می‌دهد که پیک دمای اکلوزیت‌های منطقه سولا بست از ۴۹۶ تا ۵۹۲ درجه سانتیگراد و پیک فشار آنها از ۲۲/۰ کیلوبار تا ۲۶/۴ کیلوبار است. دگرگونی پسرورنده رخساره اپیدوت آمفیبولیت در این اکلوزیت‌ها بین دماهای ۴۶۹ تا ۵۹۲ درجه سانتیگراد و فشارهای ۵/۱ تا ۷/۴ کیلوبار انجام گرفته است. شواهد بافتی و نیز نتایج آنالیزها، شواهد بافتی و بخصوص دوم دگرگونی در هنگام بالا آمدن این سنگها انجام شده است. از طرفی نتایج آنالیزها، شواهد بافتی و بخصوص نمودارهای منطقه بندی گارنتها و تلفیق آنها با شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دگرگونی پیش‌رونده از نوع دگرگونی ناحیه ای دیناموترمال بوده که ضمن عملکرد یک فرآیند فرورانش انجام شده است. همراهی اکلوزیت‌ها در منطقه مورد مطالعه با شیبست‌های آبی، آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها در بخش شرقی یک مجموعه افیولیتی و تلفیق نتایج آزمایشگاهی و صحرایی حاکی از عملکرد یک فرآیند فرورانش به سن کرتاسه فوقانی در منطقه مورد مطالعه و در نتیجه در شرق ایران است که در مرحله بعد با فرآیند راندگی طی برخورد دو بلوک لوت و هلمند، دنبال شده است.

**واژه‌های کلیدی:** اکلوزیت، ژئوترموپارومتری، افیولیت، بیرجند، سولا بست.

## مقدمه و زمین‌شناسی منطقه

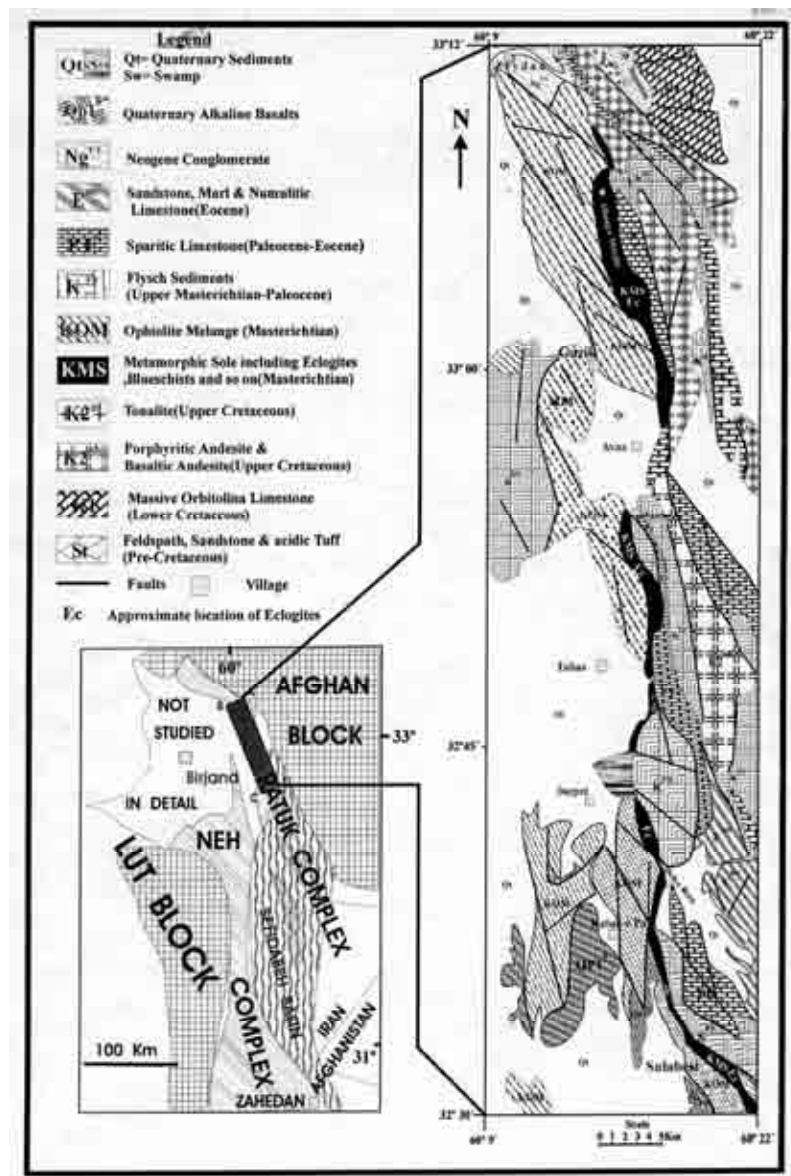
در فاصله ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند مجموعه‌ای از سنگهای رخساره اکلوزیت به همراه سایر سنگهای دگرگونی از قبیل شیست‌های آبی، گارنت آمفیبولیتها، اپیدوت آمفیبولیتها و شیستهای سبز دربخش شرقی یک مجموعه افیولیتی رخنمون یافته‌اند (نیمه جنوبی شکل ۱). افیولیت مذکور در حقیقت شرقی ترین بخش افیولیت‌های شرق ایران است که در زون ساختاری جوش خورده سیستان واقع شده است (نیمه جنوبی شکل ۱). براساس سن میکروفسیل‌های موجود در سنگهای کربناته همراه و سنگهای کربناته روی این افیولیت، سن جایگزینی آن کرتاسه پسین (کامپانین - ماستریشتین) بوده و روند کلی آن شمال شرق جنوبغرب می‌باشد. براساس مطالعات تیروول و همکاران (۱۹۸۳)، سن تشکیل سنگهای مجموعه افیولیتی اوائل کرتاسه پسین بوده است که با یک ریفتینگ قاره ای در بلوک واحدی که دو بلوک قاره‌ای لوت و هلمند فعلی از اجزاء آن می‌باشند، آغاز شده و سپس با پیشرفت ریفت و تبدیل آن به ریفت اقیانوسی، بخشهای مختلف یک مجموعه افیولیتی در ریفت اقیانوسی حاصله تشکیل شده است (Tirrul et al., 1983). با تغییر حرکات تکتونیکی شرق ایران از کششی به فشارشی (تحت تأثیر حرکت صفحه آفرورب به سمت شمال شرق)، پوسته اقیانوسی مزبور به علت حرکت بلوک لوت به سمت شرق - شمال شرق به زیر بلوک هلمند فرورانش حاصل کرده است. سپس در کرتاسه بالایی، مانند مکران، قبل از برخورد بلوک‌ها بخشی از پوسته اقیانوسی که نمی‌توانسته است به سرعت به فرورانش خود ادامه دهد، به همراه بخشی که در محل تماس دو ورقه و تحت فشار تکتونیکی و سایر عوامل به طرف بالا رانده شده و نیز رسوبات نوع فلیش که در کناره ریفت در حال تشکیل بوده‌اند، درجهتی مخالف جهت فرورانش رانده شده و در محل گودال اقیانوسی ظاهر شده‌اند. بنا بر این پوسته اقیانوسی فرورونده به همراه رسوبات همراه، ضمن تحمل دگرگونی ناحیه‌ای دیناموترمال تشکیل اکلوزیتها و سایر سنگهای دگرگونی ضمن فرورانش را داده است. طبق بوخر و فری (۱۹۹۴) این نوع دگرگونی از انواع دگرگونی ناحیه‌ای دیناموترمال است. طی این فرآیند بعضی از توده‌های سنگی فرورونده دگرگون شده با افزایش بیشتر فشار و نزدیکتر شدن دو بلوک لوت و هلمند به همدیگر در جهتی مخالف جهت فرورانش و در حقیقت به سمت غرب تا جنوب غرب رانده شده‌اند. این توده‌های سنگی ضمن بالا آمدن به دلیل کاهش فشار سریع طی راندگی متحمل دگرگونی پسرونده (برگشتی) شده اند. اولین تغییر با واکنش امفاسیت + کوارتز در اکلوزیتها که منجر به تشکیل دیوپسید و آلبیت شده است آغاز شده است (دروپ و فتوحی راد، گفتگوی شخصی). این واکنش نشانه کاهش فشار سریع آدیاباتیک در یک توده سنگی اکلوزیتی است (دروپ و فتوحی راد، گفتگوی

شخصی، (Vogel, 1966; Velde *et al.*, 1970; Mysen and Griffin 1973). بعد از این فرآیند اغلب توده‌های اکلوزیتی بالارونده طی راندگی، در محل‌هایی به دلیل وجود سدهایی متوقف شده‌اند. این توقف و نیز وقوع واکنش‌های آبدیگیری منجر به افزایش دمای کمی در پوسته اقیانوسی دگرگون شده بالا رونده شده و ضمن تغییرات بافتی که در بخش پتروگرافی عنوان شده است، مجموعه کانیاپی رخساره اپیدوت آمفیبولیت در اکلوزیت‌های بالارونده تبلور یافته است. طبق محاسبات ژئوترموبارومتري و سایر بررسیها، هر بلوک اکلوزیتی سرگذشت بالاراندگی متفاوتی داشته است. بنا بر این سنگهایی که در محل زون گسلی اصلی که جایگیری افیولیت در امتداد آن صورت گرفته قرار داشته اند، یک زون دگرگونی مشخصی در بخش شرقی آن تشکیل داده اند. طی فرآیند فوق الذکر بخشی از سنگهای متعلق به مجموعه افیولیتی در فرآیند فروراش درگیر شده و لذا سرگذشت فوق الذکر را سپری نموده‌اند ولی بخش از سنگهای توالی افیولیتی بدون شرکت در فرآیند فرورانش به سمت غرب رانده شده‌اند و بصورت مخلوط تشکیل یک ملانژ افیولیتی با یک زون مشخص دگرگونی دربخش شرقی افیولیت داده‌اند. وجود سنگ‌های گابرویی و دایک‌های دیابازی دگرگون شده و دگرگون نشده در مجموعه افیولیتی این موضوع را اثبات می‌نماید.

سنگهای اکلوزیتی مذکور درحقیقت بر دو نوعند. یک نوع آن متراکم و فاقد شیسستوزیته (SF22 و TDF26) در جنوب شرق سولا بست و در زون دگرگونی در نیمه جنوبی شکل ۱) و نوع دیگر دارای شیسستوزیته ضعیفی است (D3a در حدود ۴ کیلومتری جنوب شرق انواع فوق الذکر) که علاوه بر موقعیتهای مذکور، در نقاط متفاوت دیگری در روی زمین و در زون دگرگونی مشاهده می‌شوند. سن نسبی دگرگونی پسروده می‌تواند همان سن جایگزینی افیولیت یعنی ماستریشترین باشد. ولی دگرگونی پیشرونده مسلما قبل از آن انجام شده است.

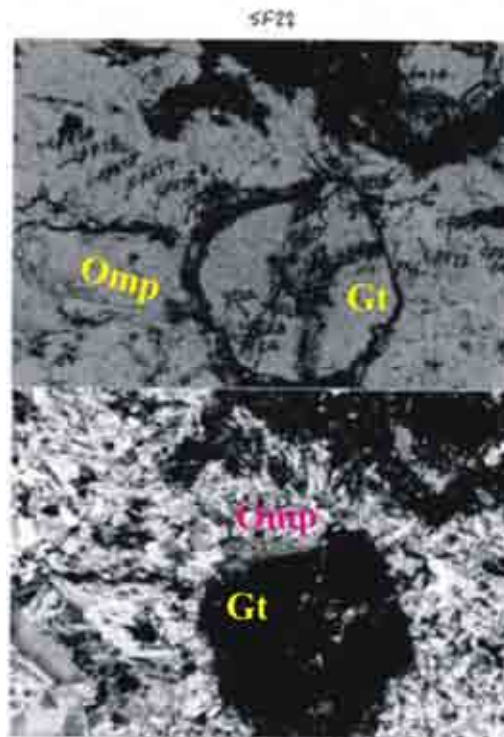
### پتروگرافی اکلوزیتها

این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز روشن بوده که بلورهای قرمز متمایل به قهوه‌ای گارنت در آنها به وضوح قابل مشاهده است. این اکلوزیتها در ۳ کیلومتری شمال روستای دمدمه، ۲ کیلومتری شمال شرق روستای توتک و ۶ کیلومتری شمال طبس رخمون دارند. این سنگها بصورت عدسیهایی در بین سایر سنگهای دگرگونی با درجه پایین تر مشاهده می‌شوند. همانطور که در بخش فوق ذکر شد این سنگها به دو نوع تقسیم می‌شوند که در ذیل مجموعه کانیاپی هر کدام عنوان شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ساده شده ای از منطقه مورد مطالعه که زون جوش خورده سیستان (اقتباس از تیروول و همکاران، ۱۹۸۳) را نیز نشان می دهد. منطقه مورد مطالعه در واقع نیمه جنوبی مربع ABCD در شکل سمت چپ است که در سمت راست بصورت ساده ترسیم شده است.

