

دانشگاه تهران
دانشگاه فني
"گروه مهندسي معدن"

پايان نامه :

دوره تخصصي اکتشاف معدن (معادل کارشناسي ارشد)

موضوع :

بررسي و مطالعه ويژگيهاي زمين شناسي و معدني
ذخيره کروميت بندان

اساتيد راهنما:

دکتر مير محمدي

مهندس روح شهريار

تهيه کننده :

ناصر عابديان

سال 1369

فهرست مطالب

عنوان		صفحه
1	چکیده	
3	پیشگفتار	
4	1- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی شناسی	
	2- موقعیت جغرافیایی	
		10
16	3- پیشینه کارهای زمین شناسی و معدنی	
17	4- زمین شناسی عمومی ناحیه بندان	
19	- چینه شناسی واحدهای سنگی	
21	1- آمیزه افیولیتی بندان	
43	2- رخساره‌های رسوبی – آتشفشانی	
69	5- زمین شناسی محدوده نخیره کرومیت بندان	
95	6- ویژگی‌های زمین شناسی پیکره‌های کرومیتی	
125	7- ویژگی‌های ترمودینامیکی و شکی حرارتی در پیوند با پیدایش کرومیت	
140	8- روند پیدایشی کرومیت بندان	
145	9- زمین ساخت ناحیه بندان	
148	10- تکنونیک ناحیه بندان	
161	پیوست‌ها	
162	منابع مورد استفاده	

چکیده

آمیزه افیولیتی بندان در بردارنده رخساره‌های گوناگون سرپانتینیت، هارزبورژیت، کمی "دونیت، لرزولیت، ولایت"، گابرو، دیاباز، پلاژیوگرانیت و گدازه‌های بالشی به‌مراه نهشته‌های پلاژیک سیلیسی می‌باشد که همگی بمقدار در خور توجهی متحمل فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی گردیده‌اند. پیوند تمامی واحدهای یاد شده گسیخته و در آنها هیچگونه تبدیل تدریجی از گونه‌ای به گونه دیگر یافت نشده است.

مجموعه رخساره‌های رسوبی - آتشفشانی پس از آمیزه افیولیتی به گونه‌ای نا پیوسته بر آن مینشیند. این مجموعه در بردارندهٔ، آهک‌های هیپوریتی، رخساره فلیش، رخساره‌های کربناتی پالئوسن - ائوسن و واحد آواری میوسن میباشد که با نمایی چین خورده‌ای پی سنگ افیولیتی را میپوشاند. ردیف‌های یاد شده خاوری ترین جزء رشته بلندیهای خاورایران را پدید آورده که بصورت نواری بلند و با روند شمالی - جنوبی پیوند دو بلوک لوت و افغان را فراهم آورده است.

ذخیره کرومیت غنی از آلومین بندان به کونه پادیفورم و شکل عدسیهای گسیخته، بافت توده‌ای و با غلات سر پانتینی از میان سنگهای هارزبورژیتهی سر بر آورده و مجموعاً در میان آمیزه افیولیتی بندان جای گرفته‌اند. پیدایش کرومیت بندان در چهار چوب پدیده نوب بخشی قسمت بالایی گوشته زمین انجام پدیده تبلور و تفریق در حمام ماگما و بارش برف گونه دانه‌ای کرومیتی تشکیل شده از میان ماکمای باقیمانده و انباشته شدن آنها بر بستر نرم دونیتی و در پایان جای گیری جای گیری آن به صورت پیکره متجانسی در سنگ‌های دو نیتی جای می‌گیرد پس از آن با رفتار پلاستیک گونه ی سنگ‌های اولترامافیک و رفتار شکننده کرومیت و عمل کرد فرایندهای تکنوتیکی پیکره‌های کرومیتی در جایگاه کنونی خود جای گرفته‌اند

به سبب بالا بودن میزان آلومین این پیکره‌های کرومیتی می‌تواند در صنعت دیر گدازه‌ها جایگاه ویژه‌ای داشته باشد

پیشگفتار

پی آمد عملیات پی جویی که به منظور کشف ذخایر آزیست در منطقه خاوری نهبندان (185 کیلومتری جنوب بیرجند) انجام پذیرفت. نگارنده به ذخیره کرومیتی دست یافت که به دنبال انجام آزمایشهای فیزیکی و شیمیایی ضرورت بررسی و مطالعه آن امری اجتناب ناپذیر به نظر میرسد. از این رو انجام این امر در چهار چوب عملیات اکتشافی سازمان زمین شناسی کشور و به منظور تهیه پایان نامه دوره تخصصی اکتشاف معدن (معادل کارشناسی ارشد) که در چهار چوب همکاریهای وزارت معادن و فلزات و دانشکده فنی دانشگاه تهران برگزار گردیده انجام پذیرفت. بدین سبب بر خود لازم میدانم از اساتید محترم راهنما آقایان دکتر میر محمدی و مهندسی روح شهباز که در تهیه این پایان نامه همکاریها و رهنمودهای ارزنده ای مبذول داشته اند سپاس و تشکر خود را تقدیم نمایم. ضمناً نسبت به همکاریهای ارزنده افرادی که در آزمایشگاههای سازمان زمین شناسی کشور در جهت مطالعه نمونه های گوناگون به گونه ای این جانب را یاری نموده اند تشکر و قدر دانی می نمایم.

1- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی

کشف کروم در سال 1797 بوسیله شیمیدان فرانسوی و هم‌چنین محققین آلمانی در کانی قرمز متمایل بنارنجی رنگ کروکونیت $PbCrO_4$ در ذخایر سرب سیبری صورت پذیرفت. عنصر یاد شده در سال 1789 نیز در نمونه‌های کرومیت شوروی (4) شناخته شد. به سبب داشتن رنگ زیبا، بوسیله دو تن از محققین (5) و اژه کروم انتخاب گردید که از کلمه یونانی و به معنی رنگ گرفته شده است.

چهار ایزوتوپ شناخته شده عنصر کروم عبارتند از: Cr^{54} ، Cr^{53} ، Cr^{52} ، که فراوانترین گونه آن ایزوتوپ Cr^{52} است. این فلز دارای دو ظرفیت 3 و 6 است که در طبیعت سه ظرفیتی آن پایدارتر و فراوان‌تر است. پژوهش‌های انجام شده بر روی سنگ‌های کره^ء ماه گویای وجود گونه دو ظرفیتی آن در پاره‌ای از کانی‌های پدیده آورنده سنگ‌های این کره میباشد که تحت فرایت کم اکسیژن تبلور یافته‌اند (Haggerty et al, 1970، Boyd, smith, 1971 به نقل از Burns, 1975). گونه یاد شده در اولیونهای بخش بالایی گوشه زمین (Meyer, Boyd, 1972) و احتمالاً در بخش زیرین گوشه (Burns, 1975) و به مقدار فراوانی به گونه انکوزیونهای اولیونی و کرومیتی در الماس‌های سنگ‌های کیمبرلیتی (Prinz, et al., 1973, Suddaby, 1973, Meyer, 1975, Sobole, 1972, Meyer, Boyd, 1972) یافت میشود که همگی بیانگر محیطی با فشار و دمای زیاد میباشد. (Burns, 1975).

اسپینل گروهی از کانیها میباشد که کانی کرومیت در دسته‌ای از این گروه جای میگیرد. سه دسته پدید آورنده گروه اسپینل چنین هستند:

1- دسته اسپینل (آلومینیم)

2- دسته منیتیت (آهن)

3- دسته کرومیت (کروم)

دسته اول: اسپینل $(MgAl_2O_4)$ هر سینیت $(Fe^{+2}Al_2O_4)$ گاهنیت و گالا کسیت $(MnAl_2O_4)$

دسته دوم: منیزیوفریت $(MgFe_2^{+3}O_4)$ منیتیت $(Fe^{+2}Fe_2^{+3}O_4)$ فرانکلینیت $(ZnFe^{+3}_2O_4)$ ژاکوبسیت $(MnFe^{+3}_2O_4)$ و تروریت $(NiFe^{+3}_2O_4)$

دسته سوم: منزیوکرومیت $(MgCr_2O_4)$ و کرومیت $(Fe^{+2}Cr_2O_4)$

ترکیب خالص کانی‌های گروه اسپینل به گونه طبیعی نادر است. از این رو تا کنون کانی کرومیت با فرمول $(Fe^{+2}Cr_2O_4)$ در طبیعت شناخته نشده و تنها به وجود آن در شهاب سنگها اشاره شده است. رخنه کرومیت در طبیعت آمیزه در همی از آمیزه‌های بلورین اسپینلی هستند که در بردارنده اکسیدهای (اکسیدهای اصلی) Cr , Al , Fe , Mg هستند که همواره مقداری Mn آنها را همراهی میکند. نمایی کلی گروه اسپینل به گونه $R^2.R_3O_4$ یا $R^0.R_2O_3$ (Thayer 1964, Stevens,)

1944) یا $M^{++}O_3 \cdot M^{3+}_2O_3$ (Stanton, 1972) بیان گردیده که آهن (دو ظرفیتی)، منیزیم، منگنز، روی و نیکل در چهار چوب فلزات دو ظرفیتی و آلومینیم، آهن (سه ظرفیتی)، کروم و منگنز در چهار چوب فلزات سه ظرفیتی نمایان می‌گردند. از این رو فرمول عمومی این گروه به صورت $(Mg, Fe^{+2})O_3 \cdot (Cr, Al, Fe^{+3})_2O_3$ بیان شده که دیگر فلزات همواره تمایل در جانشینی عناصر هم خون خود را دارند به سبب فرآیندهای جانشینی، ترکیب شیمیایی کانی‌های گوناگون و هر کدام از نظر میزان اکسیدهای در بر گیرنده نا همگن می‌باشند. ترکیب بالا به میزان جانشینی منیزیم به جای آهن (دو ظرفیتی) و آلومینیم (سه ظرفیتی) به جای کروم بستگی می‌یابد. بر پایه این جانشینی و در پیوند با میزان عناصر اصلی پدیده آورنده کانی‌ها و نتیجتاً ترکیب آنها، دسته بندی به گونه زیر انجام گرفته است. (Stevens, 1944) شکل (1-1).

1- کرومیت $(Mg, Fe)_0, (Cr, Al, Fe)_2O_3$

الف) کرومیت آلومینی $(Mg, Fe)_0, (Cr, Al, Fe)_2O_3$

ب) کرومیت آهنی $(Mg, Fe)_0, (Cr, Fe, Al)_2O_3$

2- منیتیت $(Fe, Mg)_0, (Fe, Cr, Al)_2O_3$

الف) منیتیت کرومی $(Fe, Mg)_0, (Fe, Cr, Al)_2O_3$

ب) منیتیت آلومینی $(Fe, Mg)_0, (Fe, Al, Cr)_2O_3$

3- اسپینل $(Mg, Fe)_0, (Al, Cr, Fe)_2O_3$

الف) اسپینل کرومی $(Mg, Fe)_0, (Al, Cr, Fe)_2O_3$

ب) اسپینل آهنی $(Mg, Fe)_0, (Al, Fe, Cr)_2O_3$

در این فرمولها عناصر هر گروه بر حسب میزان فراوانی آنها نوشته شده‌اند. علامت دو کمائی بیانگر این مطلب است که هر کدام از این عناصر می‌توانند بر دیگری فزونی داشته باشند در صورتی که علامت يك کمائی مبین فزونی اولین عنصر است.

طبیعت پدیده آمیزه بلورها بین کانی‌های پدید آورنده يك دسته از اسپینلها انجام شدنی ولی بین هر دسته چندان معمول نیست. (Stanton, 1972) ولی در شرایط آزمایشگاهی و در دمای 0 130 درجه سانتیگراد این پدیده بطور کامل بین تمام کانیها پدید می‌آید. (Ulmer, White, 1966, Ulmer, 1969).

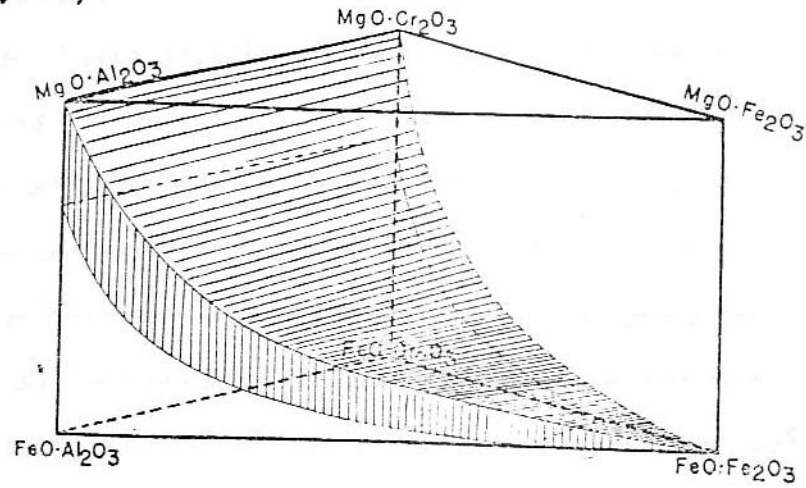
استونس (1944) بیان میکند که اکثر اسپینلها آمیزه ایزومورفی از چندین عضو از کانیها هستند و با پدید آوردن منشوری مثلثی از ترکیبات يك "زون بینایی ایزومورفیسم" را نشان می‌دهد، شکل (1-2) این فرآیندها به گونه تجربی و در چهار چوب $Fe_2O_3, Cr_2O_3, Al_2O_3, MgO$ شکل (1-3) انجام پذیرفت که دما و فشار اکسیژن از عناصر اصلی در شکل گیری فرآیندها به شمار می‌روند. (Ulmer, 1969) به نقل از (Muan, 1975) در این شکل در سه راس مثلث با به ترکیب هایی با اکسید

آهن دو ظرفیتی (فروکرومیت، هرسینیت و نیستیت) جای میگیرند که در جهت بالا میزان منیزیم افزایش و در سه راس مثلث بالا ترکیب‌هایی با اکسید منیزیم دو ظرفیتی (منزیوکرومیت، اسپیتل و منزیوفریت) پدیدار میگردند. وجود آمیزه بلورها در هر دسته سبب پدیدار شدن زون ایزومورفی ویژه‌ای می‌گردد که اکثر کرومیتها در این زون جای میگیرد.

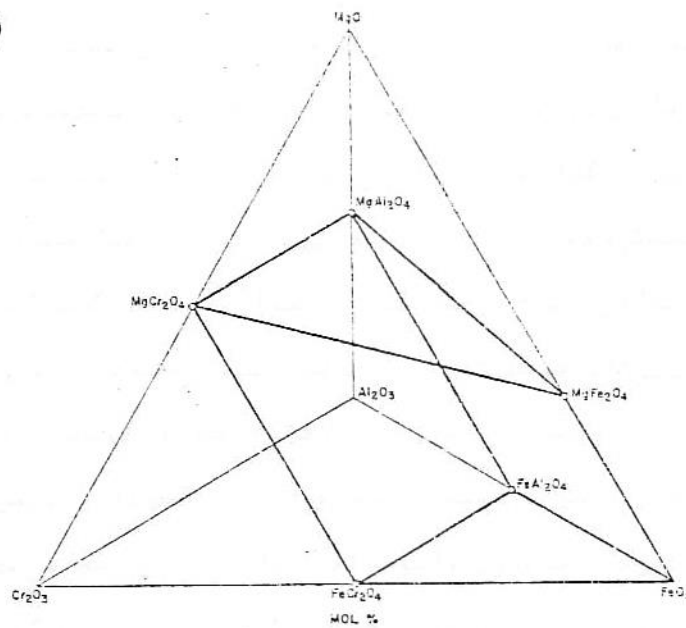
(Stevens , 1944 , Stanton 1972).

در کانیهایی گروه اسپیتل 32 یون اکسیژن و 24 کاتیون در واحد ساختمانی آنها جای گرفته‌اند که 8 کاتیون آن چهار وجهی (تترائدریک) و 16 کاتیون شش وجهی (اکتائدریک) میباشد. بدین گونه که فلزات دو ظرفیتی با چهار اکسیژن و فلزات سه ظرفیتی با شش اکسیژن پیوند می‌یابند. ساختار کانیهایی گروه اسپیتل نسبتاً پیچیده است ولی در حالت کلی در سیستم کوبیکسه تبلور می‌یابند.

(۱-۱)



(۱-۲)



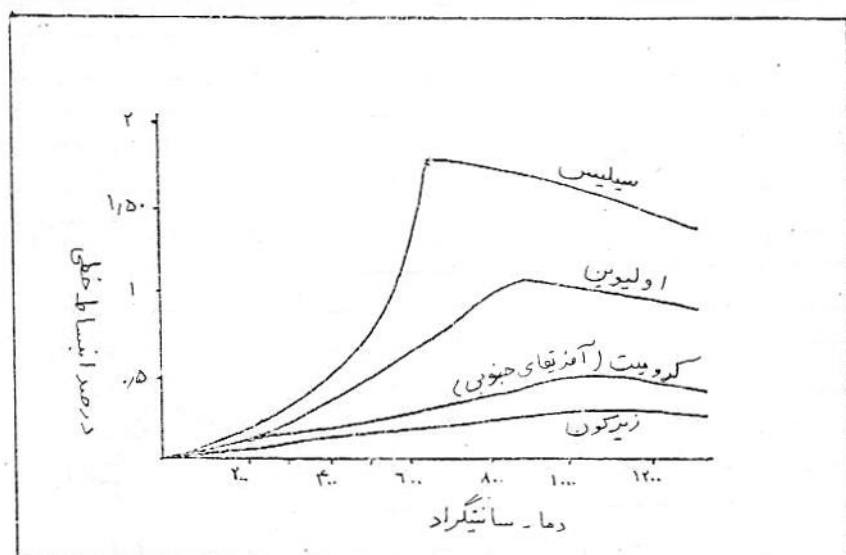
شکل (۱): منشور مثلثی پدید آمده ایزومورفیسم در اسپینل ها (۱-۱) (Stevens 1944) و قرار گرفتن این منشور در سیستم (Uimer, $Fe_2O_3, Cr_2O_3, Al_2O_3, MgO$ 1969, ...)

باتوجه به ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی عنصر کروم و کانیهای در بر دارنده آن، طیف کاربردی گستردهای را در صنایع در بر میگیرند. صنعت آبکاری تهیه فولادهای مرغوب صنعت دیر گدازها، رنگ، چرم، سرامیک، شیشه و دارو سازی از صنایع برجستهای هستند که مواد یاد شده را به گونههای

مختلفي بكار ميگيرند . در صنايع متالورژي معمولاً موادي با بيش از 48 درصد اكسيد كروم كه نسبت C_{20} / FeO_3 آن بيش از 3 و ميزان گوگرد و فسفر آن كمتر از يك درصد باشد، در صنايع شيميايي موادي با بيش از 44 درصد اكسيد كروم كه Fe_2O_3 آن كمتر از 14 درصد و سيليس كمتر از 5 درصد باشد مصرف ميشود. در صنايع دير گدازها برحسب تهيه گونه آجرهاي كروم - منيزيت يا منيزيت كروم ميزان اكسيدهاي در بردارنده مواد فرآوري شده گوناگون است. در گونه نخستين مواد اوليه‌اي با 50- 60 درصد كروميت و 40 - 50 درصد منيزيت با موادي با 30- 15 درصد اكسيد كروم و 60- 45 درصد اكسيد منيزيم و در گونه دوم موادي با 60- 40 درصد كروميت و 30- 65 درصد منيزيت با 15- 8 درصد اكسيد كروم و 70- 65 درصد اكسيد منيزيم بكار گرفته ميشود. در دير گدازه‌هاي كروميتي موادي مصرف ميشوند كه داراي 45- 21 درصد اكسيد كروم، 35- 24 درصد آلومين، 20- 14 درصد اكسيد منيزيم، 20- 12 درصد اكسيد آهن 60- 3 درصد سيليس و كمتر از يك درصد اكسيد كلسيم باشند.

سبزهاي كروم يا كروم - كباليت (بهمراه عنصري چون سيليسيم، آلومينيم، روي و كلسيم) يا زرد و نارنجي (بهمراه آنتيموان و تيتانيم) يا قرمز و بنفش (بهمراه كلسيم، سيليسيم و قلع) يا قهوه‌اي (بهمراه آهن، زيركونيم، و اناديم، روي و آلومينيم) يا خاكستري و سياه (بهمراه كباليت، زيركونيم، سيليسيم، و اناديم، آهن و منگنز) در صنايع رنگ سازي جايگاه ويژه‌اي دارد. فزون بر آن كروميت بعنوان رنگ طبيعي در صنايع شيشه، سراميك و آجرهاي صنعتي بكار گرفته ميشود.

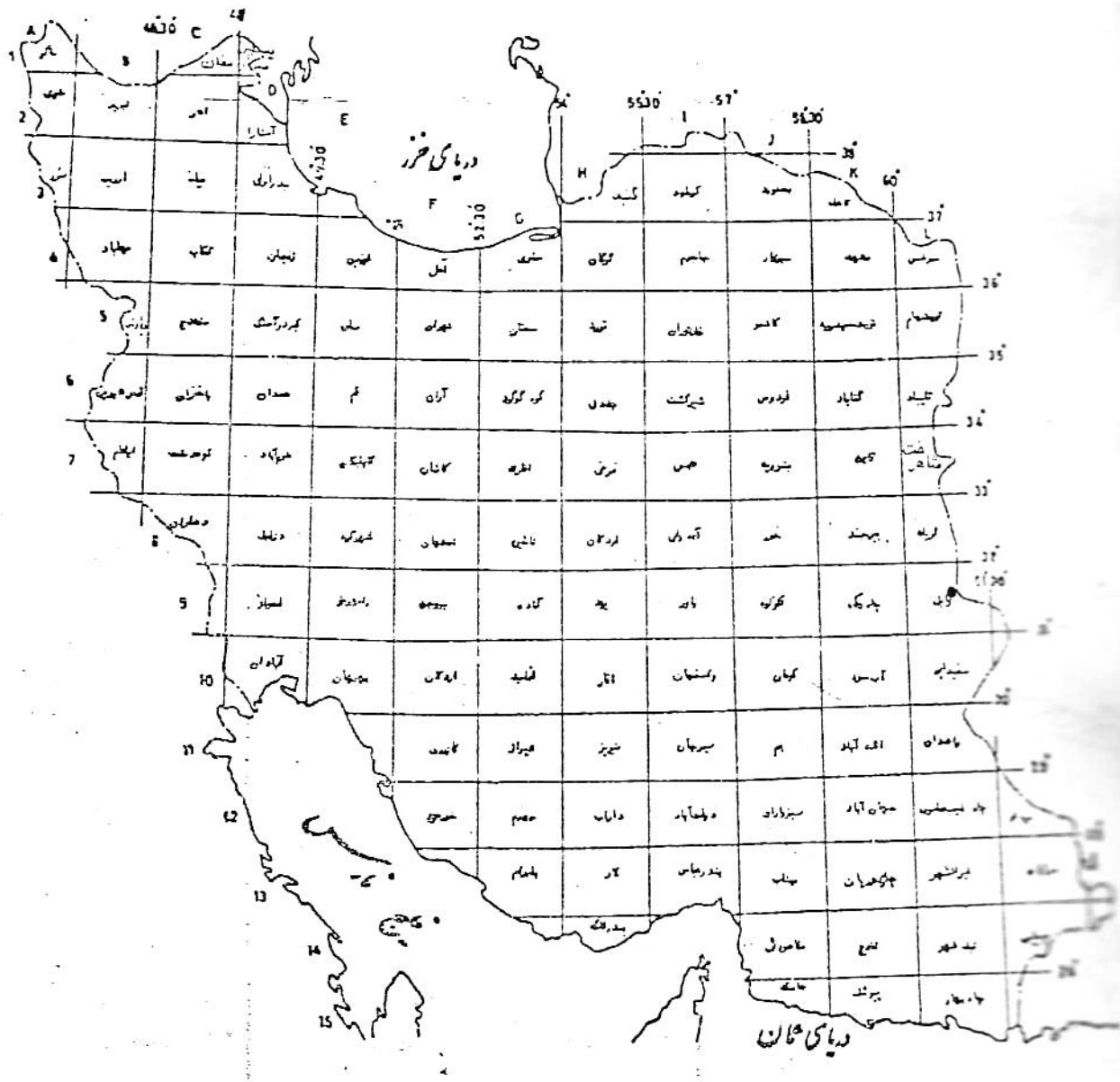
كروميت بعنوان ماسه ريخته گري جايگاه ويژه‌اي دارد. مواد اوليه‌اي با حداقل 44 درصد اكسيد كروم، حداكثر 26 درصد اكسيد آهن، 4 درصد سيليس، 15 درصد اكسيد كلسيم و با دانه بندي معين بكار برده ميشود. اين مواد همانند زيركون بسبب داشتن انبساط حرارتي كم در صنعت ريخته گري كار برد در خور توجهي دارد . شكل (2) ميزان انبساط حرارتي گونه‌هاي مختلف ماسه‌هاي ريخته گري را نشان ميدهد.



شكل (2): ميزان انبساط حرارتي گونه‌هاي مختلف ماسه‌هاي ريخته‌گري

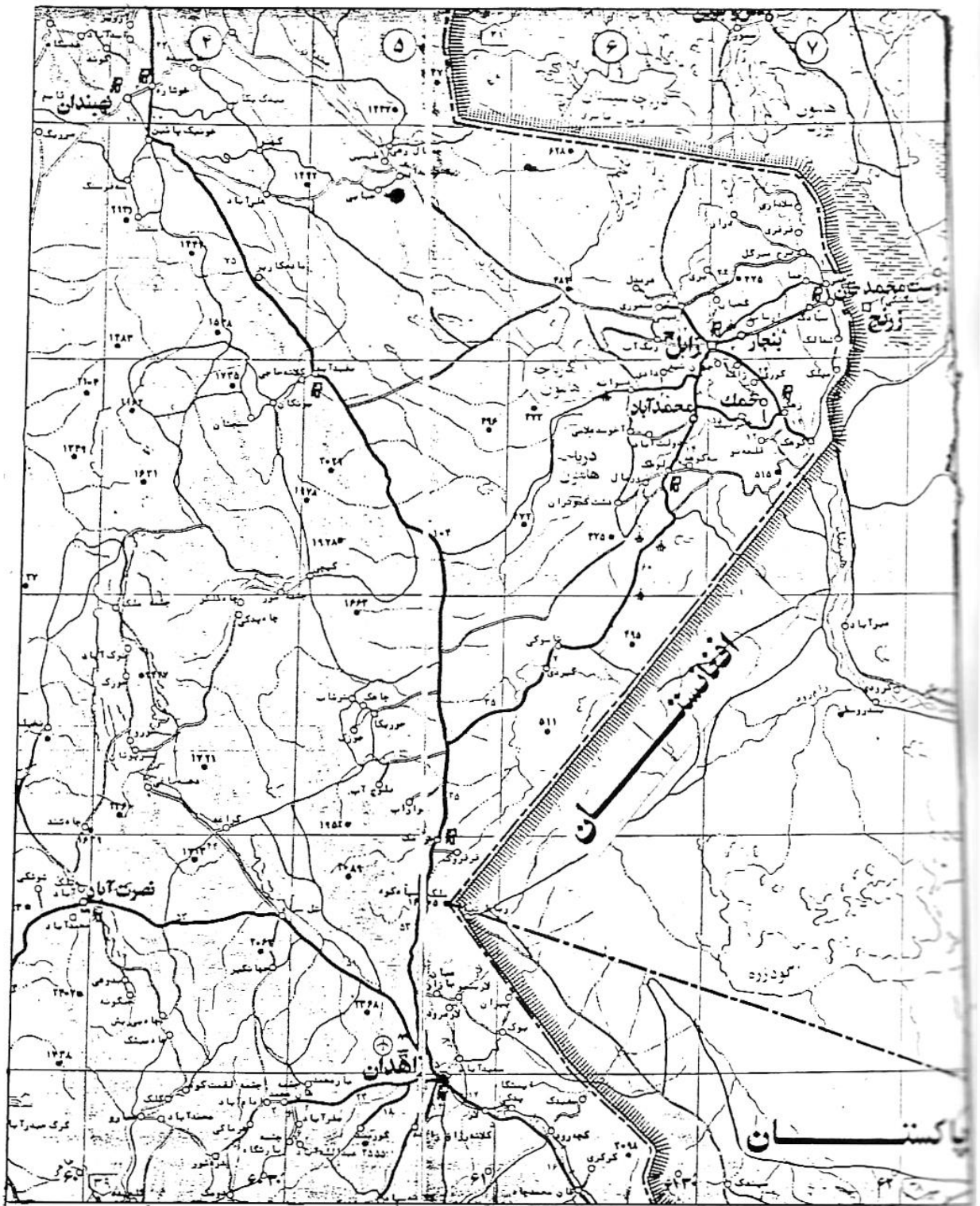
2- موقعیت جغرافیایی

ذخیره کرومیت بندان در وضعیت جغرافیایی 13،18 عرض شمالی و 60،41 طول شرقی در ارتفاع 110 0 متری نسبت به سطح دریا و در حدود 17 کیلومتری جنوب باختری روستای بندان بر بلندای ارتفاعی بنام "دکه سیاه" نمایان شده است. این روستا در فاصله 85 کیلومتری جنوب خاور شهرستان نهبندان (185 کیلومتری جنوب بیرجند) 60 0 کیلومتری شمال باختر شهرستان زابل و در مرز جنوبی استان خراسان جای گرفته است. شکل (3).



شکل (۳): موقعیت جغرافیائی ذخیره کرومیت بندان (۵)

جاده خاکی معدن پنبه نسوز جاجات - بندان در محل روستای
 خوانشرف (۶ کیلومتری شمال نهبندان) از جاده آسفالتی بیرجند-زاهدان
 بسمت خاورانشعاب و پس از گذرازمعدن، روستاهای طبسین و بندان بسمت
 زابل ادامه می یابد، شکل (۴).

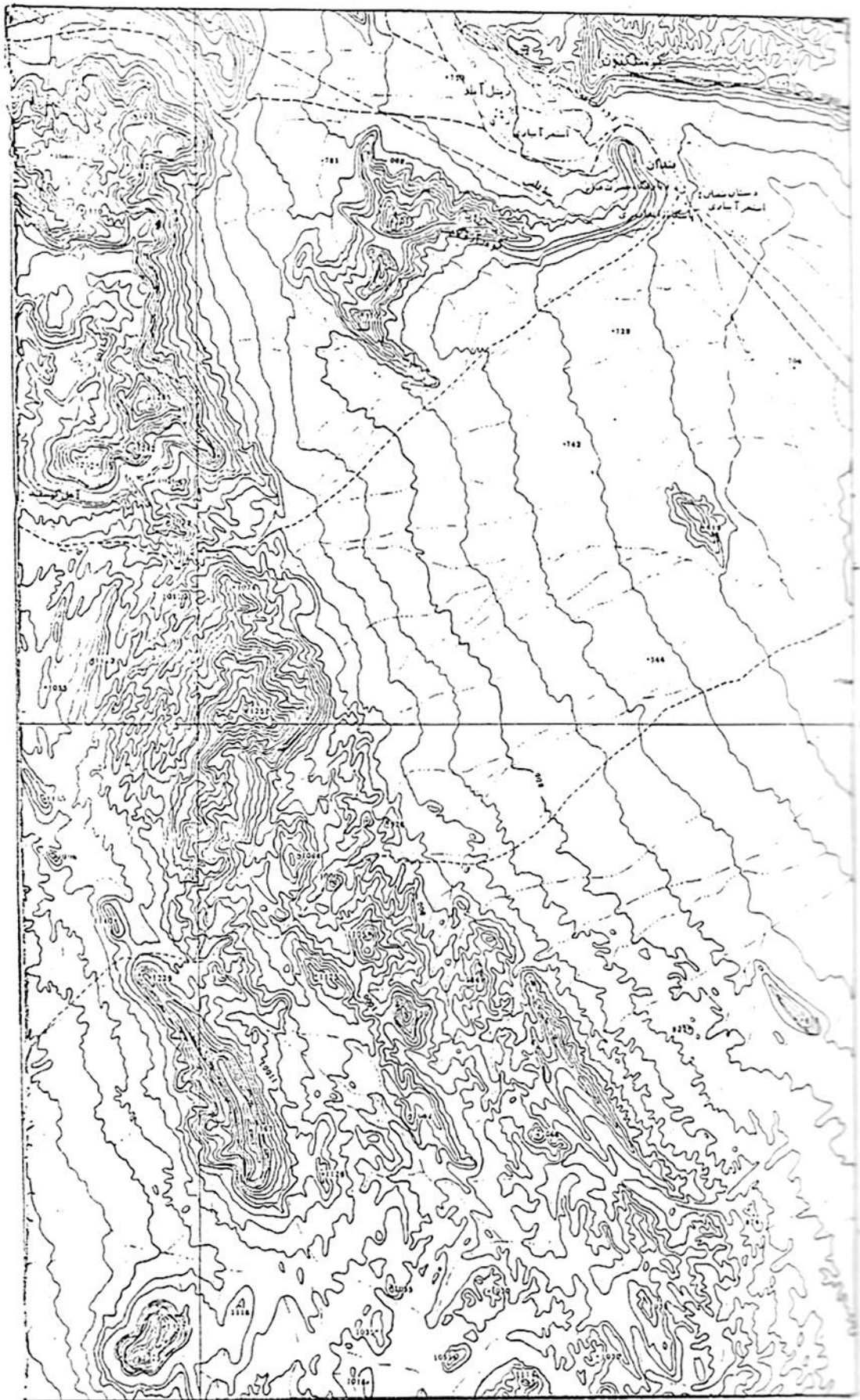


شکل (۴): موقعیت جغرافیائی روستای بندان و ناحیه مورد بررسی (●) مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰

جاده فرعی از حدود 4 کیلومتری جنوب بندان بسمت باختر انشعاب و پس از گذر از دشت و بستر مسیل بوسوزوتا نزدیکی چشمه‌ای بهمین نام پایان می‌یابد. ادامه راه تا محل رخنمون کرومیت از میان دره و ادامه مسیل انجام شدنی است.

رسته کوه‌های منطقه با دو روند شمالی- جنوبی (بلندیهای باختر بندان) و خاوری - باختری (بلندیهای شمال بندان) از میان پهن دشت این ناحیه سر بر آورده‌اند. بلندیهای باختر بندان که ادامه روند عمومی ساختار کوهستانهای منطقه است، سرانجام در حدود 30 کیلومتری جنوب بندان و در دشت زابل پایان می‌یابد.

1. بلندیهای شمال بندان پدید آورنده کوه‌های زارفک، ملکان و پا ترکی میباشند، که بگونه‌ای دیوار مانند سر بر افراشته‌اند. ارتفاع باختر پیکره کرومیتی که بصورت دیوارهای بلند و کشیده رخنمون یافته با بلندی 1367 متر بلندترین نقطه ارتفاعی این ناحیه است. دشت بندان با ارتفاع 70 0 متر و شیبی بسمت دشت زابل، سر انجام در حوضه و آبرگیر زابل (با بلندی کمتر از 50 0 متر) پایان می‌یابد. پا یا نه تمام رودخانه‌ها و مسیل‌های فصلی (در ایران و افغانستان) حوضه یاد شده است که بسبب وجود ویژگی‌های مور و فولوژیک، هر از چند گاه سیلابی بزرگ منطقه را به ویرانی میکشاند. شکل (5) وضعیت توپوگرافی ناحیه را نشان می‌دهد. منطقه‌ای است با آب و هوای کویری (گرم و خشک) و از این رو میزان نزولات جوی بسیار کم و دمای متوسط هوا بیش از 20 درجه سانتی‌گراد است. میزان گرما در تابستان به حدود 45 درجه سانتی‌گراد می‌رسد. باد معروف به "باد چهل روزه" از بادهای شدید تابستانی است که ره آورد آن انباشته‌های ماسه‌ای است. رودخانه بندان تنها رودخانه‌ای است که مقدار کمی آب در بستر آن جریان دارد که نیاز کشاورزی این روستا را فراهم می‌نماید.



شکل (۵): وضعیت توپوگرافی ناحیه بندان - مقیاس تقریبی ۱:۵۰,۰۰۰

سیلابهای فصلی که بیشتر از فواصل دور و بلندیهای شمال منطقه سرچشمه می‌گیرند. بگونه‌ای طغیانی مسیل‌های خشک را در نور دیده و پس از گذر از رودخانه بندان در حوضه زابل آرام می‌گیرند. در حال حاضر منطقه از نظر پوشش گیاهی بسیار فقیر و نواحی کوهستانی لخت و عریان است. در صورتی که شواهد نشان می‌دهند که در گذشته‌ای نه چندان دور منطقه از نظر جغرافیایی طبیعی چهره‌ای مطلوب تر داشته است. باقیمانده‌ای از درختان خرما و درختچه‌هایی بنام طاق در میان دره‌های کوهستانی و بوته‌های بیابانی از بارزترین روئید نیهای موجود در این ناحیه می‌باشند. این در حالی است که در سالهای گذشته دشتهای پوشیده از طاقها خود عامل مهمی در تعادل اکوسیستم منطقه بوده ولی در سالهای اخیر توسط مهاجرین افغانی و به منظور تامین سوخت بکلی نابود شده‌اند. شکل (6) نمایی از روستای بندان را نشان می‌دهد.



شکل (6): نمایی از روستای بندان " نگاه به جنوب "

خرما،
کمی جو
و گندم و
انار از

عمده محصولات کشاورزی ناحیه می‌باشد. بسبب کمی نزولات جوی دامپروری در موقعیت نامطلوب وضعیتی جای گرفته است. معدن حاجات تنها واحدی است که در این منطقه دور افتاده فعالیت دارد. به سبب مجاورت با افغانستان مواد مخدر در این منطقه جایگاه ویژه‌ای دارد.

3- پیشینه کارهای زمین شناسی و معدنی

بیشترین کارهایی که در ارتباط با خاور نهبندان انجام پذیرفته مطالعات و پژوهشهای مقدماتی است که عموماً در چهار چوب زمین شناسی کلاسیک صورت گرفته است (اشتو کلین 1968)، اشتوکلین و همکاران (1351)، تکین (1972)، بر بریان و کلینگ (1981)، کمپ و کریفیس (1982)، تیروول و همکاران (1983) هر کدام گامی در معرفی تکتونیک، زمین شناسی، جغرافیایی دیرینه و ساختار منطقه

برداشته‌اند. دو مورد پایانی مطالعه و بررسی را در چهار چوب تهیه نقشه‌های زمین شناسی (در مقیاس 1:1 0 0 0 0 0) و پژوهش‌های مقدماتی در رابطه با پراکنندگی‌های معدنی منطقه انجام داده‌اند. گزارشات و پژوهش‌های معدنی موجود شامل بررسی‌های مقدماتی معدنی (گریفیس و همکاران)، مطالعه معدن پنبه نسوز حاجات (علوی تهرانی و همکاران 1359، علوی تهرانی 1361)، گزارش پی جویی ذخایر آزبست و کشف ذخیره کرومیت بندان (عابدیان و صادقی 1365)، بررسی مقدماتی ویژگی‌های زمین شناسی و معدنی کرومیت بندان (عابدیان 1368) و بررسی نیمه تفصیلی ذخایر آزبست بندان (عابدیان - در دست تهیه) میباشد که در این میان گزارش نخست بگونه‌ای گسترده منطقه خاوری ایران از جمله ناحیه بندان و گزارش سوم به بررسی و پی جویی ذخایر آزبست در منطقه شرق نهبندان (و ناحیه بندان) پرداخته است. طی این پی جویی ذخایر جدید و در خور توجهی از آزبست و کرومیت در ناحیه جنوب باختری بندان کشف گردید.

4- زمین شناسی عمومی ناحیه بندان

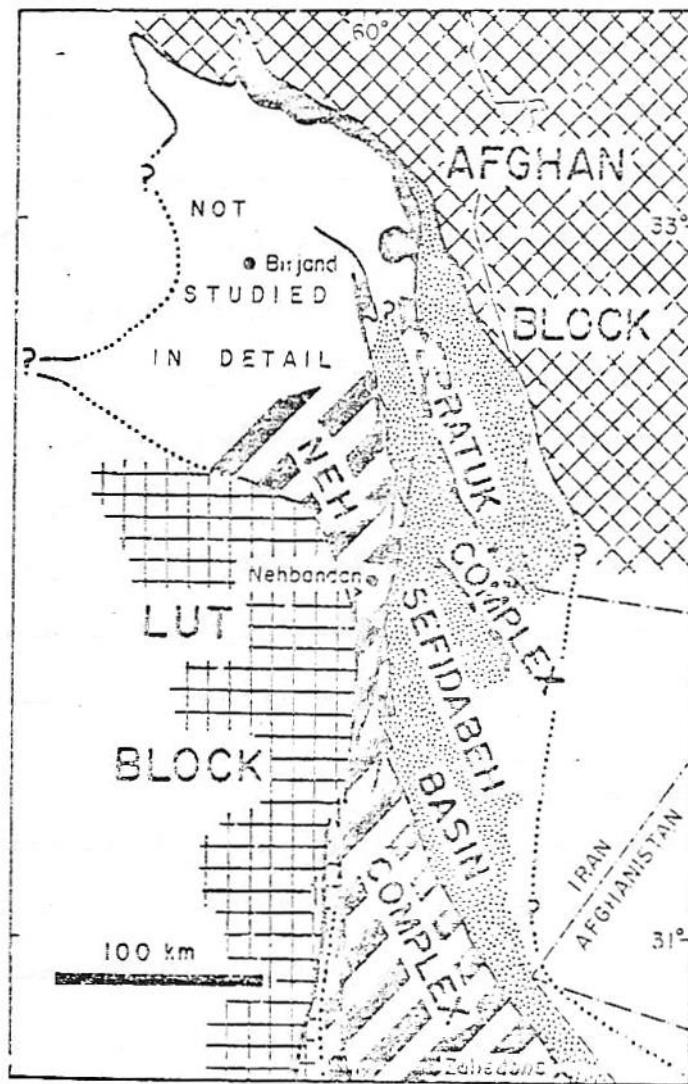
رشته کوه‌های ناحیه بندان بعنوان بخشی از پیکره واحد زمین ساختی "خاور ایران، مکران" (Rutner stocklin, 1987)، رشته کوه‌های خاور ایران (Stocklin - Nabavi, 1973) "منطقه فلیش"

(اشتکلین و همکاران 1352)، "حوضه فلیش زابل - بلوچ" (Berberian, King, 1981, Huber, 1978)، منطقه جوش خورده یا زون بخته‌ای سیستان (Tirrul et al., 1982, Camp-Griffis 1983) بشمار می‌رود. قاره کوچک خاور و ایران مرکزی به سبب احاطه شدن بوسیله حوضه اقیانوسی باریکی بگونه دریای سرخ (Takin, 1972, Dixon, Pereira 1972) پدید آمده است. زون جوش خورده سیستان که از منطقه بیرجند تا زاهدان گسترش یافته معرف عمر کوتاه پوسته اقیانوسی باریکی به گونه دریای سرخ (اشتکلین و همکاران 1352، Takin, 1972, 1982, Camp Griffis, Tirrul et al., 1983) است که از ویژگی‌های ساختاری و زمین شناسی خاصی برخوردار میباشد.