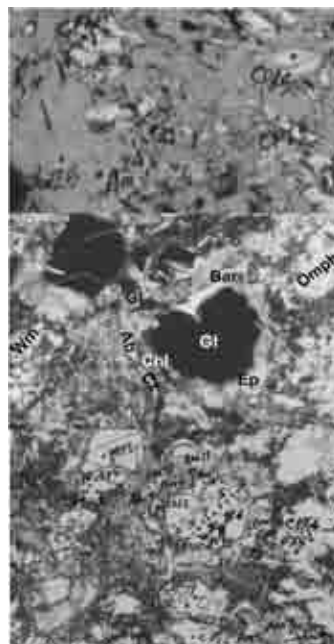
پتروگرافی اكلوژيت های نوع توده‌ای: مجموعه کانیایی، کانیهای فرعی و نیز کانیهای حاصل دگرگونی پسرونده در مقاطع نازک عبارتند از: گارنت غنی از پیروپ+ امفاسیت+ گلوکوفان - کروسیت+ بیوتیت+ میکای سدیم دار ( پاراگونیت) و میکای پتاسیم دار ( فنزیت)+ اپیدوت+ زوئیزیت+ کلینوزوئیزیت+ روتیل+ اسفن+ کلریت+ آلبیت (حاصل دگرگونی پسرونده) + باروئیزیت و وینچیت (حاصل دگرگونی پسرونده)+ کانی اوپاک. بافت این سنگها گرانوبلاستیکی، لپیدوبلاستیکی است (شکل ۲).



شکل ۲- بالا: تصویر میکروسکوپی اكلوژيت با ساخت توده ای که نقاط آنالیز شده را نشان می دهد (NPL, 10X). پایین: فراوانی امفاسیت و بافت پورفیروبلاستیکی در اكلوژيت با ساخت توده ای (NPL, 10X).

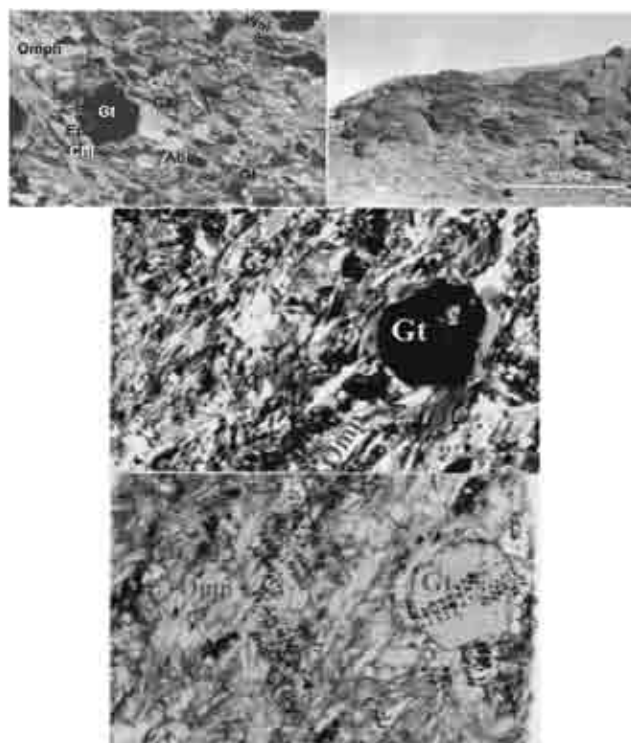
طبق نظر دروپ استاد پترولوژی دگرگونی دانشگاه منچستر انگلستان (دروپ و فتوحی‌راد، ۲۰۰۳- مکالمه حضوری) مجموعه کانیهای درحال تعادل در پیک عبارتند از: امفاسیت+ گارنت+گلوکوفان+ میکای سفید. همراهی گلوکوفان با امفاسیت درحال تعادل توسط محققین

مختلفی از نقاط دیگری از جهان در پیک رخساره اکلوزیت گزارش شده است (Holland, 1988). این همراهی به اکتیویته بالای آب در محیط تبلور نسبت داده شده است. مجموعه این سنگها پس از مرحله پیک اکلوزیتی متحمل فرآیند دگرگونی پسرونده به رخساره اپیدوت آمفیبولیت شده‌اند. وجود آمفیبول کلسیک - سدیک (باروئیزیت - وینچیت)، آلبیت، کلریت و اپیدوت در حاشیه گارنت‌ها و نیز باقیمانده‌های امفاسیت در داخل باروئیزیت در این سنگها به وضوح حاکی از دگرگونی پسرونده به رخساره اپیدوت آمفیبولیت طی بالا آمدن این سنگها می‌باشد (شکل ۳). آنالیز میکروپروب این کانیها در حاشیه گارنت‌ها مطالعات پتروگرافی را تأیید می‌نماید. لازم به ذکر است که تشخیص امفاسیت و سایر کانیهای فوق به کمک مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای الکترون میکروپروب انجام شده است. همچنین برای تعیین نام پیروکسن‌ها در این تحقیق از نرم افزار PX-Nomenclature نیز استفاده شده است.



شکل ۳ - بالا: باقیمانده های امفاسیت در زمینه باروئیزیت - وینچیت (XPL, 20X). پایین: آمفیبول، کلریت، آلبیت و اپیدوت در حاشیه گارنت‌ها که نشانه دگرگونی پسرونده اکلوزیت توده‌ای سولابست به رخساره اپیدوت آمفیبولیت می‌باشد (NPL, 5X). وسط: بخشی از تصویر پایین که بوضوح بافت کرونا در حاشیه گارنت را نشان می‌دهد (XPL, 10X).

پتروگرافی اكلوژيت های دارای شیبستوزیتته: مجموعه کانیایی، کانیهای فرعی و پسروده در مقاطع نازک عبارتند از: گارنت غنی از پیروپ+ امفاسیت+ آمفیبول (باروئیزیت و وینچیت+ گلوکوفان)+ پاراگونیت - فنژیت+ روتیل+ اسفن+ اپیدوت+ زوئیزیت+ کلینوزوئیزیت+ کوارتز+ کانیهای اوپاک. بافت این سنگ ها لپیدوبلاستیکی، نامتوبلاستیکی تا پورفیروبلاستیکی است (شکل ۴). طبق نظر دروپ (دروپ و فتوحی راد، ۲۰۰۳-۲۰۰۳) مکالمه حضور کانیهای در حال تعادل در اوج دگرگونی عبارتند از: امفاسیت+ گارنت+ گلوکوفان+ میکای سفید+ کوارتز. وجود آمفیبول کلسیک - سدیک، آلبیت، کلریت و اپیدوت در حاشیه گارنتها همانند نمونه فوق الذکر در این سنگها به وضوح حاکی از دگرگونی پسروده به رخساره اپیدوت آمفیبولیت طی بالا آمدن این سنگها می باشد. آنالیز میکروپروپ این کانیها در حاشیه گارنتها مطالعات پتروگرافی را تأیید می نماید.



شکل ۴- بالا سمت راست: رخنمون اكلوژيت های دارای شیبستوزیتته در حدود ۲ کیلومتری شرق دمدمه (دید به سمت شمال). بالا سمت چپ: بافت پورفیروبلاستیکی در تصویر میکروسکوپی اكلوژيت دارای شیبستوزیتته (XPL, 2.5 X). وسط و پایین: بترتیب بافت پورفیرو بلاستیکی در اكلوژيت دارای شیبستوزیتته و نمایش نقاط تجزیه شده (NPL, 10X)

### ژئوشیمی و نتایج آنالیزهای میکروپروب کانی‌های اکلوزیت‌ها

جهت تعیین پیک فشار و دمای تشکیل رخساره اکلوزیت و نیز مرحله دگرگونی پسرونده آن، ابتدا با مطالعات دقیق پتروگرافی مجموعه کانی‌های در حال تعادل این سنگ‌ها مشخص شد که این خود اساس ترموبارومتري می‌باشد. سپس با تهیه مقاطع نازک صیقلی این سنگ‌ها، کانیهای مورد نظر به توسط دستگاه الکترون میکروپروب در گروه علوم زمین دانشگاه منچستر انگلستان، آنالیز نقطه‌ای گردید که نتایج آن برای کانیهای مختلف در این بخش به تفکیک ارائه می‌گردد.

### گارنت‌ها

نتایج آنالیزهای میکروپروب این کانی در سنگ‌های مختلف رخساره اکلوزیت در جدول ۱ ارائه شده است. همان گونه که مشاهده می‌شود گارنت‌ها بیشتر ترکیب آلماندین - پیروپ - گروسولار دارند که منطقه بندی بسیار مشخصی نیز از مرکز به طرف حاشیه نشان می‌دهند. این کانی‌ها در مرکز (مرکز نمودار) غنی از آهن و منگنز و در حاشیه غنی از منیزیم و فقیر از آهن و منگنز می‌باشند (شکل‌های ۵ و ۶). این حالت حاکی از تبلور کانی‌های مزبور ضمن افزایش عمق قرار گیری آنها می‌باشد. کاهش نسبی مقدار منیزیم به موازات افزایش مقدار منگنز، در بخش راست مرکزی نمودار نشانه بالا آمدن مقطعی این کانیها ضمن تبلور و مجدداً افزایش عمق آنها با افزایش منیزیم می‌باشد.

از طرفی با توجه به اینکه این کانی‌ها از حاشیه به کلریت، آمفیبول، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت و آلبیت تبدیل شده‌اند، این خود حاکی از انجام دگرگونی پسرونده و تبدیل رخساره اکلوزیت به رخساره اپیدوت آمفیبولیت طی مرحله بالا آمدن در سنگ‌های در بردارنده آنها می‌باشد. لذا می‌توان عنوان داشت که این سنگ‌ها ابتدا طی فرآیند فرورانش عنوان شده در منطقه که توسط محققین قبلی نیز عنوان شده (Maorizot *et al.*, 1979) و (Tirrul *et al.*, 1983) به طرف عمق زمین فرورفته و سپس به طرف سطح بازگشته‌اند، این سنگ‌ها در این مرحله متحمل دگرگونی پسرونده شده‌اند. افزایش پیروپ در بخش مرکزی نمودار شکل‌های ۵ و ۶ حاکی از افزایش عمق و سپس بالا آمدن مجدد این سنگ‌ها به طرف سطح می‌باشد.



جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت ها در اکلوزیت دارای شیبستوزیت در منطقه سولا بست (D3a).

(Sample No.)	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a
(Oxides)/(Mineral)	gt3	gt5	gt6	gt7	gt8	gt16	gt17	gt20
SiO <sub>2</sub>	37.88	37.78	38.36	38.21	37.80	38.61	38.36	38.54
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.04	21.07	20.95	21.01	20.70	20.95	20.96	21.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.19	0.00	0.16	0.50	0.36	0.18	0.37
FeO	29.05	28.25	27.56	26.95	25.27	28.68	29.41	29.58
MnO	1.84	3.72	4.23	4.86	6.13	2.26	1.82	0.91
MgO	2.83	2.06	1.71	1.87	1.89	2.51	2.67	4.40
CaO	6.89	7.12	7.35	7.35	7.48	7.28	6.66	5.77
<b>Total</b>	<b>99.80</b>	<b>100.21</b>	<b>100.15</b>	<b>100.40</b>	<b>99.77</b>	<b>100.64</b>	<b>100.08</b>	<b>100.95</b>
<b>Formula (corr.)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>
Si	3.033	3.024	3.107	3.071	3.052	3.094	3.089	3.023
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.986	1.988	2.000	1.990	1.970	1.978	1.989	1.978
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.014	0.012	0.000	0.010	0.030	0.022	0.011	0.022
Fe2+	1.945	1.891	1.866	1.812	1.706	1.922	1.980	1.941
Mn	0.125	0.253	0.290	0.331	0.419	0.153	0.124	0.060
Mg	0.338	0.245	0.206	0.224	0.228	0.299	0.321	0.514
Ca	0.591	0.611	0.638	0.633	0.647	0.625	0.575	0.485
<b>Total</b>	<b>8.034</b>	<b>8.026</b>	<b>8.107</b>	<b>8.071</b>	<b>8.052</b>	<b>8.094</b>	<b>8.089</b>	<b>8.023</b>
<b>End member</b>								
Almandine	64.84	63.04	62.21	60.40	56.86	64.08	66.00	64.68
Spessartine	4.17	8.42	9.67	11.03	13.97	5.11	4.14	2.01
Pyrope	11.28	8.18	6.87	7.47	7.60	9.98	10.70	17.15
Grossular	19.57	20.25	21.25	20.99	21.24	20.62	19.06	15.98
Andradite	0.14	0.12	0.00	0.10	0.33	0.22	0.10	0.18
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت ها در اکلوزیت دارای شیبستوزیتته منطقه سولابست (D3a).

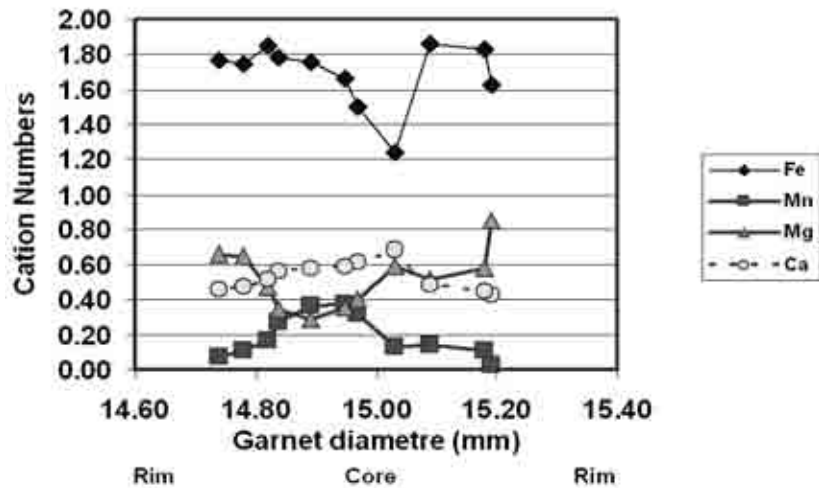
(Sample No.)	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a	D3a
(Oxides)/(Mineral)	gt42	gt44	gt45	gt48	gt50	gt-ave
SiO <sub>2</sub>	38.19	38.07	37.99	38.19	38.84	38.22
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.89	20.57	21.02	21.15	21.69	21.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.33	0.03	0.05	0.05	0.20
FeO	26.79	25.82	26.93	29.93	30.23	28.03
MnO	4.90	6.15	5.67	1.36	0.76	3.43
MgO	1.70	1.45	1.63	2.94	4.24	2.45
CaO	7.46	7.25	6.94	6.42	5.74	6.90
<b>Total</b>	100.11	99.65	100.22	100.04	101.55	100.28
Formula (corr.)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)
Si	3.089	3.109	3.064	3.059	3.034	3.065
Ti	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.992	1.980	1.998	1.997	1.997	1.988
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.008	0.020	0.002	0.003	0.003	0.012
Fe <sup>2+</sup>	1.812	1.763	1.816	2.006	1.975	1.880
Mn	0.336	0.425	0.387	0.093	0.051	0.234
Mg	0.206	0.177	0.196	0.351	0.493	0.292
Ca	0.646	0.634	0.600	0.551	0.480	0.594
<b>Total</b>	8.092	8.109	8.064	8.059	8.034	38.216
<b>End members</b>						
Almandine	60.41	58.78	60.54	66.85	65.85	62.66
Spessartine	11.19	14.18	12.92	3.09	1.69	7.81
Pyrope	6.85	5.90	6.55	11.70	16.45	9.74
Grossular	21.46	20.93	19.98	18.33	15.99	19.67
Andradite	0.09	0.22	0.02	0.03	0.02	0.12

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت ها در اکلوزیت توده ای منطقه سولابست (SF22).

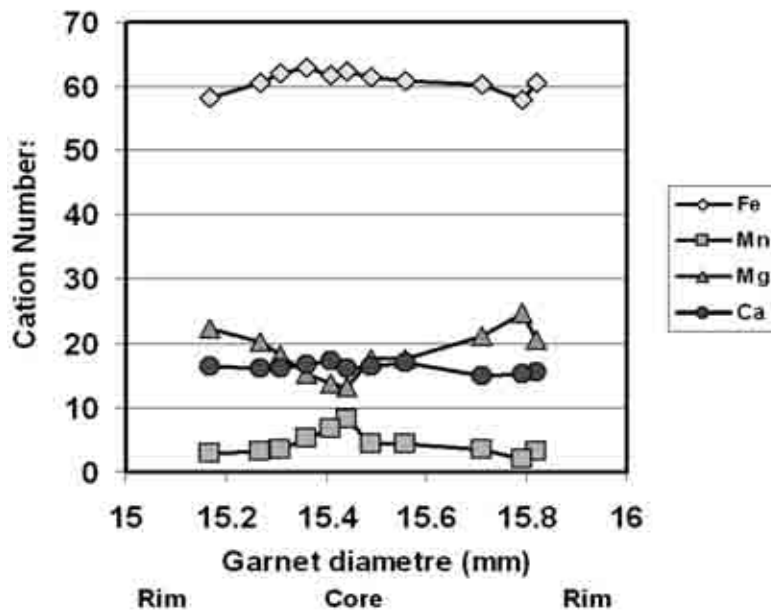
(Sample No.)	SF22	SF22	SF22	SF22
(Oxides)/(Mineral)	gt22	gt23	gt25	gt-ave
SiO <sub>2</sub>	38.17	39.08	39.24	38.83
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.44	21.65	21.95	21.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	28.05	26.97	26.92	27.31
MnO	2.56	1.65	1.16	1.79
MgO	3.97	5.59	6.39	5.32
CaO	6.07	5.81	5.43	5.77
<b>Total</b>	<b>100.27</b>	<b>100.75</b>	<b>101.10</b>	<b>100.71</b>
<b>Formula (corr.)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>	<b>12(O)</b>
Si	3.007	3.027	3.016	3.017
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.991	1.976	1.988	1.985
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.848	1.747	1.730	1.775
Mn	0.171	0.108	0.076	0.118
Mg	0.467	0.646	0.732	0.615
Ca	0.513	0.482	0.447	0.481
<b>Total</b>	<b>7.997</b>	<b>7.985</b>	<b>7.990</b>	<b>7.991</b>
<b>End member</b>				
Almandine	61.63	58.57	57.95	59.39
Spessartine	5.70	3.63	2.53	3.95
Pyrope	15.57	21.65	24.53	20.58
Grossular	17.10	16.15	14.98	16.08
Andradite	0.00	0.00	0.00	0.00
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت ها در اپیدوت - آمفیبول اکلوزیت  
(اکلوزیت اپیدوت آمفیبولیتی شدة منطقه سولا بست (TDF26)).

(Sample No.)	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26
(Oxides)/(Mineral)	gt1	gt5	gt8	gt11	gt25	gt29	gt31	gt-ave
SiO <sub>2</sub>	38.16	37.95	38.05	37.98	37.81	37.98	38.32	38.03
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.03	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.81	21.09	20.99	21.06	21.10	20.75	21.09	20.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO	30.73	31.43	31.28	31.44	31.46	31.00	30.18	31.07
MnO	0.10	0.13	0.07	0.21	0.35	0.26	0.71	0.26
MgO	3.08	2.43	2.24	2.38	2.41	2.34	2.34	2.46
CaO	6.73	7.32	7.11	7.17	7.04	7.53	7.51	7.20
<b>Total</b>	<b>99.61</b>	<b>100.35</b>	<b>99.77</b>	<b>100.34</b>	<b>100.16</b>	<b>99.88</b>	<b>100.14</b>	<b>100.04</b>
Formula (corr.)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)
Si	3.039	3.015	3.035	3.018	3.012	3.031	3.039	3.027
Ti	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	1.953	1.975	1.974	1.972	1.981	1.952	1.972	1.968
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	2.046	2.088	2.087	2.089	2.096	2.069	2.002	2.068
Mn	0.006	0.008	0.005	0.014	0.023	0.017	0.047	0.017
Mg	0.365	0.288	0.266	0.281	0.286	0.278	0.276	0.291
Ca	0.574	0.623	0.608	0.611	0.601	0.644	0.638	0.614
<b>Total</b>	<b>7.984</b>	<b>7.998</b>	<b>7.976</b>	<b>7.991</b>	<b>7.998</b>	<b>7.992</b>	<b>7.975</b>	<b>7.988</b>
<b>End-members</b>								
Almandine	68.4	69.4	70.4	69.7	69.7	68.8	67.5	69.139
Spessartine	0.2	0.3	0.2	0.5	0.8	0.6	1.6	0.583
Pyrope	12.2	9.6	9.0	9.4	9.5	9.2	9.3	9.744
Grossular	19.2	20.7	20.5	20.4	20.0	21.4	21.5	20.532
Uvarovite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.003



شکل ۵ - نمودار منطقه‌بندی گارنت‌ها در نمونه اکلوزیت توده ای سولا بست (SF22) که افزایش منیزیم به موازات کاهش منگنز را از مرکز به حاشیه گارنت نشان می‌دهد.



شکل ۶ - نمودار منطقه‌بندی گارنت‌ها در نمونه اکلوزیت توده ای سولا بست (SF22) که افزایش منیزیم به موازات افزایش منگنز را از مرکز به حاشیه گارنت نشان می‌دهد.

### پیروکسن‌ها

نتایج تجزیه الکترون میکروپروب کلینوپیروکسن‌ها در جداول ۲ و ۳ آمده است. ترکیب متوسط انحلال جامد کلینوپیروکسن در نمونه SF22 عبارت از ۰/۵۴۶ ژادئیت، ۰/۰۰۱ آکمیت و ۰/۴۳۶ اوژیت می‌باشد، در حالیکه این متوسط ترکیب در نمونه D3a عبارت از ۰/۵۱۳ ژادئیت، ۰/۰۴۹ آکمیت و ۰/۴۳۹ اوژیت می‌باشد؛ این ترکیبات نشان‌دهنده امفاسیت و فشار بالای تشکیل آن می‌باشد که در محاسبات ترموبارومتري نیز این موضوع تأیید شده است. باقیمانده‌های امفاسیت در داخل آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که این کانیها طی دگرگونی پسرونده به رخساره اپیدوت آمفیبولیت، به آمفیبول تبدیل شده‌اند (شکل ۳). امفاسیت‌ها غالباً دانه ریز تا دانه متوسط هستند (شکل‌های ۳ و ۴) و منطقه‌بندی شیمیایی مشخصی نشان نمی‌دهند. امفاسیت‌های دانه درشت تنها در بخش‌های کوچکی از این سنگها مشاهده می‌شوند. جدول ۲ این نتایج را برای دیوپسید که تنها کلینوپیروکسن (به جز امفاسیت) در این سنگها می‌باشد، نشان می‌دهد که این کانی حاصل واکنش:

### امفاسیت + کوارتز ← دیوپسید + آل بیت

می‌باشد. این واکنش نشان دهنده کاهش فشار ایزوترمیک این سنگها در ابتدای دگرگونی پسرونده آنها و برگشت به رخساره اپیدوت آمفیبولیت می‌باشد (گفته دروپ، ۲۰۰۳). البته عده‌ای از محققین قدیم و جدید پترولوژی دگرگونی اعتقاد دارند این وضعیت نشان‌دهنده عبور اکلوزیت‌ها از بخش فشار بالای رخساره گرانولیت متابازیت‌ها می‌باشد (Heinrich, 1982; Rubie, 1990; Smelov & Beryozakin, 1993; Zhao *et al.*, 2001). نتایج تجزیه الکترون میکروپروب امفاسیت‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. همانطور که در جدول ۳ مشاهده می‌شود و با توجه به مطالب فوق الذکر، ترکیب این کانیها امفاسیت می‌باشد که شاخص اکلوزیت‌ها می‌باشند.

جدول ۲- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب دیوپسیدها در اپیدوت- آمفیبول اکلوزیت (اکلوزیت اپیدوت آمفیولیتی شدة) منطقه سولابست (TDF26).

(Sample No.)	TDF26	TDF26	TDF26
(Oxides)/(Mineral)	di1	di2	di-ave
SiO <sub>2</sub>	54.40	54.46	54.43
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	3.13	3.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00
FeO	16.89	16.11	16.50
MnO	0.25	0.13	0.19
MgO	12.94	13.89	13.41
CaO	11.05	11.30	11.18
Na <sub>2</sub> O	1.09	0.97	1.03
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>
<b>End-members</b>			
En	0.426	0.447	1.437
Fs	0.312	0.291	0.302
Wo	0.262	0.262	0.262
Jd	0.078	0.070	0.074
Ac	0.000	0.000	0.000
Aug	0.922	0.930	0.926

جدول ۳- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب امفاسیتها در اکلوزیت دارای شیبستوزیتة منطقه سولابست (D3a).

(Sample No.)	D3a	D3a	D3a	D3a
(Oxides)/(Mineral)	cpx28	cpx47	cpx48	(omph=cpx) -ave
SiO <sub>2</sub>	55.93	57.10	56.40	56.48
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.07	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.46	12.45	11.62	11.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.00	0.00	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.71	1.52	0.64	1.62
FeO	5.08	2.80	4.55	4.15
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.76	6.44	6.91	6.70
CaO	11.22	10.07	11.09	10.79
Na <sub>2</sub> O	7.63	8.86	7.77	8.09
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.13	0.04
<b>Total</b>	<b>98.84</b>	<b>99.24</b>	<b>99.05</b>	<b>99.05</b>
<b>End members</b>				
Jd	0.452	0.565	0.521	0.513
Ac	0.084	0.044	0.018	0.049
Aug	0.464	0.391	0.461	0.439

ادامه جدول ۳- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب امفاسیت ها در اپیدوت - آمفیبول اکلوزیت ( اکلوزیت اپیدوت آمفیبولیتی شده ) منطقه سولابست (TDF26).

(Sample No.)	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26	TDF26
(Oxides)/(Mineral)	cpx1	cpx2	cpx3	Cpx4	Cpx5	cpx13	cpx16	cpx17	(Omph=cpx) - ave
SiO <sub>2</sub>	56.08	56.87	55.99	56.05	56.14	55.85	55.79	55.42	56.02
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.93	11.00	9.26	7.45	11.04	8.42	7.99	7.23	8.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.58	5.54	5.66	3.51	5.02	4.11	4.09	4.53	4.63
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	8.63	7.23	7.87	10.66	6.75	9.47	9.69	10.37	8.83
CaO	13.46	11.22	12.53	16.21	11.01	14.51	15.08	15.85	13.74
Na <sub>2</sub> O	6.28	7.93	6.95	5.11	7.97	5.89	5.44	4.93	6.31
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>98.04</b>	<b>99.80</b>	<b>98.26</b>	<b>98.99</b>	<b>97.97</b>	<b>98.26</b>	<b>98.09</b>	<b>98.33</b>	<b>98.47</b>
<b>End members</b>									
Jd	0.439	0.548	0.490	0.357	0.558	0.415	0.383	0.348	0.442
Ac	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001
Aug	0.558	0.452	0.510	0.643	0.441	0.585	0.617	0.652	0.557

ادامه جدول ۳- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب امفاسیت ها در اکلوزیت توده ای منطقه سولابست (SF22).

(Sample No.)	SF22	SF22	SF22	SF22	SF22	SF22	SF22	SF22
(Oxides)/(Mineral)	cpx3	cpx5	cpx7	cpx12	cpx15	cpx17	cpx18	cpx21
SiO <sub>2</sub>	57.53	57.35	57.09	57.22	57.01	57.49	57.15	57.61
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.22	11.52	11.24	10.56	12.19	12.02	11.62	11.38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.43	1.59	2.46	2.07	0.58	2.23	0.03
FeO	3.94	4.41	3.58	3.84	2.29	4.44	3.27	4.98
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.90	7.04	7.16	6.71	7.17	6.44	6.64	6.71
CaO	10.88	11.26	11.47	11.19	11.08	10.60	10.72	11.08
Na <sub>2</sub> O	8.33	8.02	8.03	8.26	8.39	8.46	8.53	8.14
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>100.02</b>	<b>100.04</b>	<b>100.16</b>	<b>100.25</b>	<b>100.21</b>	<b>100.06</b>	<b>100.22</b>	<b>100.00</b>
<b>End members</b>								
Jd	0.562	0.537	0.505	0.494	0.516	0.562	0.521	0.556
Ac	0.007	0.013	0.046	0.074	0.056	0.018	0.064	0.003
Aug	0.431	0.450	0.449	0.432	0.428	0.420	0.416	0.441



ادامه جدول ۳- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب امفاسیت ها در اکلوزیت توده ای منطقه سولاست (SF22).