پی آمد دوره عملیات صحرائی و تهیه نقشه‌های زمین شناسی در سالهای 56-1354 کمپ، تیرول و همکاران (1982 و 1983) به دو واحد متمایز زمین ساختی در زون بخته‌ای سیستان اشاره می‌کنند، شکل (7).

1- آمیزه در هم نه - راتوک (2)

2- نهشته‌های حوضه رسوبی سفیدا زبه (3)



شکل (۷): تقسیم‌بندی واحدهای زمین ساختی زون جوش خورده سیستان
(Camp,Griffis,1982, Tirrul et al.1983)

آمیزه در هم
نه بیشتر در
بخش باختری
و از آن
راتوک در
بخش شمالی
منطقه نمایان

است و بوسیله رسوبات حوضه سفیدابه پوشیده میشود- اگر چه کهن سال ترین واحد سنگی رخنمون یافته در این ناحیه سنگهای افیولیتی منتسب به پوسته اقیانوسی است، معهدا در حاشیه داخلی بخش شمال خاوری این زون جوش خورده مجموعه‌ای از رخساره‌های رسوبی - آتشفشانی به همراه توده‌های نفوذی یافت و به گروه "چشمه استاد" معرف شده است .

(Guillou et al . 1983) . مجموعه‌ای از کنگلو مرا، ماسه سنگهای قرمز گدازه‌های اندزیتی - بازالتی میکروگابرو تونالیت و دایکهای دیابازی داستی پدید آورنده این واحد زمین ساختی است . اگر چه پیوند چینه‌ای و فسیلی در آنها نمایان نیست ولی بر پایه دیگر نشانه‌های سنی هم چون نفوذ توده‌های

تونالیتی در سنگهای آهکی اوربیتولین دار کرتاسه زیرین (آلبین) و یا پوشیده شدن بوسیله سنگهای آهکی هیپوریت دار (Guillo et al . 1983 , Tirrul et al . 1983) سن این گروه جوانتر از آلبین تصور شده است . سنگهای آهکی اوربیتولین دار کرتاسه زیرین در طرفین زون یاد شده و در حاشیه خارجی آن رخنمون یافته اند ولی هیچگونه نشانه‌ای از این واحد سنگی در درون زون نمایان نشده است .

چینه شناسی واحدهای سنگی

با توجه به اطلاعات اولیه و مدارک موجود در رابطه با منطقه نهبندان (, Camp , Griffis , 1982 , 1983)

کار برداشت صحرایی به منظور تهیه نقشه‌های زمین شناسی - معدنی یا بکار گیری عکسهای هوایی در مقیاس‌های

1 : 0 0 50 و 1 : 0 0 0 20 (عابدیان 67- 1365) جهت اکتشاف ذخایر آبست و کرومیت بندان انجام پذیرفت . پی آمد این پژوهشها کار برداشت ویژگیهای زمین شناسی و معدنی ذخیره کرومیت در مقیاس 1 : 0 50 (عابدیان 1368) صورت گرفت که مجموعه این نقشه‌ها به همراه نقشه زمین شناسی با مقیاس 1 : 0 0 0 50 پیوست پایان نامه است .

به منظور مطالعات گوناگون هم چون سنگ شناسی کانی شناسی تجربی شیمیایی و اسپکترومتری، فسیل شناسی و آزمایش فیزیکی نمونه‌هایی بر داشت و در مقاطع مورد نظر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

از این رو شرح زمین شناسی آمده پی آمد بررسی‌هایی است که در ناحیه بندان (از شمال بندان تا بلندیهای جنوب ناحیه) انجام پذیرفته است.

به طور در این ناحیه هم چون کل منطقه دو واحد زمین ساختی با رخساره متفاوت قابل تفکیک است .
شکل (8)

1- آمیزه افیولیتی بندان

2- واحد رسوبی - آتشفشانی

هرکدام از واحدهای یاد شده در بر گیرنده ی مجموعه‌ای از رخساره‌های سنگی گوناگون میباشد که پیدایش آنها در چهار چوب شرایط فیزیکی و شیمیایی ویژه‌ای صورت گرفته است .

1- آمیزه افیولیتی بندان

نوار آمیزه افیولیتی بندان با روند شمال باختری - جنوب خاوری در طول بیش از 85 کیلومتر و پهنای 1-7 کیلومتر از شمال پلنگ سار (شمال جاده حاجات - نهبندان) تا دشت زابل نمایان شده است . گسل "خاوری نه" که آمیزه در هم نه آرا از را توك متمایز ساخته می‌پیوندند. آمیزه افیولیتی بندان پایان رخنمون یافته شاخه جنوبی، (شکل 7) افیولیت‌های آمیزه در هم رانوك است که با انباشته ضخیمی از نهشته‌های حوضه سفیدابه (Tirrul et al . 1983) پوشیده شده است. ویژگی‌های رخساره‌ای این آمیزه افیولیتی " تقریباً همسان با واحد زمین ساختی است که بنام واحد آمیزه رنگین " (1) (Stocklin 1968 , 1960 , Gansser , 1955) و بدنبال آن واژه "آمیزه افیولیتی " (2) (Gansser 1974) در امتداد زونهای تکنو نیکو و رخساره‌های پی نمایی ایران زمین پدیدار گردیده‌اند. پی آمد فرآیندهای تکنوتیکی و دگرسانی شدید انجام گشته در این نوار، سبب پدیدار گردیدن چهره کم و بیش متفاوت (نمای مورفولوژیکی، به گونه‌ای ملایم با شاخه شمالی آمیزه راتوك، و به گونه‌ای شدیدتر با آمیزه نه گردیده است. وجود ذخایر اقتصادی آژیست که از پلنگ سار تا جنوب بندان (عابدیان، صادقی 1365) پدید آمده از دیگر ویژگی‌های بارز و وجه تمایزی است که در این نوار نمایان شده است.

1-1) سنگهای اولترامافیکی

رخساره‌های گوناگون سنگهای اولترا مافیکی به گونه ء عدسی‌هایی با در ازای زیاد هم روند و موازی در نوار افیولیتی بندان رخنمون یافته‌اند. رنگهای گوناگون، شدت دگرسانی، میزان کانیهای اولیوین و پیروکسن و داشتن رگه‌های آژیست از بارزترین وجه تمایز رخساره‌های سنگی است. بیشترین حجم سنگهای موجود در نوار افیولیتی را سنگهای اولترا مافیکی پدید آورده‌اند که در درون خود ویژگی‌های گوناگون سنگ شناسی را نشان میدهند. اگر چه فرآیندهای دگرسانی انجام پذیرفته تمامی سنگها را کم و بیش به سمت سر پانتینیت سوق داده‌اند . معهدا مطالعات صحرائی و میکروسکوپی وجود تمایز نسبی آنها را به گونه‌ای تقریباً مشخص نشان میدهد.

1-1-1) سر پانتینیت

مجموعه سنگهای اولترا مافیکی متحمل فرایند دگرسانی و عمدتاً از گونه سر پانتینی شدن گردیده‌اند. ولی بخشی از این نوار افیولیتی که به منزله زمینه آن پهنه گسترده‌ای را شامل میشود. از سنگهای سبز رنگ شدیداً سر پانتینی پدید آمده است. این زمینه بسبب شدت فرآیندهای دگرسانی و نرم شدن آنها، رخنمونهایی نسبتاً همواری دارند و در بیشتر مکانها با قشر نازک و زرد رنگی از خاکهای رس دار بر جا پوشیده شده است. مجموعه‌ای از کانیهای کوارتز، سر پانتین، فلدسپار، کلسیت، هماتیت و ایلیت فشریاد شده را پدید آورده‌اند. دست کم نیمی از این پهنه افیولیتی سنگهای شدیداً سر پانتینی را در بر میگیرد. در مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام گرفته روی سنگهای سر پانتینی این نوار سه شکل از سر پانتینیت (عابدیان صادقی 1365) ملاحظه میگردد که چهره‌ای همسان با سر پانتینیت گونه آلی (1) در کوئینز لند استرالیا (Wilkinson, 1953) نشان میدهند.

1- سر پانتینیت‌های پولکی شیبستوزدار (2):

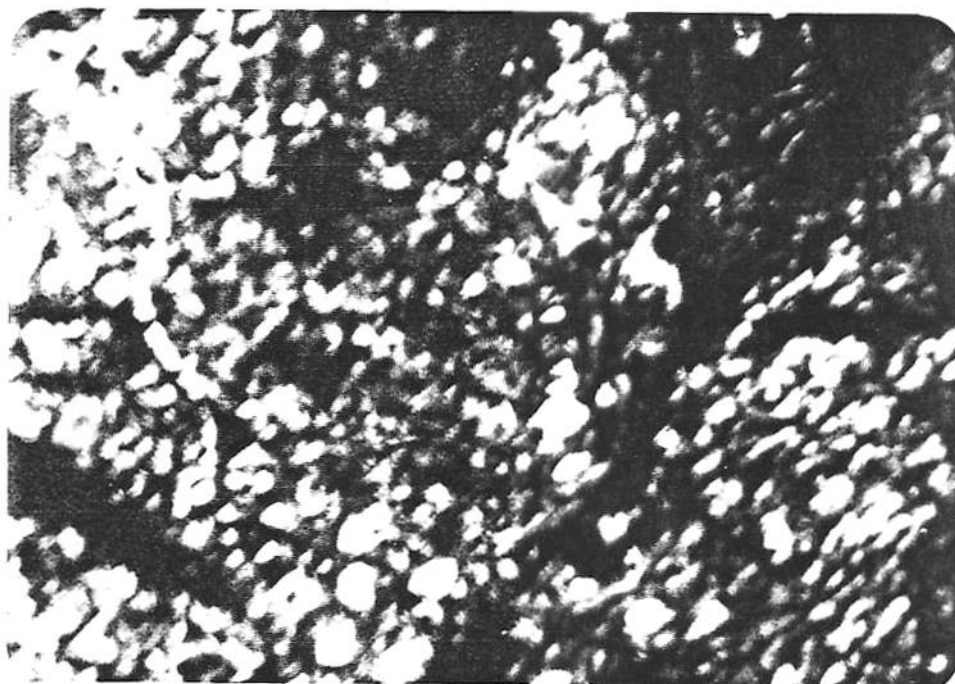
بطور کلی در این واحد سنگهای اولترا مافیکی کاملاً به سر پانتینیت از گونه آنتی گوریت تبدیل گردیده و عمدتاً ساختی پولکی دارند. گاهی مقادیری کلریت، کلیست، کوارتز و آمفیبول آنها را همراهی می‌کنند. آنتی گوریت‌های پولکی به صورت صفحات کمی قوس دار به رنگ سبز روشن، تیره و گاهی متمایل به آبی با سطوحی صاف، صابونی و جلای چرب و ابریشمی، که همواره مقادیری هیدرومنیزیت و هونتیت (گل سفید) آنها را همراهی میکنند. هونتیت به گونه قلوه‌های عدسی شکل با قطرهای تا حدود 10 سانتی متر در بعضی مکانها ذخایر اقتصادی در خور توجهی را پدید آورده‌اند.

2- سر پانتینیت‌های توده‌ای (3)

در این گون سنگها پدیده شیبستو زینه یافت نمیشود و تنها درزهای موجود در آن سبب پیدایش بلوکهای کم و بیش بزرگی در سنگها شده‌اند. فزون بر این که توده‌های سنگی در بسیاری قسمتها دارای ساختمان مشی (4) هستند. مقاطع میکروسکوپی آنها نیز چنین ساختمانی را نشان میدهند که نمودی از وجود رگچه‌های بسیار نازک از رشته‌های متقاطع (5) کریزوتیل میباشد. در این سنگها اگر چه بخش بزرگی از کانیهای اولیوین و اورتوپیروکسن به سر پانتین تبدیل گردیده‌اند. ولی هنوز آثاری از آنها هسته گونه در میان‌هاله‌ای از سر پانتین دیده میشوند. در تیغه نازکی از این سنگها فزون بر مطلب یاد شده منیتیت و اسپینل قهوه‌ای (پیکوتیت) رنگ به صورت رگچه‌های نازک و دانه‌های ریز در زمینه سنگ پراکنده‌اند. گاهی رگچه‌های نازکی از کربنات، کلریت و هماتیت نیز در مقطع دیده میشود. شکل (9)

مقطع

میکروسکوپی نمونه‌ای از این سنگها و شکل‌های (10) و (45) ساختمان مشی در آنها را نشان میدهد.



شکل (۹): مقطع میکروسکوپی سرپانتینیت توده‌ای، نمونه A_4 (۳۳×)
۰۱. اولیوین، Srp؛ سرپانتین

2- شکل سوم

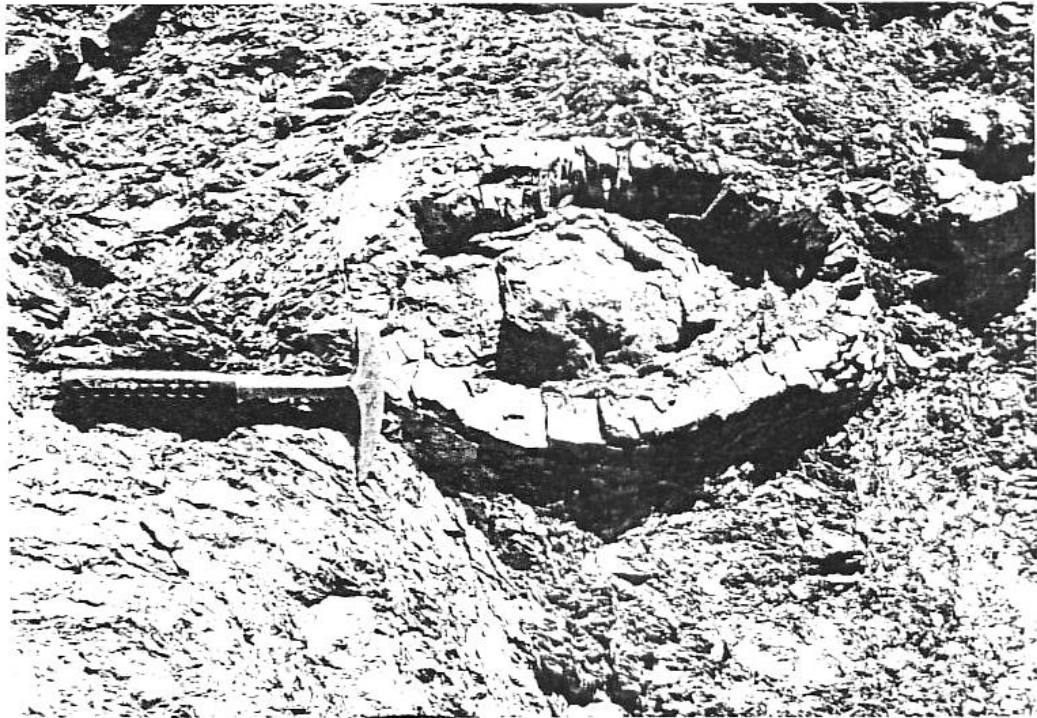
گونه‌ای از سنگ‌های سر پانتیتی هستند که قطعات سر پانتینیت توده‌ای در زمینه‌ای از سر پانتینیت شیب‌توزدار جای گرفته‌اند. این قطعات ممکن است گرد یا زاویه‌دار باشند و اندازه قطر آنها از چند سانتی متر تا چند متر و ترکیب آنها از هارزبورژیت یا دونیت سر پانتینی شده تا سر پانتینی شده تا سر پانتینیت کامل تغییر کند. این واحد سنگی در طول نوار افیولیتی بندان به سبب عمل کرد فرآیندهای دگرسانی (1)، قاچ خوردگی (2)، خرد شدگی (3) و دگرگونی (4) رفتارهای فیزیکی گوناگونی نشان می‌دهند. به گونه‌ای که گاهی قطعات زاویه‌دار پدید آورده در زمینه سر پانتینیت‌های پولکی چهره‌ای پیروکلاستیکی یا حالت برشی (عابدیان، صادقی 1365) پیدا نموده‌اند که واژه برش‌های سر پانتینی (5) (Wilkinson, 1953) برای چنین ساختاری بکار برده شده است.



معمولاً
امتداد
طولی
بیشترین

شکل (۱۰): ساختمانی مش‌در سر پانتینیت توده‌ای

قطعات زاویه‌دار از روند عمومی ساختمان ناحیه پیروی میکند.



شکل (۱۱): قطعه‌ای با ساختار کنکریونی در زمینه‌ای از سرپانتین شیتوزدار

از پدیده‌های دیدنی وجود قطعات کوچک و بزرگی از گونه‌های سنگی اولترامافیکی در درون سرپانتینیت‌های شیتوزدار میباشد که در شکل (۱۱) جلوه‌گر است. پیروی چرخش پولکها بدور قطعه بیگانه بیانگر حالت پلاستیکی و داشتن قابلیت جریان را در این گونه سنگها نشان میدهد. جدول (۱)، ترکیب شیمیایی سرپانتین شیتوزدار (AN_2) و قله‌های (بیگانه) هارزبورژیتی (ABq) موجود در آن را نشان میدهد.

2-1-1) هارزبورژیت‌ها

با توجه به مطالعه میکروسکوپی شماری از مقاطع سنگهای برداشت شده از رخنمونهای ظاهراً گوناگون بدون تردید میتوان بیان داشت که رخساره‌ها رزبورژیتی بخش بزرگی از سنگهای اولترامافیکی این نوار افیولیتی را پدید آورده‌اند یا آنکه پریدونیت‌های پدید آورنده این نوار افیولیتی بیشتر از گونه‌ها رزبورژیتی "Alping Harzbueroite type" (Coleman, 1977) میباشد. ساخت تکنونیتی (۱) از بارزترین ویژگیهای موجود در این سنگها میباشد.

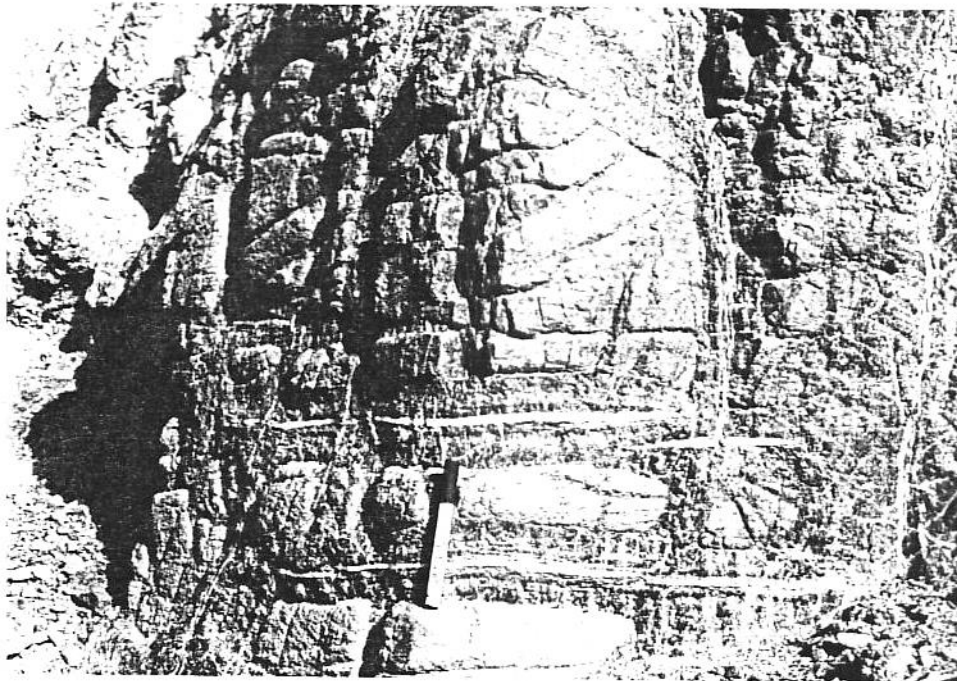
سنگهای هارزبورژیتی با رخنمودهای نواری و به صورت عدسی‌های دراز و ناپیوسته‌ای در درون نوار افیولیتی بنیان نمایان شده‌اند. میزان سرپانتینی شدن در این سنگها گوناگون ولی عموماً متحمل این فرآیند دگرسانی گردیده‌اند. پدیده هوازدگی (۲) چهره روشنتری نسبت به پدیده دگرسانی دارد. رنگ ظاهری

رخنمونها قهوه‌اي تیره، سیاه، سبز تیره و گاهی خاکستری تیره میباشد. دو شبکه درزبندی در این گونه سنگها نمایان است.

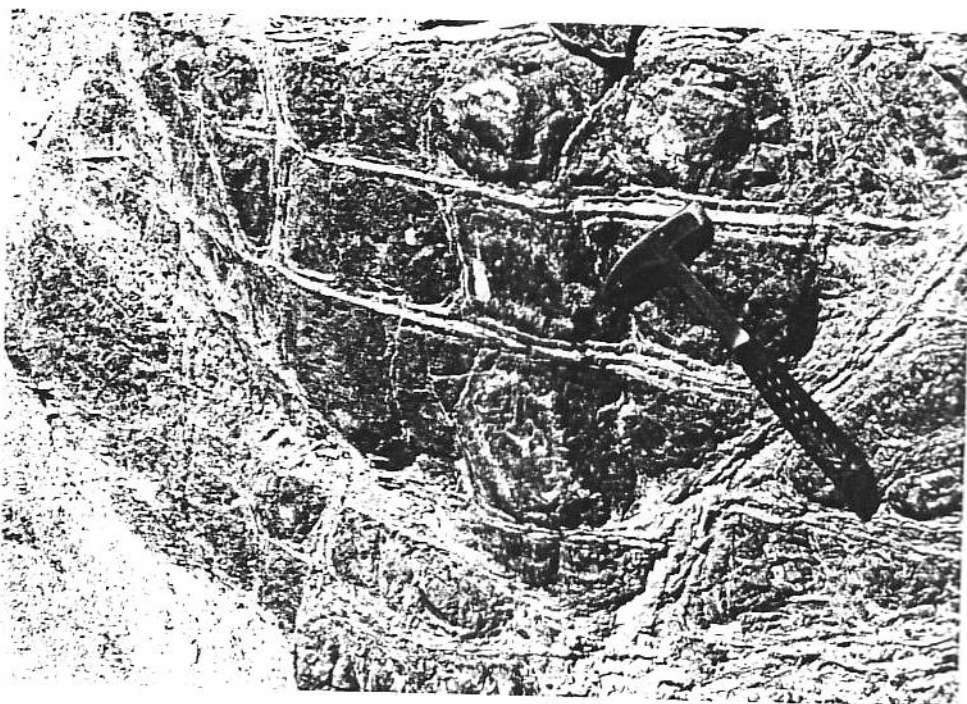
شبکه اصلی در سه جهت فضایی باسطوح تقریباً عمود بر هم یکدیگر را قطع میکنند. این شبکه سبب پدید آوردن بلوکهای مکعبی با ابعاد گوناگون گردیده است. شبکه فرعی درزها که در جهات مختلف پدیدار گردیده از وضعیب چندان منظمی پیروی نمیکنند. عملکرد این شبکه بگونه‌ای است که شماری از قطعات بی شکل تا نیمه شکل دار از بلوکهای مکعبی (پدید آمده از عمل کرد شبکه اصلی) را بوجود آورده‌اند. در بخش‌های آزبست دار بیشترین حجم این درزها بوسیله رگه‌های آزبست پر شده است.

در بسیاری موارد، درزهای سنگهای هارزبورژیتی از مواد سبز تیره رنگی انباشته شده که ضخامت آنها از میلیمتر تا چندین سانتی متر تغییر میکند. بافت سنگهای پدیده آورنده این پیکره‌های رگه‌ای بسیار دانه ریز (کریپتو کریستالین)، فشرده و سطح تماس آنها با سنگهای در برگیرنده مشخص است. گاهی در بخش میانی آنها رگه یا رگه‌هایی از آزبست یافت میشود.

ویژگیهای ظاهری رگه سبز رنگ طرفین آزبست حالت قرینه دارد شکل (1-12) تعداد این رگه‌ها ممکن است یک یا بگونه‌ای تکراری (1) باشد. شدت مغناطیسی در ضخامت رگه متغیر و از سنگ در برگیرنده بسمت رگه آزبست افزایش و معمولاً در طرفین رگه‌های آزبست حاشیه تیره رنگ تر و میزان خاصیت مغناطیسی به بالاترین مقدار خود میرسد. رگه‌های آزبست یا بصورت نوارهای دراز و پیوسته یا بگونه تیغه‌های کوتاه و ناپیوسته در سنگها پدیدار شده‌اند. تعداد آنها یک دو یا چندین رگه به صورت موازی و متقاطع و عمدتاً در درزهای اصلی سنگها انباشته شده‌اند. سر پانتین (لیزاردیت) پدید آورنده رگه‌های دانه ریز و سبز تیره رنگ میباشد که ترکیب شیمیایی نمونه‌ای از آن BA20 در جدول (2) آورده شده است.



(۱۲-۱)



(۱۲-۲)

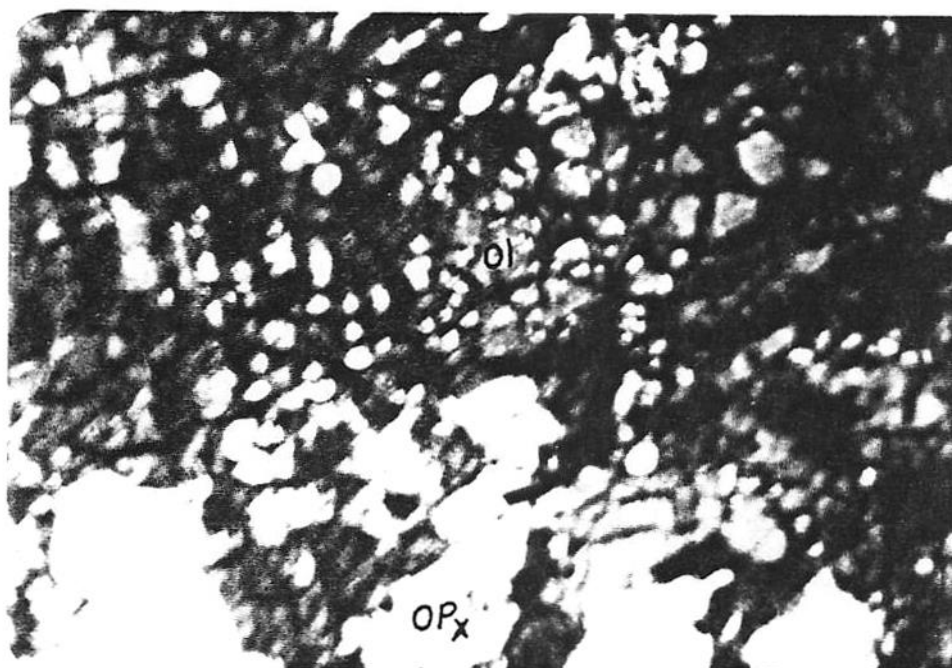
شکل (۱۲): شبکه درزبندی در سنگهای هارزیورژیتهی بارگه‌های آزیست

شکل (12): شبکه درزبندی در سنگهای هارزبورژیتی با رگه‌های آزبست
 نمونه BA19 مربوط به سنگهای هارزبورژیتی سخت و قهوه‌ای رنگی است که در برگرنده رگه‌های
 لیزاروتیتی (BA20) و رگه‌های آزبستی (AN4) میباشند. مجموعه این سه نمونه در شکل (12-1) دیده
 میشود:

جدول (2): ترکیب شیمیایی رگه‌های آزبستی و لیزاروتیتی و سنگهای هارزبورژیتی در برگرنده

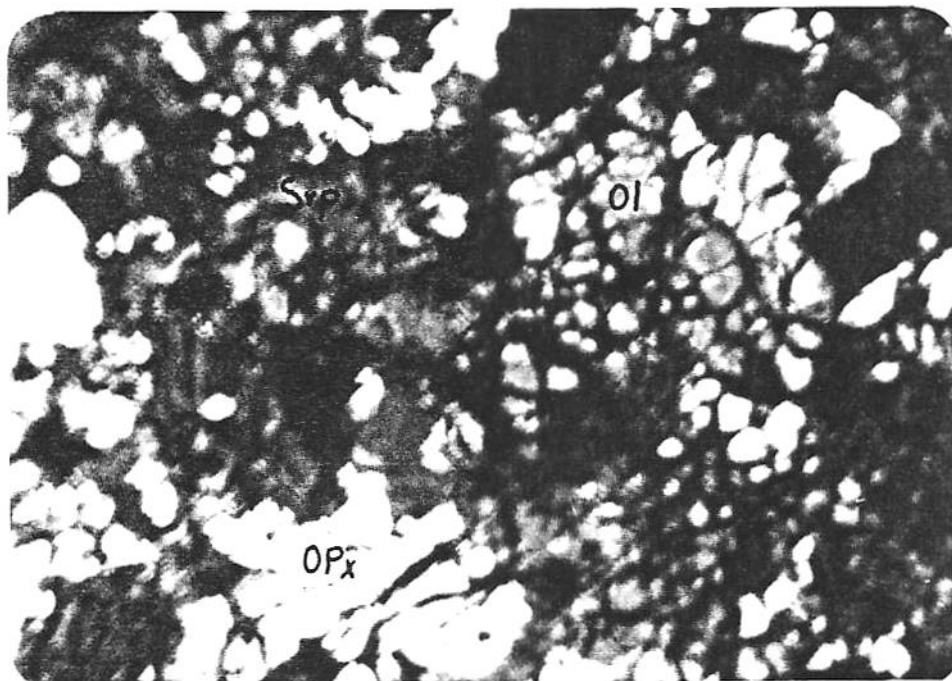
جدول (۲): ترکیب شیمیایی رگه‌های آزبستی و لیزاروتیتی و سنگهای
 هارزبورژیتی در برگرنده آنها

ترکیب شیمیایی - درصد							نمونه
L.O.I	CaO	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	
۹/۰۸	۰/۱۵	-	۳۹/۷۳	-	۸/۰۴	۳۹/۹	BA19
۱۴/۲۲	۰/۸	-	۳۷/۲۲	-	۱۰/۶۷	۳۶/۵۷	BA20
۱۲/۷۳	۱/۴	۲/۲۱	۳۹/۳۱	۱/۱۵	۵/۴۸	۳۸/۳۹	AN4



شکل (۱۳): مقطع میکروسکوپی سنگ هارزبورژیت (A13)، (X ۳۳)
 O1، ولیوین OP_x، اورتوپیروکسن Srp، سرپانتین

در مقطع میکروسکوپی سنگ هارزبورژیتی (نمونه A L3) بلورهای زیادی از پیروکسن (اورتوپیرکسن) یافت میشود که در زمینه‌های از دانه‌های اولیوین جای گرفته‌اند. بیشترین دانه‌های اولیوین سر پانتینی شده‌اند. و باقیمانده‌های از آنها بصورت جزایری در شبکه‌ای از سر پانتین با ساختمان مشی نمایان است. رگه‌های کلریت و سر پانتین نیز سنگ را قطع میکنند. مقداری کانیهایی تیره و پیکوتیت در آن یافت میشود. باید اشاره نمود که رگه‌های کلریت و سر پانتین به پدیده هوا زدگی با دگرسانی سنگ ارتباطی ندارد بلکه همان رگه‌های لیزا رویتی (سر پانتین و کمی کلریت) هستند که در تمامی درزهای ریز و درشت سنگ رسوخ و انباشته شده‌اند.



شکل (۱۴): مقطع میکروسکوپی هارزبورژیت (نمونه A6) (۳۳ X) Ol اولیوین، OPx-اورتوپیروکسن، Srp سرپانتین.

شکل (۱۴) مقطع میکروسکوپی نمونه (A6) دیگری از این گونه سنگها را نشان میدهد که بلورهای اورتوپیروکسن و اولیوین حجم اصلی سنگ را پدید آورده اند. و غالباً به سر پانتین تبدیل شده‌اند. آثاری از کانیهایی یاد شده بصورت دانه‌هایی در میان زمینه سر پانتینی سنگ باقیمانده‌اند. مقطع سنگ ساختمان مش را نشان می‌دهد که در آن خطوط اکسید آهن، رگه‌های نازک کربنات و مقداری کانیهایی تیره و پیکوتیت یافت میشود.

1-1-3-) دیگر سنگهای اولترامافیک

از دیگر سنگهای اولترامافیکی که در این نوار افیولیتی به مقدار نه چندان زیادی رخنمون یافته‌اند میتوان به سنگهای دونیت، لرزولیت و کمی‌ورلیت اشاره نمود که حجم بسیار ناچیزی را پدید آورده‌اند. رخنمون این سنگها عمدتاً دایک گونه و از نظر فیزیکی سنگهای نسبتاً سختی هستند که بگونه‌ای برجسته از میان سایر سنگهای هوا زده و دگرسان یافته سر بر آورده‌اند. در میان مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده از این رخنمونها گاهی سنگها رخساره‌ای حد وسط بین رخساره‌های اصلی رانشان میدهند. اگر چه در مشاهدات صحرایی تغییر قابل ملاحظه‌ای نمایان نیست. نمونه BA14 از رخنمون دایک گونه و بسیار سختی گرفته شده که رنگ آن سبز تیره متمایل به سیاه میباشد. در مقطع میکروسکوپی این سنگ ساختمان مشی را نشان میدهد که بلورهای فراوان اولیوین آن را پدید آورده‌اند. بیشترین حجم سنگ به سر پانتین و ابدینگسیت دگر سان یافته و مقادری اکسیدهای کدر آهن در آن یافت میشود. سنگ یاد شده احتمالاً ترکیب دونیتی دارد.

نمونه BA8 از رخنمون دار یک گونه دیگری برداشت شده که رنگ ظاهری آن قهوه‌ای متمایل به قرمز

(سطح هوا زده) و سطح مقطع آن سبز تیره است. در مقطع میکروسکوپی آن ساختمان مش و بافت گرانولار مشاهده میشود و بیشترین حجم سنگ را اولیوین‌هایی پدید آورده‌اند که به مقدار جزئی به سر پانتین تبدیل گردیده‌اند. بلورهای از پیروکسن منوکلینیک (دیوپسید) اولیوین‌ها را همراهی می‌کنند. در چهار چوب ویژگی‌های کانی شناسی سنگها، سنگ یاد شده ترکیب ورلیتی را نشان می‌دهد.

نمونه BA10 از رخنمون نوار شکلی است که به رنگ سبز تیره و با مورفولوژی نسبتاً برجسته از میان سر پانتین‌های آزبست دار سر بر آورده است. در مقطع میکروسکوپی آن ساختمان مش و بافت گرانولار نمایان است و کانیهای پدید آورنده آن اولیوین و بلورهای پیروکسن و اورتو و منو هستند. بلورهای قطور دیوپسید (منو کلینیک) هیپرستن و اوژیت (اورتوکلینیک) بروشنی دیده میشود که به همراه اولیوین پدید آورنده سر پانتین‌های زمینه میباشد. اکسید آهن و اسپیتل قهوه‌ای (پیکوتیت) در سنگ موجود است. سنگ یاد شده ترکیب ورلیتی نشان میدهد.

نمونه T8 از سنگهای سخت، دایک گونه با سطح هوا زده قهوه‌ای رنگ در خاور چشمه تزکی برداشت شده که در آن هر دو نوع پیروکسن یافت میشود. مقطع سنگ شامل بلورهای پیروکسن (اورتوکلینو) است که در زمینه‌ای سر پانتینی جای گرفته‌اند. دانه‌هایی از اولیوین در شبکه سر پانتینی (با ساختمان مش) دیده میشود. که باقی مانده‌ای از بلورهای درشت اولیوین هستند. خطوط سیاهرنگ کانیهای تیره و تعدادی پیکوتیت در مقطع سنگ نمایان است. سنگ یاد شده دارای ترکیب لرزولیتی است که به مقدار در خور توجهی به سر پانتین دگرسان یافته است.

2-1) سنگهای مافیکی

دیاباز، گونه‌های گابرو و گابرو رودنگیت از بارزترین رخساره‌های مافیکی است که در چندین مکان رخنمون یافته‌اند. مهمترین این رخنمون‌ها در شمال باختری معدن حاجات اطراف پیکره کرومیتی و در جنوب ناحیه نمایان شده‌اند. بافت و ساخت گوناگون تغییر در مقدار کانیهای تیره و روشن از بارزترین ویژگیهای این پیکره‌های ماگمایی است که پی آمد فرآیندهای تبلور و تفریق در حمام ماگما پدیدار گردیده‌اند. مهمترین رخنمون‌ها در شمال باختری معدن حاجات اطراف پیکره کرومیتی و در جنوب ناحیه نمایان شده‌اند. بافت و ساخت گوناگون تغییر در مقداری کانیهای تیره و روشن از بارزترین ویژگیهای این پیکره‌های ماگمایی است که پی آمد فرآیندهای تبلور و تفریق در حمام ماگما پدیدار گردیده‌اند. بافت ریز دانه تا پگماتیتهی ساخت لایه‌ای (شکل 15) توده‌ای درز بندیهای ظریف و زاید‌های رگه مانند از روشنترین نمونه‌های ساختاری این پیکره‌های مافیکی است که در مجاور پیکره‌های کرومیتی و جنوب ناحیه چهره بارزتری دارند. بزرگترین پیکره سنگهای مافیکی در جنوب و نزدیک به پایان

بلندیها

ی
جنوب
باختر
ی
بندان
در
پهنه
وسیع
ی به
دراز
ی
حدود



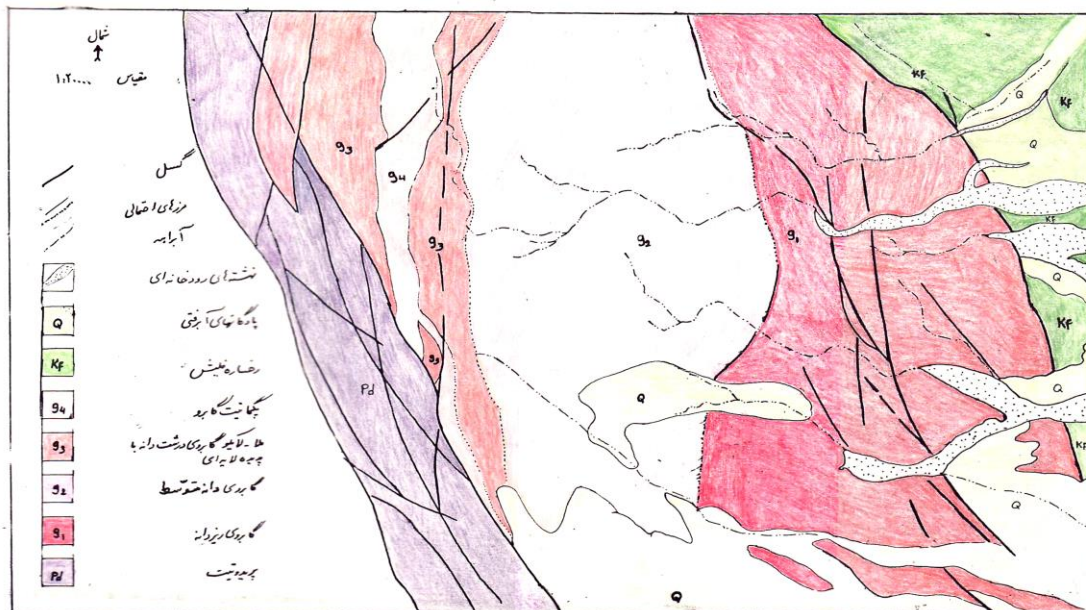
شکل (۱۵): ساخت لایه‌ای در پیکره گابرو

کیلومتر و پهنای 5/5 کیلومتر رخنمون یافته‌اند.

در پهلوهایی شمالی و باختری پیکره یاد شده سنگهای پریدنیتهی دگرسان نیافته و در پهلوی خاوری آن رخساره فلش با سطح تماسی گسیخته نمایان شده‌اند. نهشته‌های نوژن با رخنمونهای نسبتاً پست و در پایان نهشته‌های دشت زابل پهلوی جنوبی پیکره گابرویی را میپوشانند.

این باتولیت گابرویی نمودی از تفریق ماگمای گابرویی است که در ضخامت خود فزون بر پدیده لایه‌ای شده (1). بافتهای گوناگون و چهره منطقه بندی (2) شده‌ای را به نمایش میگذارد. (شکل 16)

. حجم بزرگی از بخش خاوری این پیکره مافیکی گابروی ریز تا متوسط دانه (میکروگابرو) و به رنگ خاکستری تیره (منطقه حاشیه و سقف حمام ماکما) پدید می‌آورد. بسبب فرآیندهای تکونیکایی قرینه‌این قسمت در پهلوی باختری پیکره با تولیتی دیده نمیشود. گابروهای سفید تا تیره رنگ (3) دانه درشت با ساختار توده‌ای و لایه بندی بخش میانی و باختری این پیکره را بوجود می‌آورده‌اند. منطقه پگماتیتی به رنگ روشن با بلورهای درشت و صفحه‌ای پیروکسن و فلدسپار بگونه باریکه‌ای با پهناي حدود 250 متر در بخش میانی این باتولیت بلندترین قسمت آن را پدید آورده است. رونداین بارکه همسان با ساختار ناحیه شمالی-جنوبی ولی ادامه روند با گسلی بریده میشود. گاهی میزان فلدسپار بیش از 90 درصد حجم سنگ را در بخش پگماتیتی پدید آورده است. اندازه بلورهای فلدسپار و پیروکسن درشت و از ضخامت پهن با پهناي حدود 20 سانتی متر مربع تشکیل شده‌اند.