(Sample No.)	SF22	SF22	SF22
(Oxides)/(Mineral)	cpx23	cpx24	(omph=cpx) -ave
SiO <sub>2</sub>	57.53	57.72	57.37
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.73	11.81	11.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	1.05	1.15
FeO	5.76	3.96	4.05
MnO	0.02	0.00	0.00
MgO	6.94	6.31	6.80
CaO	11.47	10.55	11.03
Na <sub>2</sub> O	7.76	8.69	8.26
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>100.09</b>	<b>100.11</b>	<b>100.12</b>
<b>End members</b>			
Jd	0.507	0.563	0.532
Ac	0.030	0.032	0.034
Aug	0.464	0.405	0.434

(Sample No)	D3a	D3a	SF22	D3a	TDF26
(Mineral)	(Phe=Wm) -ave	(pa=wm)-ave	(pa=wm)-ave	(Phe=wm) -ave	(Phe=wm) - average
(Oxides/ Stage)	Ecl-Stage	Ecl-Stage	Ecl-Stage	Ep.amph. Stage	Ep.amph. Stage
SiO <sub>2</sub>	50.35	46.38	48.23	45.68	47.46
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.05	0.04	0.45	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.83	38.61	37.47	35.07	26.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO	1.85	0.26	0.64	0.65	4.82
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.27	0.06	0.59	0.98	2.74
CaO	0.02	0.11	0.18	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.11	7.32	6.15	0.99	0.00
K <sub>2</sub> O	10.27	0.68	2.30	9.20	10.37
<b>Total</b>	<b>92.90</b>	<b>93.48</b>	<b>95.63</b>	<b>93.03</b>	<b>92.51</b>
<b>Formula</b>	<b>11(O)</b>	<b>11(O)</b>	<b>11(O)</b>	<b>11(O)</b>	<b>11(O)</b>
Si	3.429	3.018	3.087	3.085	3.314
Ti	0.010	0.002	0.002	0.023	0.015
Al	2.153	2.961	2.827	2.792	2.209
Cr	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.105	0.014	0.034	0.037	0.281
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.332	0.006	0.056	0.098	0.285
Ca	0.001	0.008	0.012	0.001	0.000
Na	0.015	0.924	0.763	0.128	0.000
K	0.893	0.057	0.188	0.794	0.924
<b>Total</b>	<b>6.938</b>	<b>6.990</b>	<b>6.972</b>	<b>6.957</b>	<b>7.028</b>

## میکاهها

جدول ۴ نتایج آنالیز میکروپروب میکاههای اکلوزیتها را نشان می‌دهد. طبق جدول این کانیها بیوتیت، مسکویت، فنزیت و پاراگونیت می‌باشند. که کانی اخیر از میکاههای سدیم دار می‌باشد و معمولاً در اکلوزیتها مشاهده می‌شود. میکاههای سفید (به خصوص پاراگونیت) معمولاً با کانیهای اوج دگرگونی در رخساره اکلوزیت در تعادل می‌باشند (Droop, 2003- Conversational point view). لازم به ذکر است که فراوانی سدیم نشانه عضو انتهایی پاراگونیت و فراوانی پتاسیم نشانه عضو انتهایی فنزیت در میکاههای سفید می‌باشد که با مراجعه به نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب این کانیها می‌توان آنها را از هم متمایز نمود. بعلاوه این کانیها در نور پلاریزه معمولاً رنگ بیرفرنژانس کم رنگ تر (رنگ پریده) از میکای سفید معمولی دارند.

جدول ۴- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب میکاهها در اکلوزیت های سولابست

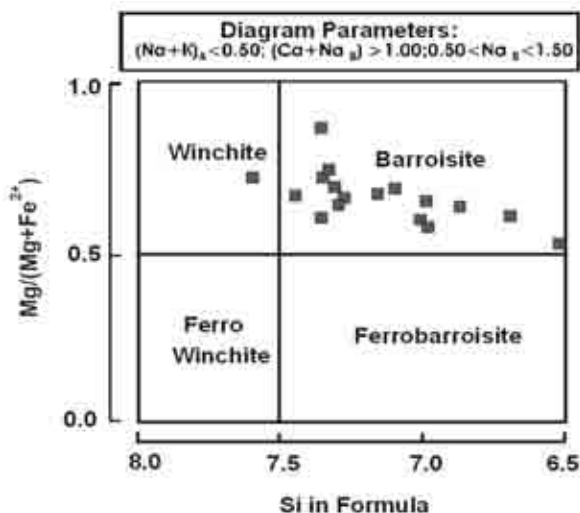
(Sample No.)	D3a	TDF26	SF22	SF22
(Oxides \ Mineral)	am-ave	am ave	am-ave	am10=gl
SiO <sub>2</sub>	49.74	47.21	45.07	58.26
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.15	0.08	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.04	9.42	12.13	10.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.42	5.79	3.74	0.47
FeO	10.05	10.64	11.28	8.47
MnO	0.09	0.11	0.09	0.00
MgO	12.48	10.47	9.88	10.18
CaO	9.13	8.23	8.72	0.40
Na <sub>2</sub> O	2.85	3.32	3.47	7.04
K <sub>2</sub> O	0.08	0.21	0.21	0.00
<b>Total</b>	<b>95.91</b>	<b>95.55</b>	<b>94.68</b>	<b>95.81</b>
<b>Formula (corr.)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>
Si	7.272	7.024	6.766	8.072
Ti	0.001	0.016	0.009	0.002
Al	1.388	1.651	2.161	1.792
Cr	0.002	0.001	0.001	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.377	0.648	0.422	0.049
Fe <sup>2+</sup>	1.230	1.324	1.422	0.981
Mn	0.011	0.014	0.011	0.000
Mg	2.719	2.321	2.208	2.103
Ca	1.431	1.311	1.406	0.059
Na	0.810	0.957	1.012	1.893
K	0.016	0.039	0.041	0.000
<b>Total</b>	<b>15.257</b>	<b>15.308</b>	<b>15.460</b>	<b>14.952</b>

## آمفیبولها

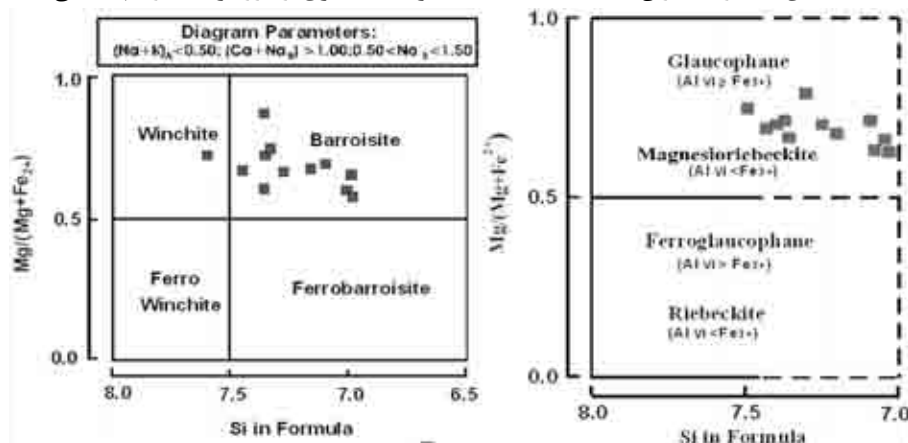
این کانی‌ها عبارتند از باروئیزیت، وینچیت، منیزوریبکیت و منیزوریبکیت-گلوکوفان که جدول ۵ نتایج تجزیه الکترون میکروپروب آنها را نشان می‌دهد. بطور کلی دونوع اصلی از آمفیبولها در این سنگ‌ها وجود دارند که عبارت از آمفیبولهای کلسیک - سدیک و آمفیبولهای سدیک می‌باشند. طبق طبقه‌بندی لیک و همکاران (Leake *et al.*, 1997) نوع اول عبارت از باروئیزیت و وینچیت (شکل‌های ۷ و ۸) و نوع دوم عبارت از منیزوریبکیت و گلوکوفان-منیزوریبکیت می‌باشند (شکل ۸ و جدول ۵). آمفیبولهای نوع اول حاصل دگرگونی پسرونده اكلوژیت‌ها به بخش فشار بالاتر رخساره اپیدوت آمفیبولیت می‌باشند درحالیکه آمفیبولهای نوع دوم (سدیک) حاصل دگرگونی پسرونده اكلوژیت‌ها به رخساره بلوشیست بوده و یا با کانیهای اوج دگرگونی رخساره اكلوژیت در تعادل هستند.

جدول ۵- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب آمفیبولهای سدیک و کلسیک - سدیک در اكلوژیت های توده ای (SF22)، دارای شیستوزیته (D3a) و اپیدوت آمفیبولیتی شده سولاست (TDF26).

(Sample No.)	D3a	TDF26	SF22	SF22
(Oxides \ Mineral)	am-ave	am ave	am-ave	am10=gl
SiO <sub>2</sub>	49.74	47.21	45.07	58.26
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.15	0.08	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.04	9.42	12.13	10.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.42	5.79	3.74	0.47
FeO	10.05	10.64	11.28	8.47
MnO	0.09	0.11	0.09	0.00
MgO	12.48	10.47	9.88	10.18
CaO	9.13	8.23	8.72	0.40
Na <sub>2</sub> O	2.85	3.32	3.47	7.04
K <sub>2</sub> O	0.08	0.21	0.21	0.00
<b>Total</b>	<b>95.91</b>	<b>95.55</b>	<b>94.68</b>	<b>95.81</b>
<b>Formula (corr.)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>	<b>23(O)</b>
Si	7.272	7.024	6.766	8.072
Ti	0.001	0.016	0.009	0.002
Al	1.388	1.651	2.161	1.792
Cr	0.002	0.001	0.001	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.377	0.648	0.422	0.049
Fe <sup>2+</sup>	1.230	1.324	1.422	0.981
Mn	0.011	0.014	0.011	0.000
Mg	2.719	2.321	2.208	2.103
Ca	1.431	1.311	1.406	0.059
Na	0.810	0.957	1.012	1.893
K	0.016	0.039	0.041	0.000
<b>Total</b>	<b>15.257</b>	<b>15.308</b>	<b>15.460</b>	<b>14.952</b>



شکل ۷- نمودار طبقه بندی آمفیبولهای کلسیک - سدیک در نمونه اکلوزیت توده ای سولابست (SF22) طبق لیکه و همکاران (۱۹۹۷) که نشاندهنده ترکیب متغیری از بارونیزیت تا وینچیت می باشد.



شکل ۸ - بالا: نمودار طبقه بندی آمفیبولهای کلسیک - سدیک در نمونه D3a طبق لیکه و همکاران (۱۹۹۷). پایین: نمودار طبقه بندی آمفیبولهای سدیک در نمونه اکلوزیت دارای شیبستزیت (D3a) طبق طبقه بندی لیکه و همکاران (۱۹۹۷). پارامترهای نمودار عبارتند از:

$$Na_B > 1.50 \text{ or } Na_B = 1.5; (Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+}) > 2.5; (Al^{VI} \text{ or } Fe^{3+}) > Mn^{3+}; Li < 0.5; (Mg \text{ or } Fe^{2+}) > Mn^{2+} \\ (Na + K)_A < 0.5$$

ترکیب آمفیبولهای کلسیک - سدیک (کالکوسودیک) در نمونه‌های SF22 و D3a از باروئیزیت تا وینچیت متغیر است. بعلاوه این آمفیبولها منطقه‌بندی مشخصی نشان می‌دهند که بطور معمول در مرکز غنی از منیزیم و در حاشیه غنی‌تر از آهن می‌باشند، این وضعیت می‌تواند نشان‌دهنده تبلور آنها ضمن بالآمدن سنگ دربرگیرنده آنها باشد. آمفیبولهای سدیک نیز منطقه‌بندی شیمیایی مشخصی نشان می‌دهند و مطابق نوع اول، در مرکز غنی‌تر از منیزیم و در حاشیه غنی‌تر از آهن می‌باشند. این وضعیت نیز می‌تواند مؤید بالا آمدن آنها ضمن تبلور و رشد آنها باشد.

### کانی‌های گروه اپیدوت

این کانی‌ها عبارتند از زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و اپیدوت که نتایج تجزیه الکترون میکروپروب آنها در جدول ۶ مشاهده می‌شود. به استثناء زوئیزیت که متعلق به رخساره اکلوزیت است، این کانی‌ها حاصل دگرگونی پسروده اکلوزیت‌ها به اپیدوت آمفیبولیت‌ها می‌باشند. این کانی‌ها معمولاً در رخساره اپیدوت آمفیبولیت و رخساره‌های درجه دگرگونی پایین تر به جای سازنده آنورتیت پلاژیوکلازها بوجود می‌آیند، زیرا در این رخساره‌ها پلاژیوکلاز معمولاً آلبیت است (Hyndman, 1985).

جدول ۶- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب کانیهای گروه اپیدوت در اکلوزیت های سولابست.

(Sample No.)	D3a	SF22	TDF26	D3a	D3a
(Oxides \ Mineral)	ep-ave	ep-ave	ep - ave	Zo-ave	Cs-Core-ave
SiO <sub>2</sub>	38.35	37.66	37.56	39.10	38.48
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.08	23.45	23.61	31.82	28.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.21	12.96	12.54	1.69	6.71
MnO	0.01	0.06	0.10	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	23.48	23.13	22.86	24.09	23.51
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>97.13</b>	<b>97.27</b>	<b>96.70</b>	<b>96.73</b>	<b>96.96</b>
<b>Formula</b>	<b>12.5(O)</b>	<b>12.5(O)</b>	<b>12.5(O)</b>	<b>12.5(O)</b>	<b>12.5(O)</b>
Si	3.015	3.013	3.02	3.013	3.012
Ti	0.000	0.000	0.00	0.001	0.002
Al	2.509	2.211	2.24	2.890	2.603
Cr	0.000	0.001	0.00	0.000	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.485	0.780	0.76	0.098	0.395
Mn	0.001	0.004	0.01	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000
Ca	1.978	1.982	1.97	1.989	1.972
Na	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>7.988</b>	<b>7.991</b>	<b>7.99</b>	<b>7.992</b>	<b>7.986</b>

انواع دانه درشت کانیهای گروه اپیدوت منطقه‌بندی شیمیایی مشخصی نشان می‌دهند. این کانیها در مرکز فقیرتر از  $Fe^{3+}$  و در حاشیه غنی‌تر از  $Fe^{3+}$  می‌باشند که نشان‌دهنده کاهش فشار و دما ضمن رشد آنها می‌باشد، این وضعیت خود می‌تواند نتیجهٔ بالا آمدن آنها ضمن رشد باشد. بنابراین، آنها از عضو انتهایی کلینوزویت تا عضو انتهایی اپیدوت متغیرند. بعلاوه این کانیها بطور معمول در حاشیهٔ گارنتها مشاهده می‌شوند که نشانهٔ تشکیل آنها طی دگرگونی پسرونده فوق‌الذکر می‌باشد.

### پلاژیوکلازها

نتایج تجزیه الکترون میکروپروب این کانیها در جدول ۷ مشاهده می‌شود. همانگونه که دیده می‌شود ترکیب این کانیها آلبیت است که حاصل دگرگونی پسروندهٔ اکلویت‌ها به رخسارهٔ اپیدوت آمفیبولیت و نیز تبدیل امفاسیت و کوارتز به دیوپسید و آلبیت در مرحلهٔ ابتدایی این دگرگونی می‌باشند که قبلاً به آن اشاره شد. در رخساره‌های پرهنیت - پامپلی ایت، شیبست سبز و اپیدوت آمفیبولیت، کانیهای پرهنیت، پامپلی ایت و نیز کانیهای گروه اپیدوت به جای سازندهٔ آنورتیت پلاژیوکلازها بوجود می‌آید. همچنین مطالعات دگرگونی در نواحی مختلف نشان داده است که در فشارهای پایین تر دگرگونی، ترکیب پلاژیوکلازها کلسیک تر و در فشارهای بالاتر ترکیب پلاژیوکلازها سدیم دارتر است (هیندمن، ۱۹۸۵).

### سایر کانیهای اکلویت‌ها

کانیهای دیگری که در این سنگها به مقدار کمتر و گاهی بصورت فرعی دیده می‌شود عبارتند از کلریت، کوارتز، روتیل، اسفن و کانیهای اوپاک مانند پیریت و کالکوپیریت که در نمونه‌های دستی بخوبی مشخص است. نتایج تجزیهٔ این کانیها نیز موجود است که در اینجا به دلیل حجیم شدن مطلب از ارائهٔ آن صرف نظر می‌شود.

### ژئوترموبارومتري و بحث

مهمترین برنامه‌های کامپیوتری محاسبهٔ فشار-دمای مجموعهٔ کانیهای در حال تعادل در سنگها، برنامهٔ THERMOCALC (Holland & Powell, 1998-Version 2.75) و TWQ (Berman, 1991) می‌باشد که بطور وسیعی توسط محققین جدید و قدیم مورد استفاده قرار می‌گیرد. اغلب محققین جدیداً برنامهٔ THERMOCALC را برای این منظور مورد استفاده قرار داده‌اند (Zhao et al., 2001) که در این تحقیق نیز مورد استفاده قرار گرفته است.

جدول ۷- نتایج تجزیه الکترون میکروپروب پلاژیوکلازها در اکلوزیت‌های سولابست.

(Sample No.)	SF22	D3a
(Oxides \ Mineral)	ab - ave	ab-ave
SiO <sub>2</sub>	67.97	68.00
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.47	19.46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03
FeO	0.08	0.13
MnO	0.00	0.01
MgO	0.00	0.01
CaO	0.38	0.24
Na <sub>2</sub> O	11.72	11.74
K <sub>2</sub> O	0.02	0.03
<b>Total</b>	<b>99.66</b>	<b>99.68</b>
<b>Formula</b>	<b>8(O)</b>	<b>8(O)</b>
Si	2.984	2.985
Ti	0.000	0.001
Al	1.007	1.007
Cr	0.000	0.001
Fe <sup>2+</sup>	0.003	0.005
Mn	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001
Ca	0.018	0.011
Na	0.997	0.999
K	0.001	0.002
<b>Total</b>	<b>5.011</b>	<b>5.011</b>
<b>Na / (Na+K+Ca)</b>	<b>0.981</b>	<b>0.987</b>
<b>K / (Na+K+Ca)</b>	<b>0.001</b>	<b>0.002</b>
<b>Ca / (Na+K+Ca)</b>	<b>0.018</b>	<b>0.011</b>

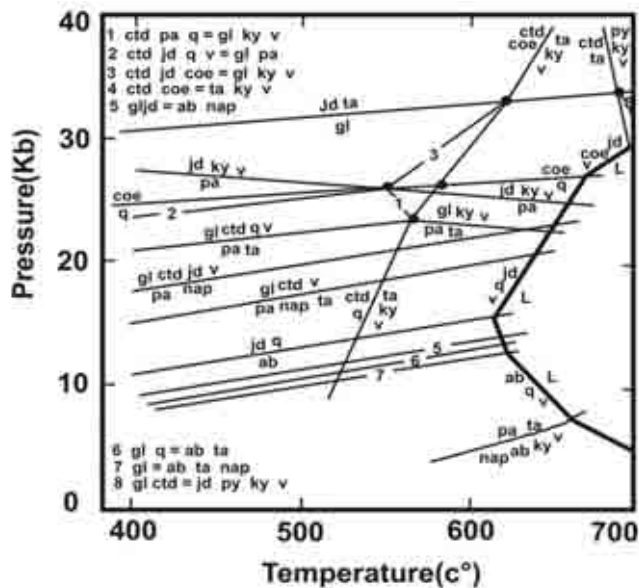
همچنین در این تحقیق، اکتیویته کانیها برای کلنوپيروكسنها با استفاده از روش هلند و پاول (Holland & Powell, 1990)، برای گارنت با روش برمن (Berman, 1990)، برای پلاژیوکلاز با روش هلند و پاول (Holland & Powell, 1992) برای میکای سفید با روش چاترجی و فلوکس (Chatterjee & Flux, 1986) برای A سایت و برای میکای سفید در سایر سایتها با استفاده از روش هلند و پاول (Holland & Powell, 1990)، برای آمفیبولهای کلسیک و نیمه کلسیک با روش دیل و دیگران (Dale *et al.*, 2000) و برای آمفیبولهای سدیک توسط روش بلانندی و هلند (Blundy & Holland, 1992) و با استفاده از نتایج تجزیه‌های الکترون میکروپروب که در گروه علوم زمین دانشگاه منچستر انگلستان) روی کانیها انجام شده است، محاسبه شده است. کوارتز، خالص فرض شده است. لازم به ذکر است که برای تخمین میزان درصد Fe<sup>3+</sup> بعضی از کانیها از معادله دروپ (Droop, 1987) استفاده شده است.

در این تحقیق با استفاده از نمودارهای P-T که توسط واکنشهای تعادلی دگرگونی محاسبه شده توسط برنامه ترموکالک ترسیم شده است، فشار-دمای مجموعه کانی‌های در حال تعادل بصورت نموداری بدست آمده است که واکنشهای تعیین کننده این فشار-دما و یا محدوده فشار-دمایی نیز تعیین شده است.

نتایج ترموبارومتري اکلوزیها که توسط نرم افزار THERMOCALC هلند و پاول (Holland & Powell, 1998-Version 3.1, 2001) و نیز با استفاده از روشهای دیگر ترموبارومتري بدست آمده است، به قرار زیر می‌باشد:

در نمونه SF22 که اکلوزیت منطقه سولابست با بالاترین مقدار امفاسیت و گارنت می‌باشد، مجموعه کانیهای در حال تعادل در پیک عبارتند از: امفاسیت+ گارنت+ گلوکوفان+ میکای سفید(دروپ و فتوحی راد، ۲۰۰۳ - مکالمه شخصی). لازم به ذکر است که طبق نظر دکتر دروپ، استاد پترولوژی دگرگونی دانشگاه منچستر انگلستان، گلوکوفان و امفاسیت در مجموعه کانیایی فوق و نیز نمونه اکلوزیت D3a با سایر کانیها در حال تعادل می‌باشند. همچنین همانگونه که در بخش پتروگرافی عنوان شد، همراهی گلوکوفان با امفاسیت در حال تعادل توسط محققین مختلفی از نقاط دیگری از جهان در اوج رخساره اکلوزیت گزارش شده است (Holland, 1979, 1988; Giaramita & Sorensen, 1994; Chalot-Part *et al.*, 2003). هلند (۱۹۸۸) معتقد است که فشار آب بالا در محیط تبلور اکلوزیت‌های Tauern Window باعث شده است که مجموعه کانیایی گارنت+ امفاسیت+ کیانیت+ کوارتز+ گلوکوفان+ تالک + پاراگونیت+ دولومیت + روتیل + پیریت در این اکلوزیت‌ها بصورت تعادلی تشکیل شود. نامبرده روابط فازی محاسبه شده برای مجموعه‌های گلوکوفان دار را مطابق نمودار شکل ۹ محاسبه نموده و بدست آورده است. طبق این نمودار گلوکوفان در فشارهای بالای ۲۰ کیلو بار تا دماهای نزدیک ۷۰۰ درجه سانتیگراد نیز می‌تواند پایدار باشد. بنا براین رخساره اکلوزیت با حضور امفاسیت و گارنت حاوی پیروپ با یا بدون گلوکوفان، پاراگونیت، کوارتز، کیانیت، روتیل و ... در سنگ‌های با ترکیب شیمیایی اولیه متفاوت مشخص می‌شود. همراهی سلیت سدیک بصورت تعادلی با مجموعه کانیایی آلبیت+ اپیدوت+ بیوتیت + هورنبلند در سنگهای دگرگونی Tauern Window توسط دروپ (۱۹۸۲) نیز گزارش شده است. بنا بر این در شرایط فشار آب بالا، امکان حضور گلوکوفان و امفاسیت بصورت تعادلی با سایر کانیهای مجموعه کانیایی رخساره اکلوزیت وجود دارد.





شکل ۹- روابط فازى محاسبه شده در سيستم NMASH كه محدوده پایداری گلوکوفان در فشار بالای آب را نشان می‌دهد و شامل فازهای زیر است:

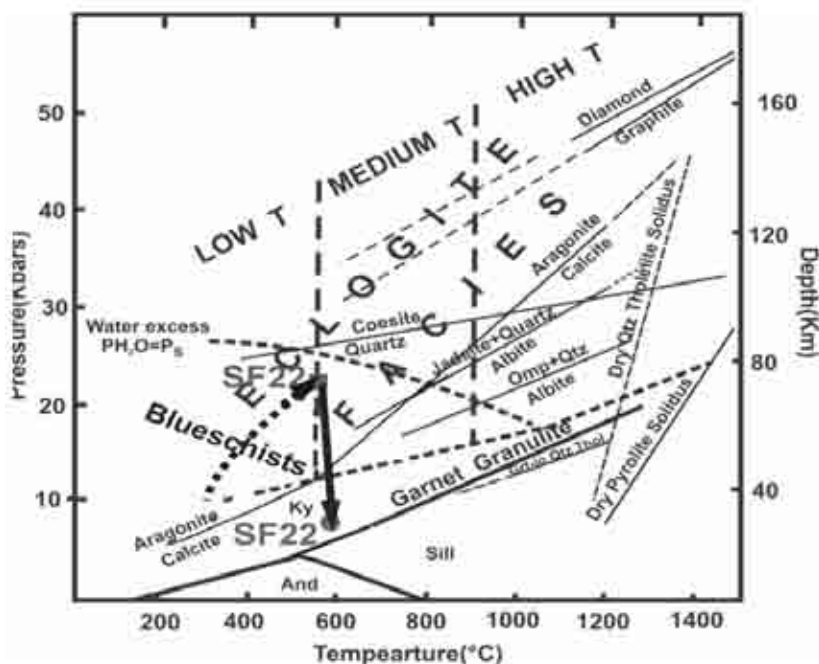
Gl=glaucophane, ctd=chlorotoid, jd=jadeite, py=pyrope, ky=kyanite,  
 coe=coesite, q=quartz, pa=paragonite, ta=talc, ab=albite(high), nap=soda  
 phlogopite, v=aqueous vapour, l=liquid  
 (after Holland,1988)

براساس این مجموعه کانیائی در حال تعادل در اوج رخساره اكلوژيت، مطابق ذیل دمای ۱۱۰ ± ۵۵۳ درجه سانتیگراد و فشار پیک ۳/۵ ± ۲۲/۰ کیلوپار برای سنگ مذکور بدست آمده است (جدول ۸ و شکل ۱۰).

avP	sd	avT	sd	cor	fit	
lsq	22.0	3.5	553	110	0.414	0.03
fit (= sd(fit)) < 1.96						

جدول ۸- دما و فشار پیک اکلوزیت‌های سولابست بر اساس ترموکالک و مقایسه آنها با دماها بر اساس ترمومترهای گارنت - پیروکسن کراگ (۱۹۸۸) و الیس و گرین (۱۹۷۹).