شکل 17: منظره‌نگار میکروسکوپی گابروئ‌های جنوب نیوان

ترزیق رگه‌های سفید رنگ گابرویی با گابروروندنگیتی با ضخامت چند سانتی متر تا چندین 10 سانتی متر در جهات گوناگون از دیگر پدیده‌هایی است که در میان گونه‌های مختلف سنگهای پریدوتیتی، گابرویی و حتی پیکره کرومیتی یافت میشود. چنین رگه‌هایی در واحد سر پانتینیت شیستوزدار به ویژه بخشهای آزبست دار دیده نشده است. نبود چنین رگه‌هایی در واحد یاد شده و وجود آن در دیگر رخساره‌های اولترا مافیکی و مافیکی میتواند بعنوان پدیده‌ای در خور توجه در رابطه با پیوند زمانی این واحدهای سنگی و جابجایی و جای گیریهای تکنونیکي آنها در واحد سر پانتینیت مورد بررسی قرار گیرد. شکل (17) یکی از این رگه‌ها را که در سنگهای پریدوتیتی نفوذ کرده است نشان میدهد. (به شکل 49 نیز توجه شود.)

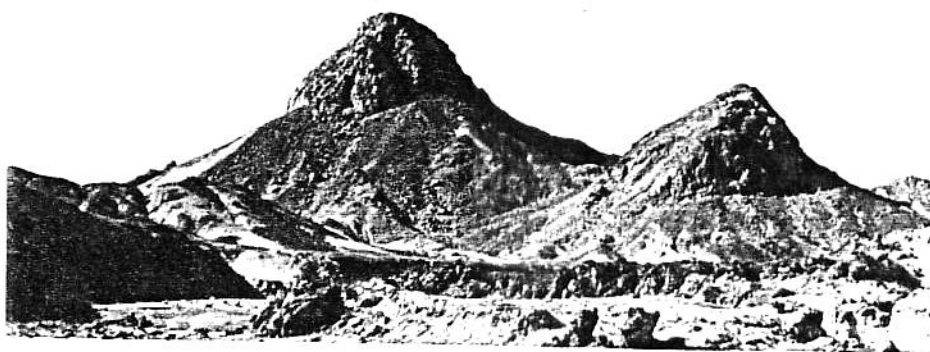
در مقطع میکروسکوپی نمونه‌ای از این رگه‌ها (نمونه BA12) بافت احتمالاً دانه درشت و گرانولاری وجود داشته است. که به سبب فرآیندهای دگرسانی از بین رفته‌اند. پیروکسن (احتمالاً اوژیت) آمفیبول (ترمولیت) گروناوکلریت کانیهای پدید آورنده سنگ میباشند.

در مقطع میکروسکوپی نمونه‌ای (BA13) از سنگهای در برگیرنده این رگه (شکل 17) ساختمان مشی و آثاری از اولیوین یافت میشود و بنظر میرسد که سنگ اولیه سر شار از اولیوین بوده است که پی آمد فرایندهای دگرسانی به سر پانتین تبدیل شده‌اند. مقداری اکسید آهن و بلورهای از پیکوتیت در آن یافت میشود.

3-1) سنگهای فلسیکی

در امتداد این نوار افیولیتی و در درون آن دایکها و پیکره‌های کوچکی بشکل عدسی یا گنبدهایی از سنگهای فلسیک رخنمون یافته‌اند که کانیهای پدید آورنده آنها بگونه‌ای ملایم جهت یافتگی نشان میدهند. بیشترین

پیکره‌های این واحد سنگی در حاشیه نوار افیولیتی یا نزدیک به حاشیه آن نمایان یافته‌اند. بارزترین رخنمونهای فلسیکی در شمال باب نور و چشمه تزگی پدیدار گشته‌اند که اولی به شکل یک عدسی و دومی به شکل گنبدهایی (شکل 18) از میان سنگهای سر پانتینی سر بر آورده‌اند. سنگهای این رخنمونها به رنگ سفید با بافت گرانولار تا پورفیری و کانیهای فلدسپار (بیشتر پلاژیوکلاز) و کوارتز بیشترین حجم آن را پدید آورده‌اند. مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده از رخنمونهای گوناگون سنگهای فلسیکی ترکیبی از گرانیت تا کوارتز دیوریت را نشان داده است. به سبب این طیف گسترده ترکیبی برای رخساره فلسیکی موجود در آمیزه‌های افیولیتی واژه پلاژیوگرانیت (1) بکار گرفته شده است. (Coleman, Peterman, 1975, Coleman 1977)



سطح

تماس این

پیکره‌ها

سنگهای

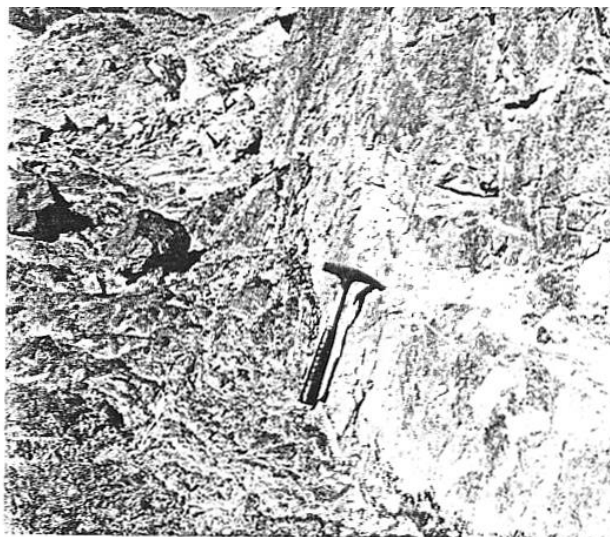
مافیکی

و از گونه

است

. (19)

شکل (۱۸): پیکره‌های گنبدی شکل پلاژیوگرانیت چشمه تزگی



با

اولیترا

مشخص

نفوذی

(شکل

شکل (۱۹): سطح تماس پلاژیوگرانیت با نوربا سنگهای سرپانتینی

سنگهای سر پانتینی در برگیرنده پیکره‌های فلسیکی در محل تماس کمی‌قهوه‌ای رنگ (در فواصل دور تر سنگها سبز تیره هستند.) شده‌اند که احتمالاً ناشی از پدیده حرارتی این پیکره‌ها میباشد. نمونه AB4 از پیکره عدسی‌گونه شمال باب نور است که در پهنه‌ای با درازای نزدیک به 250 متر و ضخامت 120 متر در حاشیه نوار افیولیتی به گونه دیواری بلند و کشیده از میان سنگهای سر پانتینی سر بر آورده است. در تیغه نازک این سنگ پلاژیوکلاز (نزدیک به اولیگوکلاز که بیشتر به سریسیت، مسکویت و آرژیل تبدیل شده)، کوارتز (دراز شده و جهت یافته) احتمالاً کمی‌فلدسپار آکالی (با دگرسانی آرژیلی) و کانیهای ثانویه‌ای چون کربنات (رگه مانند) کلریت و مقدار کمی‌اکسید آهن و کانیهای تیره یافت میشود. بافت سنگ دانه‌ای و کمی‌دگرگون یافته میباشد. از نظر سنگ شناسی دارای ترکیب کانی شناسی کوارتز دیوریت است.

شرح زیر پی آمد مطالعه میکروسکوپی انجام پذیرفته بر نمونه‌هایی (BA6-AB23) از دو پیکره فلسیکی و گنبدی شکل چشمه تزکی میباشد.

- بافت سنگ دانه‌ای و خرد شده و دگرسان یافته است. بلورهای کوارتز شکل دار نا نیمه شکل دار و گاهی خرد شده با بلورهای پلاژیوکلاز (حدود اولیگو کلاز) و به مقدار کمی‌فلدسپار آکالن (اورتوکلاز) سنگ یاد شده را پدید آورده‌اند.

بخشی از بلورهای پلاژیوکلاز به اپیدوت، سر یسیت و کلریت و فلدسپار آکالن به آرژیل و مسکویت دگرسان یافته‌اند. اکسیدهای آهن و مقداری اسفن در زمینه سنگ دیده میشود. با توجه به ترکیب کانی شناسی نامی‌معادل گرانیت (متاگرانیت) برای این سنگ بکار گرفته شده است.

1-1-4-) لیستیونیت

از دیگر واحدهای سنگی که بعنوان جزئی از پیکره نوار افیولیتی در خور اشاره است سنگهای زرد متمایل بنارنجی رنگی است که با نام لیستیونیت و با چهره‌ای برجسته در بخش شمالی ناحیه (از معدن حاجات تا شمال پلنگ سار) پدیدار شده‌اند. رخنمون این واحد سنگی بگونه‌ای رنگین و افقی مشخص بر روی سنگهای سر پانتینی نمایان شده است. بیشترین رخنمون رخساره لیستیونیتی در محل پلنگ سار، چاه رستم و معدن حاجات نمایان شده‌اند. نشانی از این سنگها در سیخ حاجات به سمت جنوب دیده نمیشود. جدول (3) ترکیب شیمیایی نمونه‌ای از لیستیونیت‌های پلنگ سار (مجاور جاده حاجات - بندان) را نشان میدهد.

4-1) سنگهای رسوبی و دگرگونی

از رخساره‌های رسوبی و دگرگون یافته‌ای که بعنوان جزئی از پیکره آمیزه افیولیتی و پی آمد

جدول (3): ترکیب شیمیایی لیستیونیت پلنگ سار

ترکیب شیمیایی - درصد								نمونه
L.O.I	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	
۴۳/۳۲	۰/۰۷	۱/۸۶	۱/۱۵	۳۰/۱۶	۲۹/۴۵	۱/۳۹	۴/۰۶	AN ₃

فرآیندهای زمین شناسی واحد یاد شده منظور می‌گردد رخساره‌های سیلیسی و شستی است که با رخنمون‌های پراکنده‌ای در این نوار افیولیتی پدیدار شده‌اند. اگر چه مجموعه واحدهای سنگی افیولیتی متحمل فرایندهای دگرگونی و دگرسانی گردیده‌اند. معه‌ذا رخساره شستی‌های خاکستری متمایل به آبی رنگی (1) که بصورت نوارهای باریکی در شمال باختری بندان نمایان گردیده بعنوان يك رخساره دگرگونی که در رابطه با رخداد‌های تکتونیکی و تحلیل‌های پیدایشی آمیزه‌های افیولیتی (Dewey, 1977, Coleman, 1971, Bird) بکار گرفته میشود، جایگاه ویژه‌ای دارد.

سنگهای نامتبلور (آمورف) تا دانه ریز (کریپتوکریستالین) سیلیسی (چرت) از دیگر واحدهای رسوبی است که در پیوند با نوار افیولیتی در چندین مکان رخنمون‌های کوچکی را پدید آورده‌اند. بارزترین این رخنمونها در جنوب خاور پیکره کرومیتی است که ارتفاع بلند و کشیده‌ای را تشکیل داده است. لایه‌های ظریفی با رنگهای سبز تیره و قرمز ارغوانی پدید آورنده این پیکره سیلیسی هستند که در مقاطع میکروسکوپی آنها اثر روشنی از رادیولاریت یافت نمیشود.

دانه‌های ریز (تانامتلور) سیلیس که مقداری سریسیت و مسکویت آنها را همراهی میکنند. این سنگها را بوجود آورده‌اند. در محل چشمه تزکی و در مجاورت آهکهای هیپوریتی این رخساره بگونه رخنمون کوچک بر روی سر پانتینیت‌ها نمایان شده است. فزون بر سنگهای سیلیسی دانه ریز لایه‌های ضخیمی در زیر سنگهای یاد شده دیده میشود که در آن نوارهای سفید و سبز رنگ چین خورده یافت میشود، شکل (20). این سنگ از کانیهای کوارتز، اپیدوت، پیروکسن و کربنات پدید آمده که مقداری کلسیت رگه‌ای و اکسیدهای آهن آنها را همراهی میکنند. مجموعه کانیها حالت جهت بافتگی را نشان میدهند.



شکل (۲۰): ضخیم‌لایه‌های از سنگهای دگرگونی همراه با افق‌های سیلیسی

رسوبات سیلیسی عمدتاً در محیط دریایی و در پیوند با مواد آلی (دیاتومها، رادیولارها و اسفنجها)، عامل هیدرو دینامیکی (جریانهای بالا رونده عمیق دریایی (1)) و مواد کربناتی با منشأ آلی نهشته میگردند. و در واقع رادیولاریتها ترکیبی از باقیمانده پلانکتونها میباشند. (Lapo, 1982) منشأ سیلیس این نهشته‌های بزرگ ناودیسسی عمدتاً در پیوند با خروجی‌های آتشفشانی است. , Khvorova 1977, Muratove 1978 به نقل از

(Lapo, 1982) که در بستر دریاها و اقیانوس تکاپو داشته‌اند.

2- رخساره‌های رسوبی - آتشفشانی

پی آمد فرآیندهای رسوبگذاری و تکاپوهای آتشفشانی که از کرتاسه بالایی به بعد انجام پذیرفته سبب بر جای گذاری نهشته‌های ضخیمی گردیده که رخنمونهای آنها پهنه‌ء وسیعی را پوشانده است، (شکل 8).

بارزترین رخساره‌های یاد شده بصورت فلش، گدازه‌های اندریتی و رخساره‌های کربناتی در ناحیه بندان جلوه‌گر شده است.

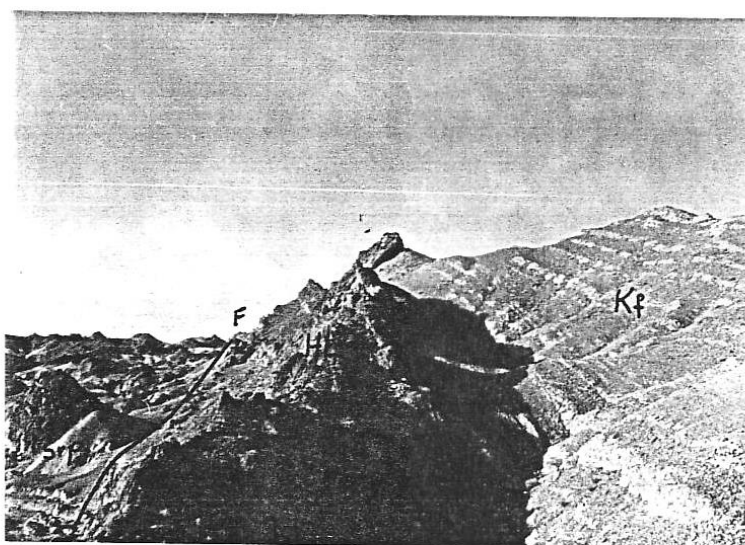
1-2) کرتاسه

کهن‌سال‌ترین واحد چینه‌ای دگرگون نیافته که بگونه‌ای ناپیوسته پیکره آمیزه افیولیتی را در این ناحیه میپوشاند. رخساره کربناتهای کلاستیکی و بیوکلاستیکی سازند در بند باد (Tirrul et al, 1983) است که در ناحیه شمال خاوری بندان و در مجاورت مرز افغانستان پهله گسترده‌ای را میپوشاند. این واحد سنگی با دامنه گسترش کمتری در ناحیه جنوب باختری بندان رخنمون دارد. در پی سازند یاد شده رخساره فلش با ضخامتی زیاد و بگونه‌ای پیوسته پدیدار میگردد. پی آمد مطالعات انجام شده بر تیغه‌های نازکی از واحدهای سنگی یاد شده که در بر دارنده ریز سنگواره‌هایی بوده‌اند مجموعاً در چهار چوب کرتاسه بالا جای میگیرند.

1-1-2) رخساره کربناتی

کنگلمرایی پایه با قطعات درشت که بیشترین حجم آن از سنگهای آمیزه افیولیتی پدید آمده در پهله‌ای نه چندان گسترده در چند محل رخنمون دارد. که بزرگترین آنها در شمال باختری مسیل کرگزی با رنگی تیره و نمایی تقریباً برشی نمایان شده است.

رخساره سنگهای کربناتی با رخساره کلاستیکی به‌مراه آهکهای هیپوریتی اولین واحد رسوبی است که بر پی سنگ افیولیتی نمایان گردیده است. شاخص‌ترین این ردیف کربناتی، نواری از سنگهای آهکی هیپوریت داری است که در حاشیه خاوری نوار افیولیتی و با پیوندی گسیخته با آن رخنمون یافته است، شکل (21).

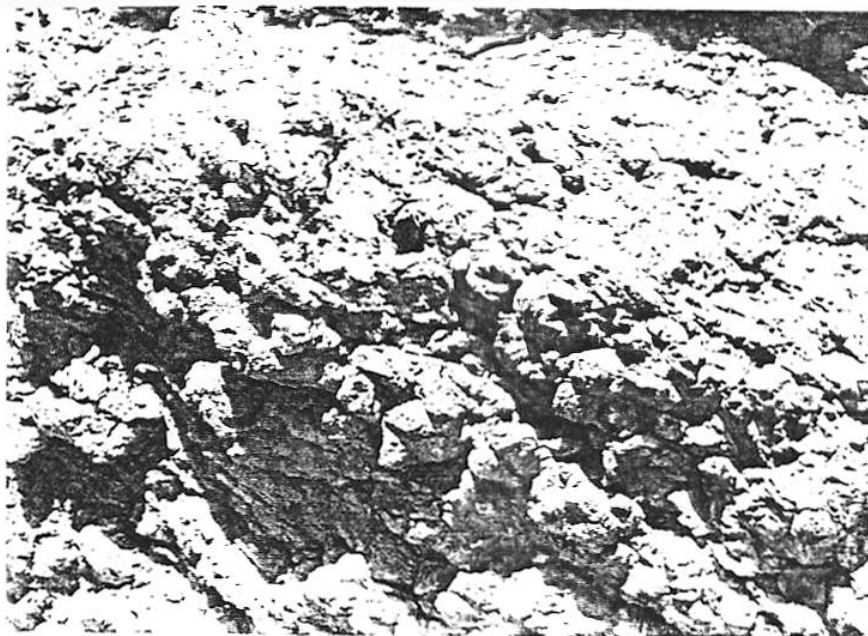


واحد سنگی، که بیشترین حجم آن پیکره‌های

این

شکل (۲۱): واحدهای آهکی هیپوریت دار درخا و رجمه‌ترگی "نگاه به شمال"
 Srp: سرپانتینیت S: سنگهای سیلیسی و دگرگونی ،
 F: گسل Kf: رخساره فلش ، F: گسل

هیپوریتی با مورفولوژی ویژه (شکل 22) پدیده آورده‌اند، دارای رنگ خاکستری تیره و رگه‌های فراوان و شیری رنگ کلسیت میباشند. امتداد مخروط‌های هیپوریتی عمدتاً شمالی - جنوبی و حفره میانی آنها با کلسیت شیری رنگ انباشته شده است.



تیغه‌هایی
نازکی
از این
واحد

شکل (۲۲): مورفولوژی ویژه پیکره‌های هیپوریتی

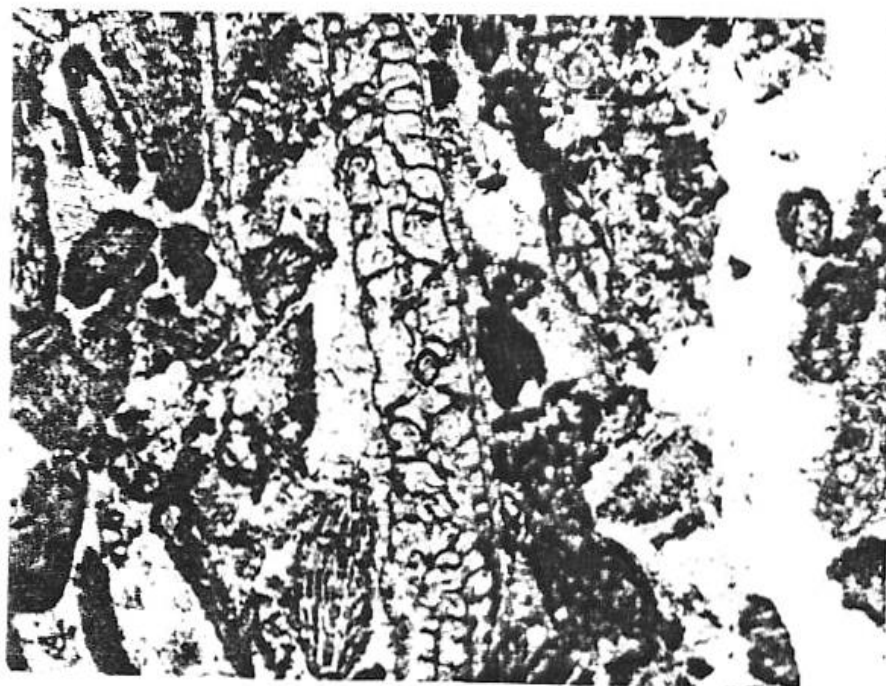
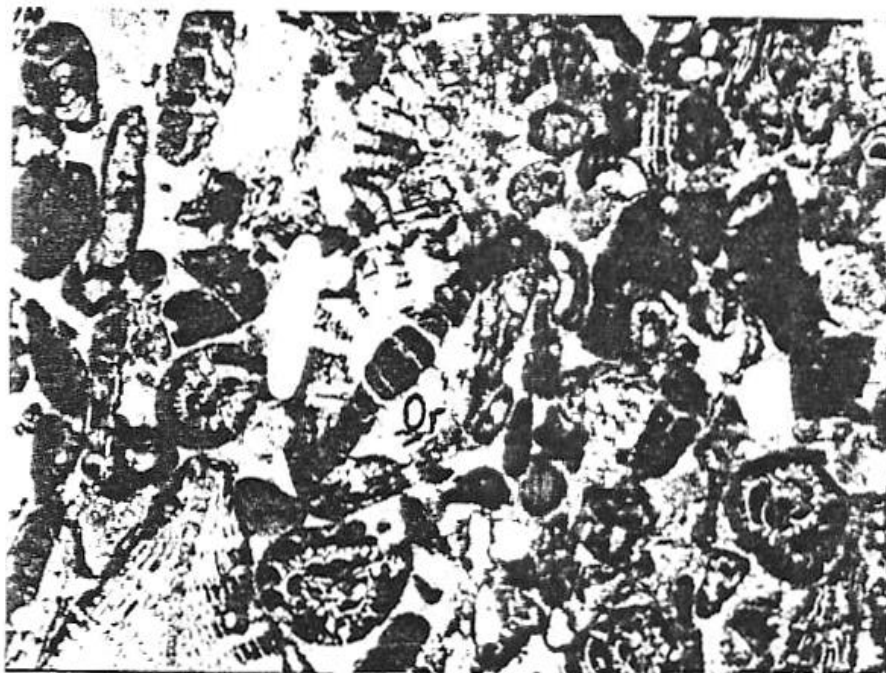
سنگی ریز سنگواره‌های زیر را نشان داده‌اند، شکل‌های (23 و 24) .

Omphalocyclus sp . sidrolites sp

Orbitoides sp . sidrolites calcitrapoides Lamark

Globotruncana sp . Rotalia sp

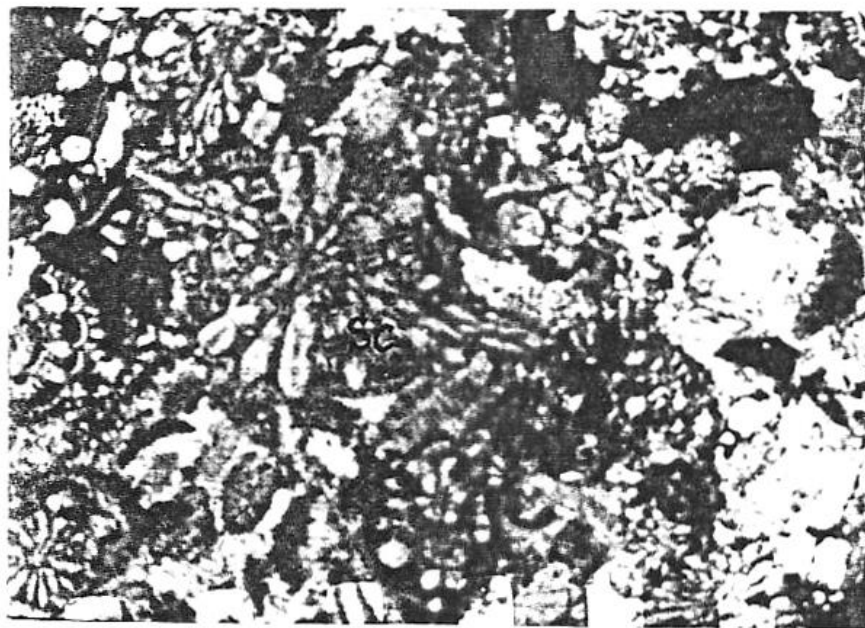
پی آمد شناخت ریز سنگواره‌های یاد شده "ماستریشین" برای این واحد سنگی معین شده است.



شکل (۲۳): ریزسنگواره‌های رخساره کربناتی ماستریشین

O:Omphacyclus Sp.

Or:Orbitoides Sp.



شکل (۲۴): ریزسنگواره‌های رخساره کربناتی ماستریشین

S: Siderolites Sp. Sc: Siderolites-

Clacitrapoides Lamark

2-1-2

(

بطور کلی فلش وازهای است بیانگر رخساره‌های سنگی که از مجموعه طبقات نازک شیل‌های پلاژیک و سنگهای آواری درشت دانه (بیشتر گری واک) با ضخامت بسیار زیاد (Enos, 1969) پدید آمده است. خواستگاه این رخساره کوهزایی تخریب بلندیهای سواحل و جایگاه انباشته شده آنها گودالهای عمیق حاشیه

قاره‌ها میباشد. فزون بر ضخامت زیاد و تکرار پی در پی نازک لایه‌های پدید آورنده، وجود اشکال گوناگون ساختمانی بر سطوح طبقات (انواع شیارها، قالبها و آثار جریانها) از دیگر ویژگیهای بارز این واحد زمین ساختمانی است. (Enos, 1969)

افق‌های شیل و ماسه سنگ با تکرارهای پی در پی، طبقاتی از سنگ‌های آهکی، کنگلو مرایی و نوارهایی از گدازه‌های اندریتی با ضخامت بیش از سه هزار متر پدید آورنده رخساره فلش در ناحیه بنان هستند. شکل (25).

این واحد زمینی ساختمانی در ضخامت خود چهره‌های گوناگونی نشان میدهد. گاهی ضخامت لایه‌ها از چندین سانتی متر بیشتر نمیشود و بگونه تکرار پی در پی لایه‌های نازکی از شیل و ماسه سنگ (شکل 26) رخ مینماید. و تنشهای تکتونیکی سبب پدید آوردن ریز چین‌های مینیا توری در این لایه‌های نازک گردیده که چهره دیدنی پیدا کرده‌اند. در بخشهایی از این رخساره گاه ضخامت واحدهای یاد شده از یک متر بیشتر میشود و گاه بگونه عضوی ضخیم نمایان میشود. واحد شیل‌های سبز رنگ مدادی با ضخامت بیش از 20 متر که در باختر کوه سرخ رخنمون دارد نمادی از این چهره است. میان لایه‌هایی از ماسه سنگ‌های درشت دانه دیده میشود که در امتداد ضخامت خود چهره کنگلومرایی پیدا میکند. کنگلو مرایی ضخیم لایه با ضخامت درشت که بیشتر از سنگ‌های افیولیتی پدید آمده بگونه نواری ضخیم در میان ردیفهای شیل و ماسه سنگ جای گرفته است.

گونه‌هایی از ساختمانهای جریان‌ی در طبقات ماسه سنگی یافت میشود که زیباترین آنها قالب جریان‌های آشفته‌ای (1) است که در شکل (27) نمایان است. دو لایه از سنگ آهک که یکی به‌مراه افق کنگلومرایبی (نمونه BA3) در باختر کوه سرخ و دیگری با ضخامت حدود 45 سانتی متر برنگ خاکستری و بارگه‌های شیری رنگ کلسیت (نمونه AB13) در باختر مسیل مرکزی رخنمون یافته‌اند در بر دارنده ریز سنگواره‌هایی هستند که در زیر آورده شده‌اند:

-نمونه BA3 :

Orbitoides media (Darchiac)

Omphalocyclus macroporus Lamark

Sidrolites calcitrapoides Lamark.

نمونه AB13 :

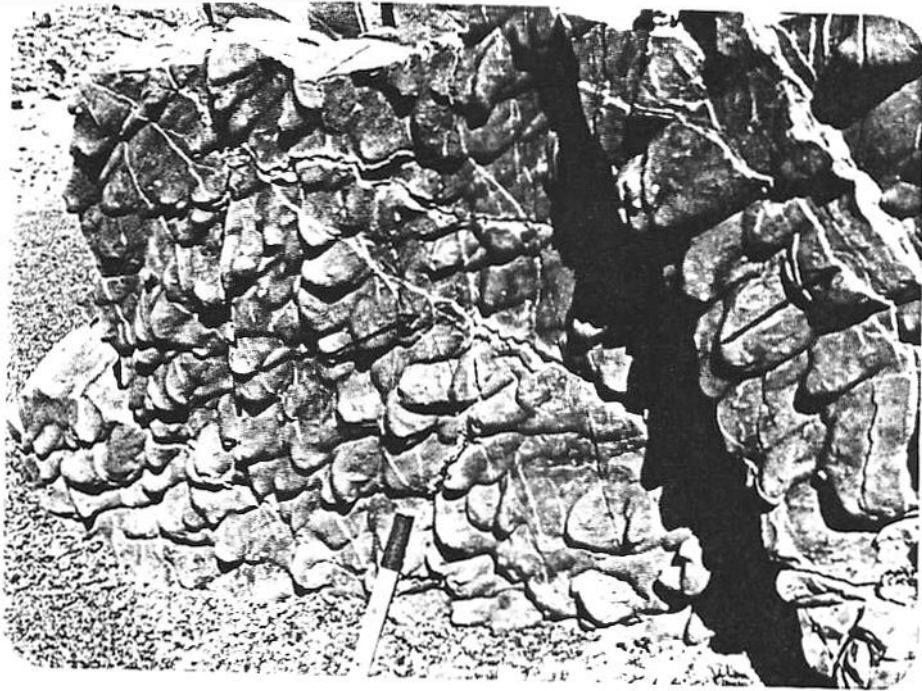
Omphalocyclus SP

Orbitoides ssp.

Omphalocyclus macroporus (Lamark).

Sidrolites calcitrapoides Lamark.

Orbitoides cf. *apiculata* (schlumberger).



شکل (۲۷): اثر قالبهای جریان آشفته (Flute cast) در در طبقات ماسه سنگی

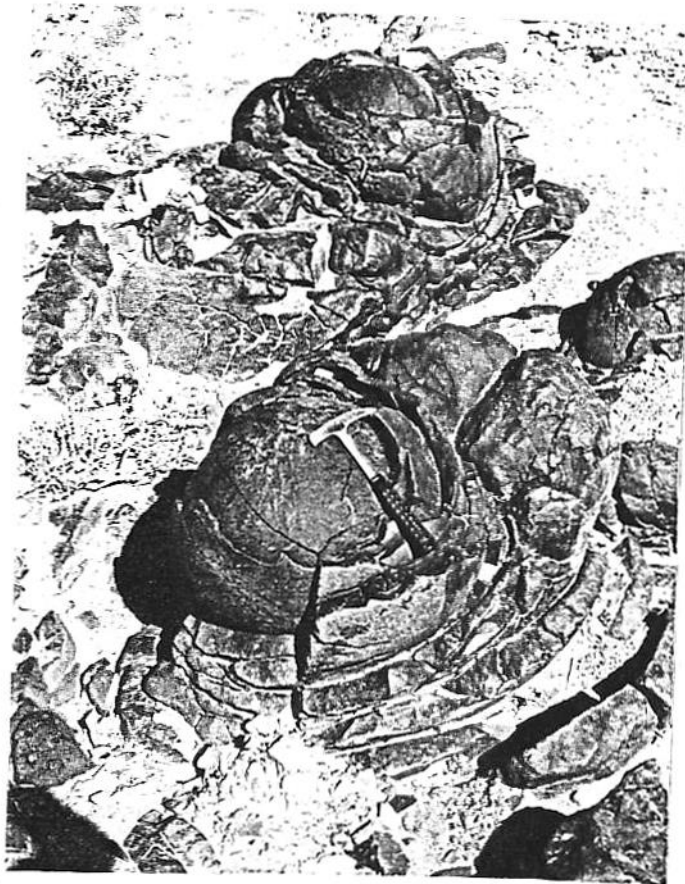
بنابراین رخساره فلیش در چهار چوب ماستریشین جای میگیرد، ولی با توجه به سن سنگهای آهکی پالئوسن

(Mintian) که بگونه‌ای پیوسته فلیش را میپوشاند احتمالاً فرایند بنهشته گذاری تا آغاز پالئوسن (Danian)

استمراریافته است.

گدازه‌های آتشفشانی با بافت‌های ریز دانه تا پورفیری، برنگهای خاکستری روشن تا سیاه با کانیهای پلاژیوکلاز،

آمفیبول و پیروکسن و با ترکیبی اندزیتی تا بازالت - آندزیت پدیدآورنده نوارهای مشخصی در واحد فلیش میباشند. (شکل 25). ساخت پوسته‌ای یا گل کلمی (شکل 28) نمایی زیبایی است که در گدازه‌های جنوب کوه سرخ یافت میشود. قطر این پیکره‌ها از کمتر از نیم متر تا بیش از یک متر میرسد.



گدازهاي
فلسيكي
برنگ
خاكستري
روشن و

شكل (۲۸): ساخت پوسته‌ای (گل کلمی) در گدازه‌های آندزیتی موجود در
رخساره فلیش

سطح هوا زده کمی قرمز رنگ پی آمد تکاپوهای درونی زمین است که احتمالاً در مراحل پایانی حوضه فلیش پدید آمده است. این رخساره آتشفشانی بگونه نوار باریکی در بلندیهای جنوب ناحیه بر واحد فلیش و در زیر آهکهای پالئوسن نمایان شده است. در تیغه نازکی از این سنگها، کانیهای اولیه آن بروشنی قابل تشخیص نیست و هم اکنون کوارتز ثانویه، کالسدون، فلدسپار آرژیلی شده و کانیهای کوره سنگ یاد شده را پدید آورده‌اند. فرآیندهای دگرسانی از گونه سیلیسی و آرژیلی شدن چهره بارزی دارد. با این ویژگیها ترکیب ریولیتی برای آنها پیشنهاد میگردد.

2-2) پالئوسن

نهشته گدازی در یای پالئوسن با تغییر در رخساره سنگی استمرار یافته و این نمود با بر جای گذاری رخساره کربناتی سازنده پلنگ (Tirul et al . 1983) آغاز و روند رسوبگذاری با نهشته‌های سازند چاه چوچو

(Tirrul et al . 1983) ادامه می‌یابد. رخساره‌های کربناتی پالئوسن پدید آورنده رشته کوه‌های شمال بندان (پا ترکی، ملکون و زارفک)، تک بلندی دشت بندان، کوه سرخ، بلندیهای شمال مسیل

گردن شتري و رشته بلنديهاي مشرف به دشت سفيدابه - زابل ميباشند. سازند چاه چو چو نيز با رخنمونهاي نه چندان بلند بگونه باريكهاي هم روند با ساختمان كل ناحيه در بخش جنوبي ناحيه بندان نمايان يافته است.

سازند پلنگ در بردارنده دو بخش كربناتي (زيرين و زبرين) و يك بخش آواري (مياني) كاملاً مشخص ميباشد كه ويژگيهاي رخساره‌اي، شناخت صحرائي آنها را آسان ميسازد.

بخش كربناتي زيرين

اين بخش با آهكهاي لايه نازك قهوه‌اي تا خاكستري روشن آغاز و با آهكهاي ضخيم لايه تا توده‌اي كرم، سفيد و قرمز روشن استمرار مي‌يابد. رخنمون اين بخش در جنوب كوه پا تركي، خاور كوه، ملكدون، هسته مركزي كوه زارفك، تك بلندي دشت بندان، كوه سرخ (شكل 29) بلنديهاي شمال مسيل گردن شتري و جنوب ناحيه بندان نمايان شده است.



شماري از
تيغه‌هاي
از
مكانهاي
شده در
مطالعه
و فزون

نازك
ياد
بالا
شده

شكل (29): بخش زيرين آهكهاي پالئوسن پديد آورنده كوه سرخ
رخساره فليس در جلو عكس (نگاه به شمال خاور)

بر رخساره بيو اسپاريتي و بيو ميكرو اسپاريتي ريز سنگواره‌هاي زير نيز در آنها يافت شده است،
شكل (30).

- Halimmed sp

-Rotalia sp

-Textularidae sp

-Mississipina sp

-Cypolia sp

- valvulina sp.

-Miscellanea sp.

-Archaeolithothamniun sp.

-Hadonia sp.

-Miliolids.



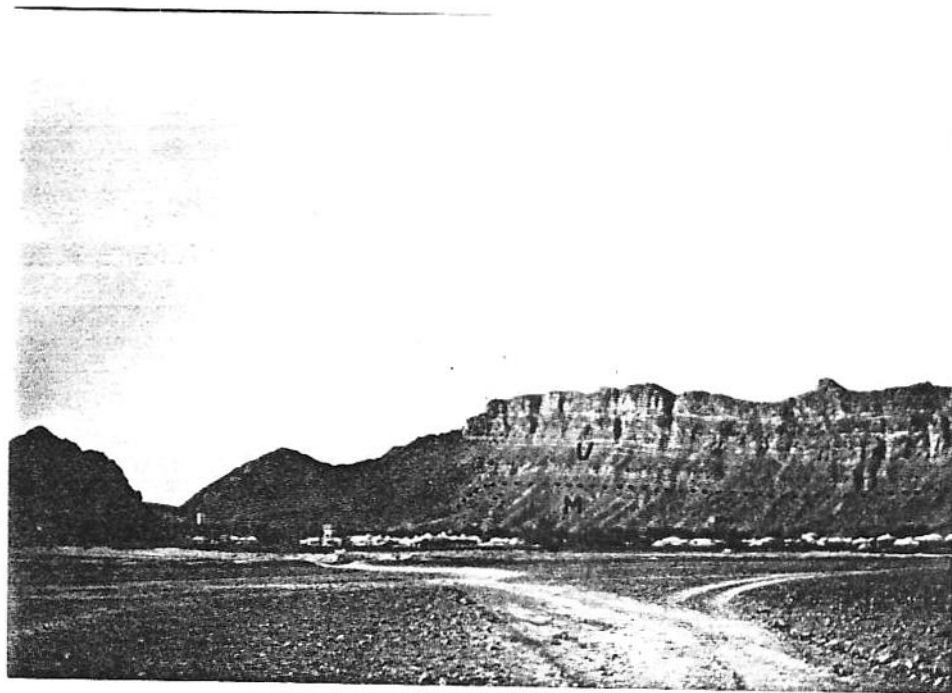
شکل (۳۰): ریزسنگواره های سنگها و آهکی بخش زیرین سنگها و آهکی پالئوسن

C: Cympolia Sp. M: Miscellaneous Sp.

از اینرو سنی معادل Montian-Thanetian برای این بخش منظور شده است. در قسمت میانی این بخش (در افق های ضخیم لایه) شیله و آل کفتار (باختر کوه پا ترکی) کانی سازی انجام پذیرفته و کانی اولیه کالکوزین بگونه لکه ای و رگچه های نازکی در آن یافت میشود. مقادیر کمی مالاکیت در نتیجه فرآیندهای دگرسانی برون زایتی (سوپر ژن) بر سطح سنگها پدید آمده است. حفره های و چاله های قدیمی در قسمتهای مختلف افق در بر دارنده کانی کالکوزین نمایان است.

بخش آواري مياني

اين بخش بگونه نوار باريك و تيره رنگي از طبقات نازك سنگهاي شيلي، ماسه سنگي، آذر آواري و لايه‌هاي از بيو ميكرو اسپارتيهاي دولوميتي با منشاء آواري پديد آمده و با چهره مشخصي بخش‌هاي كربناتي زيرين و زبرين را از هم جدا مي‌سازد. بجز افق ضخيم و سياه‌رنگي از گدازهاي اندرיתי كه در شمال مسيل گردن شتري بر روي بخش زيرين نمايان گرديده رخداد آشكاري در مرزهاي اين واحد با بخش‌هاي زيرين و زبرين مشاهده نميشود. در تيغه نازكي از لايه دولوميتي موجود در اين بخش تنها مقداري پوسته سنگواره‌اي يافت مي‌گردد. در شكلهاي (31 و 32) بخش مياني در زير بخش كربناتي زبرين نمايان است.



شکل (۳۱): بخش میانی و بخش کربناتی زیرین پالئوسن در شمال بندان
(نگاه به شمال)



شکل (۳۲): بخش های میانی و زیرین رخساره پالئوسن در ساحل شمالی
رودخانه بندان (نگاه به شمال)

بخش کربناتی زیرین

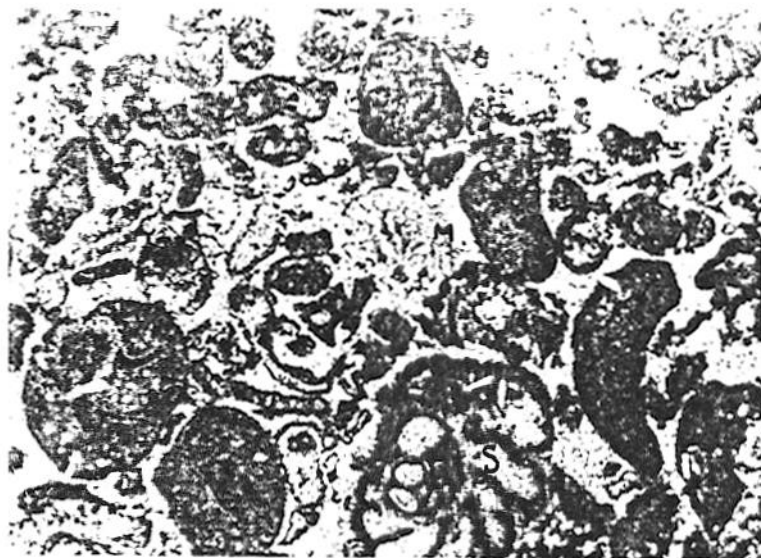
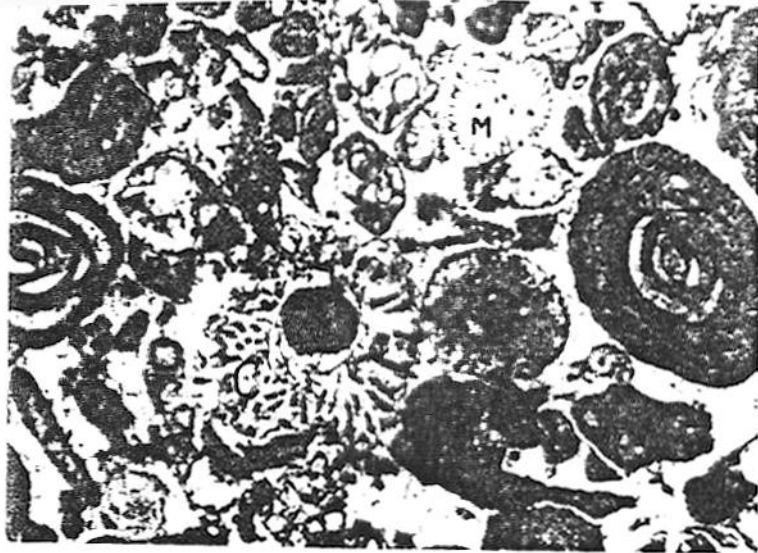
این واحد سنگی پدید آورنده بلندیهای شمال بندان و تک بلندی دشت بندان است و با نمایی متشکل از نوارهای تیره و روشن نمایان شده است. شکلهای (31) و (32) این بخش کربناتی را نشان می‌دهند. در مطالعه تیغه‌های نازکی از این بخش ریز سنگواره‌های شاخص زیریافت شده‌اند، شکلهای (33) و (34).