شماره نمونه و نام سنگ	رخساره دگرگونی	THERMOCALC P&T	FIT	ترمومتر الیس و گرین (۱۹۷۹)	ترمومتر کراگ (۱۹۸۸)
اکلوزیت SF22	اکلوزیت	T=553±110°C P=22.0± 3.5Kb	0.03	T=553 °C in P=20 Kb	T=475 °C in P= 20 Kb
اکلوزیت D3a	اکلوزیت	T=496±36°C P=26.4 ±1.7 Kb	1.08	T=524 °C in P=20 Kb	T=444 °C in P= 20 Kb



شکل ۱۰- P-T- Path اکلوزیت توده ای منطقه سولابست (SF22) که اوج رخساره اکلوزیت در فشار بالاتری از رخساره دگرگونی پسرونده اپیدوت آمفیبولیت مشخص شده است. برای تعیین بهتر نوع اکلوزیت و نیز تعبیر و تفسیر بهتر این سنگ ها این مسیر فشار - دمایی در شبکه پتروژنیتیکی - $P_s$  T (اقتباس از کارسول، ۱۹۹۰) که نشاندهنده وضعیت پایداری رخساره اکلوزیت، انواع اکلوزیت دمایی پایین (LOW T)، دمایی متوسط (MEDIUM T) و دمایی بالا (HIGH T) بر اساس کارسول (۱۹۹۰) و نیز سالیدوس پیرولیت و کوارتز تولیت خشک است، ترسیم شده است (نمودار اقتباس از کارسول، ۱۹۹۰ که رسم مجدد شده است).

مقدار عدد فیت (میزان طباق محل تقاطع واکنشهای تعادلی که در محاسبه مورد استفاده قرار گرفته) بسیار کم ۰.۳٪ که بسیار کمتر از ۱/۹۶ می‌باشد، نشانه دقت بسیار بالا و اطمینان زیاد در صحت دما و فشار محاسبه شده فوق‌الذکر است. ترموکالک این دما و فشار را بر اساس واکنشهای دگرگونی تعادلی مستقل زیر و با استفاده از اکتیویته اعضا انتهایی کانیهای در حال تعادل در اوج رخساره اكلوژيت در سنگ فوق‌الذکر محاسبه نموده است.

- 1)  $py + 3hed = alm + 3di$
- 2)  $py + 2gr + 3cel = 6di + 3mu$
- 3)  $2gr + alm + 3fcel = 6hed + 3mu$

جهت اطمینان و مقایسه دمای تشکیل اوج رخساره اكلوژيت در این نمونه (SF22) از ترمومتر گارنت - کلینو پیروکسن الیس و گرین (Ellis & Green, 1979) نیز استفاده شده است. این ترمومتر براساس ترکیب شیمیایی متوسط حاشیه‌های گارنت ناحیه آنالیز شده D در مقطع نازک صیقلی و ترکیب شیمیایی متوسط امفاسیت، دمای ۵۵۳ درجه سانتیگراد در فشار فرضی ۲۰ کیلو بار (جدول ۸) بدست داده است که دمایی دقیقاً مطابق دمای محاسبه شده توسط ترموکالک می‌باشد. همچنین براساس گارنت با حداکثر مقدار منیزیم و میانگین امفاسیت توسط ترمومتر مذکور دمای ۵۹۱ درجه سانتیگراد در فشار مفروض ۲۰ کیلو بار بدست آمده است. براساس محاسبات ترموکالک، برای مرحله دگرگونی پس‌رونده این سنگ (SF22)، یعنی رخساره اپیدوت آمفیبولیت مطابق ذیل دمای  $۵۹۲ \pm ۸۶$  درجه سانتیگراد و فشار  $۷/۴ \pm ۲/۶$  کیلو بار بدست آمده است (شکل ۱۱ و جدول ۹).

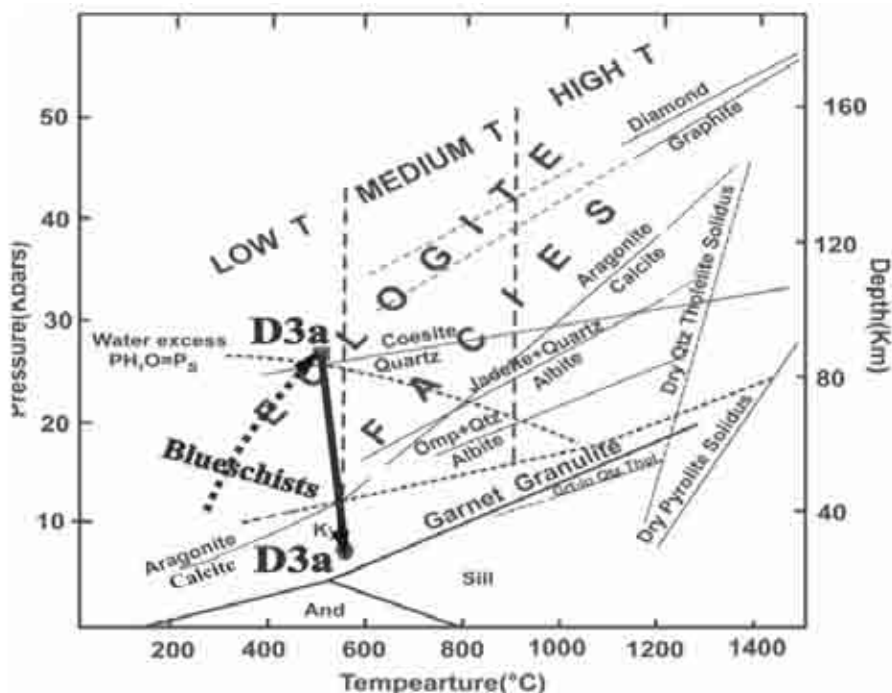
	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	7.4	2.6	592	86	0.779	1.59
	fit (= sd(fit)) < 1.73					

در این مورد مقدار عدد فیت ۱/۵۹ که کمتر از ۱/۷۳ می‌باشد، نشانه اطمینان در صحت دما و فشار محاسبه شده فوق‌الذکر است. ترموکالک این دما و فشار را بر اساس واکنشهای دگرگونی تعادلی مستقل زیر و با استفاده از اکتیویته اعضا انتهایی کانیهای در حال تعادل در اوج رخساره اپیدوت آمفیبولیت در اكلوژيت فوق‌الذکر محاسبه نموده است.

- 1)  $2clin + 4ab = 2gl + ames + 2H_2O$
- 2)  $tr + daph = fact + clin$
- 3)  $13tr + 21ts + 14parg + 16clin + 162ab = 48cz + 88gl$
- 4)  $192cz + 29tr + 28gl + 98clin = 165ts + 56parg + 324H_2O$

جدول ۹- دما و فشار رخساره دگرگونی پسرونده آیدوت آمفیبولیت در اکلوزیت سولابست بر اساس ترموکالک و مقایسه آن با دما بر اساس آمفیبول پلاژیوکلاز - ترمومتر بلاندى و هلند(۱۹۹۴).

شماره نمونه و نام سنگ	رخساره دگرگونی	THERMOCALC P&T	FIT	ترمومتر بلاندى و هلند(۱۹۹۴)
SF22 اکلوزیت	ایدوت آمفیبولیت	T=592± 86°C P=7.4± 2.6Kb	1.59	T=521 °C in P= 6 Kb
D3a اکلوزیت	ایدوت آمفیبولیت	T=549± 55°C P=6.7± 2.1Kb	1.56	T=524 °C in P= 6 Kb



شکل ۱۱- P-T- Path اکلوزیت دارای شیبستوزینه منطقه دمدمه - سولابست(D3a) که اوج رخساره اکلوزیت در فشار بالاتری از رخساره دگرگونی پسرونده آمفیبولیت مشخص شده است. برای تعیین بهتر نوع اکلوزیت و نیز تعبیر و تفسیر بهتر این سنگ ها این مسیر فشار - دمایی در شبکه پتروژنتیکی  $P_s-T$  ( اقتباس از کارسول، ۱۹۹۰) که نشاندهنده وضعیت پایداری رخساره اکلوزیت، انواع اکلوزیت دمای پایین (LOW T)، دمای متوسط (MEDIUM T) و دمای بالا (HIGH T) بر اساس کارسول (۱۹۹۰) و نیز سالیدوس پیرولیت و کوارتز تولیت خشک است، ترسیم شده است (نمودار اقتباس از کارسول، ۱۹۹۰ که رسم مجدد شده است).

برای این مرحله از دگرگونی، آمفیبول - پلاژیوکلاز ترمومتر هلند و بلانندی (Holland & Blundy, 1994) و نرم افزار ارائه شده برای این نوع ترمومتري یعنی Hb-Pl-Thermometry Software، دمای ۵۰۱ درجه سانتیگراد در فشار مفروض ۴ کیلوبار، ۵۱۱ درجه در فشار ۵ کیلوبار، ۵۲۱ درجه در فشار ۶ کیلوبار و ۵۶۰ درجه در فشار ۱۰ کیلوبار داده است که این دماها توسط برنامه کامپیوتري آن و نیز با استفاده از فرمول آن محاسبه شده است (جدول ۹).

لذا در مجموع می توان چنین نتیجه گرفت که اکلوزیت توده ای سولابست با توجه به منطقه بندی شیمیایی گارنتهای آن که از مرکز به حاشیه غنی تر از منیزیم شده اند، و با توجه به نتایج فوق، مسلماً در ابتدا طی یک مرحله افزایش فشار - دمایی، گارنتها و سایر کانیهای اصلی آن رشد نموده اند و این سنگ به اوج دما و فشار خود در اعماق حدود ۷۰ کیلومتري (فشار اوج ۲۲/۰ کیلوبار) رسیده است (شکل ۱۰). سپس با توجه به بافتهای میکروسکوپی و نیز دما و فشار بدست آمده برای رخساره اپیدوت آمفیبولیت طی کاهش فشار آدیباتیک به طرف سطح زمین حرکت نموده است و با کاهش فشار بطور بخشی به رخساره اپیدوت آمفیبولیت تبدیل شده است (شکل ۱۰). چنین مسیر فشار- دمایی شاهدهی بر تحولات این سنگ طی یک فرآیند فرورانش و سپس بالا آمدگی بعدی آن می باشد.

D3a نمونه دیگری از اکلوزیت های منطقه سولابست است که بر اساس مجموعه کانیایی در حال تعادل گارنت+ امفاسیت+ گلوکوفان+ میکای سفید + کوارتز دمای پیک آن  $496 \pm 36$  درجه سانتیگراد و فشار پیک آن  $26.4 \pm 1.7$  کیلوبار بدست آمده است (جدول ۸ و شکل ۱۱).

$$\begin{aligned} \text{avT} &= 496^{\circ}\text{C}, \text{sd} = 36, \\ \text{avP} &= 26.4 \text{ kbars}, \text{sd} = 1.7, \text{sigfit} = 1.08 \\ \text{fit} &= (\text{sd}(\text{fit})) < 1.61 \end{aligned}$$

مقدار عدد فیت ۱/۰۸ که کمتر از ۱/۶۱ می باشد، نشانه دقت و اطمینان زیاد در صحت دما و فشار محاسبه شده فوق الذکر است. ترموکالک این دما و فشار را بر اساس واکنشهای دگرگونی تعادلی مستقل زیر و با استفاده از اکتیویته اعضا انتهایی کانیهای در حال تعادل در اوج رخساره اکلوزیت در سنگ فوق الذکر محاسبه نموده است.

- 1)  $15\text{hed} + 12\text{zo} = 13\text{gr} + 5\text{alm} + 12\text{q} + 6\text{H}_2\text{O}$
- 2)  $\text{py} + 3\text{hed} = \text{alm} + 3\text{di}$
- 3)  $\text{py} + 2\text{gr} + 3\text{cel} = 6\text{di} + 3\text{mu}$
- 4)  $2\text{gr} + \text{alm} + 3\text{fcel} = 6\text{hed} + 3\text{mu}$
- 5)  $3\text{fcel} + 4\text{pa} = \text{alm} + 4\text{jd} + 3\text{mu} + 4\text{q} + 4\text{H}_2\text{O}$

جهت اطمینان و مقایسه دمای تشکیل اوج رخساره اکلوزیت در این نمونه (D3a) از ترمومتر گارنت - کلینو پیروکسن الیس و گرین (Ellis & Green, 1979) نیز استفاده شده است. این ترمومتر بر اساس ترکیب شیمیایی متوسط حاشیه‌های گارنت ناحیه آنالیز شده A در مقطع نازک صیقلی و ترکیب شیمیایی متوسط امفاسیت، دمای ۵۲۴ درجه سانتیگراد در فشار فرضی ۲۰ کیلو بار (جدول ۸) بدست داده است که دمایی نزدیک به دمای محاسبه شده توسط ترموکالک با توجه به انحراف معیار ۳۶ درجه سانتیگراد آن می‌باشد. همچنین بر اساس گارنت با حداکثر مقدار منیزیم و میانگین امفاسیت توسط ترمومتر مذکور دمای ۵۸۱ درجه سانتیگراد در فشار مفروض ۲۰ کیلو بار بدست آمده است.