-Miscallanea sp.

- Sistanites (?) Iranica

- Cympolia sp.

-Cympolia heraki



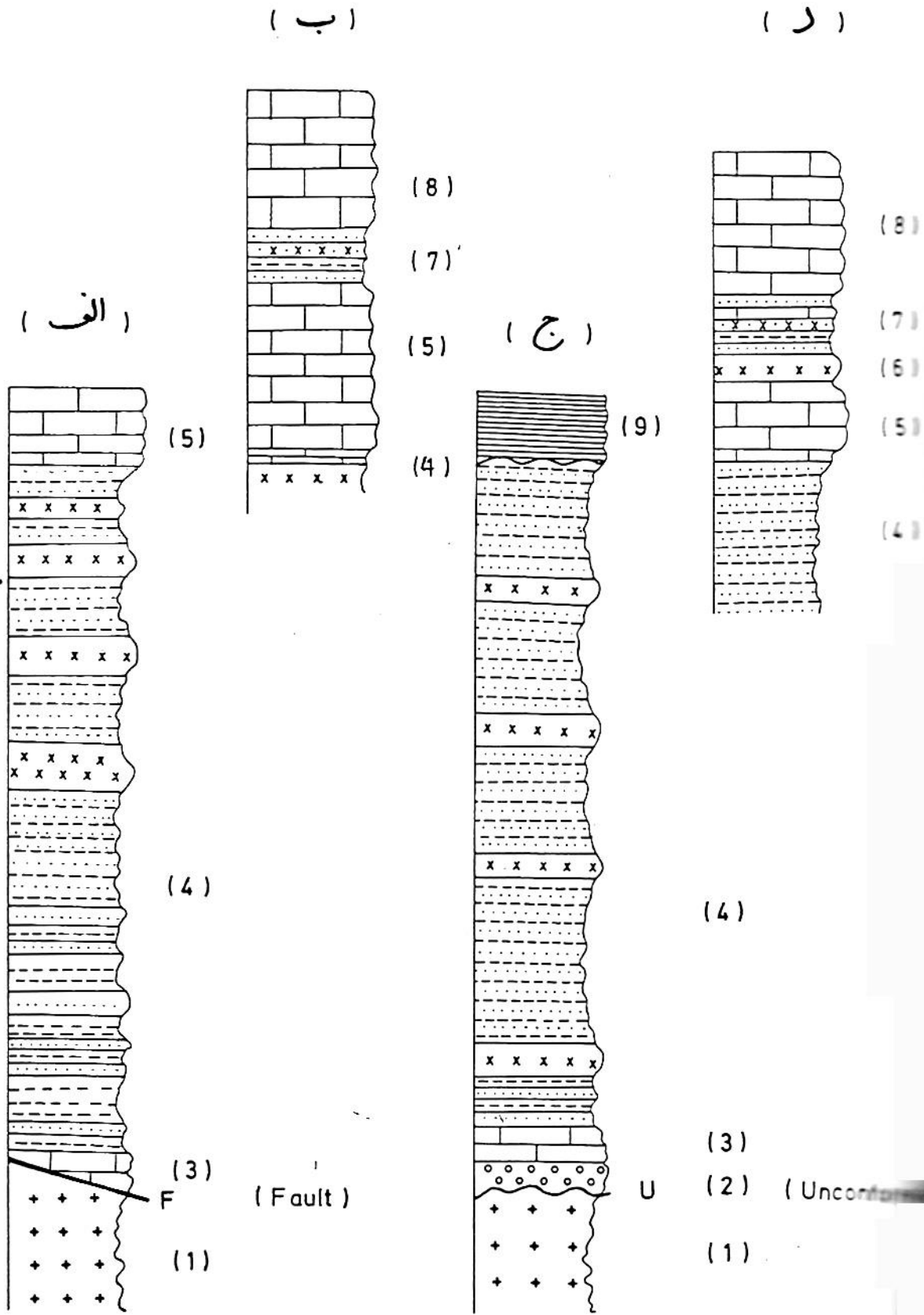
شکل (۳۴): ریزسنگواره‌های بخش زیرین پالئوسن M:Miscallanea

S:Sistanites Iranica

C:Cympolia heraki

پي آمد مطالعہ این ریز سنگواره‌ها، زمان نهشته گذاری این واحد زمین ساختی - montian? Thanetian معین شده است.

(Not to scale)



شکل (۳۵): مقاطع جیندشناسی درمکانهای ازناحیه بندان

الف (چشمه تزكي - كوه سرخ

ب) خاور كوه ملكدون

ج) باختر باب نور

د) شمال مسيل گردن شتري

1- پي سنگ افيواليتي

2- كنگلومراي پايه

3- مجموعه آهكهاي كلاستيكي و هيپوريتي

4- رخساره فليش

5- بخش كربناتي زيرين پالئوسن

6- افق گدازهاي اندزيتي بخش مياني

7- افق آواري بخش مياني

8- بخش كربناتي زيرين پالئوسن

9- گدازهاي اندزيت - بازالت نئوژن

رسوبگذاري در حوضه پالئوسن پاياني در ناحيه بندان با نهشته‌هايي از سنگ آهك، مارن، آهك مارني، مارن‌هاي گچ دار (بلورهاي ژيپس) و كم‌ماسه سنگ جلوه‌گر ميشود كه رخنمون‌هاي آن در جنوب ناحيه نمايان ميباشند.

اين واحد زمين ساختي بر روي باريكه‌اي از سنگهاي آهكي بخش زيرين و در زير رخساره ائوسن جاي گرفته است. در تيغه‌هاي نازكي (62, AB60) از سنگهاي آهكي اين واحد كه رخساره‌اي همسان با تونلهاي آهكي- ماسه‌اي نشان ميدهد ريز سنگوارهاي زير يافت شده است:

-Operculin a ssp.

-Miliolids

-Rotalia sp .

-Etheliaalba

3-2 (ائوسن

سازند زبرو (Tirrul et al , 1983) با رخساره‌اي از سنگهاي آهكي، لايه‌هايي از سنگهاي آهكي توموليت دار، مارتهاي سفيد، خاكستري و قهوه‌اي روشن با بيرون زدگيهاي نسبتاً هموار در جنوب ناحيه بندان رخنمون يافته است. اين واحد زمين شناسي بگونه‌اي پيوسته رخساره پالئوسن را مي‌پوشاند و خود با واحد آواري ميوسن بگونه دگرشيبی زاويه‌دار پوشيده ميشود. درشت سنگواره‌هايي از خارپوستان (شيزاستر)، بي سران‌هايي در تيغه‌هاي نازكي (AB55, AB58-2) از سنگهاي آهكي اين واحد يافت ميشوند كه بر پايه آنها سني معادل اوایل ائوسن، معين ميشود.

-Alveolina sp.

Spirilina sp.

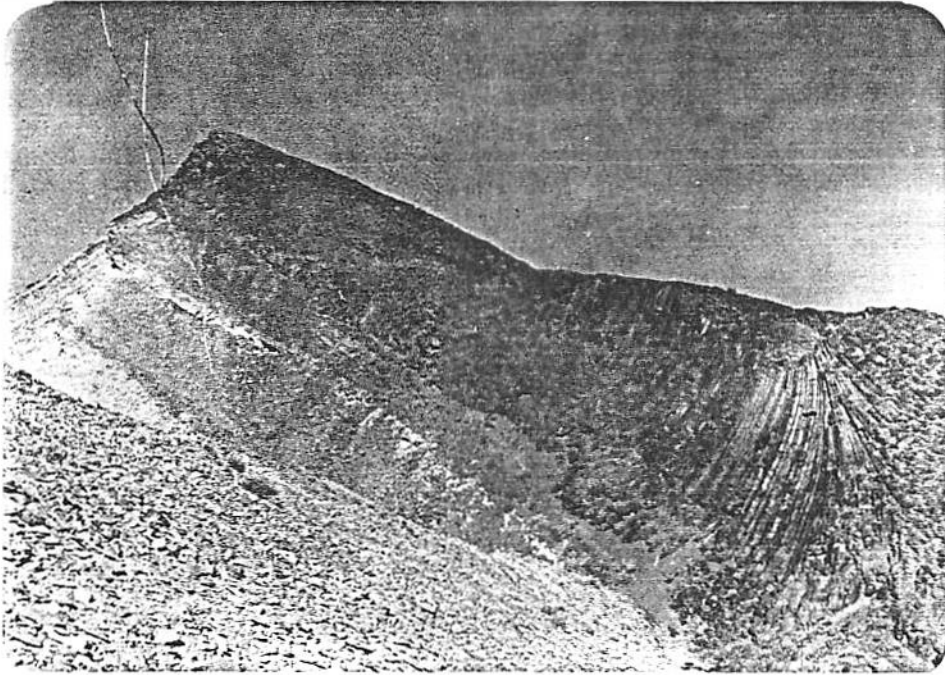
-Alveolina (Flosculina) sp. Valvulina sp.

-Alveolina (Glomoalveolina) sp. Retalia sp.

-Anonalina sp. Sakesaria sp.

- Asterigerina sp . Miliolides

تکاپوي آنتشفشاني ائوسن با خروج گدازهاي بازالتي توام گرديده است. اثر اين تنش با پديدار شدن پيکره اي عدسي گونه از سنگهاي سياه رنگ و حفره دار بازالتي که در آن ساخت منشوري ديده ميشود، نمايان شده است، شکلهاي (36 و 37) .



شکل (۳۶): بیکره‌گدازهای بازالتی در میان رخساره رسوبی ائوسن



شکل (۳۷): ساخت ستونی در بیکره‌گدازهای بازالتی ائوسن

(4-2
 نفوژن -
 کوارتز
 میوسن
 با

رخساره‌ای از کنگلومرای تیره رنگ با دگرشیبی زاویه‌دار ائوسن را میپوشاند. اندازه دانه‌های این واحد آواری از میلیمتر تا بیش از 10 سانتی متر متغییر و در ضخامت لایه‌های پدید آورنده آن دانه بندی تدریجی یافت می‌گردد.

آخرین تکاپوهای آتشفشانی در این ناحیه همسان با منطقه و دیگر مناطقی چون بلوک لوت (Stocklin , 1968 اشتوکلین و همکاران 1352) با خروج گدازه‌هایی از گونه جلگه‌ای (1). (Bailey et al. 1924) افتخار نژاد و همکاران 1349 یا ماگمای گونه اولیوین – بازالت (Kennwdy , 1938) یا بازالت طغیانی (2)

(Hatch , et al , 1975) با ترکیب‌اندزیت پیروکسن دار (آندزیت بازالتی) جلوه‌گر شده که بگونه افقی با ضخامت چندین ده متر بر روی رخساره فلش در باختر بن‌دان جای گرفته است، شکل (38).



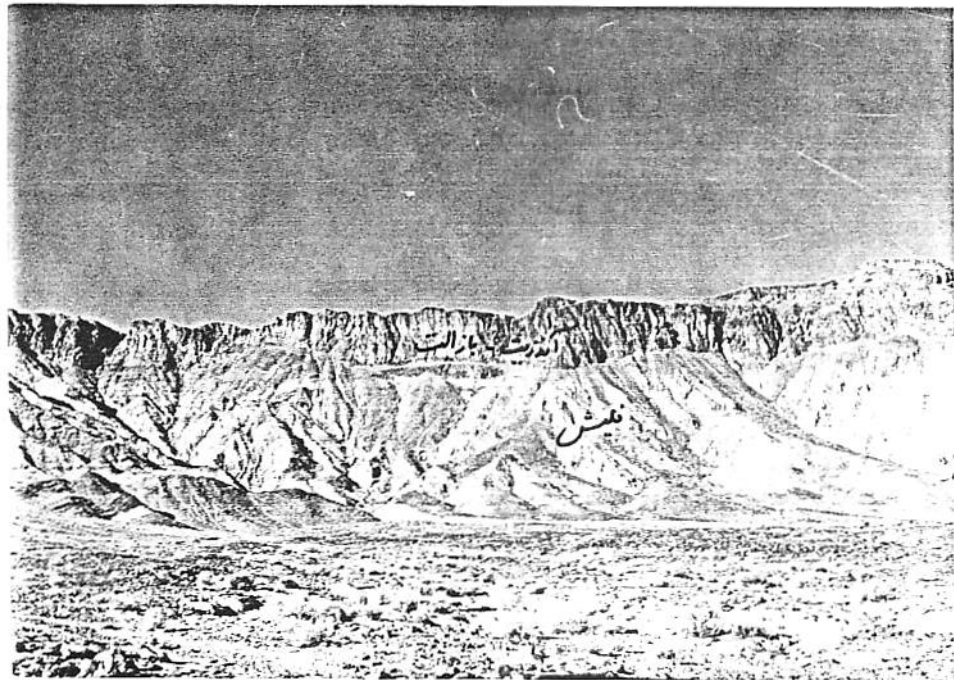
سبب دمایی
گدازه‌ها در
سطح
تماس این دو
رخساره
پدیده پختگی
صورت

به

شکل (۳۸): تخته‌های گدازه‌های آندزیت، بازالت نفوذی (b)

به

نوار قرمز رنگی نمایان شده است، شکل (39).



در تیغه
نازك
نمونه‌اي
(BA6)

شكل (۳۹) : صفحه افقی آندزیت - با زالت پلیوسن بر روی رخساره
فلیش (نگاه به باختر)

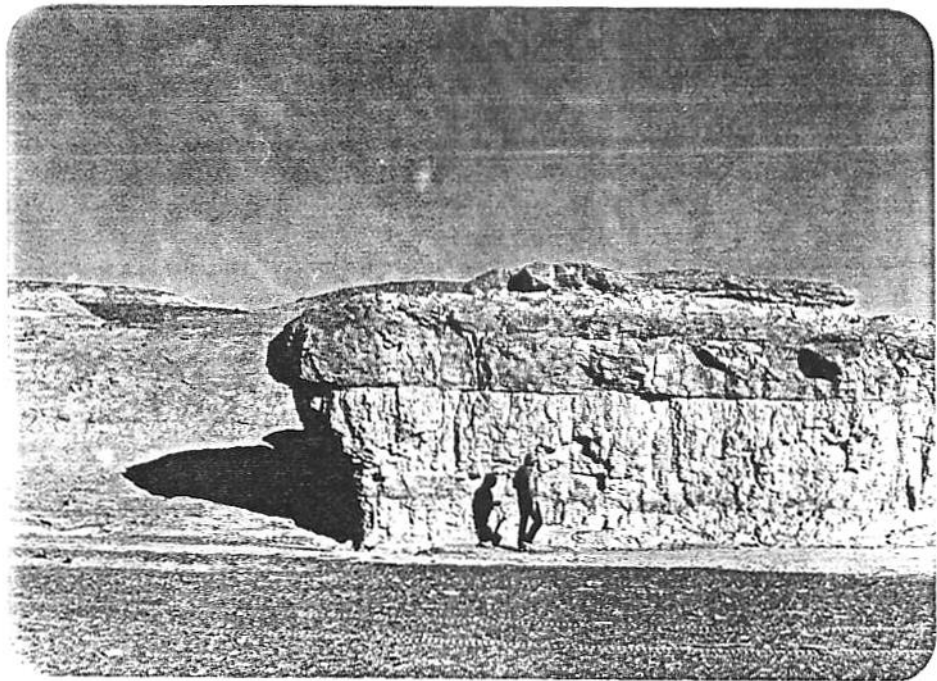
از این سنگهای گدازه‌ای بافت جریان‌ی (میکرولیتی)، کمی پورفیریتیک و بلورهای کوچک پیروکسن (کلینوپیروکسن - اوژیت با قطر تقریبی ۰/۲ میلی‌متر و کوچکتر) در زمینه‌ای شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (اولیگوکلاز) و پیروکسن نمایان است.

نهشته‌های آواری پلیوسن در دامنه خاوری بلندیهایی جنوب باختری بندان - جنوب کوه سرخ - (شكل 25)، با شیب نسبتاً ملایمی رخنمون یافته و با دگرشیبی زاویه‌دار بر رخساره فلیش جای گرفته است. نهشته‌های یاد شده در پایان با رسوبات دشت بندان پیوند می‌یابد. اندازه دانه‌های نه چندان گرد شده و با پیوندی سست از ماسه تا قطعات درشت تغییر میکند.

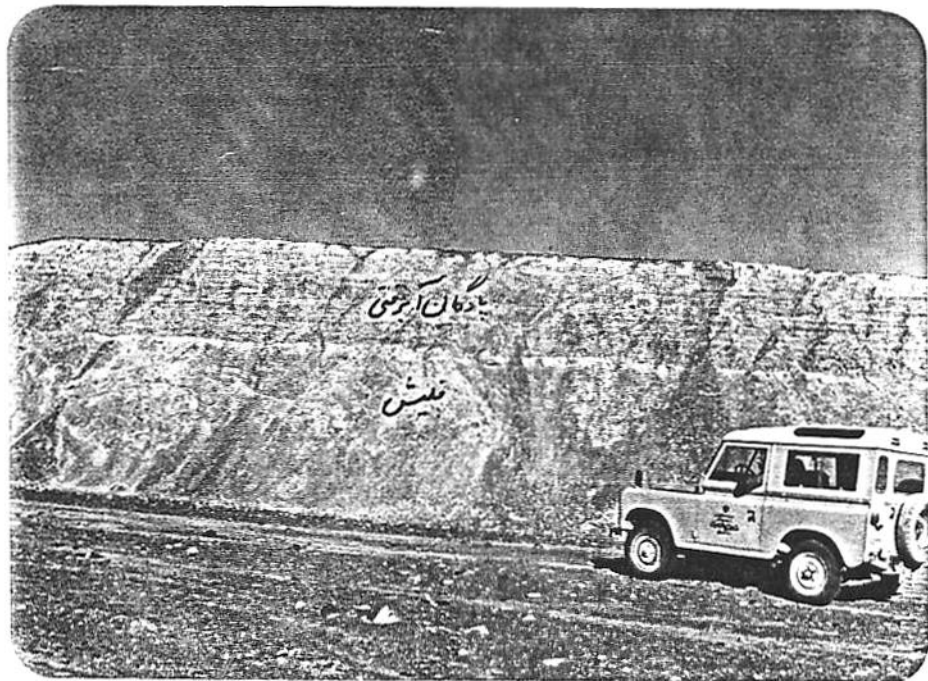
رسوبات دریاچه‌ای حوضه زابل که از نئوژن تا کواترنر تداوم یافته معرف پسروی و تحلیل باقیمانده حوضه رسوبی است که در این منطقه وجود داشته است. این نهشته‌های رسی - سیلتی سبز رنگ به سمت حوضه زابل پهنه گسترده‌ای را در برمیگیرد و احتمالاً با کنگلومرای پلیوسن به گونه میان‌انگشتی (1) پیوند می‌یابند.

نهشته‌های گوناگون آبرفتی، کف‌های رسی و تپه‌های ماسه‌ای پدید آمده از دوره فرسایشی کواترنر نر بگونه پهن دشتی در ناحیه بندان جلومگر شده است. پادگانهای آبرفتی با قطعات ریزو درشت زاویه‌دار نه تنها در دشت بندان، شکل (40) بلکه در بخش‌های کوهستانی، (شکل‌های 41 و 61) با ضخامت

چندین متر رخنمون یافته است. مسیل‌ها با بسترهای نسبتاً عمیق از بلندیهای ناحیه به سمت دشت سرازیر و همگی به مسیل بندان که پایانه آن حوضه زابل است پیوند می‌یابند.



شکل (۴۰): پادگان آبرفتی در ساحل خاوری مسیل بندان

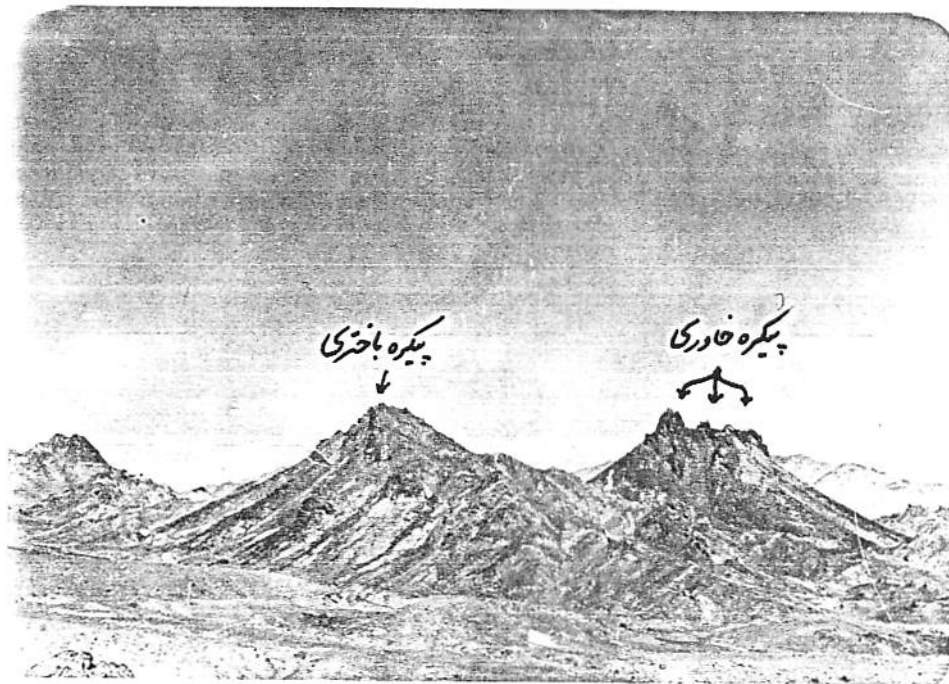


شکل (۴۱): پادگان آبرفتی بر روی رخساره فلیش در ناحیه کوهپایه‌ای

-زمین
شناسی
محدوده

نخیره کرومیت بندان

نخیره کرومیت بندان با دو پیکره جدا از هم با پوسته‌ای سر پانتینی، بگونه‌ای برجسته از میان سنگهای هارزبورژیته نوار افیولیتی سر بر آورده است، شکل‌های (42 و 63 و 64) .



شکل (۴۲): نمائی از دو پیکره ذخیره کرومیت بندان (نگاه به شمال)

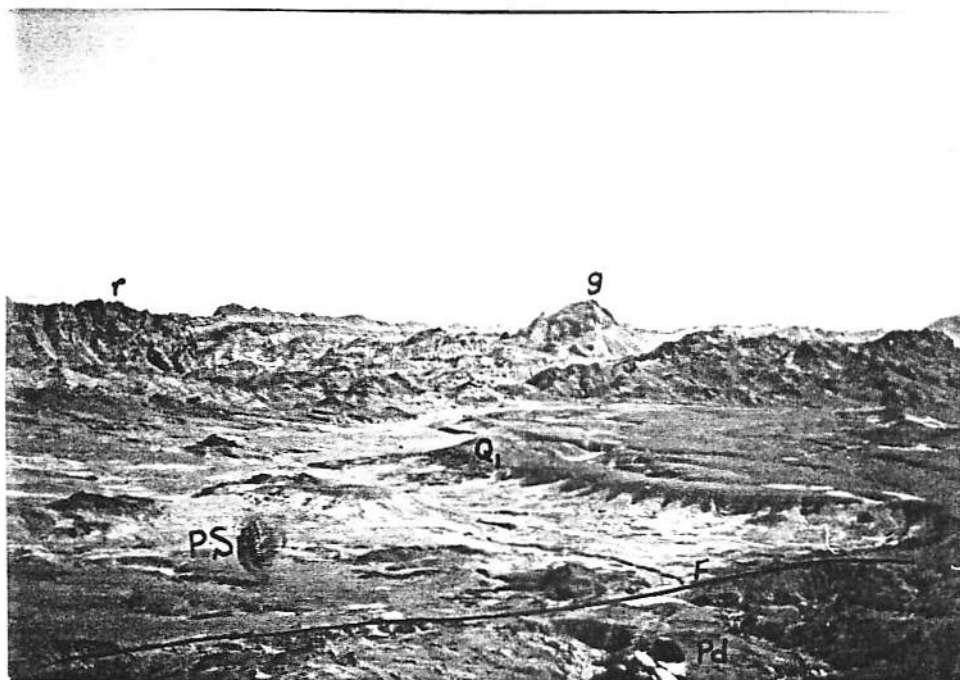
واحدهای زیر زمین ساختی محدوده ذخیره کرومیت بعنوان جزئی از پیکره آمیزه افیولیتی، دارای همان ویژگیهای رخساره‌ای و ساختاری است که آمیزه یاد شده در بر دارد. به سبب برداشت‌های زمین شناسی و معدنی در پهنه‌ای کوچک (نقشه‌های با مقیاس 1: 0 0 50 و 1: 0 50 واحدهای یاد شده بگونه‌ای گسترده تر مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند.

1-5) سنگهای اولترامافیکی

نوارهایی از سنگهای اولترامافیکی برنگهای سبز تیره تا سیاه با شیب گونه‌ای بسمت باختر بموازات هم و هم روند با ساختار عمومی ناحیه بخشی از نوار افیولیتی را در این محدوده پدید آورده‌اند. هیچگونه مرز تبدیلی بین رخساره‌های گوناگون سنگهای اولترا مافیکی یافت نمیشود. بلکه سطح تماس بین واحدها یا گسیخته و یا بگونه‌ای پوشیده و نا آشکار است.

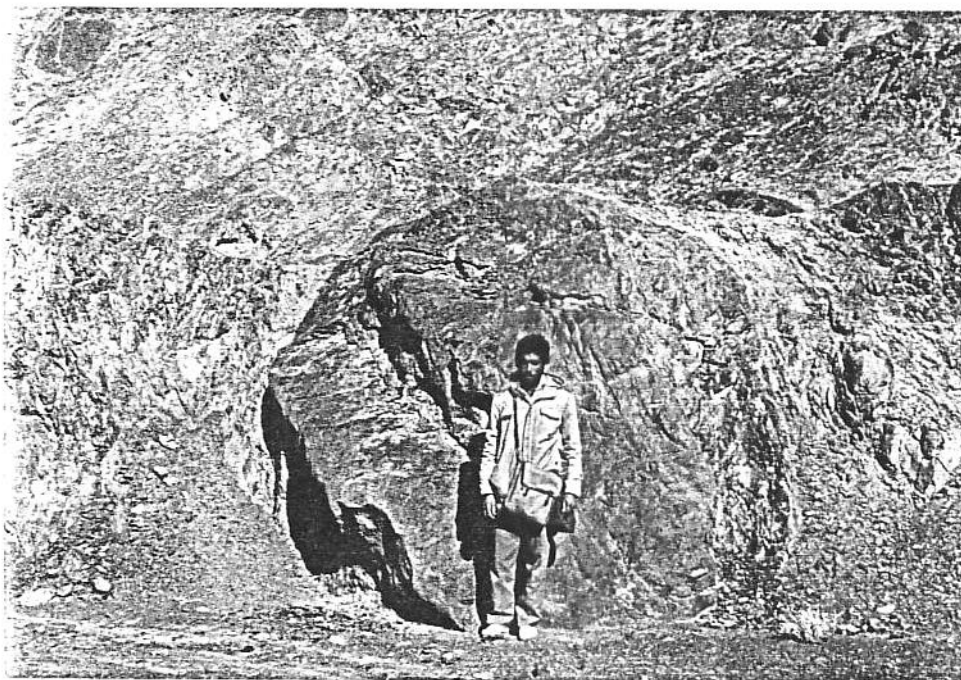
1-1-5) سر پانتینیت‌ها

اگر چه بیشتر سنگهای اولترا مافیکی متحمل فرایندهای دگرسانی گردیده‌اند. ولی سر پانتینیت‌ها بگونه يك زمینه و در بر گیرنده دیگر سنگهای اولترا بافیکی بخش بزرگی از این پهنه را پدید آورده‌اند. پی آمد عملکرد فرایندهای دگرسانی و تکتونیکی، این واحد زمینی ساختی دارای مورفو لوژی نسبتاً هموار و ملایمی گردیده است، شکل (43) .



شکل (۴۳): نمایی از واحدهای سرپانتینیت‌های آزیست دار در جنوب پیکره کرومیتی (نگاه به جنوب)، PS_۲: سرپانتینیت آزیست دار، Pd: هارزبورژیت، g: پلاژیوگرانیت چشمه‌تزگی، F: گسل، Q_۱: پادگانهای آبرفتی

در میان این واحد نرم سر پانتینی پیکره‌های سخت و نیمه گردی از سنگهای بیگانه (نسبت به پیرامون خود) یافت میشوند که پولکهای سر پانتینیت‌های شستوز دار پلاستیک گونه و به پیروی از شکل بیرونی قطعات بیگانه آنها را در بر میگیرد، شکل‌های (1 و 44).



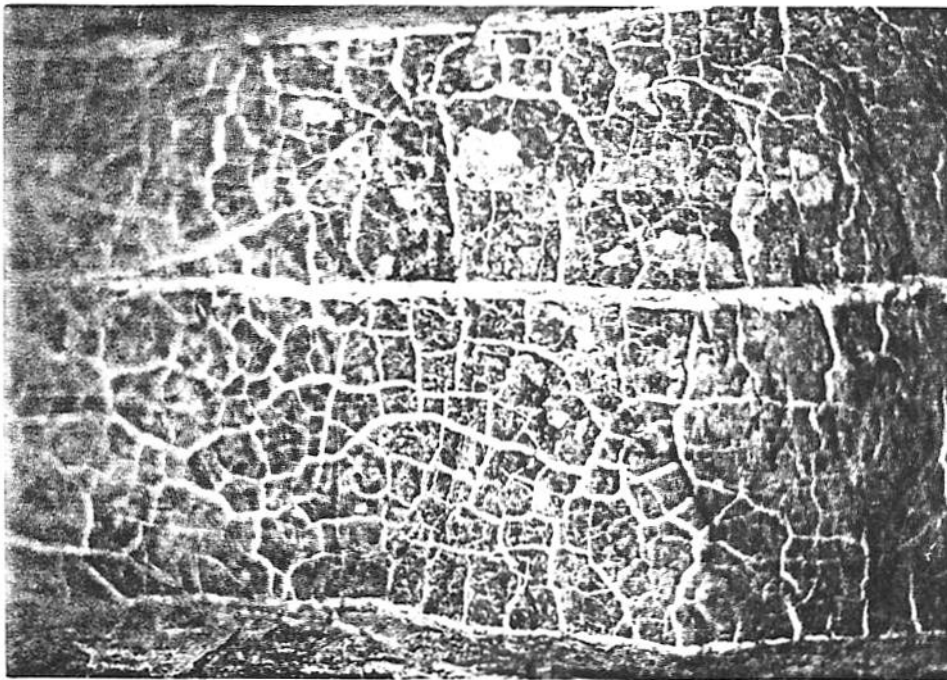
همانند

شکل (۴۴): پیکرسخت سرپا نتینی درون سرپا نتینیت شستوز دار

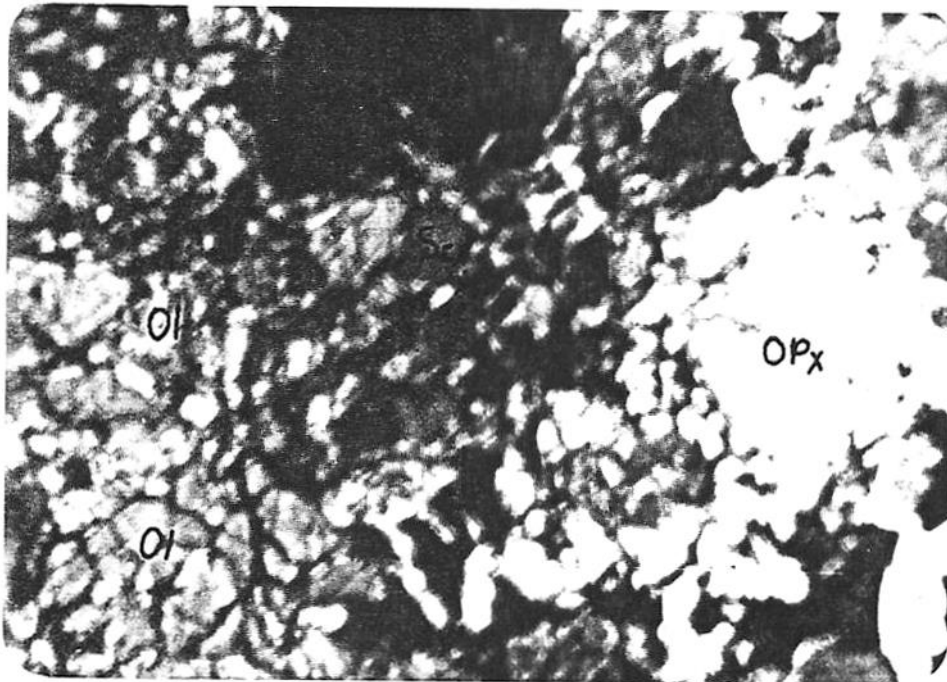
بسیاری از قسمتهای نوار افیولیتی، بخش بزرگی از واحد سر پانتینی این محدوده فزون بر ساختمان مش، شکل (45) دارای رگه‌های آزبست (شکل 12) میباشند که در چهار چوب ارزیابی اقتصادی در جایگاه ویژه‌ای قرار میگیرد.

بسبب دگرسانی شدید سنگهای پدید آورنده این واحد زمین ساختی بافت و کانیهای اولیه خود را از دست داده‌اند.

در تیغه نازک نمونه‌ای (BC₁) از این سنگها فاگر چه بیشترین حجم کانیهای اولیه سنگ به سر پانتین و کلریت دگرسان یافته‌اند. ولی هنوز آثاری از این کانیها - اولیوسن و اورتوپیروکسن - وندرتاً تیغه‌های کوچک و ظریفی از کلینو پیروکسن در میان زمینه سر پانتینی یافت میشود.



شکل (۴۵): ساختمانی مش‌ورگه‌های آزبست‌درسنگهای سرپانتینی



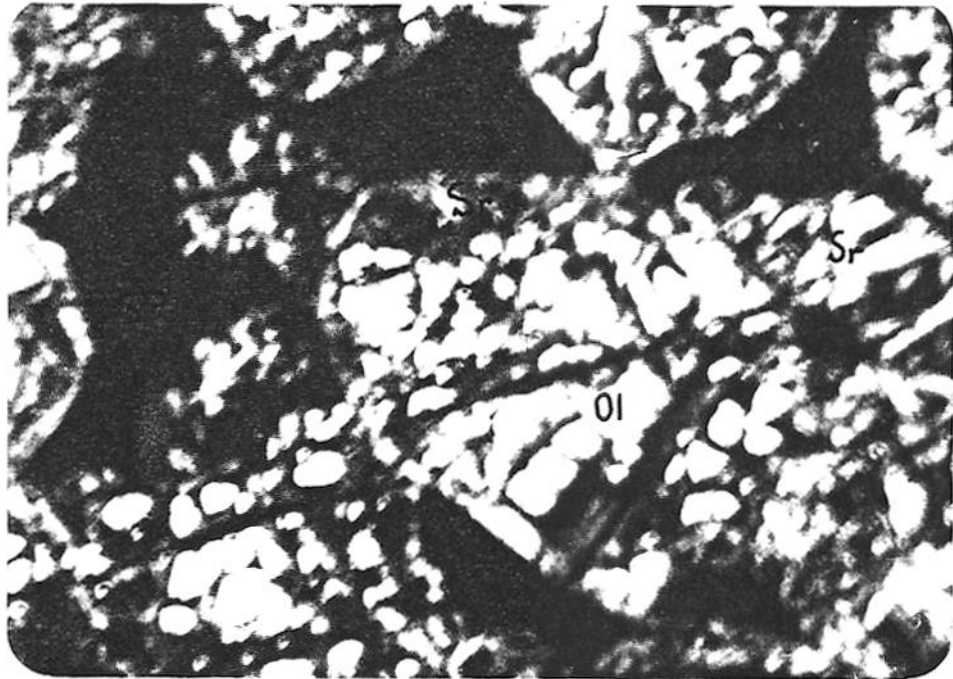
شکل (۴۶): مقطع میکروسکوپی سرپانتینیت، نمونه BC_1 (X ۳۳)
 ۱:Ol اولیوین ۱:Opx اورتوپیروکسن Sr: سرپانتین

5-1-2) هارزپورژیت‌ها

دیگر سنگ‌های پریدوتیتی که با رنگ‌های گوناگون و ویژگی‌های ظاهری متفاوتی در این پهنه نمایان گردیده‌اند. عمدتاً دارای رخساره‌هارزبورژیتی هستند که کم و بیش متحمل فرآیندهای دگرسانی - بیشتر از گونه سرپانتینی شدن گردیده‌اند.

در خاور پیکره دیبازی (شمال خاوری ذخیره کرومیت) گسترده‌ای از سنگ‌های همگن سبز تیره رنگ نمایان است که نه تنها فرآیندهای دگرسانی بلکه پدیده هوا زدگی نیز به مقدار در خور توجهی آنها را در بر گرفته است. در تیغه‌های نازکی از سنگ‌های این گسترده (نمونه‌های A6, A5, A4, A) که به گونه میکروسکوپی مطالعه شده‌اند (شکل 9 مقطع میکروسکوپی A4 و شکل 14 مقطع میکروسکوپی A6) بلورهای اولیوین و اورتوپیروکسن که غالباً به سر پانتین دگرسان یافته‌اند در زمینه -ای سر پانتینی با ساختمان مش جای گرفته‌اند. در واقع این کانیها بسان جزایر تحلیل رفته‌ای در پهنه سر پانتینی سنگها نمایان میباشند.

از دیگر چهره‌های بارز اینگونه سنگها، نوارهای باریک و سیاه رنگی است که در شمال باختری پیکره‌های کرومیتی نمایان شده‌اند (نمونه A13 در شکل 13) که ویژگی‌های رخساره‌ای آنها همسان با نمونه‌های یاد شده در بالا میباشد. گاهی به مقدار کمی پیکره‌هایی دایک گونه از سنگ‌های سخت پریدوتیتی از میان دیگر سنگ‌های نسبتاً فرسوده اولترامافیکی با رخنمونهای نه چندان بلند سر بر آورده‌اند، که ترکیب کانی شناسی آنها بیشتر رخساره‌های لرزولیتی، ورلیتی یا میان رخساره لرزولیت - هارزبورژیتی نشان میدهند. یکی از این پیکره‌ها رخنمون سیاه‌رنگ و دیوار گونه‌ای است که در خط الراس پریدوتیتهای باختر گابروهای رنگ روشن پدیدار گردیده است (شکل 52). در مطالعه تیغه نازکی از این پیکره (نمونه ALL) آثاری از اولیوین و پیروکسن بافت میشود که در زمینه‌ای سر پانتینی با ساختمان مش جای گرفته‌اند. لکه‌های سرپانتین بیشتر زمینه سرپوفیتی (سر پانتین آمورف) قرار دارند و گاهی در فواصل این لکه‌ها گارنت نیز یافت میشود. کانیهای روپیکوئیت از دیگر کانیهای موجود در این تیغه نازک است، شکل (47). جای گیری لکه‌های سرپانتینی سیاه رنگ در زمینه سفید رنگ سرپونیتی در نمونه‌های دستی این سنگها بروشنی دیده میشود و سبب این پدیده نمایی ستاره‌ای شکل در سنگ بوجود آمده است.



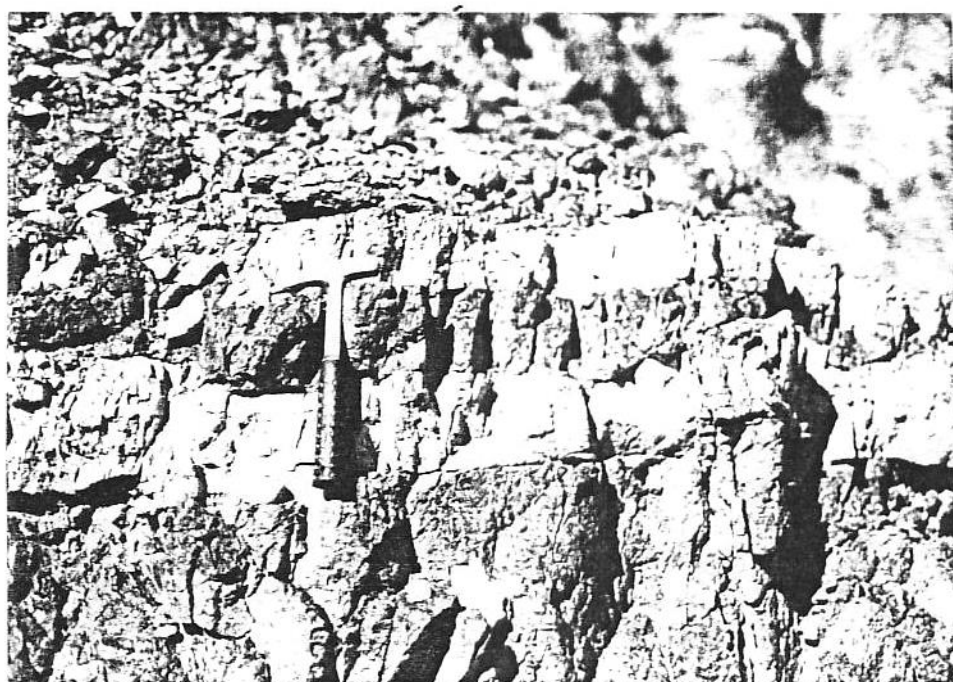
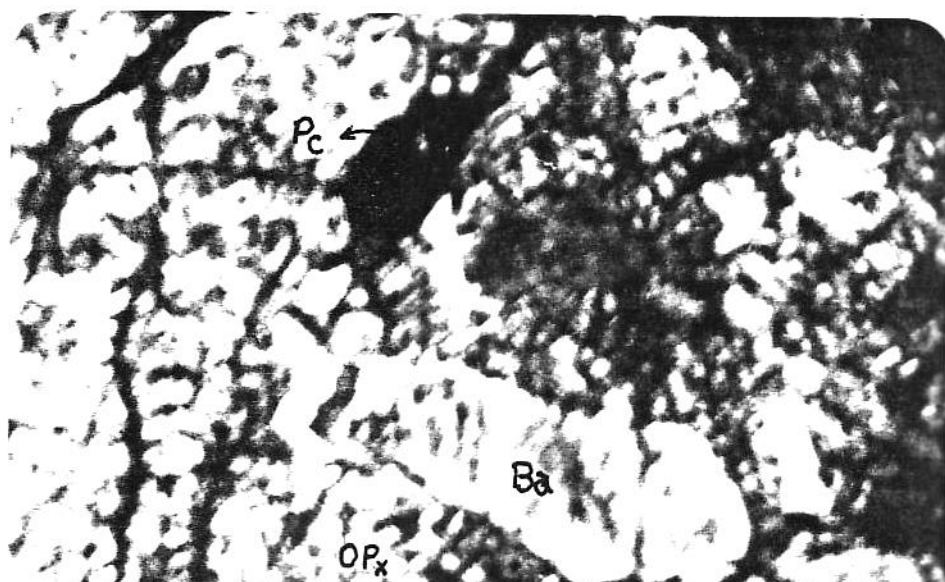
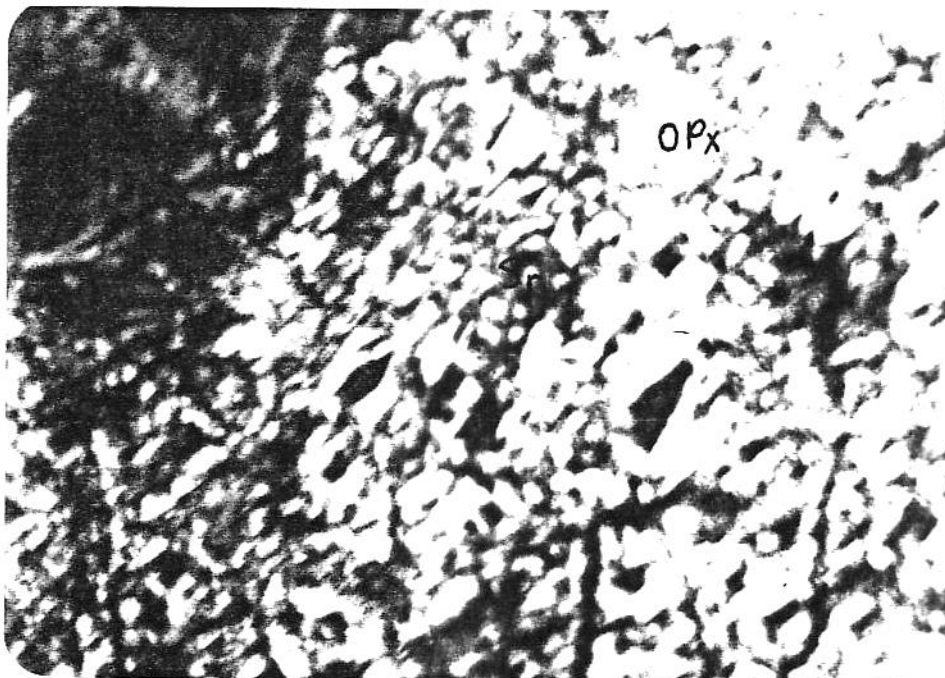
شکل (۴۷): مقطع میکروسکوپی پریدوتیت سرپانتینی شده، نمونه A11 (۳۳ X) : 01: اولیوین ، Sr: سرپانتین ، Sp: سرپوفیت

سنگهای هارزبورژیتی برنگ قهوه‌ای روشن و نمای هوا زده بعنوان اصلی ترین واحد در برگیرنده پیکره‌های کرومیتی پهنه قابل ملاحظه‌ای را در پیرامون این نخیره بویژه در بخش جنوبی آن میپوشاند، شکلهای (64و42) .

سطح تماس آن با دیگر واحد گسیخته و هیچ گونه پدیده تبدیل تدریجی نشان نمیدهد. اگر چه سطح تماس واحد یاد شده با سر پانتینیت‌های آزبست دار گسیخته است ولی ظاهراً پیوندی خوابیده بر آن نمایان شده است.

تیغه‌های نازکی از این سنگها (نمونه‌های BC2 و BC5) نشان داده‌اند که سنگ دارای بافت گرانولار ساختمان مش و بیشترین حجم آن را سر پانتین و کلریت پدید آمده است. اورتوپیروکسن و ندرتاً کلینوپیروکسن از کانیهای اولیه‌ای هستند که در زمینه سر پانتینی یافت میشوند. از نظر ترکیب کانی شناسی سنگ دارای رخساره هارزبورژیتی است که متحمل فرآیند دگرسانی گردیده است، شکل (48). در این واحد زمین ساختی و دیگر واحدهای سنگی، دایک گونه‌های بسیار سخت برنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه یافت میشود که در مقاطع تیغه‌های نازک آنها بلورهای پیروکسن (اورتوپیروکسن که بعضی از آنها سر پانتینی شده و در قسمت میانی بعضی از آنها آثاری از کلینو پیروکسن یافت میشود) در

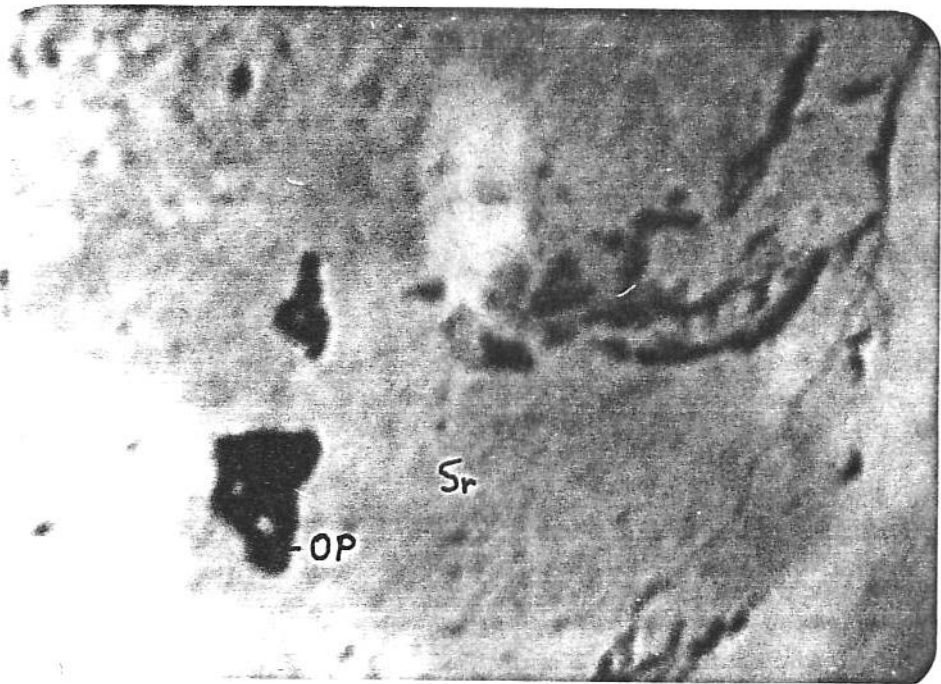
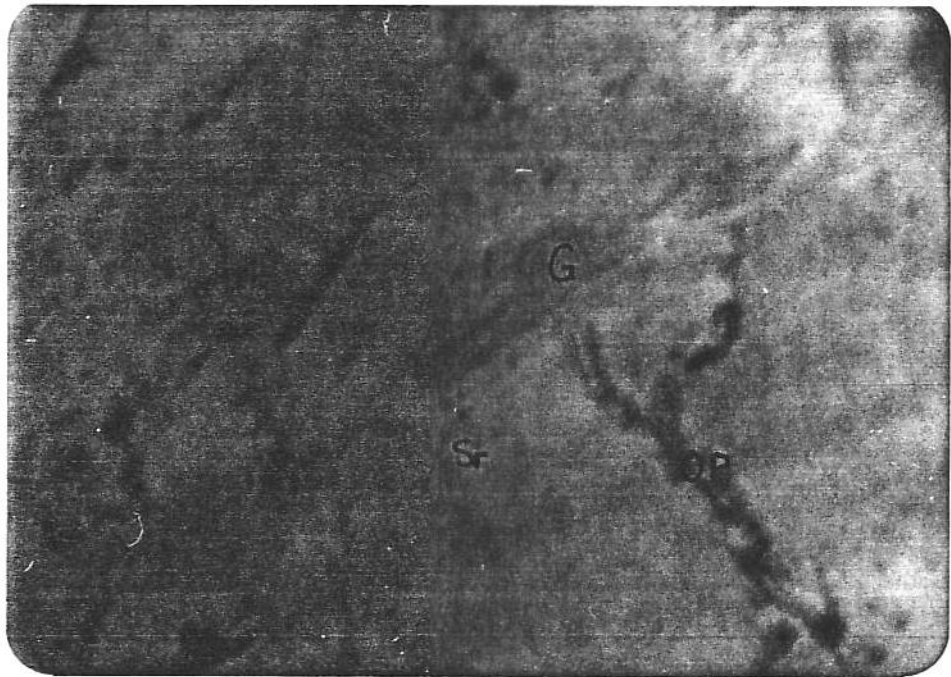
زمینه‌ای از اولیوین، سر پانتین و اکسید آهن جای گرفته‌اند. سر پانتین دارای ساختمان مش و عموماً دانه‌های اولیوین را در بر گرفته‌اند. با توجه به ترکیب کانی شناسی سنگ یاد شده (نمونه ACL) پریدونیت (هارزبورژیت بطرف لرزولیت) شدیداً سر پانتینی شده نامیده شده است. در مجاورت پیکره گابرویی و در پیرامون کانسار شمار زیادی از رگه‌های سفید رنگ گابرو غنی از فلدسپار (گابرو رودنگیتی) با ضخامت چند سانتی متر تا حدود 40 سانتی متر در جهات گوناگون پیکره‌هارزبورژیتی قطع نموده‌اند که نمایی از آن در شکل (49) دیده می‌شود.



شکل (۴۹): رگه‌های گابرو و دنگیتی در سنگهای هارزبورژیته

3-1-5: دونیت

بیکره‌های کرومیتی غلانی با ضخامت حدود یک متر از سنگهای سبز تیره رنگ سر پانتینی (شکل 67) در بر میگیرد که با واحدهارزبورژیته پیوند گسیخته‌ای نشان میدهد. بسبب چنین پیوندی در پاره‌ای مکانها این پوسته نمایان نشده است. در تیغه نازکی از این سنگها (نمونه BC3) تمامی حجم سنگ از سرپانتین و کلریت با ساختمان مش پدید آمده و هیچگونه آثاری از کانیهای اولیه در آن یافت نمیشود. ویژگیهای نمایان شده در سنگ حکایت از ترکیب دونیتی میکند که بکلی به سر پانتین دگر سان یافته است، شکل (50).



2-

شکل (۵۰): مقطع میکروسکوپی سریا ننتینیت (دونیت) ، پوسته دربرگیرنده
 پیکره کرومیت نمونه (۳۳)
 Sr: سریا ننتین، G: گا نیریت ، OP: رگه کانیهای تیره

5) سنگهای مافیکی

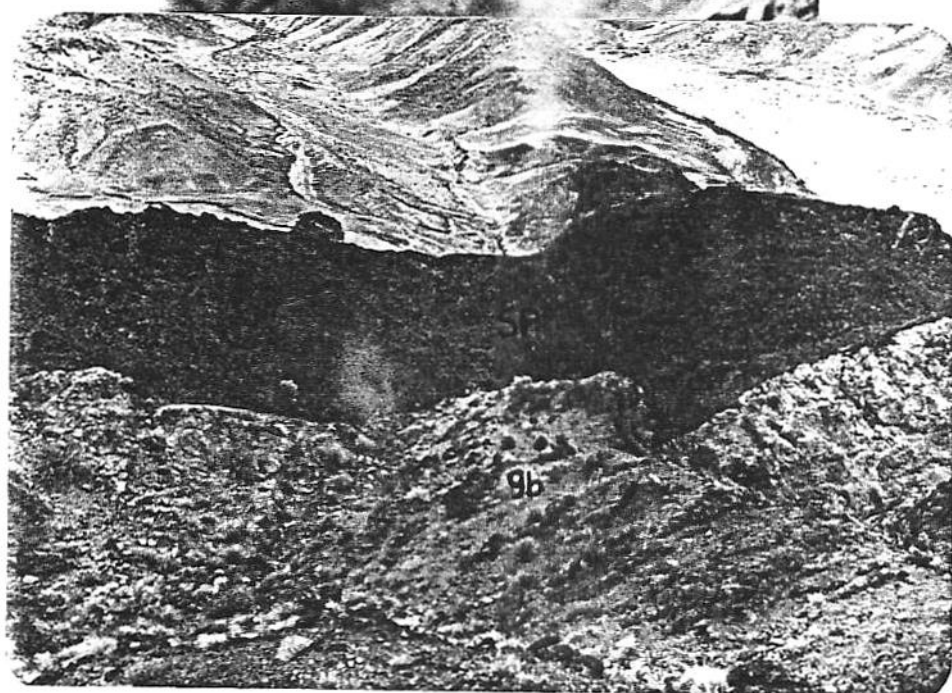
سنگهای دیا بازی و گابرویی با پیکره‌های عدسی شکل، سیل گونه ورگه‌های کم ضخامت پدید آورنده رخساره مافیکی در این پهنه میباشند. این واحد زمین ساختی (بجزرگه‌ها) هم روند با ساختار ناحیه از

میان سنگهای پریدوتیتی سر بر آورده است . سطح پیوندی تمامی سنگهای مافیکی و اولترا مافیکی مشخص و هیچگونه تبدیل تدریجی در محل پیوند یافت نمیشود.

پیکره دیابازی با ضخامت 20 تا 250 متر برنگ سبز چرکین، بافت دانه ریز تا میکروپورفیری با درز بندیهای ظریف، بگونه ضخامت موازی (با نمایی هم چون لایه‌های نازک ماسه سنگی) با ضخامت 10 سانتیمتر و بیشتر که بمقدار در خور توجهی دگرسان یافته‌اند در میان هاله‌ای از گابرو رنگ روشن در شمال خاور پیکره‌های کرومیتی پدیدار گردیده است. رخنمون این مجموعه گوه‌ای شکل به گونه

گوه‌ای (سیل) با شیب 30-40 درجه به سمت باختر در میان سنگهای سیاهرنگ سر پانتینی (کمر بالا) و پریدوتیت‌های هارزبورژی (کمر پایین) جای گرفته است، شکل‌های (51 و 52) .

در تیغه‌های نازک این سنگها (نمونه‌های BALL و al) بافت میکروگرانولار و اینترسترال در زمینه سنگ و مجموعه‌ای از کانیهای پلاژیوکلاز (میکروولیت‌های ولیگوکلاز غالباً به شکل ستونی از 5/ تا 1/5 میلیمتر (زمینه‌ای اینترسترال) آمفیبول ترمولیت -اکتینولیت کلریت، اپیدوت، کوارتزهای ثانویه (بصورت دانه‌های ریزو رگه‌ای)، رگه‌های ثانویه کربنات، اکسیدهای کدر آهن، کانیهای تیره و اسفن یافت میشوند. سنگ دارای ترکیب میکرومونزو دیوریت تاویا باز (اسپیلیتیک و یاباز) میباشد.



شکل (۵۱): سطح پیوندبین پیکره‌دیا با ز- گابرو با سرپانتینیت در شمال خاور پیکره‌های کرومیت gb: گابرو Sp: سرپانتینیت. بالا: نگاه به شمال، پایین: نگاه به باختر

پیکره گابرویی سفید رنگ و غنی از فلدسپار با پدیده لایه‌ای، سیل گونه در شمال پیکره‌های کرومیتی، هم روند با ساختار ناحیه از میان دو نوار سیاه رنگ اولترا مافیکی (شکل 52) سر بر آورده است.



پیکره‌های

بیگانه‌های (1)

سنگ‌های سر

پانته‌ای و

پریدوتیتی در

پیکره گابرویی

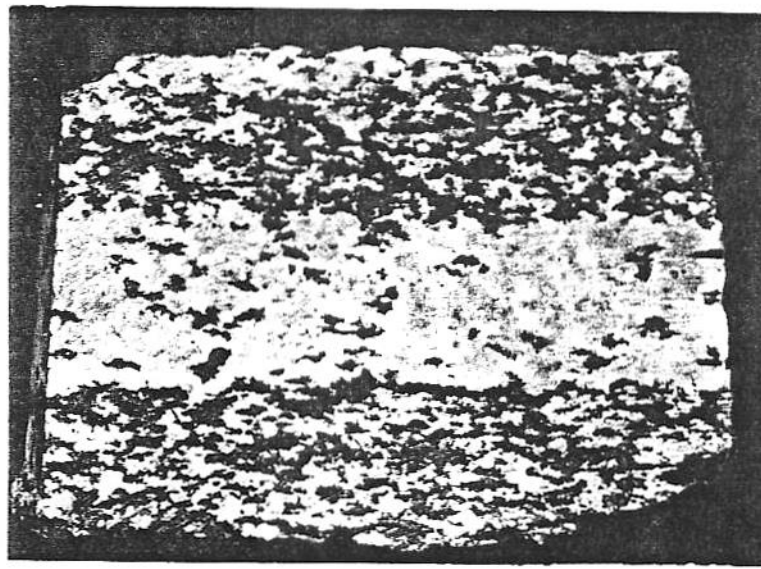
شکل (52): وضعیت واحدهای اولترا مافیکی و مافیکی در شمال پیکره‌های کرومیتی (نگاه به باختر) gb: گابرو، Sp: سرپانتینیت، AS: سرپانتینیت آزبست دار، Lgb: گابرو رنگ روشن و لایه‌ای، Pd: پریدوتیت، A11: محل نمونه برداری (شکل 47).

از

میان

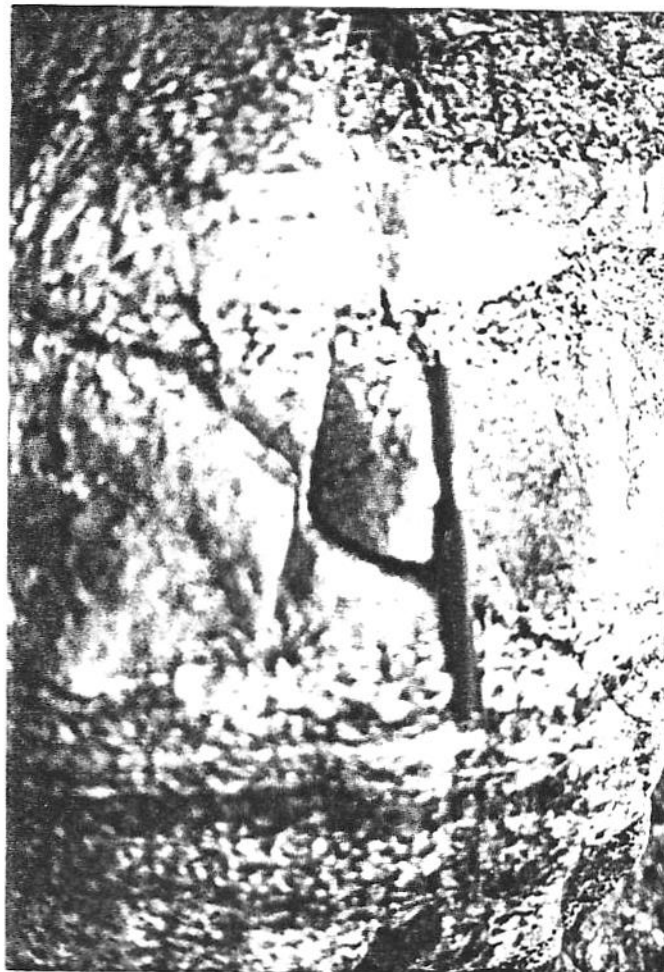
یافت میشود که بیانگر چگونگی پیوند زمان پیدایش آنها است. گابروها نمایشگر بافتها و ساختمانهای گوناگون در امتداد ضخامت خود هستند. بافت‌های ریز تا درشت دانه و بمقدار کمتری بافت بیگماتی، ساخت لایه‌ای (شکل‌های 15 و 52)، درز بندهای ظریف (شکل 54) تا ضخیم از ویژگی‌های بارزی هستند که در ضخامت این پیکره سیل گونه بروشنی نمایان است.

ساخت لایه‌ای پی آمد میزان تمرکز کانیه‌ای تیره و روشن در يك افق است که بصورت نوارهای تیره و روشنی پدیدار گردیده‌اند. ضخامت این نوارها از میلیمتر تا چندین 10 سانتی متر تغییر میکند. گاهی انباشتگی کانیه‌ای تیره و روشن بگونه‌ای است که چهره سنگ از تیره (2) تا سفید (3) و گاه بگونه‌ای



(4) نمایان
 میشود، برای
 پدیده لایه‌ای
 که تنها میزان
 کانیهای تیره
 روشن تغییر
 میکند، واژه
 شدن کانیها
 موزون (5)
 Hatch et
 (1975)
 برده میشود.

در این لایه
 کانیهای تیره
 يك نوار
 و باریك با
 نامنظم و
 شكل
 (شکل‌های
 53 - پایین)
 ضخامت (3-
 میلیمتر و
 بصورت
 نوارهای
 ناپیوسته‌ای



شکل (۵۳): ساخت لایه‌ای در بیکره گابرو

در هم
 چین
 شدن
 اجزاء
 و

لایه‌ای
 بگونه

al .
 بکار
 گاهی
 بندی
 بگونه
 پیوسته
 ساختی
 موجی

15 و
 به
 (1
 گاهی

از کانیهای تیره و روشن که بیشترین حجم آن را کانیهای تیره پدید آورده‌اند، مجموعه يك لایه تیره را تشکیل میدهند. در تمام باورها در رابطه با پیدایش پدید لایه‌ای شده موزون اصول مکانیکی جور شدگی بلوری (5) وجود دارد، اگر چه نباید فرآیندهای شیمیایی مانند تبلور ضربانی (6) فراموش گردد.



شکل (۵۴): درزبندی در پیکره گابرو

ناگهانی در سرعت
همرفتی درون
پدید آمدن تلاطم در

تغییرات
جریانات
ماگما سبب

ماگما و کانی‌های درون آن گردیده و در این راستا کانی‌هایی که تراکم در آنها بیش تر و حرکات کندتر

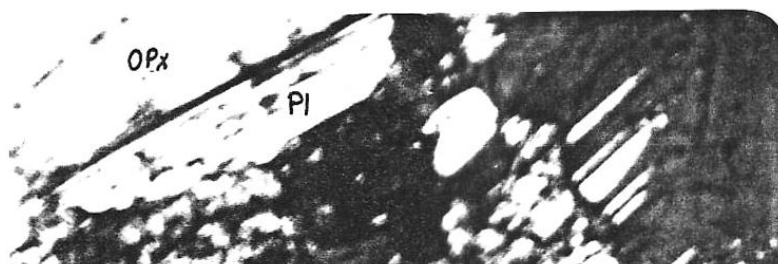
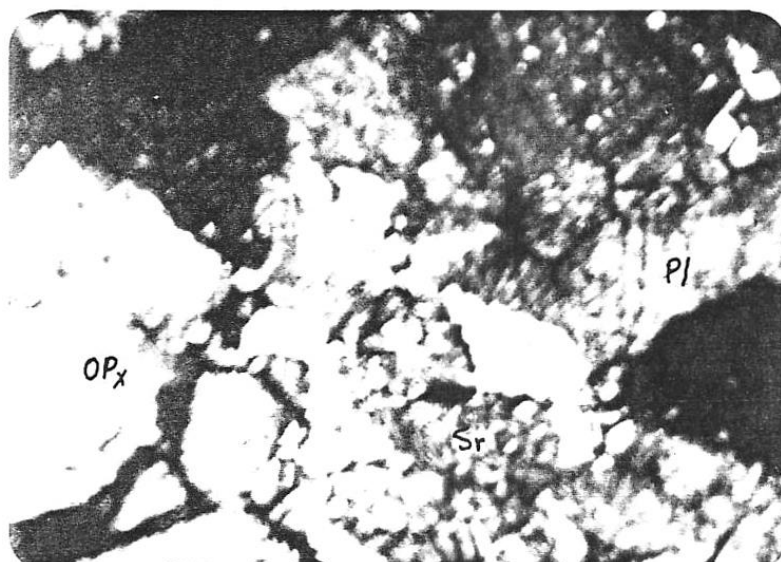
است تهنشین میگردند. (Wajer,Deer,1939) تزریق متوالی ماگما با ترکیبات ناهمگن از پدیده‌هایی دیگری می‌دانند که سبب پیدایش چنین لایه‌هایی می‌گردد.

در تیغه‌های نازکی (نمونه‌های ABII و AQ_2) از این سنگها بافت گرانولار و کانیهای پلاژیوکلاز (با ترکیب حدود لابرادوریت که غالباً به سیریت و مسکویت دگرسان یافته‌اند) با آثاری از اولیوین و پیروکسن یافت میشود. در بعضی قسمتها اولیوین کاملاً به سر پانتین دگرسان ولی هنوز اثری از این کانی در میان سر پانتین باقیمانده است. فزون بر کانیهای یاد شده کلریت، اکسید آهن و بمقدار کمی کانیهای تیره نیز وجود دارد، (شکل 55). با توجه به ترکیب کانی شناسی این سنگها واژه اولیوین – گابرو برای آنها پیشنهاد می‌گردد. لازم به توضیح است که سنگهای مطالعه شده در حد یک مزو تامل گابرو

بوده‌اند، اگر چه بخش بزرگی از این پیکره گابروی سنگهای رنگ روشن را پدید می‌آورند که میزان فلدسپات موجود در آنها به بیش از 80 درصد میرسد و سنگ رخساره یک گابرو غنی از فلدسپار را پیدا میکند (1) از این رو با توجه به میزان انباشتگی کانیهای تیره روشن (اولیوین، پیروکسن و فلدسپار) طیف گسترده‌ای از رخساره‌های گابرو را میتوان معین نمود که پژوهش در باره ویژگیهای گوناگون آنها جایگاه ویژه‌ای دارد.

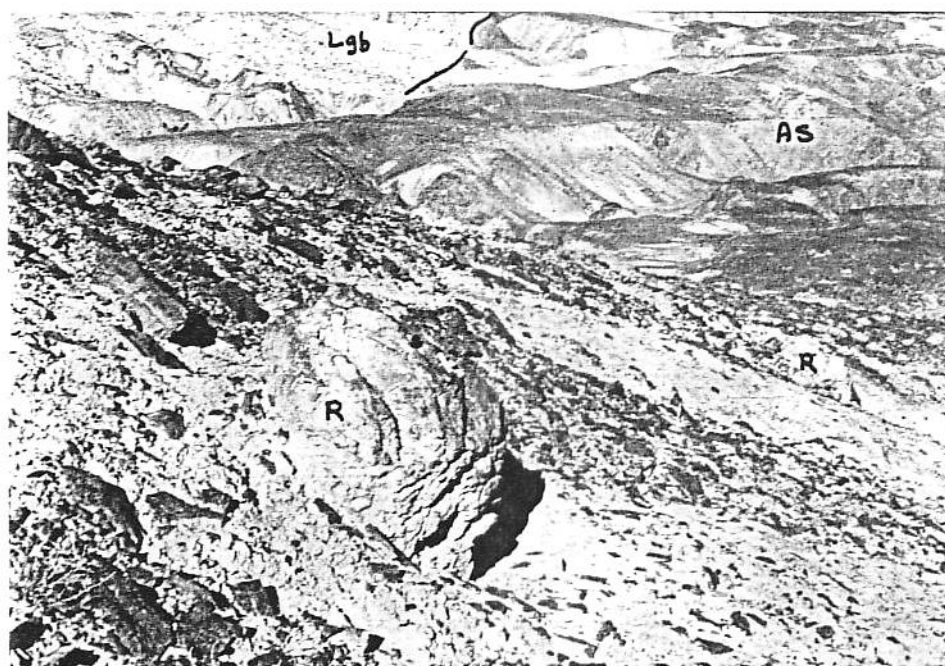
چندین پیکره کوچک گابرو پگماتیته، سنگهای هارزبورژیته را قطع کرده‌اند که بارزترین آنها در فرو افتادگی بین دو پیکره کرومیتی نمایان است (شکل 64). بلورهای درشت پیروکسن و پلاژیوکلاز به ضخامتی به پهنای بیش از 5 سانتی متر مربع پیکره‌های یاد شده را پدید آورده‌اند.

فزون بررگه‌های گابرویی (گابرو رودنگینی) و گابرویی پیگماتییتی، پیکره‌های کوچک با مورد و لوژی تقریباً گرد و تا حدی عدسی شکل‌ها رزبورژیتهای سر پانتینی را قطع کرده‌اند.



شماری از این
پیکره‌های
رنگ (متمایل
به سبز
روشن)
تسبیح
وار

سفید

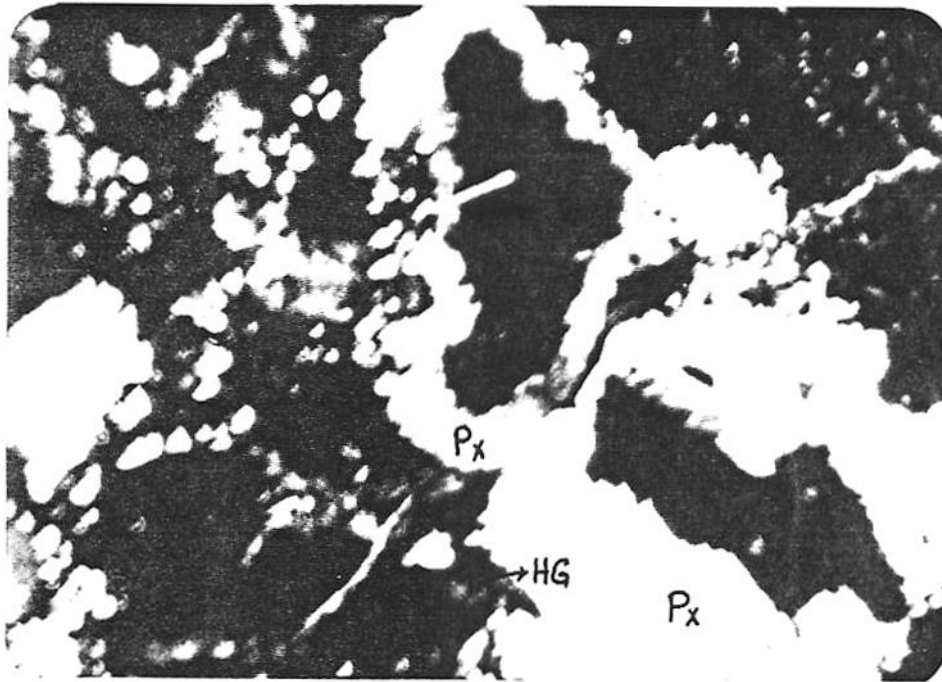


شکل (۵۶): پیکره‌های رودنگیتی در شمال ذخیره کرومیت (نگاه به شمال)
Lgb: گابرو لایه‌ای روشن، AS: سرپانتینیت آزبست دار
R: رودنگیت

(بودینازگونه) در شمال پیکره خاوری کرومیت نمایان شده است، شکل (56). چنین سنگهایی رودنگیت با گابروی گارن دار نامیده شده‌اند که پیدایش آنها پی آمد فرآیندهای جانثینی (1) است که در سنگهای مافیکی موجود در سر پانتینیت‌ها انجام می‌پذیرد. (Coleman, 1977)

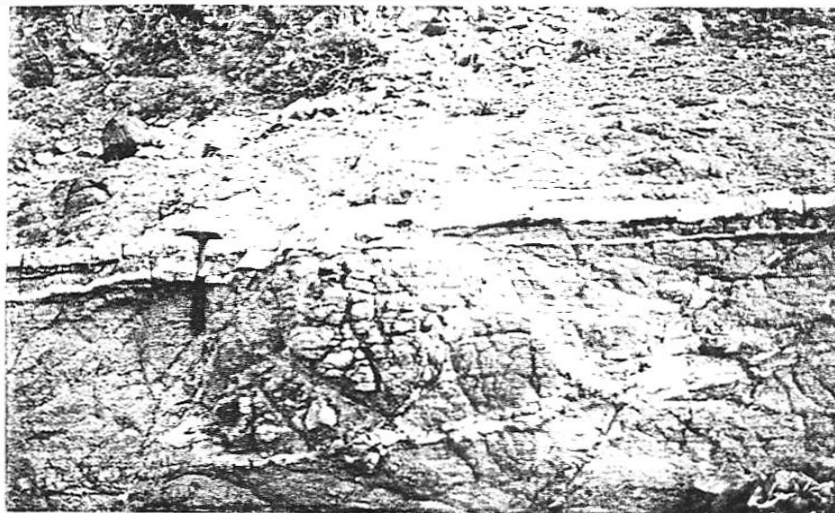
هیدرو گارنت از کانیهای ویژه رود نگیهای میباشد که پیدایش آن پی آمد دگرسانی پلاژیوکلازهای کلسیم دار- و نه کانیهای فرومنیزیم (این کانیها به کلریت و اکتینولیت دگرسان میگردند) می‌باشد.

در مطالع تیغه نازکی از این سنگها (نمونه A3) بلورهای درشت پیروکسن (کلینو پیروکسن)، هیدروگارنت فراوان که پیروکسنها را احاطه کرده‌اند (فضای پیرامون پیروکسنها را پر کرده‌اند). مقداری آمفیبول رشته‌ای (ترمولیت) کربنات (بصورت رشته‌های نازک یا دانه‌های ریز پراکنده) دانه‌های ریز اپیدوت، کمی کلریت و سر پانتین ملاحظه شده است، شکل (57).



شکل (۵۷): مقطع میکروسکوپی رودنگیت (۳۳ x) (PX: پیروکسن، HG: هیدروگارت رنت)

پی آمد فرآیندهای دگرسانی جانشینی در سنگهای (دایکها) گابرویی موجود در هزاربورتیتهای سر پانتینی شده پلاژیوکلازهای کلسیم دار (لابرادولیت) به هیدروگانت و بخشی از پیروکسن و احتمالاً اولیوین به ترمولیت، کلریت و سر پانتین تبدیل شده‌اند. آخرین عنصری که در پیوند با تکاپوهای ماگمای گابرویی جایگاه در خور توجهی دارد. رگه‌های سفید رنگ فلدسپاتی (گابروغنی از فلدسپار) با ضخامتهایی از یک سانتی متر تا حدود 15 سانتی متر است که بگونه موازی یا متقاطع در درون پیکره گابروها نفوذ کرده‌اند.



شکل (۵۸): رگه‌های فلدسپا درون پیکره گابرویی

(5)
سنگهای
فلسیکی
در
محدوده

3-

کانسار کرومیت، سنگهای فلسیکی بگونه دایک و پیکره‌های کوچکی در باختر و جنوب باختر پیکره‌های کرومیتی رخنمون یافته‌اند، که ترکیبی در حد میکرومونزودیوریت را نشان می‌دهند. در تیغه نازکی از این سنگها بلورهای درشت پلاژیوکلاز (در اندازه‌های گوناگون از 3/ تا 1/5 میلیمتر که غالباً به سر یسیت و کانیهایی رسی دگرسان یافته‌اند). با ترکیبی حدود الیگوکلاز، فلدسپار الکالن (تعدادشان کم و در اندازه حدود 3/ میلیمتر که به کانیهایی رسی دگرسان یافته‌اند). آمفیبول (آمفیبول سبز، هورتبلند در اندازه‌های مختلف از دانه‌های ریز تا 1/5 میلیمتر) کانیهایی تیره و بندرت اسفن در زمینه‌ای شامل فلدسپار (غالباً الکالن) آرژیل، کوارتز دانه ریز، کمی دانه‌های ریز آمفیبول و کلریت و مقداری سربیسیت قرار گرفته‌اند.

4-5) سنگهای سیلیسی

بزرگترین پیکره سنگهای سیلیسی (چرت) ناحیه با رخنمونی بلند و کشیده در جنوب خاوری پیکره‌های کرومیتی نمایان شده‌اند. مجموعه‌ای از ظریف لایه‌های سبز و ارغوانی سیلیسی پدید آورنده این رخساره سنگی میباشند و بجز شبی از رادیولاریت هیچگونه نمایی آشکاری از آنها در این واحد زمین ساختی مشاهده نگردید.

5-5) رخساره‌های رسوبی- آتشفشانی

1-5-5) رخساره کربناتی کرتاسه (ماستریشین):

با لایه‌های نازک و ضخیم برنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای روشن پدید آورنده بلندترین نقطه ارتفاعی ناحیه (1367 متر) در باختر پیکره‌های کرومیتی میباشند، (شکل 59). پیوند آن با واحدهای زمین ساختی در برگیرنده اش گسیخته است. باریکه‌ای از رخساره فلیش در خاور و پیکره‌ای از سنگهای گابرویی در باختر آن رخنمون یافته‌اند. فزون بر هیپوریتها ریز سنگواره‌های زیر در تیغه‌های نازکی، (شکل 60) از این واحد سنگی یافت شده که سن ماستریشین را برای آن معین نموده است.

-Omphalocyclus sp.

Rotalia sp.

Orbitoides sp Textularia sp-

-Luftusia sp.

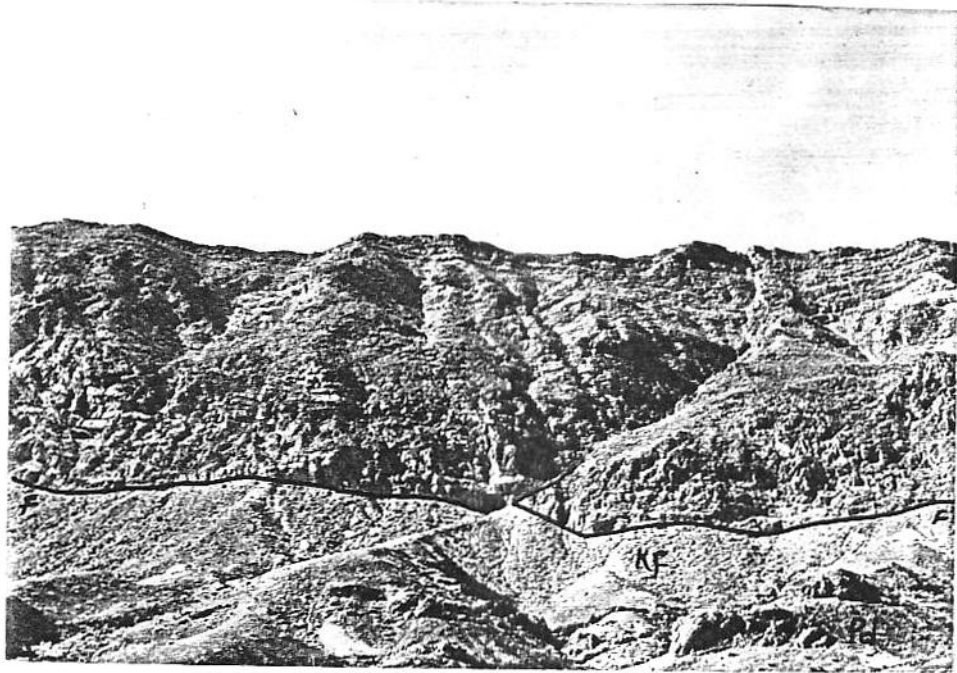
Goupillaudina sp.

-Sidrolitws sp.

Pseudolitunella sp. 0

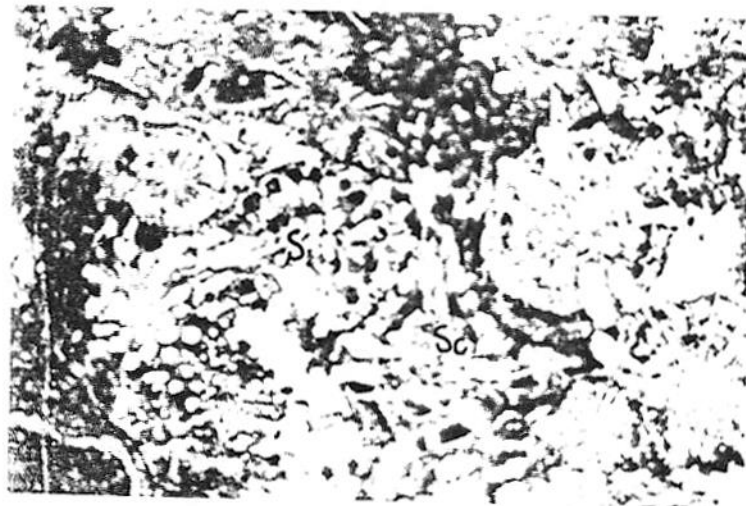
-Valvulina sp.

Cymcopolia mayaens.



شکل (۵۹): سنگهای آهکی کرتاسه بالا لائی در باختر پیکره کرومیتی (نگاه
به باختر)

Kf: رخساره فلیش Pd: پریدوتیت F: گسل



Or: Orbitoides Sp. S: Siderolites Sp.

SC: Siderolites Calcitrap oides Lamark

شکل (۶۰): ریزسنگواره‌های رخساره کربناتی ماستریشین

این رخساره با مجموعه‌ای از شیل، ماسه سنگ و گدازه‌های اندریتی با ساختمان چین خورده در پهنه‌ای از جنوب محدوده کانسار نمایان شده است. فزون بر آن بارکه‌ای در باختر (شکل 59) و بخش کوچکی را در شمال پیکره‌های کرومیتی پدید آورده است.