بر اساس محاسبات ترموکالک، برای مرحله دگرگونی پسرونده این سنگ (D3a)، یعنی رخساره اپیدوت آمفیبولیت مطابق ذیل دمای  $55 \pm 549$  درجه سانتیگراد و فشار  $2/1 \pm 6/7$  کیلو بار بدست آمده است (شکل ۱۱ و جدول ۹).

$$\begin{array}{cccccc} \text{avP} & \text{sd} & \text{avT} & \text{sd} & \text{cor} & \text{fit} \\ \text{lsq} & 6.7 & 2.1 & 549 & 55 & 0.758 & 1.56 \\ \text{fit} (= \text{sd}(\text{fit})) & & & & & & < 1.39 \end{array}$$

در این مورد نیز مقدار عدد فیت ۱/۳۹ که کمتر از ۱/۵۶ می‌باشد، نشانه اطمینان در صحت دما و فشار محاسبه شده فوق‌الذکر است. ترموکالک این دما و فشار را بر اساس واکنش‌های دگرگونی تعادلی مستقل زیر و با استفاده از اکتیویته اعضا انتهایی کانیهای در حال تعادل در اوج رخساره اپیدوت آمفیبولیت در اکلوزیت فوق‌الذکر محاسبه نموده است.

- 1) east + cel = phl + mu
- 2) phl + ames = east + clin
- 3) 2clin + 4ab = 2gl + ames + 2H<sub>2</sub>O
- 4) 16cz + 22phl + 2clin + 70q = 3tr + 13ts + 22cel
- 5) tr + 3ts + 7cel = 4cz + 7phl + 21q + 2H<sub>2</sub>O
- 6) 8cz + 11ann + daph + 2fcel + 35q = 8fact + 13mu
- 7) 5phl + 3daph = 5ann + 3clin
- 8) phl + 3ames + 3fcel = ann + 3clin + 3mu
- 9) 5ames + 9fcel = 3ann + 4clin + 6mu + 7q + 4H<sub>2</sub>O
- 10) 24ts + 70parg + 81cel = 78cz + 16tr + 35gl + 81phl + clin

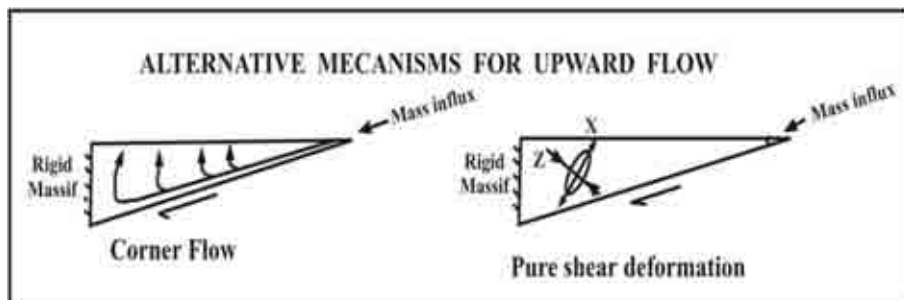
برای این مرحله از دگرگونی، آمفیبول - پلاژیوکلاز ترمومتر هلند و بلانندی (Holland & Blundy, 1994) و نرم افزار Hb-Pl-Thermometry Software، ارائه شده برای این نوع ترمومتری یعنی، دمای ۵۲۰°C، در فشار مفروض ۴ کیلو بار، ۵۲۴ درجه در فشار ۵ کیلو بار، ۵۲۶ درجه در فشار ۶ کیلو بار و ۵۳۶ درجه در فشار ۱۰ کیلو بار داده است که این دماها توسط برنامه کامپیوتری آن و نیز با استفاده از فرمول آن محاسبه شده است (جدول ۹).

بنا بر این بطور کلی با توجه به نتایج فوق الذکر می‌توان چنین نتیجه گرفت که اکلوزیت دارای شیسستوزیتة دمدمه (D3a) با توجه به منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌های آن که از مرکز به حاشیه غنی‌تر از منیزیم شده‌اند، مسلماً در ابتدا با افزایش عمق، گارنت‌ها و سایر کانیه‌های اصلی آن رشد نموده‌اند و به اوج دما و فشاری خود در اعماق حدود ۹۰ کیلومتری (فشار اوج ۲۶/۴ با انحراف معیار ۱/۷ کیلوبار) رسیده است (شکل ۱۱). سپس با توجه به بافتهای میکروسکوپی و نیز دما و فشار بدست آمده برای رخساره اپیدوت آمفیبولیت به طرف سطح زمین حرکت نموده است و با کاهش سریع فشار بطور بخشی به رخساره اپیدوت آمفیبولیت تبدیل شده است. چنین مسیر فشار - دمایی شاهدی بر تحولات این سنگ طی یک فرآیند فروانش و سپس بالا آمدگی سریع بعدی است (شکل ۱۱).

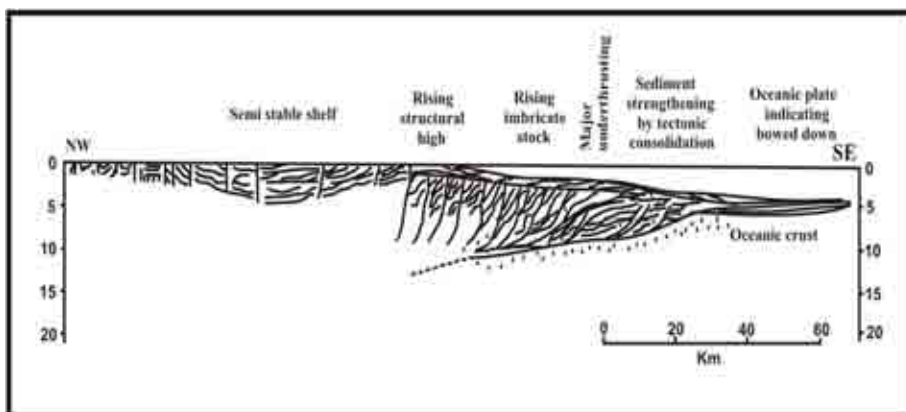
بطوری که در نمودار پتروژنتیک شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، نقطه اوج دگرگونی رخساره اکلوزیت در اکلوزیت دارای شیسستوزیتة دمدمه (D3a) در میدان اکلوزیت‌های دمایی پایین کارسول (۱۹۹۰) قرار گرفته است. بنا بر این از لحاظ طبقه‌بندی اکلوزیت‌ها می‌توان آن را در گروه اکلوزیت‌های دمایی پایین (کارسول، ۱۹۹۰) طبقه‌بندی نمود. این نوع اکلوزیتها مختص مناطق فروانش می‌باشند (کارسول، ۱۹۹۰؛ کارسول و دیگران، ۱۹۹۷). بطوری که مشاهده می‌شود این نمونه یک مسیر فشار - دمایی در جهت عقربه‌های ساعت با افزایش دمایی ناچیز طی کاهش فشار از رخساره اکلوزیت به اپیدوت آمفیبولیت را طی نموده است (شکل ۱۱). این افزایش گرادیان زمین گرمایی به جابجایی زون فروانش به طرف غرب و توقف توده‌های سنگی بالا رونده در مسیر بالا آمدن آنها که منجر افزایش گرادیان دمایی شده و همچنین به واکنشهای آبدگیری گرمازا طی تبدیل اکلوزیت به اپیدوت آمفیبولیت مربوط می‌باشد.

نمونه TDF26 که بخشهایی باقیمانده از رخساره اکلوزیت در مقطع میکروسکوپی آن دیده می‌شود و در حقیقت بخش اعظم آن به اپیدوت آمفیبولیت تبدیل شده است، به دلیل عدم وجود کانیه‌های کافی در حال تعادل برای اوج رخساره اکلوزیت، دما و فشار مشخصی توسط ترموکالک برای آن بدست نیامد. لذا تنها توسط ترمومتر گارنت - کلینوپیروکسن الیس و گرین (Ellis & Green, 1979) دمایی تبلور پیک دگرگونی رخساره اکلوزیت آن محاسبه شد. بر اساس گارنت و کلینوپیروکسن آنالیز شده شماره ۴ (جدول های شماره ۱ و ۳) که با هم مجاور و در تعادل هستند، در فشار ۱۵ کیلوبار دمایی ۵۴۷ درجه سانتیگراد بدست آمد. گارنت و کلینوپیروکسن شماره ۵ (جدول های شماره ۱ و ۳) دمایی ۵۹۲ درجه سانتیگراد را در فشار ۱۵ کیلوبار بدست داد. این دماها مطابق دماهای اکلوزیت‌های دمایی پایین کارسول (Carswell, 1990) می‌باشد.

ترکیبی از روابط صحرائی، شواهد بافتی، ترکیبات کانیایی، واکنشهای کانیایی و داده‌های ترمودینامیکی سنگ‌های رخساره اکلوزیت در مجموعه افیولیتی سولاپست بیرجند، یک مسیر T-P مطابق جهت حرکت عقربه‌های ساعت را برای این سنگها پیشنهاد می‌نماید (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). اگر چه به دلیل نبود مجموعه‌های کانیایی در حال تعادل قبل از مرحله پیک اکلوزیتی، وضعیت فشار - دمایی قبل از پیک نمی‌تواند با اطمینان مشخص شود، ولی بخش کلیدی مسیر فشار - دمایی، بر اساس نتایج ترموبارومتري فوق الذکر بخوبی مشخص شده است.



شکل ۱۲- مدلهایی که ممکن است دلیل الگوهای بالا آمدگی مشاهده شده در سیستمهای جلوی کمانی باشد. در شکل سمت راست X جهت ماکزیم کشش و Z جهت ماکزیمم کوتاه شدگی است. فرض شده است X و Z با میدان استرس ثانویه ساده که بوسیله زیر راندگی دینامیکی ایجاد شده، هم محور باشد؛ یعنی استرس اصلی ماکزیمم نسبت به حد و مرز جنبشی زاویه ۴۵ می‌سازد. (پاولیس و برون، ۱۹۸۳؛ اقتباس از نیکولاس، ۱۹۸۹).



شکل ۱۳- راندگی موازی و پوششی، کج شدگی پیشرونده و بالا آمدن توده‌های موازی که بوسیله زون فرورانش کودیاک (آلاسکا) شرح داده شده است (از وان هونه، ۱۹۷۸؛ اقتباس از نیکولاس، ۱۹۸۹).



نتایج بدست آمده وجود سنگهای دگرگونی رخساره اكلوژيت را در زون دگرگونی بخش شرقی افیولیت منطقه سولابست (جنوب شرق بیرجند) اثبات می نماید. پیک دمای این سنگها نشان می دهد که این سنگها در گروه اكلوژیت های دمای پایین تا متوسط کارسول (Carswell, 1990) و یا گروههای C و B اكلوژیت های کلمن و دیگران (Coleman et al., 1965) قرار می گیرند که این اكلوژیتها بترتیب خاص مناطق فرورانش و برخورد صفحات هستند (کارسول، ۱۹۹۰، کارسول و دیگران، ۱۹۹۷). از طرفی، آنالیزهای سنگ کل این سنگهای دگرگونی فشار با لا (فتوحی راد، ۱۳۷۵، ۱۳۸۳) نشان داده که پروتولیت این سنگها، بازالتها یا گابروهای تولیتی غنی از منیزیم مربوط به زون گسترش کف اقیانوسها بوده اند. آنالیزهای سنگ کل بعضی از این سنگها در توضیح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک نیز همین نکته را بدست می دهد (Maorizot et al., 1980). همچنین مطالعات صحرایی ساخت بالشی را برای بعضی از این سنگها نشان می دهد که می تواند مؤید مطلب فوق الذکر باشد. بعلاوه ترکیب سنگ کل این اكلوژیتها در میدان MORB و IAT دیاگرام  $P2O_5 - TiO_2 - MnO$  ویلسون (Wilson, 1989, 1995) قرار می گیرد (فتوحی راد، ۱۳۷۵). بنا بر این پروتولیت این سنگها می تواند بازالتها یا گابروهای وابسته به بخش قوقانی توالی افیولیتی منطقه باشد.

لذا بر اساس مطالعات قبلی و تلفیق آن با نتایج این مطالعه، سنگهای دگرگونی فشار بالای زون دگرگونی بخش شرقی افیولیت سولابست بیرجند، طی فرآیند دگرگونی ناحیه ای دینامو ترمال پیشرونده فشار بالا- دمای پایین به مرحله پیک خود رسیده اند. این فرآیند می تواند فرآیند فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک هلمند و متعاقب آن برخورد این دو ورقه باشد که تیرول و همکاران (Tirrul et al., 1983) نیز آن را عنوان نموده اند. بنا بر این طی این فرآیند، سنگهایی که به عمق بیشتری رسیده اند و در واقع سپس به سطح بازگشته اند، در ابتدا به رخساره اكلوژیت و در مرحله بالآمدن به رخساره آمفیبولیت تا اپیدوت آمفیبولیت تغییر یافته اند. همچنین نتایج ترموبارومتري (وجود اكلوژیت نوع دمای متوسط در منطقه) و شواهد صحرایی و تلفیق آنها با نتایج مطالعات قبلی نشان می دهد که حرکات تکتونیکی در شرق بیرجند و در نتیجه در شرق ایران در نهایت منجر به برخورد دو ورقه بلوک لوت و هلمند شده است. براساس نتایج ترموبارومتري بعضی از اكلوژیتها در گروه B اكلوژیت های کلمن و دیگران (Coleman et al., 1965) و گروه دمای متوسط کارسول (Carswell, 1990) قرار می گیرند که این اكلوژیتها طبق نظر محققین اكلوژیتها (Carswell, 1990; Carswell et al., 1997) در رژیمهای تکتونیکی برخوردی تشکیل می شوند.