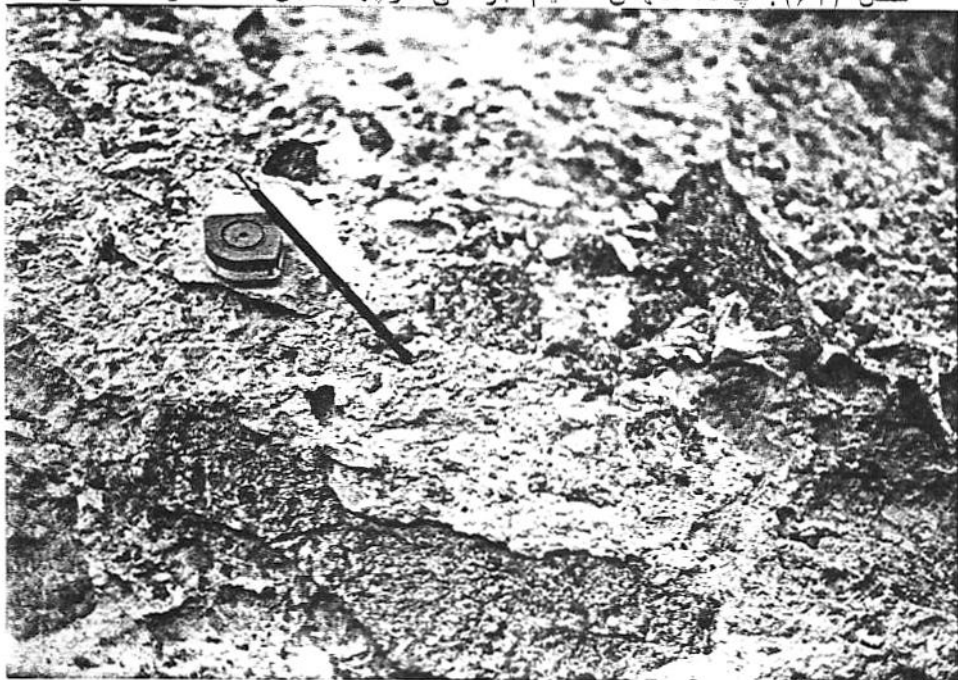
5-6) نهشته‌های آبرفتی

اگرچه پهنه در بر دارنده کانسار در میان بلندیها جای گرفته است. ولی دشت گونه‌های پدید آمده از فرسایش شدید رخساره‌های سر پانتینی، پادگانهای ضخیم آبرفتی و مسیل‌های انباشته از نهشته‌های دانه ریز رود خانه‌ای جایگاه ویژه‌ای دارند، مسیل‌ها با بسترهای پهن پس از گذر از دشت گونه‌های موجود در بلندیها با رسیدن به سنگهای سخت، آبشار گونه و با پدید آوردن دره‌های تنگ و بسیار گود از میان بلندیها گذشته و وارد دشت بندان میگردند. پایانه این مسیل‌ها، بزرگ مسیل بندان است، که سر انجام به حوضه زابل و اریز میگردد. ضخامت پادگانهای آبرفتی به حدود 8 متر میرسد، (شکل 61) و لایه‌های پدید آورنده آنها در بردارنده قطعات گوناگون از جمله تکه‌های کرومیتی (شکل 62) و عمدتاً زاویه‌دار و با دانه بندی تدریجی میباشند.

فزون بر عناصر یاد شده، باریکه‌هایی از نهشته‌های کنگلومرایی دانه درشت و نسبتاً گرد بگونه‌ای افقی بر بلندیهای سر پانتینی جای گرفته‌اند که نمایی از آنها در شکل (42) نمایان است.



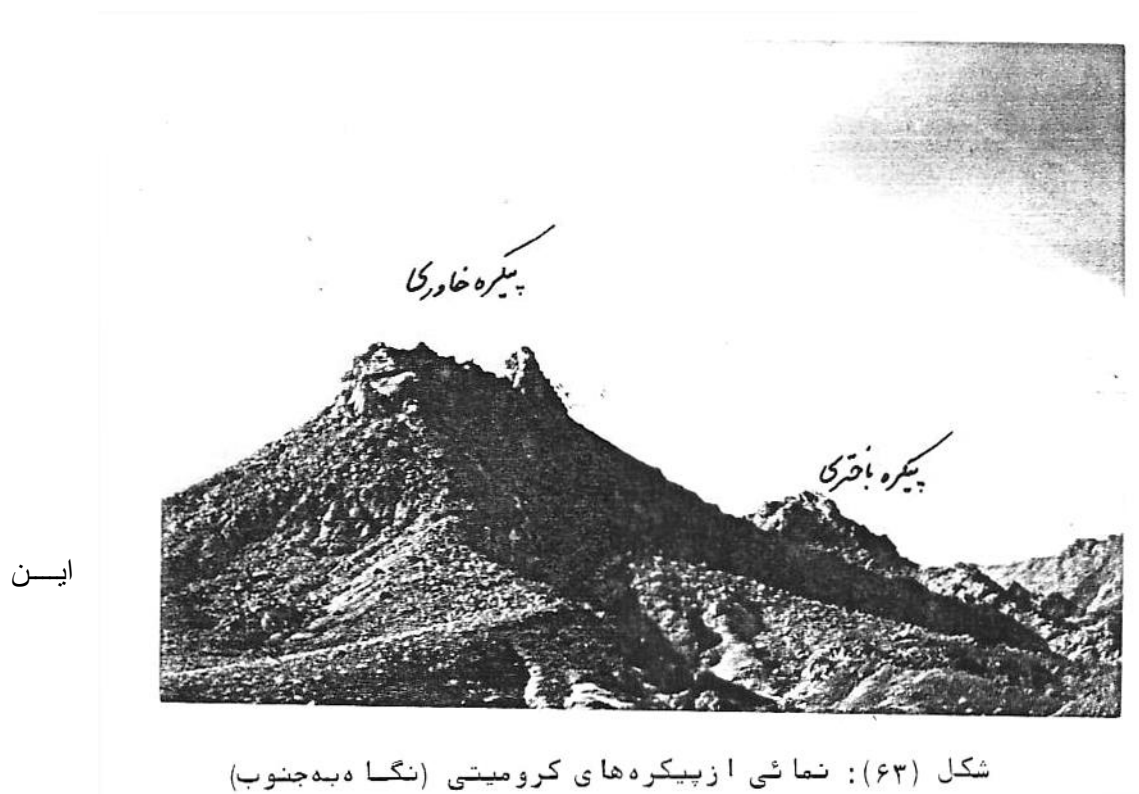
شکل (۶۱): یادگارهای ضخیم آبرفتی در پهنه‌های بلند کوهستانی



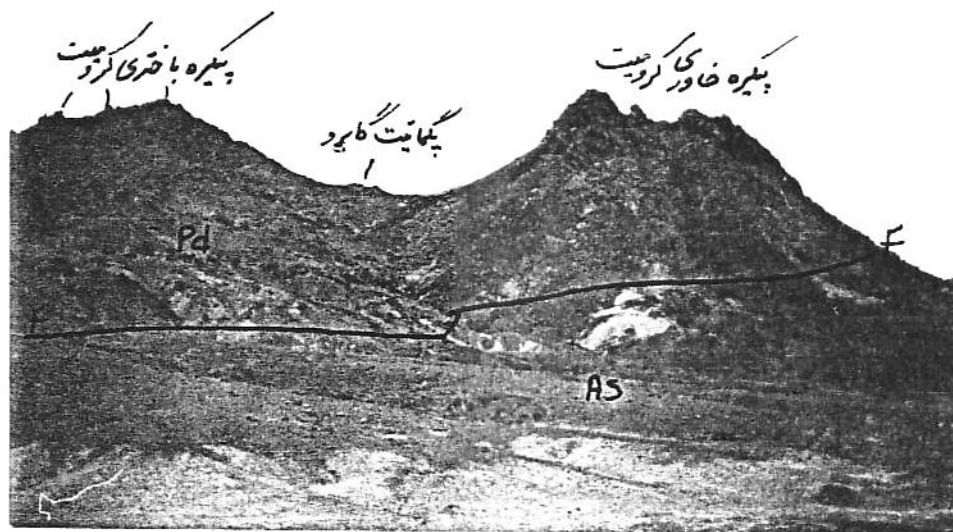
شکل (۶۲): تکه‌های کرومیت در یادگارهای آبرفتی

6- ویژگیهای زمین شناسی پیکره‌های کرومیتی

ذخیره کرومیت بندان با دو پیکره جداگانه خاوری و باختری (شکل‌های 42 و 63 و 64) با نازک نمایی (شکل 67) از سنگهای سبز رنگ سر پانتینی (نمونه BC3 در شکل 50) در میان سنگهای هارزبورژیتهی هوا زده به رنگ قهوه‌ای روشن (شکل‌های 42 و 64) با پیوندی گسیخته جای گرفته است.



کانسار همگون با دیگر کانسارهای ایران و کشورهای چون ترکیه، پاکستان (Thayer, 1950, 1964)، پاکستان (Qasim et al. 1985) ترکیه (Bingol, 1987) منطقه مقصد عمان (Ceuleneer, Micolás, 1985) نیوکالدونیا (Cassard et al. 1981) و دیگر مکانها (...., Dickey, 1975, Leblanc, Francois, 1983) از گونه پادیفورم (1) میباشد. این واژه اولین بار برای ذخایر کرومیتی به شکل عدسی‌های نامنظم که از نظر نمایی همسان با طیف گسترده‌ای از شکل غلاف‌های در بر دارنده دانه میوه‌ها میباشد، بکار گرفته شد. (Thayer, 1964, 1960)



شکل (۶۴): نمائی از پیکره‌های کرومیتی (نگاه به شمال)
 در چهار چوب واژه Pd: سنگهای هارزبورژی،
 AS: سریا نتینیت‌های آزیست دار F: گسل

یاد شده پیکره‌های کرومیتی به اشکال مدادی، لوله‌ای، عدسی‌های صفحه‌ای، نوارهای ناپیوسته و نامنظمی در اندازه‌های گوناگون و بافت‌های انتشاری، توده‌ای، نودولار پدیدار گردیده‌اند. این واژه در برگزیده واژه کهن تری است که بنام توده‌های کیسه‌ای شکل (1) توسط سامپسون (1942) و گیلد (1947) بکار برده شده است.

(Thayer , 1960 , Park , Macdiarmid , 1970 , Stanton , 1972)

از بارزترین ویژگی‌های این پیکره‌های کرومیتی جای‌گیری آنها در افیولیت‌های گونه آلپی با آمیزه‌های در هم افیولیتی کمر بند کوهزایی آلپی (1) (Steinmann , 1905) به نقل از

(Thayer 1960 , 64,67, Gansser , 1959 , 1960 , Dicket 1975 , Jensen, Bateman,)

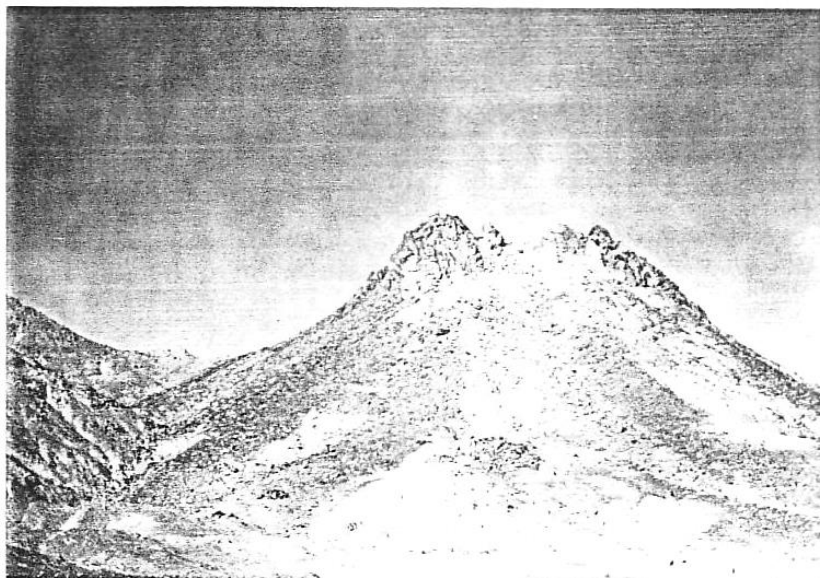
1971 , Bird , Dewey , Stanton 1972 , Coleman 1977 , 1981 , 1979) میباشد.

(شتوکلین 1968) تمام کرومیت‌های ایران را در پیوند با زون آمیزه رنگین و از نظر پیدایش متناسب به آغاز حرکات کوهزایی کرتاسه بالایی میدانند.

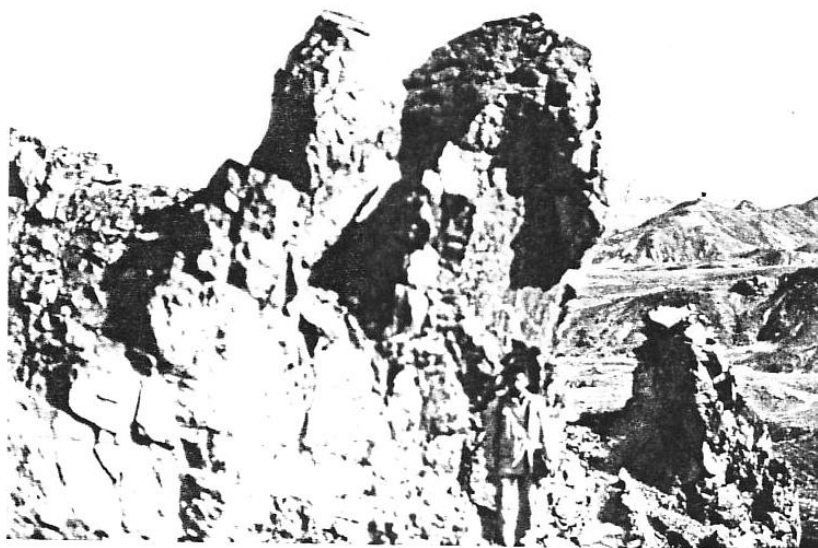
1-6) شکل، اندازه، ساخت و بافت

پی‌آمدشماري از گسیختگیها در پیکره خاوری نخستین آن به گونه روشنی جلوه‌گر نشده است ولی با پیوند پاره‌های از هم گسیخته، به پیکره‌های عدسی‌گونه با درازای 115 متر، پهنای 65 متر و با میانگین ضخامتی در حدود 35 متر دست می‌یابیم، که بگونه‌ای تقریباً عمودی (چون دندانی در لثه) در نیام سر پانتینی خود جای گرفته است، شکل‌های (42 و 63 و 64 و 65).

پیکره باختری نیز از دو نوار کشیده (دایک مانند) عدسی گونه و گسیخته‌ای به درازای 20-250 متر و ضخامت نزدیک به 2 متر هم روند با ساختار ناحیه رخنمون یافته است (شکلهای 42 و 64 و 65 و 66).



شکل (۶۵): نمایی از پیکره خاوری کرومیت (نگاه به شمال)



شکل (۶۶): نمایی از پیکره خاوری کرومیت (نگاه به جنوب)

پیوند

پیکره‌های کرومیتی یا نیام سر پانتینی گسیخته و بدون هر گونه روند تدریجی و بیشتر بصورت سطوحی صاف پدیدار گردیده است، شکل (67).

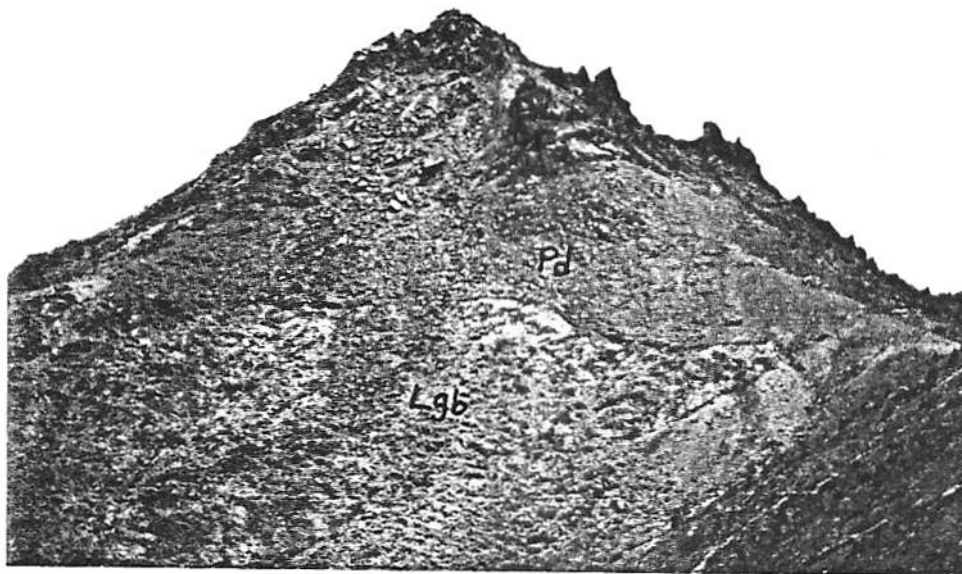


Hz: هارزبورژیت
 سبب نزدیکی به پیکره
 گابرویی (شکل 68)
 رگه‌های سفید رنگ
 گابرو، فزون بر

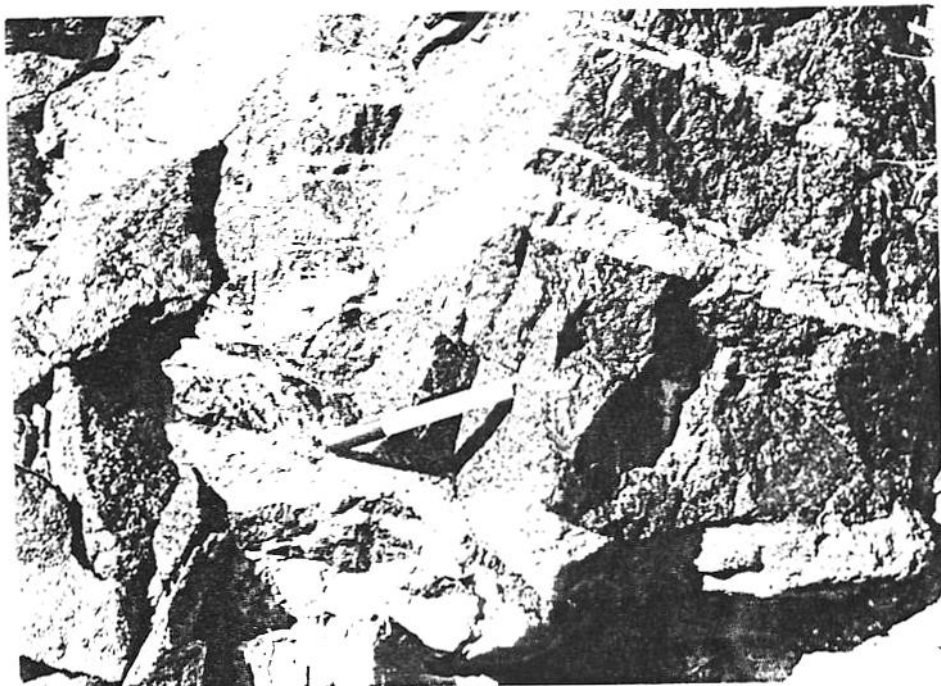
به

شکل (۶۷): پیوند پیکره کرومیتی با نیا مسریا نتینی
 Cr: کرومیت Spr: سرپانتینیست
 Hz: هارزبورژیت

سنگهای هارزبورژیتی، در پیکره کرومیتی نیز نفوذ کرده است، شکل (69).

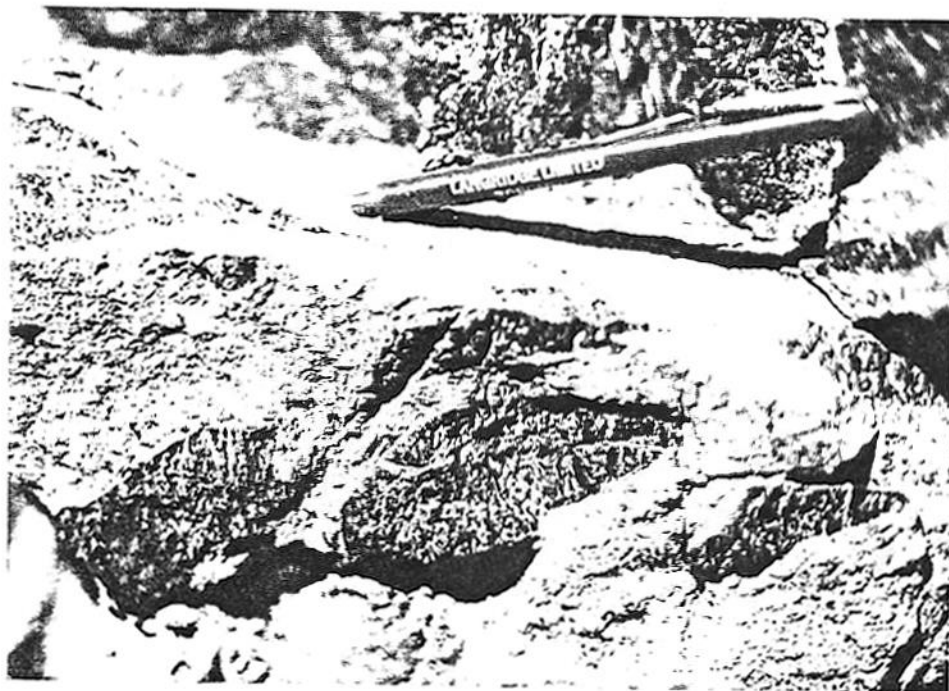


شکل (۶۸): پیوندگابروی لایه‌ای رنگ روشن (Lgb) با هارزبورژیت (Pd) و کرومیت (Cr) - پیکره باختری (نگاه به جنوب)



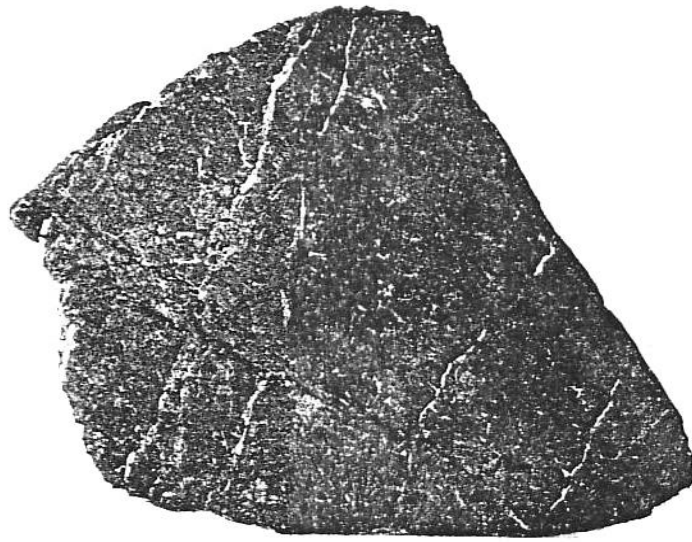
شکل (۶۹): رگه‌های گابرو در کرومیت - تکه‌های بیگانه کرومیت در گابرو (پا‌ئین عکس)

وجود تکه‌های کوچک کرومیت به گونه‌ای بیگانه (1) در درون رگه‌ها پی امد فرایند یاد شده می‌باشد
شکل (70) |

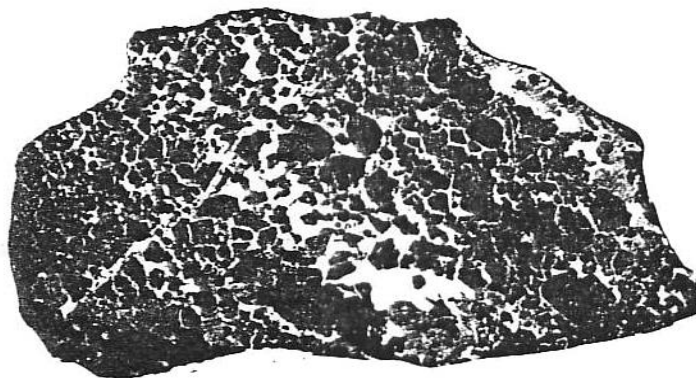


شکل (70): پیکره‌های بیگانه کرومیت در رگه‌های گابرو

فزون بر داشتن شکل عدسی، ساخت صفحه‌ای (2) سبب پدید آوردن صفحاتی با ضخامت‌های گوناگون در پیکره‌های کرومیتی گردیده است.
دو شبکه اصلی درز بندی تقریباً عمود بر هم در پیکره‌های کرومیتی نمایان است.
بیشترین حجم سنگ‌های کرومیتی بافت توده‌ای (1) دانه درشت (شکل 72) و بمقدار کمتری بافت دانه‌ای (2) (شکل 72) را نشان میدهد.



شکل (۷۲): بافت توده‌ای دانه‌درشت در پیکره کرومیتی

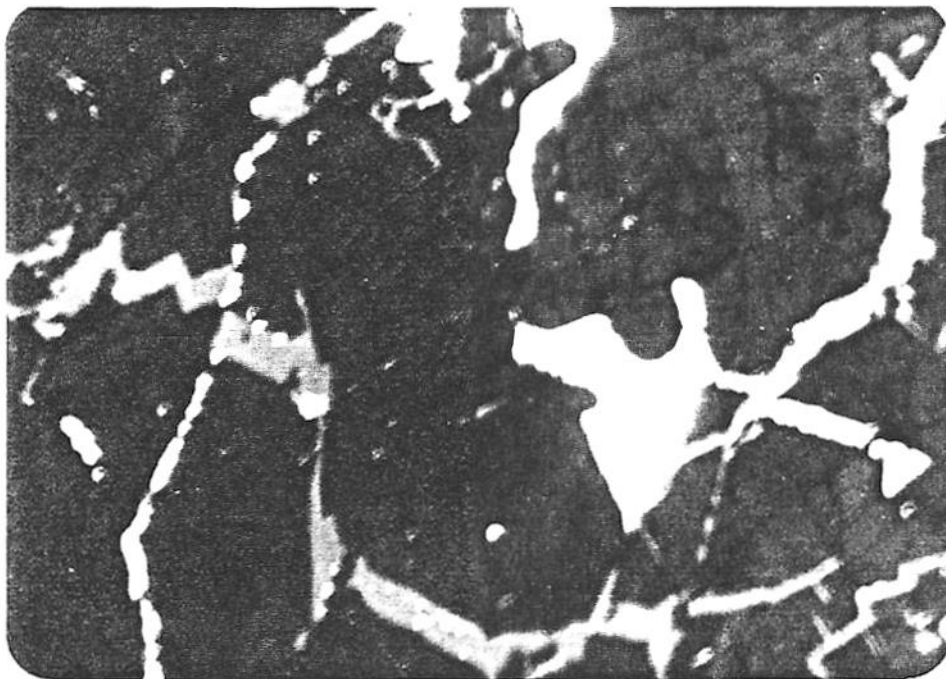


دانه‌ها
گرد تا

نیمه

شکل (۷۳): بافت دانه‌ای در پیکره کرومیتی

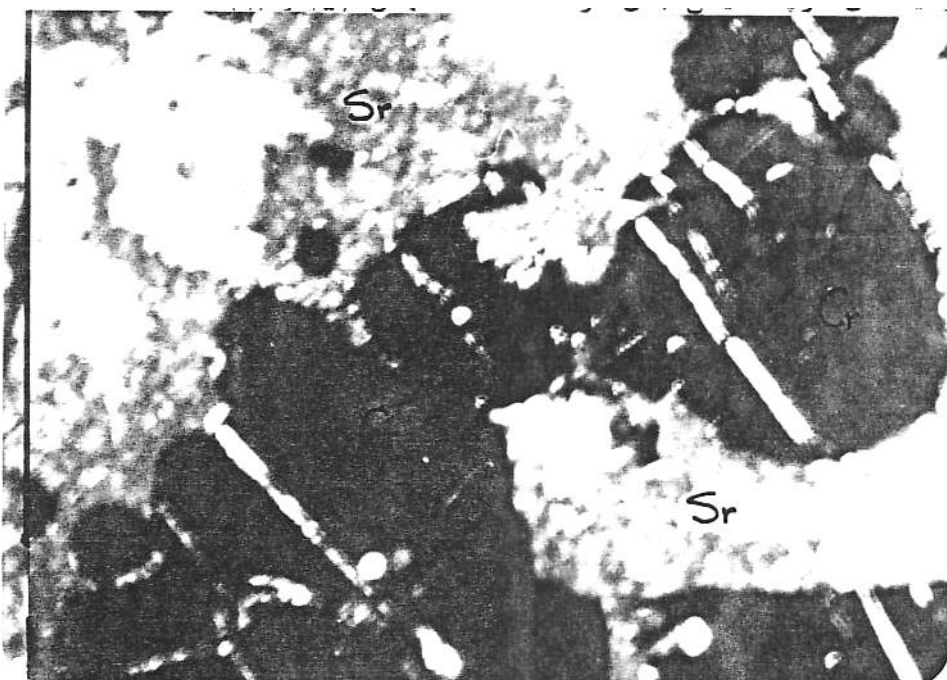
زاویه‌دار با اندازه‌های کمتر از 7 میلیمتر در زمینه سبز روشن تا سفید رنگ سر پانتینی جای گرفته‌اند. شکل دانه‌ها پی‌آمد جریانهای ماگمایی، خوردگی لبه دانه‌ها و خرد شدگی مکانیکی آنها میباشد، که طی مرحله تبلور، تفریق و نشست بر بستر سنگ در برگیرنده پدید آمده است. شکل (74) تیغه نازک نمونه‌ای (R_I) از کرومیت توده‌ای و درشت دانه است که بافت اینتر گرانولار، کاتا کلاستیک و ساختمان مش با فابریک تکتونیتی نشان میدهد. دانه‌ها بیشتر نیمه گرد، زاویه‌دار و در پاره‌ای موارد کاملاً گرد هستند. این پدیده پی‌آمد مراحل نخستینی است که دانه‌هایی تبلور یافته کرومیت در حمام ماگما غوطه‌ور و در پایان بگونه‌ای مترکم بر بستری از سنگها دونیتی در حال تبلور جای گرفته‌اند.



پی
آمد

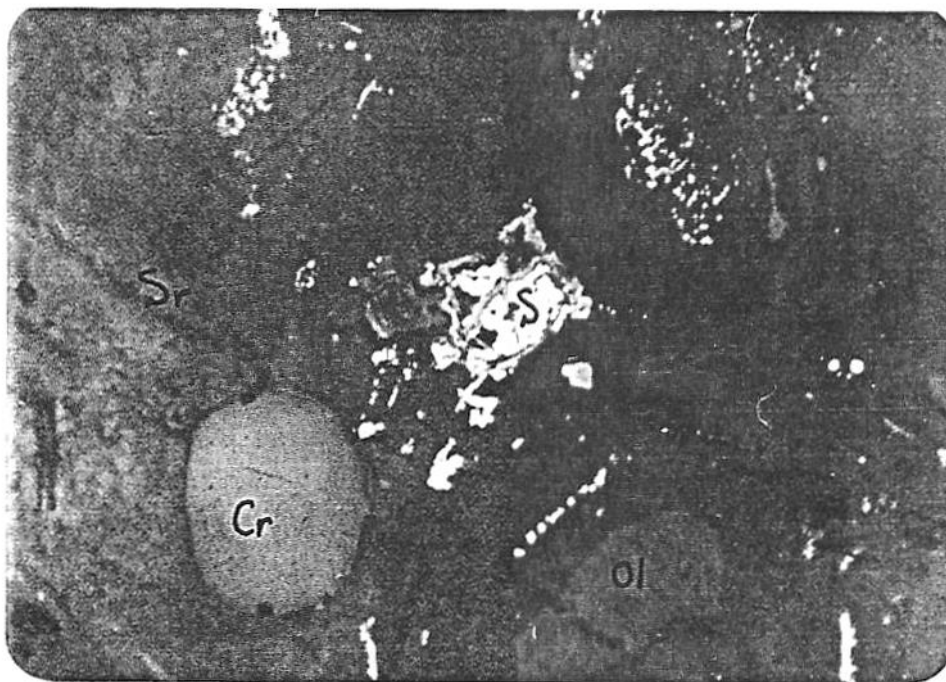
شکل (۷۴): مقطع میکروسکوپی کرومیت توده‌ای درشت دانه (۳۳ X)

تنش‌های تکتونیکی، دانه‌های کرومیت در محل پیوند شان خرد شده و قطعات ریز و درشت زاویه‌داری را پدید آورده‌اند. بسبب تراکم، جور و قفل شدگی نسبی دانه‌ها، فضای خالی بین آنها کم، از این رو میزان سر پانتین در این گونه بافتها بسیار ناچیز و بگونه نوارهای بسیار باریک در بین پارهای از دانه‌ها با در میان محل گرد شدگی آنها انباشته شده است. میزان دگرسانی در دانه‌های کرومیت کم و لبه دانه‌ها در زمینه سر پانتین بدون‌هاله دگرسانی می‌باشد. پیرامون بعضی از دانه‌ها، حلقه‌های باریک و تیره رنگی از کانه‌های آهن (احتمالاً منیتیت) یافت می‌شود که پی آمد فرایندهای دگرسانی سنگهای دونیتی پدید آمده‌اند. تکه‌های کوچکی از کانیهای آهن ناشی از نا آمیختگی (1) در مرز بین دانه‌ها یافت می‌شود. رنگ دانه‌ها در نور معمولی قهوه‌ای متمایل به قرمز است. در پارهای از بخش‌های پیکره کرومیتی بافت نودولار یافت می‌شود که دانه‌های کرومیت با اندازه‌های گوناگون و اشکال زاویه‌دار، نیمه گرد و گاهی گرد شده در زمینه‌ای سر پانتینی جای گرفته‌اند، شکل‌های (75 و 76).



شکل (۷۵): مقطع میکروسکوپی کرومیت دانه‌ای (۳۳ X) Sr: سرپانتین، Cr: کرومیت

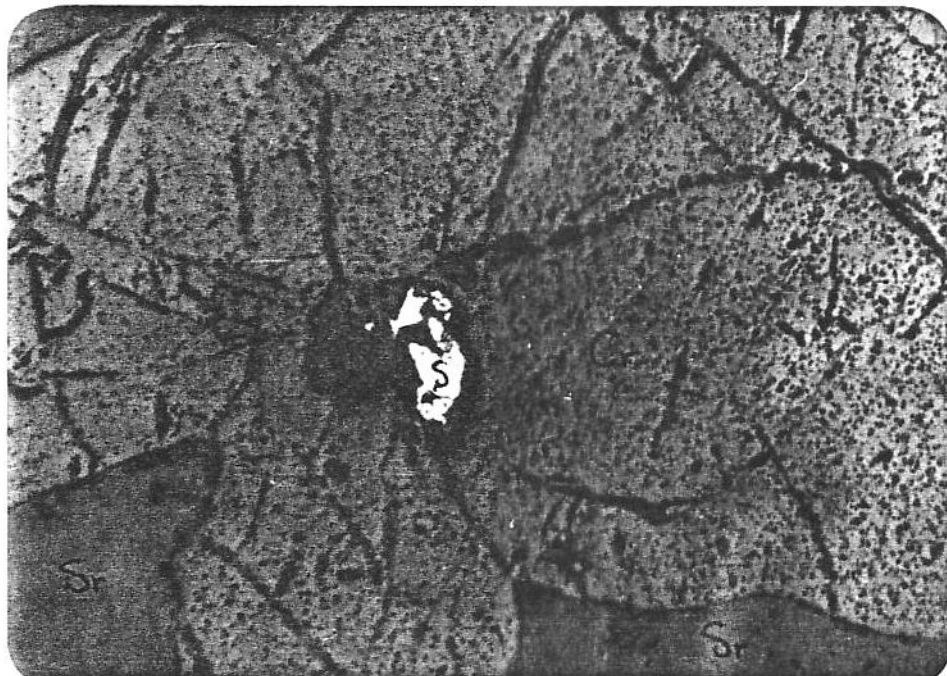
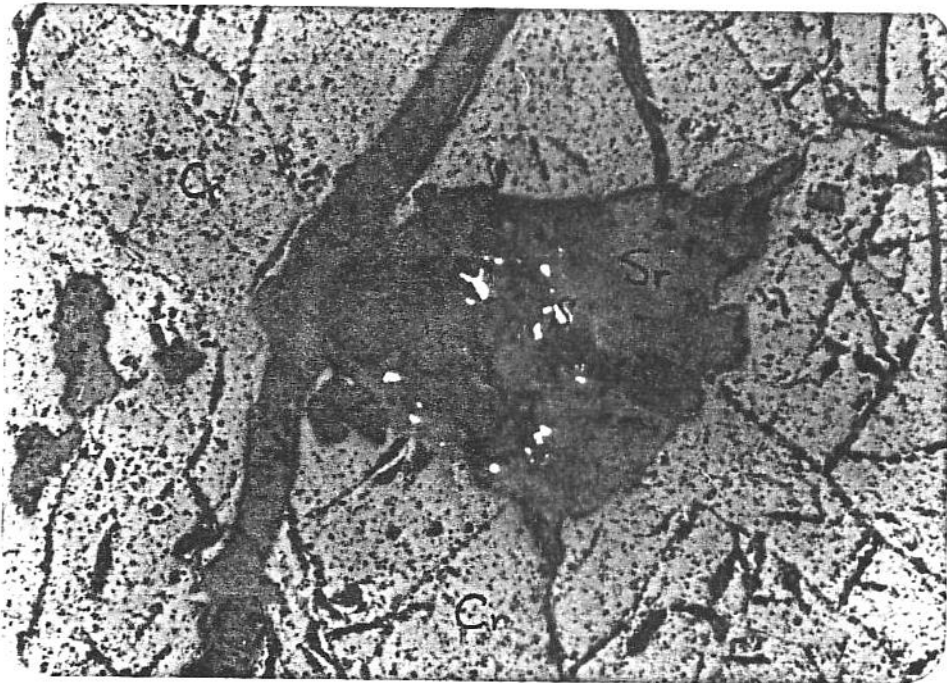
بسبب تراکم و نبود پیوند کامل دانه‌ها فابریک تکنیتی و هم چنین ساختمان مش‌اندک است، (شکل 76) مقطع صیقلی گونه دانه‌ای و شکل (77) از آن توده‌ای را نشان میدهد.



در
زمینه
سر
پانتینی

شکل (۷۶): مقطع صیقلی کرومیت دانه‌ای در زمینه سرپانتینی (X ۶۸)
Cr: کرومیت ، Ol: باقیمانده دانه‌های اولیوین ،
Sr: سرپانتین S: سولفورهای نیکل و آهن

سنگ‌های کرومیت بمقدار بسیار کمی سولفورهای نیکل - آهن یافت میشود در حالی که این اثر در سنگ‌های سر پانتینی در بر گیرنده بگونه گارنیریت جلو مگر شده است.



شکل (۷۷): مقطع صیقلی کرومیت توده‌ای (X ۶۸)
 Cr: کرومیت ، Sr: سربانتین ، S: سولفورهای نیکل و آهن

2-6) ترکیب کانی شناسی، شیمیایی و کاربرد

فزون بر پیکره‌های کرومیتی، دانه‌هایی از این کانی در بیشتر سنگ‌های اولترا مافیکی ناحیه یافت میشود که آنها نیز دارای ویژگی‌های کانی شناسی همگون با ذخیره اصلی میباشند. کرومیت بندان از گونه پیکوتیت و منحنی (1) آن در شکل (78) نمایان است. چهره این کانی در زیر میکروسکوپ و در

تیغه نازک آن برنگ قهوه‌ای روشن (شکل‌های 74 و 75) و در نور پلاریزان برنگ سیاه جلوه‌گر میشود.

از نظر ترکیب شیمیایی در چهارچوب کرومیت آلومینی، با فرمول $(\text{Mg,Fe})_0$ (Stevens, 1944) $(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{O}_3$ (دیرگداز) غنی از آلومینیم (Thayer 1960) با کرومیت غنی از آلومینیم (L EBLANC, Francois vioette 1983) جای می‌گیرد.

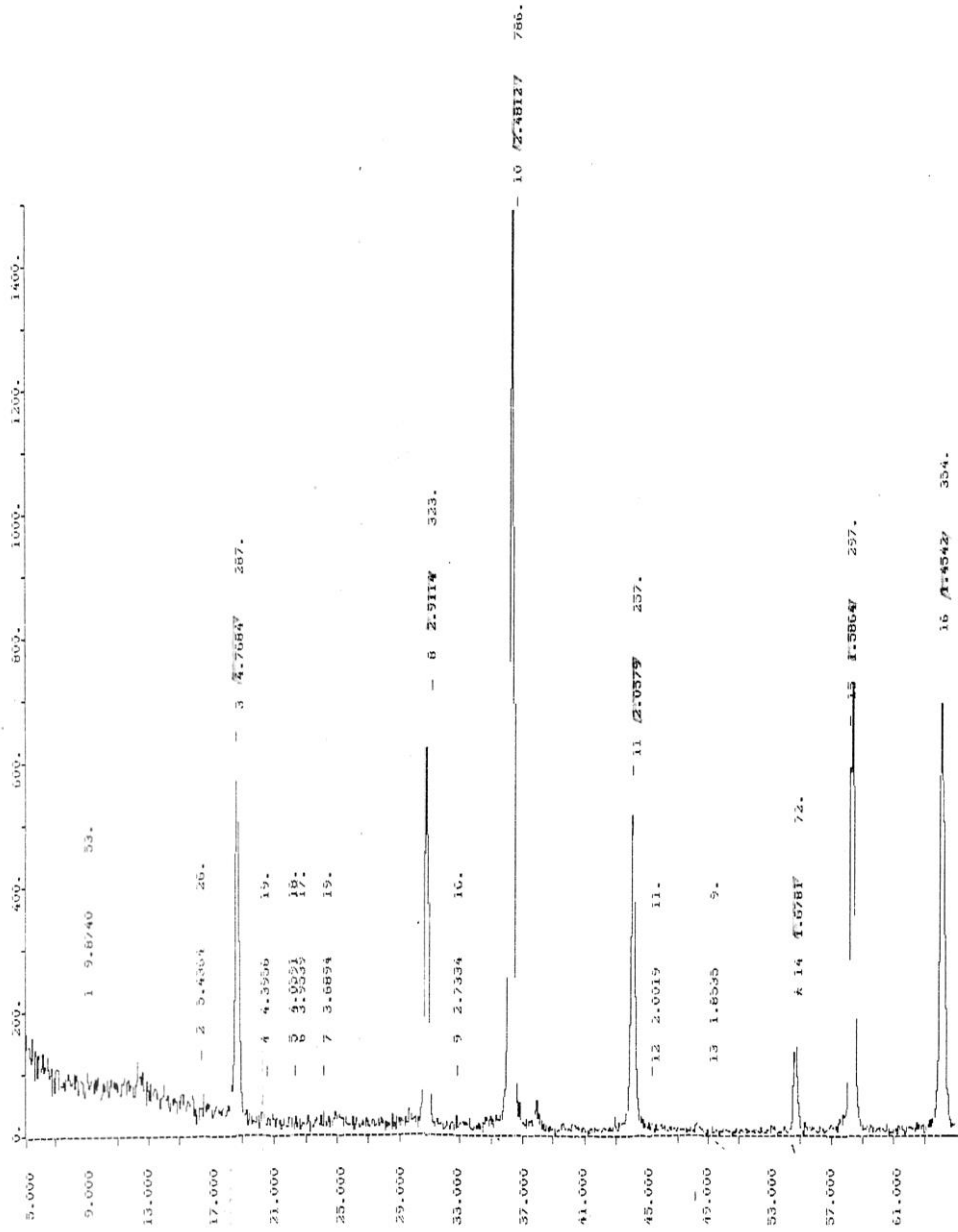
در کرومیت‌های گونه پادیفورم بین مقادیر اکسید کروم و آلومین پیوندی دو جانبه و بر عکس وجود دارد و با تغییر مقدار اکسید کروم از 16 تا 65 درصد میزان آلومین از 52 تا 6 درصد تغییر میکند. مقدار Fe_2O_3 به ندرت از 8 درصد تجاوز می‌نماید. در حالی که مقدار اکسید آهن در گونه لایه‌ای زیاد (24-10 درصد) و میزان اکسید کروم و آلومین در طیف گسترده‌ای تغییر ولی نسبت این دو اکسید بیش از گونه آلپی است. (Thayer, 1960, 1964)

میزان اکسید کروم در سنگ‌های پدید آورنده این کانسار از 28 تا 42/5 درصد و مقدار آلومین آنها از 22 تا 32 درصد تغییر میکند. این گوناگونی بیانگر میزان سر پانتین موجود در زمینه سنگ‌ها می‌باشد. از این رو میزان اکسید آهن نیز فزون بر کرومیت و پدیده نامیختگی موجود در آن، در پیوند با اکسیدهای آهنی است که از دگر سانی اولیوین پدید آمده‌اند.

EA

SEPARATION

mode: CH, Lambda: 1.54050, Lambda2: 1.54443 (0.500)
N. time: 0.300, Step size: 0.050 (SSJ)
Start at Zincta 5.000 Ineta 2.500
Zincta - Scale



شکل ۷۸ - نمودار (انگلیسی) کربنیت نیکل

ترکیب شیمیائی نقطه‌ای (۱) نمونه‌هایی از سنگهای کرومیتی در جدول

(۴) نمایان است.

جدول (۴): ترکیب شیمیائی نقطه‌ای سنگهای کرومیتی با روش Electron-Microprobe

ترکیب شیمیائی - درصد								اکسیدها
۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰۹	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۵	SiO ₂
۳۲/۶۹	۳۲/۱۶	۳۲/۱۵	۳۲/۸۶	۳۲/۴۳	۳۲/۵۶	۳۱/۴۰	۳۲/۱	Al ₂ O ₃
۱۴/۳۱	۱۵/۹۵	۱۵/۴۰	۱۴/۷۲	۱۴/۸۹	۱۴/۵۰	۱۶/۴۰	۱۵	MgO
۱۳/۸۴	۱۳/۷۸	۱۳/۷۶	۱۳/۹۸	۱۳/۸۸	۱۴/۰۳	۱۳/۷۶	۱۳/۸۴	Fe ₂ O ₃ *
۳۹/۱	۳۸/۱۷	۳۸/۶۲	۳۸/۳۹	۳۸/۷۸	۳۸/۵۰	۳۸/۲۶	۳۸/۹۰	Cr ₂ O ₃

جدول شماره ۵ ترکیب چند نمونه از سنگهای این ذخیره که بروش تجزیه

شیمیائی انجام گرفته نشان می دهد.

جدول (۵): ترکیب نمونه‌های کرومیتی با روش‌های تجزیه شیمیائی (***) و

(***) X-Ray Fluorescence

ترکیب شیمیائی (***)	ترکیب شیمیائی - درصد (**)			
	AB16	BA24	BA22	
۱/۴۵	۸/۱۲	۸/۲۵	۷/۶۱	SiO ₂
۳۱/۰۸	۲۵/۵۳	۲۳/۹۴	۲۳/۶۰	Al ₂ O ₃
۱۴/۸۱	۹/۰۷	۹/۲۱	۹/۳۴	MgO
۱۲/۵۷	۱۶/۰۵	۱۳/۴۸	۱۹/۰۲	Fe ₂ O ₃ *
۳۳/۵۱	۲۸/۶	۲۶/۸۵	۴۰/۳۶	Cr ₂ O ₃

1. Electron-Microprobe Analysis

*FeO + Fe₂O₃

میزان آلومین نه تنها در سنگهای کرومیتی بلکه در سنگهای اولترا مافیکی نیز در خور توجه است .
و این مقدار تا حدود 4 درصد میرسد. از پدیده های بارزی که زمینه پژوهشی را در پیوند با آن فراهم
آورده است بالا بودن میزان آلومین در شماری از ذخایر کرومیتی گونه پا دیفورم است . اکثر ذخایر
پادیفورم به دو گونه غنی از آلومین و غنی از کروم (, Leblanc , 1970 , Thayer 1946 ,
Franois violette , 1983) تقسیم بندی شده اند. پی آمد فرآیندهای تجربی بدست آمده در ارتباط
با این دو گانگی ذخایر کرومیتی چنین نشان میدهد که کرومیت های غنی از آلومین تحت فشار زیادتری
نسبت به کرومیت های غنی از کروم پدید می آیند (Irvin , 1967) و اسپنیل های در حال تعادل با مذاب
سیلیکانها و کلینوپیروکسینها با افزایش دما بر میزان کروم آنها افزوده میگردد.

(Dickey , voder , 1972) . ترکیب سنگهای میزبان ذخایر کرومیتی گونه پادیفورم در پیدایش
گونه های ذخیره کرومیتی جایگاه ویژه ای دارد. بگونه ای که ذخایر غنی از کروم (فسفر از آلومینیم)
در زونهای لرزولیت هارزبورژیت و ذخایر غنی از آلومینیم (فقیر از کروم) در زونهای انتقالی دونیت
–هارزبورژیت پدید می آیند. (Leblanc , violette , 1983) در پژوهشی که بر ذخایر کرومیتی غنی
از آلومین با سنگهای میزبان تراکتولیتی در کوبا انجام پذیرفته، بالا بودن آلومین تنها باز تاب مقدار
زیاد آلومینیم در سنگ میزبان ندانسته اند بلکه اثر عوامل دیگری از جمله فرایند آمیزندگی (3) را در
فشارهای مختلف مورد توجه قرار گرفته است. (Dickey 1975)

در کرومیت های غنی از آلومین گونه لایه ای (4) " Rhum " بالا بودن میزان آلومینیم را پی آمد
فرآیندهای پس از نیاستگی (1) (Irvin , 1967) میدانند که بین کرومیت، اولیوین، فلدسپار و
محلولهای موجود انجام پذیرفته است. (Henderson, Suddaby 1971 , Henderson 1974)
در حالی که انجام چنین فرایندی در ذخایر کرومیت بوشفلد بسبب نبود پلاژیوکلاز ممکن نیست
(Hulbert , Grunewaldt , 1985) نامبردگان فراوانی این عنصر در ذخایر بوشفلد را بر پایه
تجربیات دیگران (Muan , 1957 , Hill , Roeder , 1974) از جانی (جدا از میزان آلومین در
ماگما) در پیوند با پدیده فراریت (2) اکسیژن میدانند، که در مقدار Fo_2 ممکن است بسبب
افزایش میزان آلومین در تبلور اسپنیل گردد. از جانب دیگر بر پایه دیگر تجربه ها که کاهش دما سبب
کاهش نسبت $Cr/cr+Al$ میگردد (Irvin , 1973 , Jagues , Green 1980) نتیجه میگیرند که
افزایش این نسبت بیانگر افزایش دما میباشد و این بدان معنی است که با افزایش دما میزان کروم و با
کاهش آن میزان آلومینیم افزایش می یابد. (Dickey , Yoder , 1972) بنابراین عنصر دما وجه
اشتراک بین ذخایر لایه ای و پادیفورم است که بوسیله این پژوهشگران عنوان گردیده است. غنی شده
کرومیت از آلومینیم ممکن است پی آمد واکنشی باشد که بین کرومیت و اورتوپیروکسین که از ترکیب
اولیوین و مایع آلومینیمی پدید آمده باشد انجام پذیرفته است. (Hotton , von Grekenewaldt , 1985)

(

در ذخایر گونه پادیفورم که غنی از کروم و فقیر از آهن (مورد استفاده در صنعت متالورژی) هستند، میزان اکسید کروم بیش از 45 درصد و نسبت Cr/Fe از $\frac{2}{1}$ تا $\frac{4}{5}$ تغییر میکند، در صورتی که در ذخایر غنی از آلومین (مورد استفاده در صنعت دیر گدازها) میزان آلومین بیش از 20 درصد و جمع مقادیر آلومین و اکسید کروم به بیش از 65 درصد میرسد که در این صورت نسبت Cr/Fe به 2 تا 3 میرسد.

(Thayer, 1964, Power, 1985) مقدار اکسید منیزیم از 14 تا 20 درصد و کانیهای همراه بعنوان عناصر پیوند دهنده بشمار میروند. نقطه ذوب کانیهای گروه اسپینل از 1594 درجه سانتیگراد (منیتیت FeO, Fe_2O_3) تا 2180 درجه سانتیگراد (بیکروکرومیت MgO, Cr_2O_3) تغییر میکند. سنگهای کرومیتی به عنوان دیر گدازهای قلیایی که پایداری آنها در روبرویی با سربارههای قلیایی و اسیدی در خور توجه است خود و به همراه ترکیب آن با منیزیت در صنعت دیر گدازها جایگاه ویژه ای دارد. چون دیر گدازهای کرومیتی در دماهای کم، در زیر فشار بارهای وارده تغییر شکل میدهند. از این رو معمولاً به گونه دیر گدازهای کروم - منیزیت یا منیزیت - کروم بکار برده میشوند، (عابدیان 1367).

بنابراین با توجه به بالا بودن میزان آلومین (22-32 درصد) کرومیت بندان، این ذخیره بعنوان مواد اولیه ای در تامین صنعت دیر گدازها که بیشترین کاربرد آن در صنعت فولاد و شیشه میباشد، جایگاه ویژه ای دارد. درجه گداز زندگی سنگ کرومیت بندان +35 یعنی نقطه نرم شوندگی آن بیش از 1795 درجه سانتیگراد میباشد. جدول (6) ترکیب شیمیایی گونههایی از سنگهای کرومیت گونه پادیفورم که در صنعت دیر گدازها به کار برده میشوند نشان میدهد.

سار تا شمال پلنگ است که از افیولیتی در این نوار موجود اقتصادی کلانی فراوانترین (مهمترین و (کربزوتیل آزیست ناحیه بندان افیولیت‌های جزیی در عناصر کانیها و (6) دیگر

۱۱۳

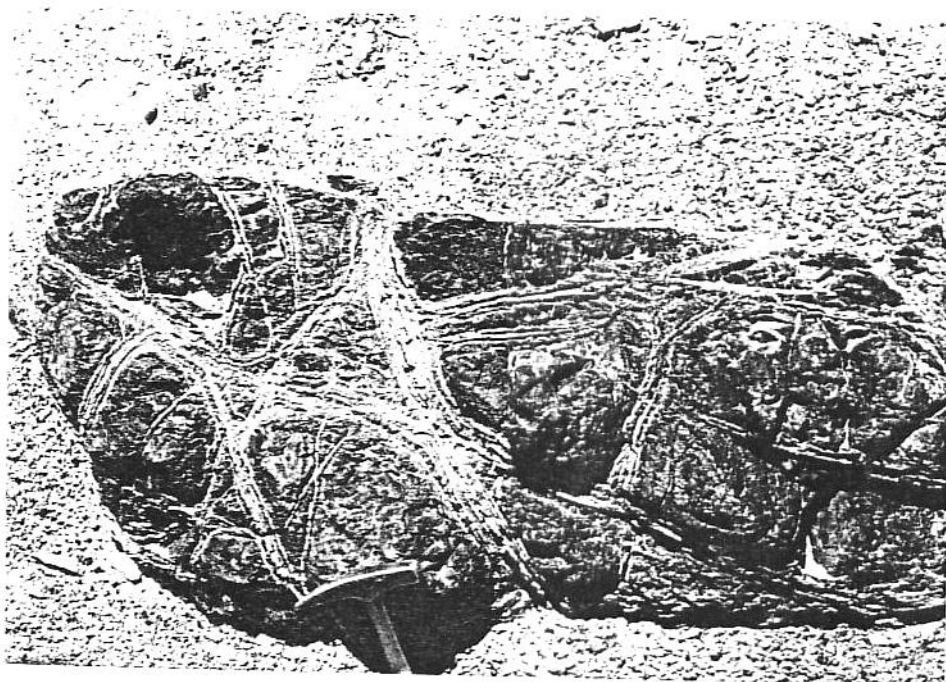
جدول (۶): ترکیب شیمیائی سنگهای کرومیتی گونه‌پا دیفورم در مقایسه با ذخیره بندان

بندان	ایران (%)	شوری	سیرالئون	یونان	ترکیه	فیلیپین	کوبا	درصد اکسیدها
۳۶/۴۵	۵۱/۳۴	۳۹/۰۸	۴۲	۳۵/۸۰	۴۵/۱۸	۳۷/۱	۳۶	Cr ₂ O ₃
۲۷/۰۲	۱۲/۸۴	۱۷/۳۵	۲۱/۲۳	۲۲/۱۲	۱۷/۰۸	۲۴/۳۵	۲۷/۵۰	Al ₂ O ₃
۱۳/۰۳	۱۴/۲۳	۱۳/۹۸	۱۴/۰۸	۱۶/۳۰	۱۵/۱۶	۱۳/۹۴	۱۴/۵۱	FeO*
۱۲/۰۱	۱۶/۶۸	۱۶/۰۷	۱۶/۱۶	۱۴/۵۰	۱۵/۸۲	۱۷/۷۴	۱۶/۵۳	MgO
۰/۷۰	۰/۳۲	۹/۶۵	۰/۰۵	۰/۵۴	۰/۳۵	۰/۲۲	۰/۴۵	CaO
۴/۸۵	۳/۲۵	۹/۳۸	۴/۸۱	۵/۹۶	۳/۸۰	۴/۳۴	۳/۸۵	SiO ₂
۰/۹۰		۲/۹	۱/۴۸	۱/۹	۱/۰۲	۱/۰۲	۰/۷۷	L.O.I

* کل آهن به صورت FeO

** متوسط ترکیب شیمیائی کرومیت‌های صادراتی

جنوب بندان ذخایر در خور توجهی را پدید آورده است. (عابدیان، صادقی 1364). معدن پنبه نسوز حاجات بعنوان تنها معدن ایران در بخش شمالی این نوار با استخراج 20 تن مواد بدون درجه بندی بخشی از نیاز کشور را تامین میکند. الیافهای متقاطع (1) بصورت رگه‌ای، جفتی یا چندین نوار موازی (شکلهای 12 و 49) با میانگینی حدود 5 درصد حجم سنگها را در مکانهای گوناگون پدید می‌آورند، اگر چه بصورت موضعی این میزان تا حدود 25 درصد حجم سنگ را در بر میگیرد.



شکل (۷۹): رگه‌های موازی آرزبست بگونه متقاطع در جنوب ناحیه بندان

در ازای الیافهای پدید آورنده رگه‌ها کمتر از یک میلیمتر تا حداکثر 12 میلیمتر (و بطور متوسط 5 میلیمتر) تغییر میکند.

معین کردن میزان عناصر جزئی در افیولیتها کار نسبتاً دشواری است (Colemn, 1977) کبالت، نیکل، وانادیم، تیتانیم، منگنز و روی از بارزترین عناصر جزئی در سنگهای افیولیتی بشمار میروند، نیکل در نفوذیه‌های گونه آلیبی بیشتر بگونه "سیلیکات نیکل" در اولیوین " $(Mg, Fe, Ni)_2SiO_4$ " و بمقدار کمتری بصورت سولفید یا آرسنیدها و پلاتین بگونه فلزی (در نفوذیه‌های لایه‌ای بصورت سولفیدها، آرسنیدها و آنتیمونیدها یافت میشود) (Stanton, 1972)، در این حالت معمولاً نیکل به‌مراه آهن دو

ظرفیتی در شبکه ساختمان اولیوین (Stanton 1972) با اولیوین و پیروکسن (Coleman , 1971) جای میگیرند. اثر این عنصر بصورت گارنیریت در سر پانتینیت پدید آمده از اولیوین در شکل (50) دیده میشود.

پنتلانیدیت $(Fe,Ni)_9S_8$ به تنهایی یا به همراه هزلوودیت Ni_3S_2 یا پیروتیت از فراوانترین سولفیدهای نیکل موجود در سنگهای اولترا مافیکی میباشد که بگونه دانه‌ای و انتشاری و محصول فرآیند دگرسانی در زمینه سر پانتینی سنگهای اولترامافیکی یافت میشوند.

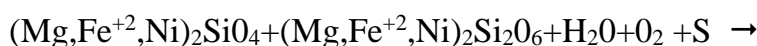
(Coleman , 1971 , page , 1972, Stanton ,1972 , springer et al .1975)

سولفیدهای نیکل از نیکل‌های جای گرفته در شبکه بلورین اولیوین و پیروکسن در زمان انجام پدیده سر پانتینی شدن سنگهای اولترامافیکی و در حضور آب، اکسیژن و گوگرد (فرمول زیر و بدون موازنه) پدید می‌آید.

(Coleman , 1971) :

اورتوپیرکسن

اولیوین



لیزاردیست

منیتیت

کریزوتیل

Fe , ni) s

+

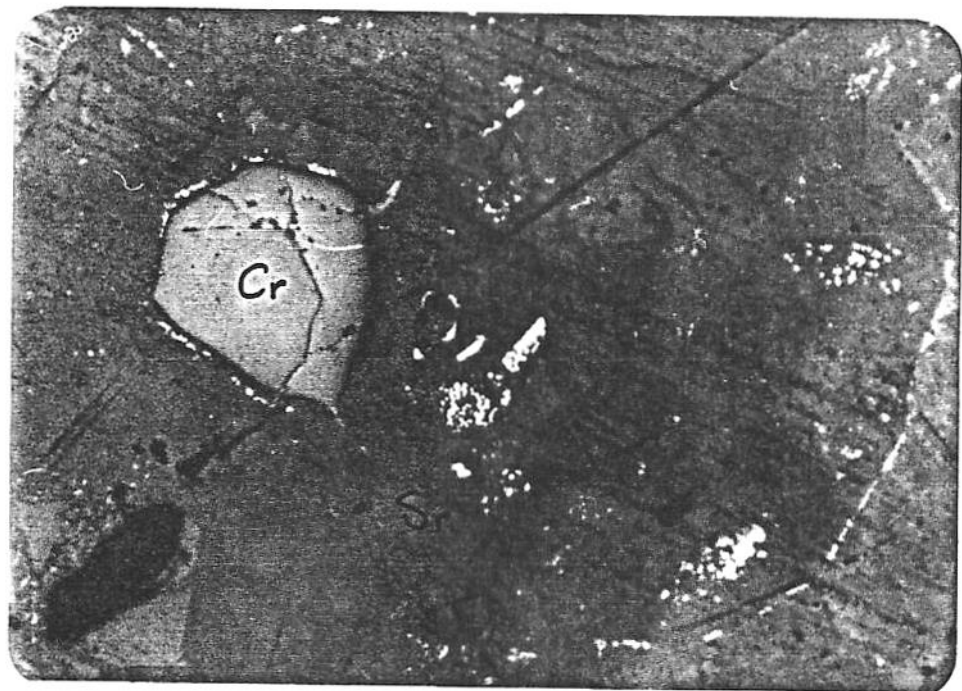
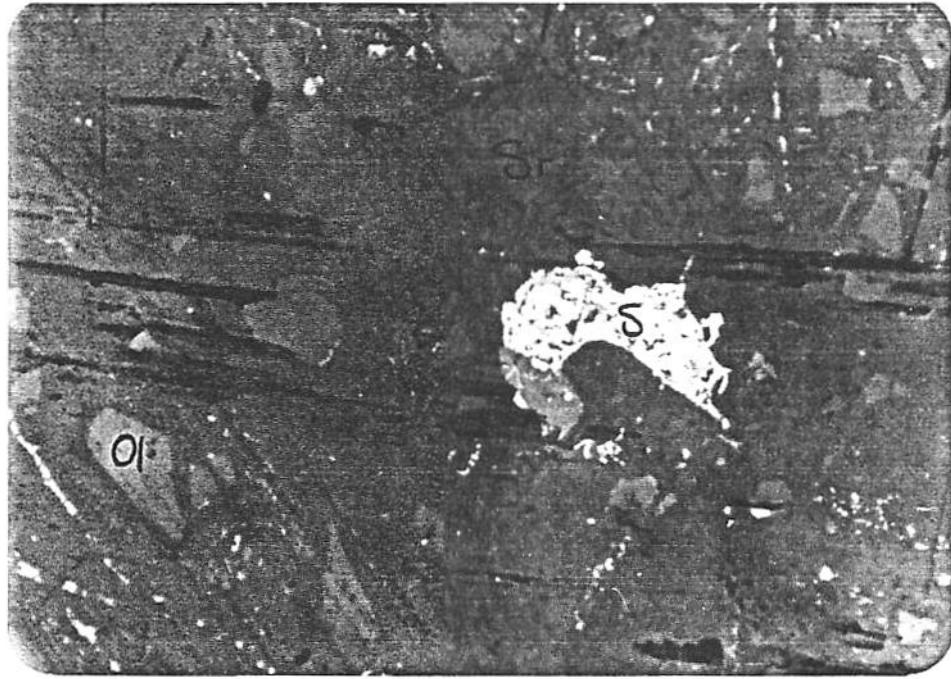
میزان اکسیژن و گوگرد موجود در زمان انجام فرایند سر پانتینی شدن، تعیین کننده این مطلب است که نیکل و آهن آزاد شده از فاز سیلیکاتی بصورت فازهای سولفیدی، اکسیدها و یا ترکیب در همی‌ازین فلزات پدیدار میگردند. از این رو نبود آوارویت Ni_3Fe و بدون کانیهای سولفید نیکل - آهن و منیتیت ثانویه در سنگهای اولترا مافیکی حکایت از وجود اکسیژن و گوگرد بمقدار کافی در فاز مایع و در زمان انجام فرایند سر پانتینی شدن مینماید (Springer , craig , 1975) شکل (80) مقاطع صیقلی بخش سر پانتینی کرومیت دانه‌ای را که در بر دارنده دانه‌هایی از سولفیدهای آهن، نیکل، کرومیت و کانه‌های آهن میباشد، نشان میدهد. در تصاویر Electron - Microprobe شبیحی از مسیر در بردارنده ذرات گوگرد یافت میشود که احتمالاً مبین عبور محلول یا گازهای در بر دارنده حامل سولفید گوگرد بوده است. اگر چه کبالت میتواند بگونه آمیزه بلوری (2) در پنتلانیدیت $(Fe,Ni,Co)_9S_8$ جای گیرد. (Knop , Ibrahım , 1961 , 1965) ، ولی فراوانی آن هم چون عنصر نیکل مستقیماً در پیوند با مقدار اولیوین و پیروکسنهای موجود در سنگ میباشد (Coleman , 1977) در پیوند با

عنصر روی پدیده جانشینی در خور توجهی یافت میشود، که این عنصر جایگزین عناصری چون آهن و منیزیم در سری های اسپیتل آلومینیم دار و کانی گاهنیت (ZnO, Al_2O_3) را پدید می آورند. احتمالاً بین این کانی و وهرسینیت (MgO, Al_2O_3) یک آمیزه بلوری کامل وجود دارد (Deer et al . 1976). از این رو مقادیر در خور توجهی از این کانی در سنگهای کرومیتی قابل نگرش است جدول (7).

جدول (۷): میزان عناصر جزئی در سنگهای سرپانتینی و کرومیتی بندان

ppm	سنگهای سرپانتینی			سنگهای کرومیتی			
Ni	۹۵۰	۱۸۴۶	۱۹۲۳	۱۸۴۶	۱۸۴۶	۱۸۴۶	۱۹۹۹
Co	۲۲	۸۵	۸۵	۶۰	۵۶	۶۰	۵۸
Zn	۲۰	۵۵۰		۳۹۹	۳۹۹	۴۱۰	۴۰۰
V	۱۵	۱۲۰		۵۸	۵۳	۵۱	۶۴
Zr	۸۱	۱۳۳		۶۷	۶۹	۷۶	۷۴
Sb	۱۰	۱۲		۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Sn	۱۰	۹۷		۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Cu	۵	۵		۱۶	۵	۵	۶

تیتانیم هم چون عناصر (7) بصورت جایگزینی میتواند وارد شبکه منیتیت گردد از این رو میزان تیتان موجود در سنگهای کرومیتی از 6٪ تا 1/6 درصد تغییر میکند. این یکی از چهره های معین بین کرومیت های گونه استراتیفورم (مقدار اکسید تیتانیم معمولاً کمتر از 3٪ درصد) و گونه پادیفورم (بیش از مقدار یاد شده) میباشد. عنصر تیتانیم به هنگام انباشته شدن کرومیت گونه پادیفورم قویاً از آنها جدا و در درون مایع باقیمانده جای میگیرد. (Dickey , 1975) جدول (7) تغییر محسوسی بین عناصر موجود در سنگهای پریدوتیتی و کرومیتی را نشان نمیدهد



شکل (۸۰): مقطع صیقلی بخش سرپانتینی کرومیت دانه‌ای (۶۸ X)
 Cr: کرومیت O1: باقیمانده اولیوین Sr: سرپانتین
 S: سولفورنیکل - آهن

پژوهشگران براین باوراند که عناصر کمیاب (Ree) کمتر در معرض هوازدگی و دگرسانی قرار میگیرند. از این رو ممکن است فراوانی این عناصر سبب معین نمودن منشاء توده‌های نفوذی گردد

مثلا با مقایسه این عناصر در افیولیتها و بازالت های اقیانوسی و قرابت آنها به درک این که سنگ های آذرین موجود در ردیف افیولیتها میتواند در محل محور گسیختگیهای میان اقیانوسی پدید آمده کمک در خور توجهی نماید . (Colomen 1977) جدول (8) میزان پاره ای از این عناصر را نشان می دهد .

جدول (۸) : نمائی از عناصر کیمیا ب در سنگهای سریا نتینی و کرومیتی بندان

سنگهای کرومیتی							سنگهای سریا نتینی		ppm
۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	Ga
۷	۷	۷	۶	۷	۶	۶	۱۳	۶	La
۱۵۲	۱۷۵	۱۷۷	۱۴۱	۱۵۳	۱۴۰	۱۵۰	۱۲۰	۵	Yb
۱۴۴	۱۵۶	۱۵۹	۱۴۸	۱۶۳	۱۲۱	۱۲۲	۲۸۰	۲۷۰	Ce

با توجه به جدول بالا میزان ایتربیوم در کانسنگ های کرومیتی و سدیم در سنگ های پریدونیتی فزونی نشان می دهد .

4-6) عیار ماده معدنی و میزان ذخیره

با توجه به این که سنگ های کرومیتی به سبب ویژگیهای شیمیایی کانیهای پدید آورنده آنها، در بر گیرنده طیف گسترده ای از نوسان ترکیبی میباشد از این رو با استفاده از ترکیب شیمیایی بیان عیار ماده معدنی چندان مطلوب نمیشود. پی آمد آماري مشاهدات میکروسکوپی در مقاطع صیقلی و نازک شماری از نمونه های گوناگون این سنگها نشان میدهند که بیش از 95 درصد حجم سنگ را کانی پیکوتیت پدید آورده است.

جدول (9) وزن مخصوص شماری از سنگهای این ذخیره را که بگونه آزمایشگاهی معین گردیده

جدول (9) : وزن مخصوص نمونه های از سنگهای کرومیتی

نوع سنگ	وزن مخصوص (گرم در سانتی متر مکعب)					متوسط کل
نمونه دانه ای با زمینة سریا نتینی	۳/۷۱	۳/۶۵	۳/۹۱	۳/۹۴	۳۱۸	۳/۹۴
نمونه توده ای دانه درشت	۴/۲۱	۳/۹۸	۴/۰۸	۴/۰۵	۴/۰۸	

نشان میدهد.

با توجه به این که بیشترین حجم پیکره‌های کرومیتی از گونه توده‌ای درشت دانه میباشد در محاسبات متوسط کل وزن مخصوص ماده معدنی 4 گرم در سانتی متر مکعب در نظر گرفته شده است. محاسبه میزان ذخیره با روش مقطعی (امتداد مقاطع بر روی نقشه زمین شناسی با مقیاس 1: 0 50 نمایان است) و با بکارگیری فرمولهای زیر انجام پذیرفته است:

$$V = \frac{L}{3} (S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 S_2})$$

$$Q = V \cdot D$$

در این چهار چوب فزون بر ذخیره قطعی ذخایر احتمالی و ممکن نیز محاسبه گردیده است. بسبب فراوانی و در خور توجه بودن میزان واریزه‌های سنگهای کرومیتی در پیرامون پیکره‌ها بویژه پیکره باختری مقدار تقریبی این واریزه‌ها محاسبه و بر ذخیره قطعی افزوده گردیده است. اندازه قطر قطعات پدید آورنده این واریزه‌ها از سانتی متر تا حدود 2 متر تغییر میکند، بگونه‌ای که قطعاتی با وزن بیش از 15 تن (شکل 81) بوجود آورده‌اند.



شکل (81): قطعات بزرگ واریزه‌ای کرومیت پیرامون ذخیره اصلی

میزان این واریزه‌ها با توجه به پهنه در بر گیرنده آنها در نقشه زمین شناسی با مقیاس 1 : 0 50 (نقشه پیوست) وسعتی برابر 50 هزار متر مربع اندازه گیری و بسبب درجه تراکم در مقدار انباشتگی آنها 50 درصد این پهنه (25 هزار متر مربع) در محاسبه ذخیره گنجانده شده است. با روش آماری ضخامت متوسط قطعات حدود 10 سانتی متر بر آورد و از این رو میزان ذخیره آن برابر با:

$$\text{تن } 00010 = 0.1 \times 4 \times 00250$$

جدول (10 و 11) میزان ذخیره‌های گوناگون را در پیکره‌های خاوری و باختری نشان می‌دهند.

حده (10): میزان گونه‌های ذخیره در پیکره‌های خاوری کرومیت

جدول (11): میزان گونه‌های ذخیره در پیکره‌های باختری کرومیت

نوع ذخیره	میزان ذخیره
قطعی	۱۰ ۸۶۰
احتمالی	۲۳ ۹۲۶
ممکن	۵۹ ۴۵۲
جمع کل	۹۴ ۲۳۸

پی آ م محاسبات انجام شده در جدا ول یا د شده ذخیره کل کا نسار کرومیت بندها در جدول (12) نشان داده شده است .

جدول (12): میزان کل ذخیره کرومیت بندها.

نوع ذخیره	میزان ذخیره (تن)
قطعی	۱۱۶ ۱۹۷
احتمالی	۹۸ ۴۱۱
ممکن	۱۹۹ ۰۵۳
جمع کل ذخیره	۴۱۳ ۶۶۲

6- توجیه فنی و اقتصادی ذخیره کرومیت بندان

- 1- رخنمون این ذخیره بگونه‌ای بر جسته و بدون هرگونه روباره از میان سنگ‌های اولترامافیکی سر بر آورده است، شکلهای (66،65،64،63،42) که یکی از ویژگی‌های بارز این ذخیره بشمار می‌آید . بنا براین عملیات معدنکاری جهت استخراج ماده معدنی در حداقل حجم ممکن انجام پذیر است .
- 2- داشتن ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی خاص بالا بودن عیار ماده معدنی (میزان سرپانتین کم که ضرورت به تغلیظ ماده مصرفی نیست) و هم چنین میزان آلومین آن، این ذخیره را بعنوان ذخیره‌ای در تامین مواد اولیه دیر گدازها مطرح میسازد .
- 3- بسبب داشتن مورفولوژی ملایم، وجود پهن دشت بندان و سهولت در راههای ارتباطی حجم مایه گذاری در حداقل مقدار ممکن صورت میپذیرد.

4- قرار گرفتن این ذخیره در منطقه‌ای محروم که بجز معدن کوچک پنبه نسوز حاجات هیچگونه واحد صنعتی جهت رشد زمینه‌های اقتصادی و اجتماعی مردم وجود ندارد.

5- فراهم بودن زمینه بسیار مساعد برای ترویج مواد مخدر و گسترش دامنه آن از کشور افغانستان بدخل مملکت توسط بیکاری که به سبب ویژگی‌های اقلیمی فاقد هر گونه حرفه کشاورزی، دامپروری یا صنعتی هستند.

با توجه به عوامل یاد شده، فراهم نمودن زمینه بهره برداری از این ذخیره و بکارگیری بومیان منطقه نه تنها چهره اقتصادی و سیاسی منطقه را متاثر می‌سازد بلکه نیاز داخلی کشور را فراهم و میتوان بخشی از آن را به بازار جهانی عرضه نمود.

7- ویژگی‌های ترمودینامیکی و شیمی‌حرارتی در پیوند با پیدایش کرومیت کرومیت به سبب داشتن رخساره ماگمایی، پیدایش آن در چهار چوب فرایندهای فیزیکی شیمیایی انجام پذیرنده در یک حمام ماگما (1) حای میگیرد.

ماگما: مذابی با آمیزه در همی از سیلیکاتها که پی آمد فرایندهای سرد شدن، تبلور و تفریق در آن، سنگهای آذرین و کانیهای در بر دارنده آنها پدید می‌آید (DANA, 1912, Schairer, 1944). پی آمد فرایندهای گوناگون فیزیکی شیمیایی در یک حمام ماگما، دو طیف از کانیها پدیدار میگردند که یکی در پیوند با عناصر پدید آورنده پیکره سنگها و دیگری در پیکره سنگها، دو طیف پیوسته و ناپیوسته از کانیها نمایان میشود.

(Bowen, 1929, Ecker man, 10 49) که گرد هم آمدن یک، دو یا چند گونه از آنها در هر پیکره‌ای، گونه‌هایی از سنگهای آذرین را پدید می‌آورند.

اگر چه دمایی ماگما بگونه مستقیم اندازه گیری نشده ولی با توجه به پژوهشهای آزمایشگاهی انجام گرفته (Bowen, schairer, Bowen, 1928, Bowen, Greig, 1927, Anderson 1914, Bowen, 1935, 1932) و اندازه گیری دمایی گدازه‌هایی که در سالهای اخیر از دهانه آتشفشانها بیرون ریخته‌اند، اطلاعات با ارزشی از این عنصر فیزیکی که در بر دارنده نقش اصلی در پدید آوردن رخساره‌های گوناگون سنگی و معدنی میباشد، بدست آمده است.

بطور کلی دمایی گدازه‌های سطحی شناخته شده از 0 120 درجه سانتی‌گراد تجاوز نمیکنند. دمایی گدازه‌های هواپی 0 0 10- 0 110 درجه سانتی‌گراد و از آن گدازه‌هایی که در انفجار سال 1949 هکلا بیرون ریخته (پس از چندین ماه باقی ماندن در سطح) حدود 0 0 10 درجه سانتی‌گراد اندازه گیری شده است. این دما در پیشانی گدازه‌های در جریان 1150 درجه سانتی‌گراد و در بخشهایی که انباشتگی گازها زیادتر بوده تا 1250 درجه سانتی‌گراد اندازه گیری شده است. (Barth, 1962)

در شرایط آزمایشگاهی جامع ترین شکل ذوب و تبلور آمیزه‌های بلوری در کانیهای فرومنیزیم توسط باون و همکاران (1925-1932-1928-10 14) انجام پذیرفته که بگونه تجربی مبنای اصول و

سیر تحول تبلور و تفریق را در يك ماگما ارایه میدهد. در شرایط آزمایشگاهی اولیوین‌های منیزیم دار موجود در دونیت‌ها در حدود 0 160 درجه سانتی‌گراد آغاز به ذوب و در دمای 0 180 درجه سانتی‌گراد کاملاً ذوب گردیده‌اند.

(Turner , verhoogen , 1960) پی آمد تبلور و تفریق در حمام ماگما (0 110- 0 120 درجه سانتی‌گراد) نخست اولیوین (در دمای 0 120 درجه سانتی‌گراد) و پس از آن پلاژیوکلاز (در دمای 1170- 1550 درجه سانتی‌گراد) پیروکسن (دمای 0 110- 1140 درجه سانتی‌گراد) و در پایان از محلولهای باقیمانده کوارتز (10 60- 10 70 درجه سانتی‌گراد) پدیدار میگردد. (Smirinov , et al , 1983).

پدیده تبلور در محلولهای سیلیکاتی يك ماگمای بازالت تئولیتی و در چهار چوب فرآیندهای ناآمیزندگی (1) با تبلور پلاژیوکلاز (در دمای 1155 درجه سانتی‌گراد دوفرایت اکسیژن ، 10⁻¹⁰-8-10 اتمسفر) آغاز و در دمای حدود 1150 درجه سانتی‌گراد با تبلور پیروکسن ادامه میابد (Philopott 1979 ,). پدیده ناآمیزندگی یکی از بارزترین پدیده‌های نمایان شده در حمام ماگما است و اولین بار در سال 1927 (Greig 1927) کشف گردید و بدنبال آن پژوهشهای گسترده‌ای در این چهار چوب انجام پذیرفت (Greig , 1927 , Roedder , 1951 , Friedman , 1950 , Fener , 1948 , 1954 , Holgete , 1974 , Philopotte , 1928 , Bowen , 1936 , Scholtz . 1928) چنین بیان داشت که : اگر دو محلول که بخشی از آن توان آمیزندگی را داشته باشند در فلاسکی ریخته و تکان دهیم، تفکیک میگردند. پی آمد انجام چنین پدیده‌ای در يك حمام ماگما، در دمای 0 120- 0 150 درجه سانتی‌گراد (Smirinov et al , 1983) ماگما به دو مذاب ناآمیزنده سیلیکاتی و سولفیدی تفکیک میگردد (Fischer , 1950 , Scholtz , 1936 , Jensen , Bateman , 1962 , Barth , 1970 , Macdiarmid , MacDIARMID , 1975 , Park , Irvin , 1981 , Smirinov et al , 1983).

از این رو باور بر این است که ذخایر سولفیدی ماگمایی در مراحل نخستین تکامل تدریجی ماگما، از ماگمای تفکیک و به حالت غرق شدن به کف بستر سقوط میکند (Barth , 1962) پدیده ناآمیزندگی مذاب سولفیدی را در مرحله پایانی سرد شدن گدازه‌های هاوایی که در دمای 10 65 درجه سانتی‌گراد به حد اشباع از سولفیدها رسیده بودند گزارش شده است (Skinner , peck , 1969) به نقل از (Jensen , Bateman , 1981).

پدیده تبلور و تفریق بخشی (2) در ماگمای نخستین که تفکیک و جداسازی (3) کانیهای گوناگون را بدنبال خواهد داشت . از فرآیندهای مهمی است که در يك ماگما انجام میپذیرد. پیدایش کرومیت نیز پی آمد فرآیندهای یاد شده است که در يك حمام ماگمایی مافیکی (بازالیتی) صورت گرفته و بلورهای پدید آمده بسبب عامل ثقلی در بستر حمام سقوط و انباشته گردیده‌اند. (Thayer , 1960 , 1964).

Jackson , 1966 , park ,Macdiarmid , 1970 , Hath et al , 1975 , Irvin , 1975 , Dickey , 1975 , Coleman , 1977 , Nicolas, Violette , 1982 ,N icolas , Prinzhofer , (1983).

فزون بر فرایند یاد شده عامل اشباع محیط از Cr_2O_3 از دیگر فرایندهای فیزیکی است که در ته نشست کرومیت نقش آفرین است (Irvin 1977 , Jackson , 1963) از این رو است که جکسون (1962) پیدایش اولترا مافیکهای لایه‌ای استیل واتر را همگون با پدیدار شدن رخساره‌های تبخیری و تبلور نشست اولیه بلورها را پی آمد یک محلول اشباع شده می‌داند. اگر چه فرایند تبلور و تفریق در مراحل نخستین (1) با پایانی (2) ماگما از رخدادهای مهمی است که سبب پدیدار شدن کانسنگهای کرومیتی مهم اقتصادی در جهان گردیده‌اند.

(Jensen , 1964 , 1960 , Thayer , 1956 , 1931 , Samposon , 1929 , Fisher , 1983 . Bateman , 1981 , Smirinov et al .)

ولی گونه سومی از ذخایر کرومیتی که پی آمد فرایندهای گرمایی می‌باشد. گزارش شده است .

(Sampon , 1931 , Fisher , 1929 , Jan , et al . 1985 , Thayer, 1956 , 1960) اگر چه فرایندهایی که سبب کرومیت‌های گرمایی می‌گردند با شك و تردید روبرو شده (Jackson , 1966) (ولی چنین رخدادهایی در معدن لامبرت کالیفرنیا عنوان گردیده است . در این کانسار توده‌های کوچک کرومیتی به‌مراه توده‌های کوچک آلبیتی (خالص) در سنگهای میزبان سر پانتینیت – پریدوتیت و در امتداد زون برشی نمایان شده‌اند که ظاهراً محلولهای در بر دارنده کرومیت ناحیه کوتاهی را در درون سنگهای اولترامافیکی پیموده‌اند. (Park , Macdiarmid , 1970)

منطقه تفکیک ماگمایی که در آن فرایندهای فیزیکی شیمیایی انجام می‌پذیرد، محیط آرامی نیست بلکه محیطی پویا (3) است که در دوره تکاپوهای ماگمایی، تنش‌های جریانی زیادی را تحمل مینماید .

(. Cassard et al , 1985 , Jan et al , 1982 , Violette 1982 , Dickey 1975 , 1981) بسبب تنش‌های تکنوتیکی و جریانهایی ماگمایی، مواد موجود در این منطقه در یک شرایط جای گرفته‌اند و بمحض تغییر ناگهانی در فرایندهای فیزیکی، شرایط محیط، تفکیک ماگما تغییر نموده و در صورت سرد شدن موضعی و افت فشار بخار آب در محیط، ممکن است مذاب آغاز به ته نشینی نماید که همواره کرومیت یکی از این مواد است . پدیدار شدن کرومیت هم از ذوب نا متجانس و هم از ته نشینی نخستینی مایعات سیلیکاتی (Dickey 1975) یا آنکه هم از ذوب نا متجانس و هم بگونه گرمایی (Gan, et al , 1985) انجام می‌پذیرد.