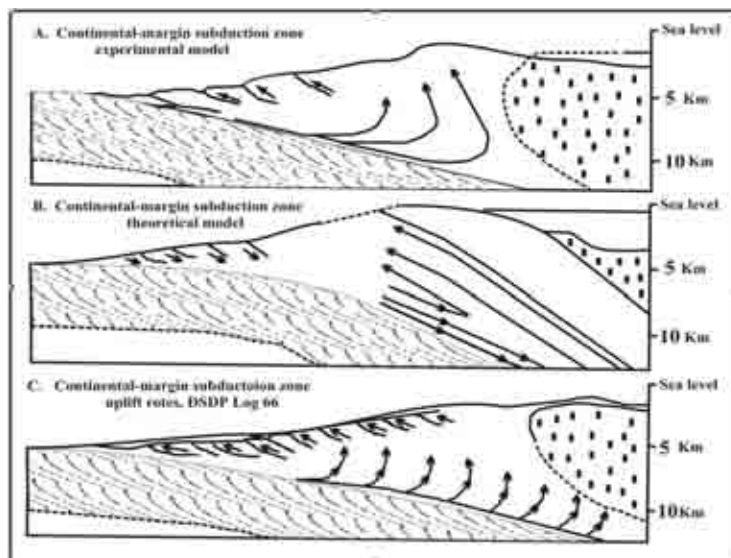
دگرگونی پسروده اکلوزیتها توسط شواهد بافتی مانند تبدیل گارنتها از حاشیه به آمفیبول، اپیدوت، آلبیت و کلریت و جایگزینی امفاسیت در ابتدا توسط دیوپسید و آلبیت و سپس توسط آمفیبول و آلبیت تأیید می‌شود.

بر اساس نتایج ترموبارومتري برای مرحله دگرگونی پسروده، شواهد بافتی و نیز شواهد صحرایی و مطالعات قبلی، پس از مرحله فرورانش اولیه، این سنگها تحت تأثیر راندگی که به احتمال قوی خود طی فرآیند برخورد دو بلوک لوت و هلمند (افغان) انجام شده است، به طرف سطح زمین بازگشته‌اند. منطقه‌بندی بعضی از آمفیبولها نیز علاوه بر منطقه‌بندی گارنتها مؤید این فرآیند بالآمدن است؛ زیرا در بخش مرکزی غنی تر از منیزیم و در حاشیه غنی تر از آهن می‌باشند.

در مورد چگونگی برگشت اکلوزیتها از اعماق حدود ۷۰ تا ۹۵ کیلومتری صفحه فرورونده به اعماق کم و یا سطح زمین در مناطق مشابه محققین پترولوژی دلایل و شواهدی ارائه کرده‌اند که این شواهد در منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود. به عنوان مثال نیکولاس (۱۹۸۹)، دومکانیزم اصلی در این خصوص عنوان کرده است، که یکی از آنها تأثیر گراویده و دیگری نیروهای تکتونیکی می‌باشد. لاکوود (۱۹۷۲) و مور (۱۹۸۴) برای این جابجایی، حمل توسط یک دیپایر سرپانتینی را عنوان نموده‌اند (نیکولاس، ۱۹۸۹)، که در این مورد اثر وزن مخصوص حیاتی است (لازم به ذکر است که در منطقه مورد مطالعه در مجاورت سنگهای مورد بحث، سرپانتینیتها و تالک شیبستها مشاهده می‌شوند)؛ نیکولاس (۱۹۸۹) عنوان داشته است که در این مورد آب باید یک عامل کمکی باشد. همچنین آب می‌تواند باعث روان گونگی رسوبات احتمالی که توسط پوسته فرورنده، فرورفته‌اند، شده و منجر به دیاپیرسم شود.

از طرفی اگر فرض کنیم گوه‌های بهم افزوده در محل برخورد دو صفحه شکل‌هندسی ساده‌ای مطابق شکل ۱۲ داشته باشند و با رسوبات ضعیف و نرم پرشوند، مدل‌های تکتونیکی یا بریک جریان برگشتی بصورتی که توسط کان و سیلینگ (۱۹۸۷) و کلوز (۱۹۸۲) عنوان شده دلالت می‌کنند (نیکولاس، ۱۹۸۹) و یا بر یک دگرشکلی برشی خالص تکیه می‌نمایند. دگرشکلی مزبور می‌تواند توسط حرکت شیبدار پیشرونده خرده بلوکهای رانده شده بعنوان نتیجه بالا آمدگی اغلب قطعات رانده شده داخلی حاصل شود. جریان برگشتی می‌تواند توسط رسوبات غیرمترکم و نرم گودال که همراه قطعه فرورنده بصورت مکانیکی به عمق مذکور رسیده‌اند و بوسیله اثرات گوشه‌های هندسی پی‌سنگ جلوی کمانی نشأت بگیرد (نیکولاس، ۱۹۸۹) (شکل ۱).

مدلهای دیگری نیز جهت برگشت این سنگها عنوان شده است (شکل ۱۴). به این صورت که نیروهای کششی در بالای گوه‌های بهم افزوده، باعث حرکت مواد به سمت بالا می‌شود که برای یک ارتفاع بحرانی، نیروی کلی ناشی از وزن سازندهای گوه‌ها، از قدرت مکانیکی آنها متجاوز شده، باعث ایجاد نیروی کششی می‌شود، لذا مواد می‌توانند به سمت بالا حرکت نمایند و سازندهای عمیق می‌توانند بوسیله ترکیبی از عمل کشش و فرسایش رخنمون یابند. لازم به ذکر است که مطالعات صحرایی در فرانسیسکن کالیفرنیا، وجود این نیروهای کششی را در این مجموعه‌ها ثابت نموده است (جایکو و دیگران، ۱۹۸۷؛ اقتباس از جی‌ارامیتا و سورنسون، ۱۹۹۴). بطور کلی، نیروهای تکتونیکی، سرپنتینی شدن سنگ‌های اطراف اکلوزیت‌ها، روان‌گونی حاصل از آب آزاد شده از واکنشهای آبزای دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، کاهش فشار ناشی از نیروهای تکتونیکی کششی محلی و راندهای گسلی از مهمترین عوامل بالا آمدن اکلوزیت‌ها بوده است.



شکل ۱۴- مدل‌های جریان برگشتی A- مدل دینامیکی واحدهای رسی یک منطقه فرورانش توسط کان و سیلینگ (۱۹۷۸) B- مدل تئوری گوه‌های رشدی فرانسیسکن بصورت سیالات نیوتن، توسط کلوز (۱۹۸۰) C- مدل کششی در بالای گوه رشدی از پلات (۱۹۸۶). مقیاس افقی معادل مقیاس عمودی است. پیکانهای دوتایی مسیر ذرات را نشان می‌دهد (اقتباس از نیکولاس، ۱۹۸۹).

## نتایج

- فشار و دمای متفاوت بدست آمده برای اکلوزیت‌ها (۴۹۶ تا ۵۹۲ درجه سانتی گراد و ۲۲/۰ تا ۲۶/۴ کیلو بار)، نشان می دهد که این سنگ ها در اعماق حدود ۷۰ تا ۹۰ کیلومتری متحمل دگرگونی ناحیه ای دیناموترمال فشار بالا - دمای پایین شده ، سپس در فشار و دمای متوسط (گرادیان باروین) به سطح زمین باز گشته اند.
- گرادیان زمین گرمایی پایین خاص مناطق فرورانش بدست آمده توسط محاسبات ترموبارومتری برای اکلوزیت های منطقه مورد مطالعه، نشان می دهد که این سنگ ها طی فرآیند فرورانشی که در شرق ایران در انتهای کرتاسه رخ داده است، متحمل دگرگونی فشار بالا- دمای پایین فوق الذکر شده اند. در این فرآیند پوسته اقیانوسی (گابرو، بازالت و رسوبات اقیانوسی همراه) ضمن فرورانش به اکلوزیت تبدیل شده و سپس این ورقه اقیانوسی با سرعت به سطح زمین برگشته (به دلیل دگرگونی برگشتی ناقص) و در مسیر برگشت متحمل دگرگونی دمای پایین (۴۶۹ تا ۵۹۲ درجه سانتیگراد) و فشار پایین تا متوسط (۵ تا ۷ کیلو بار) شده است.
- وجود و همراهی شیبست های آبی با اکلوزیت‌هایی با دو ساخت متفاوت در منطقه مورد مطالعه و در زون دگرگونی بخش شرقی مجموعه افیولیتی، می تواند نشان دهنده اعمال فرآیند فرورانش در شرق ایران باشد که با راندگی حاصل از برخورد دو بلوک لوت و هلمند، دنبال شده باشد.

## References

- Berman, R.G. (1990) *Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets*. American Mineralogist, **75**, 328-344.
- Berman, R.G. (1991) *Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications*. Canadian Mineralogist, **29**, 833-855.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B. (1992) *Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometry*: Reply to the comment of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson. Contrib Mineral Petrol, **111**, 269- 272.
- Bucher, K. and Frey, M. (1994) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6<sup>th</sup> edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Printed in Germany. 318P.
- Carswell, D.A. (1990) *Eclogite Facies Rocks*. First published.
- Carswell D.A. (1997) *Thermobarometry of phengite bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China*. Journal of Metamorphic Geology, **15**, 239-252.
- Chalot-Part, F. (2003) *No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps)*. Lithos **69**, 69-103.

- Chatterjee, N., Flux, S. (1986) *Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite solid solutions at high temperatures and pressures and their geological applications*. Journal of Petrology. **27**, 677-693.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W. (1965) *Eclogites and Eclogites: their differences and similarities*. Geological Society of America Bulletin, **76**, 483-508.
- Dale, J., Holland, T.J.B., Powell, R. (2000) *Hornblend-garnet- plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamic of Hornblende*. Contributions to Mineralogy and Petrology. **140**, 353-362.
- Droop, G.T.R. (1982) *A Clinopyroxene Paragenesis of Albite-Epidote-Amphibolite Facies in Meta-Syenites from the South-East Tauren Window, Austria*. Journal of Petrology, **23(2)**, 163-185.
- Droop, G.T.R. (1987) *A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian Silicates and Oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria*. Mineralogical Magazine. **51**, 431-435.
- Ellis, D.J., Green, D.H. (1979) *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **71**, 13-22.
- Giaramita, M.J., Sorensen, S.S. (1994) *Primary fluids in low-temperature eclogites: evidence from two subduction complex (Dominican Republic, and California, USA)*. Contrib Mineral Petrol, **117**, 279-292.
- Holland, T.J.B. (1979) *High water activities in generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauren Window, Austria*. J. Geol., **87**, 1-27.
- Holland, T.J.B. (1988) *Preliminary phase relations involving glaucophane and applications to high pressure petrology: new heat capacity and thermodynamic data*. Contib. Mineral Petrol, **99**, 134-142.
- Holland, T.J.B., Blundy, J.D. (1994) *Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry*. Cntrib Mineral Petrol **116**, 433-447.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1990) *An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system Na<sub>2</sub>O- K<sub>2</sub>O- CaO-MgO-MnO- FeO- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- SiO<sub>2</sub>- TiO<sub>2</sub>- C-H<sub>2</sub>- O<sub>2</sub>*. Journal of Metamorphic Geology, **8**, 89-124.
- Holland, T.J.P. Powell, R. (1992) *Plagioclase-feldspar activity- composition relations based on Darkens Quaderatic formation and Landau theory*. American Mineralogist, **77**, 53-61.
- Holland, T.J.B. Powell, R. (1998) *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*. Journal of Metamorphic Geology. **16**, 309-343.
- Hyndman, Donald W. (1985) *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. Second Edition.
- Leake, B.E. (1997) *Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. American Mineralogist, **82**, 1019-1037.

- Maorizot, P., Guillou, Y., Vaslet, D., Dellavillen, H. (1980) *Geology of Gazik Quadrangle*, 1:250000 Scale: Report Submitted to the Geological and Mineralogical Survey of Iran, 172P.
- Moller, C. (1998) *Decompressed eclogite sw in the Sveconorwegian (Grenvillian) Orogen of SW Sweden: Petrology and tectonic implications*. Journal of Metamorphic Geology, **16**, 641-656.
- Mysen, B.O., Griffin, W.L. (1973) *Pyroxene stoichiometry and breakdown of omphacite*. Am. Mineral., **58**, 60-63.
- Nicolas, A. (1989) *Structure of ophiolites and dynamics of Oceanic Litosphere*. Department of Earth Sciences, University of Montpellier, France.
- Rubie, D.C. (1990) *Role of Kinetic in the formation and preservation of eclogites*. In: Carswell, D.A. (ed.) *Eclogite facies rocks*. Glasgow: Blackie, pp. 1111-1140.
- Smelov, A.P. Beryozkin, V.I.. (1993) *Retrograded eclogites in the olekma granite-green stone region, Aldan Shield, Siberia*, Precambrian Research, **62**, 419-430.
- 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.
- Velde, B., Herve, F., Kornprobst, J. (1970) *The eclogite-amphibolite transition at 650°C and 6.5 Kbar pressure, as exemplified by basic rocks of the Uzerche area, central France*. Am. Mineral., **55**, 953-974.
- Vogel, D.E. (1966) *Nature and chemistry of the formation of clinopyroxene-plagioclase symplectite from omphacite*. Neues Jahrbuch der Mineralogie, Monatshefte, 185-189.
- Wilson, M. (1995) *Igneous Petrogenesis*. University of Leeds, U.K. 966P.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A. Lu, L. (2001) *High pressure granulites (retrograded eclogites) from the hangshan Complex North China Craton: Petrology and Tectonic implications*. Journal of Petrology. **42(6)**, 1141-1170.

فتوحی راد، غ. (۱۳۷۵) مطالعه پترولوژی، پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت ملائز شمال غرب درج (جنوب شرق بیرجند) با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی منطقه. پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تربیت معلم تهران.

فتوحی راد، غ. (۱۳۸۳) پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت های دگرگون شده شرق بیرجند. رساله دکتری پترولوژی در حال انجام، دانشگاه تربیت معلم تهران