جریانهایی همرفتی بعنوان پدید آورنده تلاطم در ماگما، از پدیده‌های سرنوشت سازی است که در پیدایش سنگهای اولترا مافیکی و هم چنین ذخایر کرومیتی جایگاه ویژه‌ای دارد. (Turner , Verhgoogen , 1960 , Coleman, 1975 , Lrvin , 1974 , 1975 , Ulmer , 1969 ,

(Cameron , Desborough , 1969 , Jackson , 1966) پی آمداین پدیده فرایندهای آلیش و مضم است که سبب دگرگون کردن ترکیب شیمیایی ماگمای نخستین می‌گردد . شماری از پژوهشگران چهار چوب ترمودینامیکی و شیمی‌حرارتی ترکیبات اسپینلی را در شرایط فیزیکی شیمیایی مناسب بر رسی کرده‌اند. (, 1954 , White , 1954 , White , 1954 , Keith , 1954 , Fisher , 1950 , Woodhouse , Whitw , 1955 , Muan , Muan , et al ., 1960 , 1965 , 1975 , , 1969 , 1968 , ulmer , Jackson , 1966 , 1964 , Shahat , White ,) اگر چه پدیده نا آمیزندگی محلولهای سیلیکاتی با دامنه گسترده‌ای در ماگمای (, 1948 , Fenner , 1927 , relg , Holgate 1954 , Barth , 1962 , philopott , 1979) و هم چنین در محلولهای سولفیدی – سیلیکاتی موجود در ماگماها چهره بارزی دارد ولی شماری از پژوهشگران انجام چنین فرایندی در مذابهای در بر دارنده کرومیت‌ها را موضوعی بعید می‌دانند.

(Dickey 1975 , Irvin , 1975 , Jackson , 1966) در حالی که برخی از پژوهشگران به محلولهای نا آمیزنده سیلیکاتی – کرومیتی اشاره میکنند (MacDonald , 1965 , Shams , 1964 , Chakraborty , Mallink , 1971 , Jan , et al , 1985) که بعنوان منبعی در پیدایش ذخایر کرومیتی بشمار می‌رود . باور افراد یاد شده عمدتاً بر پایه پدید نا آمیزندگی محلولها است که بوسیله شماری از پژوهشگران (..... , 1960 , Somiya , MUAN , Keith , 1954) در آزمایشگاه بدست آمده است. کیت (1954) در بررسی ترمو دینامیکی و شیمی‌حرارتی چهار چوب $(MgO-Cr_2O_3-SiO_2)$ در فشار يك اتمسفر و دمایی بیش از 170 0 درجه سانتی‌گراد، محدوده کوچک و پایداری از پیکرو کرومیت را در میان دو محلول Cr_2O_3 و SiO_2 پدید آورد که پایه تفسیر شماری از افراد در پیدایش ذخایر کرومیتی از محلولهای نا آمیزنده غنی کرومیت دار گردید.

مک دونالد (1965) با و ر خود را بر پایه وجود تفکیک فاز محلول نا آمیزنده غنی از اسپینل که توسط دیگران و بگونه تجربی بدست آمده جای میدهد در حالی که جکسون (1966) ضمن رداین موضوع اشاره میکند که در منابع ذکر شده بوسیله مک دو نالد، محدوده‌های پایدار اسپینلی را در منحنی ترمو دینامیکی فازهای مطالعه شده وجود ندارد . جکسون بر الگوی انجام گرفته توسط کیت (1954) که فرایندهای ترمو دینامیکی و شیمی‌حرارتی را در پیوند با سه ترکیب $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$ را مطالعه کرده است. به محدوده پایدار و کوچکی از $MgO-Cr_2O_3$ (پیکرو کرومیت) اشاره میکند که بین دو مایع MgO و Cr_2O_3 پدید آمده است. جکسون یاد آور میشود که بین دو راس SiO_2 و Cr_2O_3 پدیده‌ای بوجود نمی‌آید و بگونه نا آمیزنده بصورت دو محلول خالص SiO_2 و غنی Cr_2O_3 باقیمانده و از هم تفکیک می‌گردند. در حالی که بین SiO_2 و MgO يك محلول ناخالص SiO_2 و يك محلول با ترکیب SiO_2 و MgO (نزدیک ترین ترکیب به بازالت) پدید می‌آید. در این میان محلولهای Cr_2O_3 و SiO_2 ، MgO بگونه‌ای آمیزنده نمایان میشوند. بنابراین بر پایه پژوهشهای کیت نتیجه میشود که :

- محلول غني از Cr_2O_3 ممکن است بگونه‌ای نا آمیزنده از محلول سیلیس خالص جدا شود.
- محلول غني از SiO_2 ممکن است بگونه‌ای نا آمیزنده از بازالت جدا شود.
- محلولهای Cr_2O_3 و بازالت آمیزنده هستند.

از این رو مسئله تفکیک یک محلول غني از Cr_2O_3 از یک ماگمای بازالتی که بگونه‌ای نا آمیزنده از طرف مک دو نالد عنوان می‌شده مردو می‌گردد. از طرفی جکسون بر پایه تجربیات دیگران (Keith , 1942 , Brich , et al , 1954) اشاره می‌کند که بر پایه باور مک دو نالد محلولهای غني از کرومیت باید نقطه ذوبی بین 0 170 – 0 210 درجه سانتی‌گراد داشته باشند. در صوتی که بر مبنای مطالعات جدیدی که در افیولیت‌های استیل واتر و بوشفلد انجام پذیرفته‌این دما نزدیک به 0 120 درجه سانتی‌گراد میباشد که اختلاف دمای این دو مقدار به بیش از 0 50 درجه سانتی‌گراد می‌رسد.

در حمام ماگمای بازالتی، کرومیت و اولیوین بگونه جفتی همزیست و با پیوند هم‌نشینی در نزدیک به بستر حمام تبلور و همواره در همان سطح با ماگما در حال تعادل می‌باشد. (Irvin , 1965 , 1967 , 1972 , Yodder , Dickey , Wright 1972 , Evans , Jackson , 1969 , 1975 , Thompson , 1973 , EVANS , Frost , 1975 , Cameron , 1975 , Medaris , 1975)

یا بواقع اولیوین و کرومیت از اولین کانی‌هایی هستند که پس از تبلور در مجرای ماگمایی و بر خلاف جریان آن سقوط و در آن ته نشین می‌نمایند (Lage et al , 1982) این دو پیوند بگونه‌ای است که اسپینل‌ها و تفکیک آنها، بعنوان شاخصی در پیدایش سنگها (1) (Irvin , 1965 , 1969 , Thayer , 1970) تلقی می‌گردد. از طرفی ترکیب شیمیایی اسپینل‌های کروم دار را میتوان بعنوان شاخصی در شناسایی انواع مختلف اولترا مافیک‌های گونه آلپی (گونه‌های کلاسیک و دی‌آپیری) بکار برد. (Malaps , Strong, 1975)

اگر چه پی آمد آزمایش تجربی (Fisher , 1950) که بر پایه مخلوط کردن مذاب‌هایی با ترکیب گابروی معمولی با 2/5، 5 و 10 درصد کرومیت انجام گرفته نشان داده که مخلوط یاد شده در دمای 0 140 درجه سانتی‌گراد دو مایع یکی غني و دیگری فقیر از کروم پدید آورده است و مذاب غني از کروم خود به آمیزه‌ای از کرومیت و اولیوین تبلور یافته است معه‌ذا دمای تعادلی محاسبه شده برای همزیستی اسپینل و اولیوین برای پریدوتیت‌های Seiad 10 85- 899 درجه سانتی‌گراد و از آن پریدوتیت‌های Finero 10 44- 850 درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است که اعتبار این ارقام در حد ± 60 درجه سانتی‌گراد است (Medaris 1975) این دما برای زوج یاد شده در پومیس‌های Kilaueaiki حدود 1255 درجه سانتی‌گراد (Evans , Wright , 1972) و برای بازالت‌های بالشی از گونه تئولیتی کوه‌های میانی اقیانوس اطلس حدود 1200 درجه سانتی‌گراد (Thompson , 1973) و در زون کرومیتی استیل واتر حدود 1225 درجه سانتی‌گراد (Irvin , 1967) می‌باشد.

دمای تعادلی برای اولیوین - کرومیت در پریدوتیت‌های گونه آلپی نزدیک به دمای سنگ‌های دگرگوتی و آتشفشانی و در حدود 1100-1000 درجه سانتیگراد (Evans, 1975) گزارش شده است و این در حالی است که وجود مایع پریدوتیت‌های (گونه دمای بالا) آلپی و نزوئلا در دمای 800-1000 درجه سانتیگراد معین شده است (MAACKENZIE, 1960) حتی آزمایش‌های تجربی بیانگر وجود چنین محلولی در دمایی پائین تر 1000 درجه سانتیگراد نیز میباشد. (Bowen, Tuttel, 1949).

عامل F_{O_2} نقش مهمی در تبلور ماگما و کرومیت بعهدہ دارد و در واقع فریوند اکسید اسیون ماگما و نشست کرومیت و ترکیبات گوناگون آن بوسیله میزان F_{O_2} موجود در ماگما کنترل میشود. (Cameron, 1965, Irvin, 1969, Ulmer, 1962, Muan, 1956, Obsorn, 1959, 1975, Hamilton, et al., 1964, Yoder, Tilley, 1962, Fisk, Bence, 1980, Philopotts, 1976, Hill, Roeder, 1974).

در چهار چوب $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ با کاهش F_{O_2} کاهش میزان Mg/fw را در فاز اسپینلی پدید می‌آورد. (Muan, Obsorn, 1956)

در چهار چوب $FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ با افزایش F_{O_2} میزان Al_2O_3 اسپینل‌ها کاهش می‌یابد (Muan, 1957) ولی در میزان F_{O_2} ثابت چنانچه دما افزایش یابد، میزان Al_2O_3 نیز افزایش می‌یابد.

(Hill, Roeder, 1974) بطور کلی پایداری و ترکیب اسپینل‌های کروم دار در پیوند با میزان F_{O_2} است. (Fisk, Bence, 1980)

در پژوهش انجام پده بر کرومیت "مانی توبا" نشان داده است که هسته‌های کرومیت در دمای 1200 درجه سانتیگراد و در $F_{O_2}=10^{-8}$ اتمسفر تبلور یافته است (Bliss, Maclean, 1975)

در یک نتولیت اولیوین دار شاخص که نسبت $\frac{Mg}{(Mg+Fe^{+2})}$ آن 0.68 و مقدار کروم آن 510 ppm و نسبت $\frac{Mg}{(Mg+Fe^{+2})}$ اولیوین آن 0.86-0.89 درصد بوده است، کرومیت آن در دمای 1230-1250 درجه سانتیگراد با میزان $F_{O_2}=10^{-9}$ اتمسفر و در هنگامی که $F_{O_2}=10^{-8/5}$ بوده در دمای 120-0 درجه سانتیگراد تبلور یافته است.

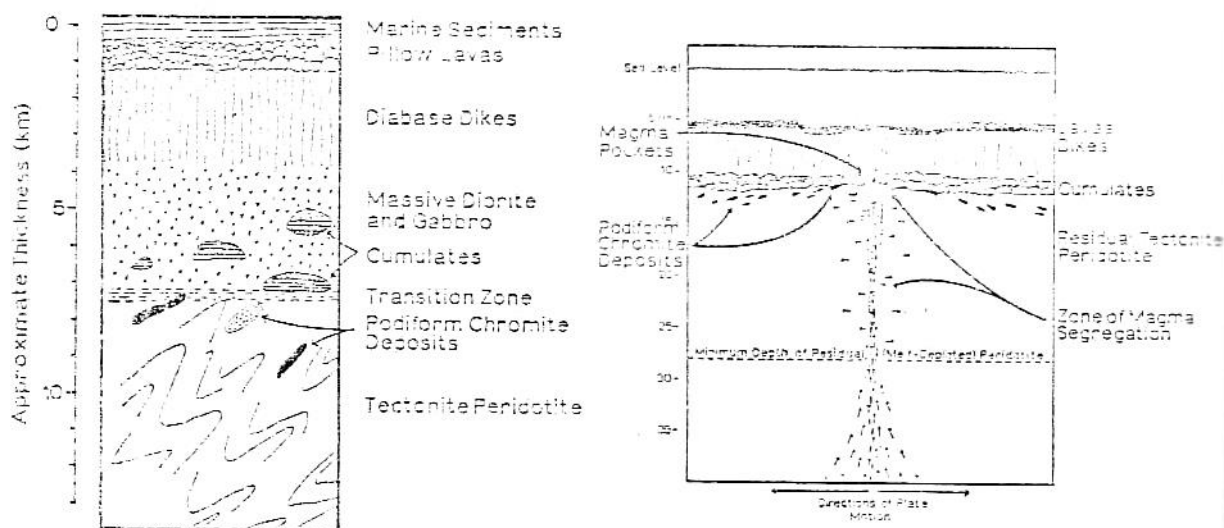
(Hill, Roeder, 1974, Fisk, Bence, 1986)

بطور کلی ی ماگمای نتولیتی بر پایه تجربیات در دمای 1200 درجه سانتیگراد با میزان $F_{O_2}=10^{-9}$ بر پایه دسته بندی تایر (Thayer, 1960) ذخایر کرومیتی در دو گونه لایه‌ای و پادیفورم جای گرفته‌اند و علیرغم وجود تفاوتها، پیدایش این دو گونه پی آمد فرآیندهای فیزیکی شیمیایی همسانی است که در یک حمام ماگما انجام می‌پذیرد (Thayer, 1960, 1964).

ذخایر لایه‌ای پی آمد تبلور و تفریق در جای فاز جامد (بلورها) در ماگما و جابجایی آنها در بستر سنگهای در بر گیرنده است. در این چهار چوب باقیمانده آثار نخستین در بافت کرومیت‌های گونه پادیفورم قویا حکایت از این موضوع میکند. که این گونه ذخایر همانند گونه لایه‌ای ولی در عمق بیشتر (پوسته یا گوشته) تشکیل شده‌اند (Theyer, 1960, 1964)

دیگی (Dickey 1975) الگوی پیدایشی کرومیت‌های گونه پادیفورم را بر پایه مفاهیم تکتونیک صفحه‌ای بگونه زیر بیان میکند.

آمیزه در هم افیولیتی و ذخایر کرومیتی بعنوان جزئی از پیکره لیتو سفر اقیانوسی، پی آمد خروج مواد حاصل از نوب بخشی گوشته است که در منطقه جدایش و در لبه صفحات و بهنگام جدایش آنها بالا می‌آید. در این چهار چوب سه گونه مواد پدید می‌آید: بخشی از مواد مذاب تشکیل‌گذازه‌های بالشی در بستر دریاها را می‌دهند، بخشی بشکل دایک‌های صفحه‌ای در زیر گدازه‌های بالشی بر جای می‌مانند، باقیمانده ماگمای پدید آمده از نوب بخشی بگونه پاکتهای ماگمایی و در عمق 12-25 کیلومتری در زیر بخش دوم جای گرفته و در آن فرآیندهای تفریق و تبلور انجام می‌پذیرد، شکل (82). این پاکتهای ماگمایی پیکره‌های عظیم با تولیتی را پدید نمی‌آورند بلکه بگونه نوارهای دراز و باریکی پدیدار می‌گردند. از این رو پیکره‌های کرومیتی موجود در این پاکتها، شکلی دراز و صفحه‌ای دارند.



شکل (۸۲): نیم‌رخ از الگوی پیدایشی دیگی در پیوند با افیولیتها

و پادیفورم‌های کرومیتی (Dickey 1975)

منطقه ذوب چون پالایشگاهی عمل میکند که در آن فاز جامد (اولیون و اورنوپروکسن) باقیمانده از ذوب بخشی پریدوتیت‌های نکتونیتی را بوجود می‌آورند و بحش ذوب شده نیز طی فرآیندهایی پیکره‌های گوناگون افیولیتی و کرومیتی را پدید می‌آورند. پیکره‌های کرومیتی در حمام ماگما معلق و در پایان بگونه پیکره‌های متجانسی در پریدوتیت‌های نکتونیتی سقوط و در میان آنها جایی می‌گیرند.

بافت نود ولی از بافت‌های ویژه ذخایر بر گونه پادیفورم است که پس از تبلور دانه‌های کرومیت با ریزشی برف گونه در درون منطقه تفکیک ماگما پدید می‌آید. منطقه تفکیک ماگما، منطقه‌ای پویا و بهنگام تکاپوهای ماگمایی متلاطم میباشد. چنانچه

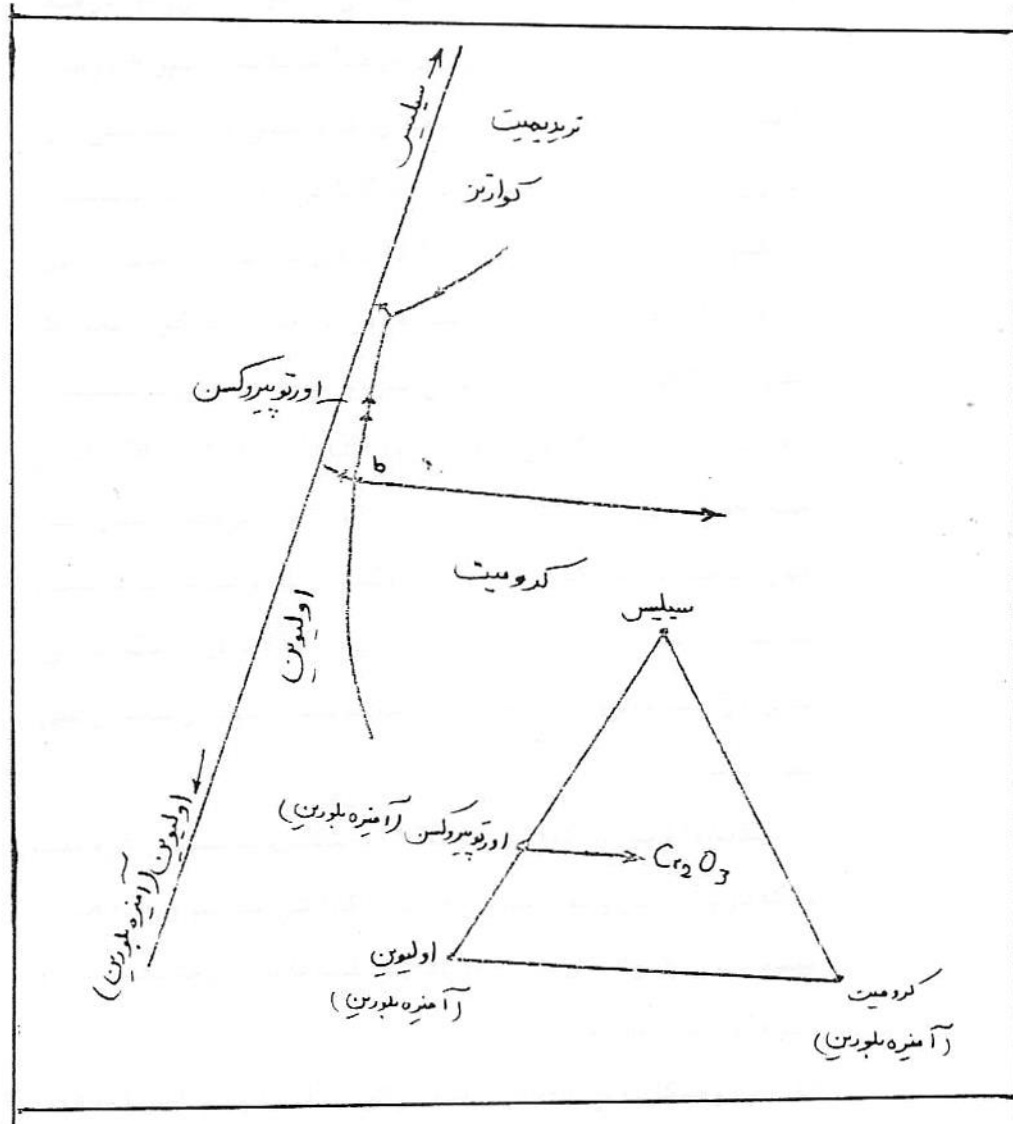
ایروین (1975) بر پایه پژوهشهایی که بر پیدایش کرومیت‌های لایه‌ای موجود در نفوذیه‌های لایه‌ای انجام داده باور خود را برای این ذخیره و دیگر ذخایر لایه‌ای همسان را چنین بیان میکند:

تبلور بخشی به تنهایی قادر به تشکیل و انباشته نمودن کرومیت - اولیون و یا پروکسن وختی کانیهای دیگر سیلیکاتی نیست (Irvin, Smith, 1969) و زمانی لایه‌های غنی کرومیتی در نفوذیه‌های اولترا مافیکی - گابرویی استرا تیفورم پدید می‌آید که ماگمای بازیکی ما در با مذاب گرانیتهی که از سنگ‌های سالیك سقف حمام اشتقاق یافته آلوده گردد. بنابراین پدیده آلیش ماگمایی تبلور بخشی ماگمای بازالتی و هم نشینی کانیهای اولیون کرومیت را بدنبال خواهد داشت. پدیده انتقال حرارتی ماگمای بازالتی به سقف حمام ماگما، سبب ذوب سنگ‌های سالیکی سقف و پدید آوردن ماگمای گرانیتهی می‌گردد.

مذاب گرانیتهی بسبب اختلاف وزن مخصوص با ماگمای بازالتی بصورت قشری در بالای حمام و در زیر سقف جامد شناور می‌ماند. جریان‌های همرفتی که عمدتاً از کناره‌های حمام انجام می‌گیرد سبب مخلوط ماگمای بازالتی و ماگمای گرانیتهی شده که پی آمداین مخلوط شدن و انجام پدیده آلیش میزان سیلیس و قلیایی در ماگمای بازالتی افزایش می‌یابد. چنین افزایشی سبب کاهش دمایی ماگما و افزایش پلی مریزاسیون در آن گردیده و در نهایت موجب ته نشینی لایه‌های کرومیتی می‌گردد. تداوم ته نشینی کانیهای اولیون و کرومیت زمانی پایان می‌یابد که شرایط برای تبلور ته نشینی پروکسن فرا رسد (نقطه B در شکل 83) و در این حالت لایه‌های غنی از پروکسن پدید می‌آید. از این روست که لایه‌های کرومیتی همواره در میان دو لایه پریدوتیتی (در زیر) و پروکسنیتی (در رو) جایی می‌گیرد.

بر پایه تجربیات آزمایشگاهی (Keith, 1954) و در چهار چوب $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$ طی فرایند تبلور بخشی در ماگما همزمانی و هم نشینی پیکرو کرومیت و فورستریت پدید می‌آید و از این رو منحنی مرزهای محدوده مایعات اولیون و کرومیت بگونه هم بند یا کتکتیک میباشد که بیانگر هم زیستی و هم نشینی این دو مذاب می‌باشد.

همزیستی و هم‌نشینی این دو مذاب می‌باشد.



شکل (۸۳): رابطه ترمودینامیکی در پیدایش اولیون.

کرومیت، اورتوپیروکسن

ساده شده شکل (۶) ایروین (۱۹۷۵)

وجود انکلوزیونهای غنی سیلیکاتی - گرانیتی (72 درصد سیلیس، 19 درصد آلومین، 5 درصد اکسید پتاسیم و 4 درصد اکسید سدیم) و رتئیل در دانه‌های کرومیتی یکی از بارزترین مدارک پدیده آلیش ماگمایی است. این انکلوزیونها بیانگر افتادن مذابهای گرانیتی و حبس شدن آنها در دانه‌های کرومیت

است که در مراحل گوناگون مخلوط شده ماگمای ما در بازالتی پدید آمده است. بر پایه تجربیات آزمایشگاهی (Massazza, Sirchia, 1958) که در چهار چوب $MgO-TiO_2-SiO_2$ انجام پذیرفته روتیل با فورستریت ناسازگار و لی با پیروکسن (با ترکیب انستاتیت) هم نشین است. از این رو گمان می‌رود که ماگمای ماسکوکسن قبل از این که کرومیت تجمع یافته ته نشین شود از سیلیس غنی شده است.

پدیده آرایش ماگمایی نه تنها در تشکیل و ته نشینی کرومیت بلکه در پیدایش و ته نشینی ذخایر ماگمایی هم چون لایه‌های منیتیت و محلولهای نا آمیزه سولفیدها نیز در جایگاه ویژه‌ای قرار دارد. کاسارد و همکاران (1981) ذخایر گونه پادیفورم تایر (1960) را در پیوند با ساختار (فولیاسیون و لیناسیون) پیکره‌های کرومیتی و سنگهای در برگیرنده در افیولیت‌های نیوکالدونیا را به سه گونه زیر دسته بندی کرده است:

1- ذخایر گونه Concordant : لیناسیون و فولیاسیون پیکره‌های عدسی گونه‌این گونه ذخایر بگونه موازی با لیناسیون و فولیاسیون پریدوتیتهای در بر گیرنده می‌باشد.

2- ذخایر گونه Subcordant : پیکره‌های کرومیتی و ساختمانی درونی آنها با ساختمانهای سنگ دیواره دونیتی و پریدوتیتهای در بر گیرنده زاویه‌ای مساوی یا کمتر از 25 درجه می‌سازد.

3- ذخایر گونه Discordant : پیکره معرفی و ساختار صفحه‌ای درون آن با ساختارهای موجود سنگهای در بر گیرنده بگونه متقاطع نمایان می‌شوند.

8- روند پیدایشی کرومیت بندان

بر پایه پژوهش، داده‌ها و باورهای پژوهشگرانی که در پیوند با کرومیت و افیولیت‌های در بر دارنده آنها، شماری نوشتار به نگارش در آورده‌اند. (Dickey, Yoder, 1972, Dickey, 1975, Thayer, 1960, 1964, Niclas, Vilolett, 1982, Cassard et al, 1981, Hatch et al, 1975, Irvin, 1975, 1977, Layoi et al, 1982, Lebian coviolette, 1983, Nicalas, Prinzhofer, 1982). و با توجه به ویژگی‌های زمین ساختی، تکتونیک، کانی شناسی و پترو لوژی پیکره کرومیت بندان، روند پیدایشی این ذخیره را احتمالاً به گونه زیر بیان می‌شود:

آمیزه افیولیتی بندان با مجموعه‌ای از سرپانتینیت، هارزبورژیت (کمی دومیت، لرزولیت و ورلیت)، گابرو، دیاباز، پلاژیو گرانیت، گدازه‌های بالشی و رسوبات پلاژیک سیلیسی به‌مراه پیکره‌های کرومیتی غنی از آلومین که با غلاف سر پانتینی خود در میان سنگهای هارزبورژیتی جای گرفته‌اند. پی آمد ذوب بخشی، قسمت بالایی گشته و روند تحولات ماگمایی است که در زیر پوسته اقیانوسی انجام پذیرفته است.

2- بیشترین حجم نوار افیولیتی با سنگهای اولترا مافیکی، هارزبورژیت‌های تکتونیکی و بمقدار کمتری کومولاتهای دونیتی، لرزولیتی و هارزبورژیتی (جدول 12) پدید آورده‌اند که همگی بویژه رخساره هارزبورژیتی متحمل فرایندهای دگرسانی (عمدتاً از گونه سر پانتینی شدن) گردیده‌اند. بنابراین سنگهای شدیداً سر پانتینی شده (سر پانتینیت‌ها) که بعنوان زمینه نوار افیولیتی بشمار می‌آید. احتمالاً رخساره هارزبورژیتی دارند ولی به سبب فرایندهای دگرسانی و تکتونیکی بافت و ساخت نخستین خود را از دست داده‌اند. دیگر رخساره‌های اولترا مافیکی بگونه نوارها و عدسی‌های سیل و دایک گونه و با شدت دگرسانی کمتر از میان مجموعه سنگهای سر پانتینی و هارزبورژیتی سر بر آورده‌اند و کمتر سطح تماس عادی بین واحدهای افیولیتی بافت میشود و تقریباً تمامی سطوح تماس عریان شده پیوند تکتونیکی دارند.

3- تقریباً همگی رخساره‌های اولترا مافیکی در بر دارنده دانه‌های قهوه‌ای متمایل به قرمز رنگ پیکوتیت هستند ولی در سنگهای مافیک با رخساره‌های فلسیک هیچگونه نشانی از این کانی یافت نمی‌شود، (جدول 13).

4- ماگمای تنولیتی (Tirrul et al 1983) که از ذوب بخشی قسمت بالایی گوشته زمین (لرزولیت- پریدوتیت گارنت دار) پدیده (Kay et al, 1970) (سنگهای تنولیتی در کافتها (Lipman, 1969) یا در تمام شرائط تکنوتیکی (Miashiro, 1975) و سنگهای الکالین یا کالک الکالین در خارج ریفتها یا در نواحی قاره‌ای (Lipman, 1969, Miashiro, 1975) پدید می‌آیند) و تزریق پی در پی ماگمای جدید به درون حمام ماگما، سبب گردیده که در یکی از این مراحل یک هم زیستی بین محلولهای اشباع شده اولیوین و اورتوپیروکسنی که بیانگر یک ماگمای پر دامنه کهن (گونه هارزبورژیتی) و یک ماگمای کم دامنه جدید (احتمالاً گونه دونیتی با میزان Cr_2O_3 بیش از ماگمای کهن) می‌باشد، پدید آمده که پی‌آمیزش این دو محلول، محلول مخلوط یا دو رگه غنی شده‌ای از (Irvin, 1967, 1977, Jackson, 1963) Cr_2O_3 است که بدنبال آن با کاهش دمای محیط، دانه‌های کرومیت تبلور یافته است. (Irvin 1977, Hatch, et al, 1975) دانه‌های کرومیتی با ریزش برف گونه (Dickey, 1975) در حمام ماگما، از میان ماگمای باقیمانده عبور (سقوط) و بر بستر نرم دونیتی (Nicolas, Prinzhofer, 1983) انباشته‌های کرومیتی را پدید آورده‌اند. و این به آن معنی است که تغییر ناگهانی در سرعت جریانهای همرفتی درون ماگما بسبب پدید آمدن تلاطم در ماگما و کانیهای موجود در آن گردیده و در این راستا کانیهایی که تراکم آنها بیشتر و در نتیجه حرکات آنها کندتر است ته نشین می‌گردند. (Wager, Deer, 1931) بسبب میزان تراکم دانه‌ها، محلولهای میان انباشتگی اندک است. تبلور یافتن بستر دونیتی از جابجایی دانه‌های انباشته شده کرومیتی جلوگیری و در نهایت این انباشته کرومیتی بگونه پیکره متجانس پادیفورمی (Dickey, 1975) در میان بستر دونیتی جای گرفته است. از این رو است که انکلوزیونهای اولیوینی در درون دانه‌های

کرومیت یافت می‌شوند. این بدان معنی است که اگر چه اولیوین و کرومیت معمولاً بگونه جفتی همزیست و هم نشین پدیدار می‌گردند ولی وجود انکلوزیونهای اولیوین در دانه‌های کرومیت حکایت از آن دارد که احتمالاً بسبب ورود ماگمای جدید به درون حمام ماگما و آمیزش با محلول اورتوپیروکسن، میزان کرومیت به حد اشباع رسیده و کمی زودتر از اولیوین تبلور و آغاز به ته نشینی نموده‌اند. پی آمد فرایند دگرسانی زمینه اولیوینی و غلاف در بر گیرنده پیکره‌های کرومیت، تماماً به سر پانتینیت تبدیل گردیده‌اند.

5- پس از آن با رفتار پلاستیک گونه پریدوتیتها و رفتار شکننده کرومیت‌ها و عمل کرد فرایندهای تکنونیکي پیکره کرومیتی در جایگاه کنونی خود جاي گرفته است.

جدول (۱۳): وجود پیکوتیت در تیغه‌های نازک گونه‌های سنگ‌های افیولیتی

نمونه	ترکیب‌کانی‌شناسی در تیغه‌های نازک	نام سنگ	پیکوتیت
A ₁	الیوین، پیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	-
A ₂	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	+
A ₄	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	-
A ₆	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	+
A ₁₁	سرپانتین، الیوین، پیروکسن	پریدوتیت	+
A ₁₃	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	-
T ₄	اورتوپیروکسن، الیوین، سرپانتین، کلریت	ها رزبورژیت	+
T ₈	اورتوپیروکسن، الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین	لرزولیت	+
BA8	الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین	ورلیت	-
BA9	سوپاسین، الیوین، اورتوپیروکسن	ها رزبورژیت	+
BA10	اورتوپیروکسن، الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین	لرزولیت	+
BA13	الیوین، سرپانتین	دونیت	+
BA15	الیوین، اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، سرپانتین	لرزولیت	+
AB3	اورتوپیروکسن، الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین، کلریت	لرزولیت-ها رزبورژیت	+
AB19	اورتوپیروکسن، الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین	لرزولیت-ها رزبورژیت	+
AB26	اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین، سرپانتین	لرزولیت-ها رزبورژیت	+
AB28	اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین، سرپانتین	لرزولیت-ها رزبورژیت	+
AB34	سرپانتین، کلریت، اورتوپیروکسن، الیوین، کلینوپیروکسن	لرزولیت-ها رزبورژیت	+
M8	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	+
M11	الیوین، اورتوپیروکسن، سرپانتین	ها رزبورژیت	+
M7	اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، سرپانتین	گابرو	-
Aq-2	پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، سرپانتین	گابرو بظرف پریدوتیت	-
AB11	پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، سرپانتین، کلریت	گابرو	-

نوار افیولیتی بندان پدید آورنده پی سنگی است که مجموعه رخساره‌های رسوبی - آتشفشانی چین خورده بگونه نا پیوسته‌ای بر آن می‌نشیند (شکل 8). روند عمومی ساختار ناحیه شمال باختری - جنوب خاوری و خاوری ترین جزء رشته کوه‌های خاوری ایران را پدید آورده‌اند. پیوند واحدهای گوناگون افیولیتی و هم چنین آمیزه افیولیتی با رخساره‌های جوانتر عمدتاً گسیخته است. اولین ردیف چین خورده نمایان شده در ناحیه رخساره، فلش است که تا قدیسه‌ها و ناودیسه‌های پلانچ داری را پدید آورده‌اند. بارزترین این ساختمانها در شمال و جنوب مسیل گردن شتری و در جنوب پیکره‌های کرومیتی رخنمون یافته‌اند. گدازه‌های آتشفشانی بگونه نوارهای تیره رنگی در این رخساره نمایان شده‌اند که سبب گسیختگی بصورت پاره پیکره‌هایی در آمده‌اند. شیب لایه‌های شیل و ماسه سنگی زیاد و گاهی بحالت عمودی و در مجاورت گسل‌های بزرگ بر گشته‌اند (باختر باب نور). پی آمد تنش‌های تکتونیکی، فزون بر تغییر جهت محورهای اصلی چین‌ها در نازک لایه‌های شیلی و ماسه سنگی، چین‌های مینیاتوری پدید آمده است که محور چین‌ها معمولاً نزدیک به روند ساختاری ناحیه است.

رخساره کربناتی چین خورده پالئوسن پدید آورنده رشته بلندیهای پاترگی، ملکدون، زارفک، شمال مسیرگردن شتری، کوه سرخ و بلندی منفرد دشت بندان است که مجموعه‌ای از تاقدیسه‌ها و ناودیسه‌های پلانچ داری را پدید آورده است. محور چین‌ها در این واحد زمین ساختی نیز بمقداری متأثر از تنش‌های تکتونیکی بوده و در حد قابل لمسی در روند نخستین آنها تغییر بوجود آورده است. کمی این چرخش بیانگر رفتار فیزیکی این واحد زمین ساختی است. اگر چه ادامه بلندیها در دشت بندان نمایان نیست ولی باقیمانده بلندیهای کوه سرخ و بلندی منفرد دشت بندان بیانگر دامنه گسترش چین‌ها بسمت جنوب ناحیه میباشد. شیب لایه‌ها در این واحد زمین ساختی ملایمتر از شیب لایه‌ها در رخساره فلش می‌باشد و از همگونی بیشتری بر خوردار است. رفتار فیزیکی رخساره فلش چنان عمل کرده که بازالت‌های نئوژن که هم چون پهن دشت افقی این واحد زمین ساختی را می‌پوشانده به صورت تکه پاره‌های تختی که بر بلندیهای واحد یاد شده جای گرفته‌اند، درآید.

از بارزترین نا پیوستگیهای نمایان شده یکی مرز پی سنگ افیولیتی با رخساره کربنات‌های هیپوریتی است که این واحد با کنگلومرای پایه (در شمال پیکره کرومیتی) بر آن می‌نشیند. نهشته گدازی در دریای کرتاسه تا اوائل ائوسن بگونه پیوسته‌ای استمرار یافته ولی پس از آن اثر نبود رسوبگذاری تامیوسن نمایان است. رخساره آواری میوسن بگونه دگر شیبی زاویه‌دار، ائوسن را می‌پوشاند. مجموعه گسل بندان که بعنوان یکی از شاخه‌های اصلی گسل نه شرقی می‌باشد از حدود 10 کیلومتری شمال دهانه ناسفند 9 با زاویه‌ای در حدود 135 درجه از گسل 9 جدا و با طول 90 کیلومتر و بسمت جنوب خاور انشعاب و تا ناحیه جنوب بندان کشیده می‌شود. اگر چه گسل 9 شرقی راستا لغز دور است

گرد است ولي گسل بندان در حين راستا لغز بودن چپ گرد مي باشد. گسل ياد شده به همراه شماری از انشعابهایی آن تمامی واحدهای زمین ساختی را بریده و نوار افیولیتی را قاچ قاچ نموده است، شکل (84). پی آمد تنشهای ناشی از این عناصر تکتونیکی، پیدایش زونهای برشی در سنگهای اولترا مافیکی بویژه سر پانتیت ها و واحدهای در بر دارنده رگه های آزیست است که این مسئله سبب دشواری در پژوهشهای اکتشافی ذخایر آزیست گردیده است.

به سبب ویژگیهای فیزیکی سنگهای افیولیتی و نرم و فرسوده شدن آنها (پی آمد فرآیندهای دگرسانی، هوا زدگی و تکتونیکی) در این ناحیه بسیاری از گسلها از نمود صحرایی آشکاری برخوردار نیستند ولي در عکسهای هوایی تمامی این گسیختگیها بروشنی نمایان هستند. شاخه خاوری گسل بندان با نام گسل باب نور پیوند گسیخته پی سنگ را با واحدهای زمین ساختی جوانتر را نشان می دهد.

10 -تکتونیک ناحیه بندان

یکی از پیچیده ترین مسائل موجود در زمین شناسی ایران در پیوند با چهار چوب الگوی تکتونیک صفحه ای، وجود حلقه آمیزه ای (آمیزه رنگین) است که هم چون حلقه ای پیرامون بلوک لوت (خرده قاره خاور ایران و ایران مرکزی) پدیدار گردیده است (Kidd, McCall, 1985)، یکی از این پیچیدگی ها که در پیوند با آمیزه افیولیتی منطقه فلیش (Stocklin et al , 1972) عنوان می شود، عبارت است از انحراف این منطقه به سوی شمال باختر و انتهای تقریباً نا معلوم آنها در شمال می باشد، (Stockin et al , 1972) شاید این دشوارها در پیوند با پیچیدگی تاریخ تنیس در مزوزوئیک است که قطعه قطعه شدن توده بزرگی از پوسته قاره ای بوسیله گسل های ترانسفورم و تشکیل خرده قاره های جدیدی را به دنبال داشته است (Dott , Batter , 1981).

تمامی نوشتارهایی که در پیوند با این حلقه افیولیتی برشته نگارش در آمده همگی پدیدار شدن آمیره افیولیتی را در چهار چوب الگوی پدیده فرو رانش (1) نگاشته اند. (Stocklin et al , 1972 , Takin)
(افتخار نژاد 1352 , Alavi Tehrani) 1978 , Kluyver et al . 1981 , Maurizot , et al , 1976 , Kidd , McCall , 1985 , Tirrul et al . , 1983 , Camp , conffis , conffis , 1982) و در این میان داود زاده (1972) مسئله نفوذ سرد (1) افیولیتها را عنوان میکند.

وجود نوارهای باریک رخساره شیستهای آبی (2) یا شیستهای گلاکوفان دار که بعنوان فسیل مشخصه منطقه فرو رانش (Coleman , 1972) یا بعنوان رخساره دگرگونی رسوبات پوسته اقیانوسی در محل فرو رانش (, Coleman , 1969 , Blake , et al , 1973 , 1967 , Miashiro , 1961 , Bird , 1971 , Dewey , 1977 , 1972 , 1971) شماری از نویسندگان را در تنگنای پذیرش پدیده فرو رانش در این حلقه افیولیتی نموده است (, Kidd , Alavi Tehrani , 1976 , McCall , 1985) سبزه ای (1364) با در نظر گرفتن اینکه زون شکستگی زاگروس بعنوان الگوی اختصاصی فرو رانش معرفی شده، بر وجود این پدیده در ایران مهر باطل زده و آن را به افسانه ای

تشبیه می‌کند. اگر از دیدگاه گسترده تر و ریشه‌ای به مسئله بنگریم، پیچیدگی کلی مسئله و بر انگیزتن تفاسیر گوناگون، در گام نخست به چگونگی پیدایش و تکامل زمین و پس از آن به عناصر ساختاری پدید آمده در پوسته جامد زمین بر می‌گردد. و این پیچیدگی‌ها در پیوند با کمی‌آگاهی از تاریخ زمین زمانی به اوج خود می‌رسد که هنوز پایه بسیاری از حوادث طبیعی که بصورت داستان یا افسانه در تاریخ بشری ثبت شده نا شناخته مانده و یا دلیلی بر انجام آن بدست نیامده و یا آنکه پدید آمدن آنها را بصورت امکان داشته عنوان می‌گردد (Rezanov , 1984). یکی از این پیچیدگی‌ها که بعنوان مهمترین مسئله در علوم چهره مینماید، پیدایش اقیانوسها ست (Gaynanov , 1976) که تا کنون هیچ کس پیدایش اقیانوسها را بطور معین نمی‌دارند. (Muartov . 1977 . Rezanov , 1984).

در پیوند با پیدایش حوضه‌های رسوبی و پدیدار شدن کوهستانها دونظریه ژئوسینکلینا لها و تکتونیک صفحه‌ای مطرح است. بیشترین نگرش در پیوند تاریخ زمین شناسی ایران بویژه منطقه خاوری ایران در چهار چوب تکتونیک صفحه‌ای انجام پذیرفته است. تگین (1972) با ارایه طرحی، پیدایش حلقه افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی - خاور ایران را مبین پدیدار شدن خرده قاره‌های کوچکی می‌داند که پی آمد حرکات تکتونیک مزوزوئیک از ابر قاره اور آسیا جدا و بدنبال آن حوضه اقیانوسی باریکی همسان با دریای سرخ پیرامون این خرده قاره پدید آمده است و در واقع این خرده قاره بسان جزیره‌ای در میان اقیانوس باریکی جای می‌گرفته است (شکل 3 تکین 1972). وی مناطق آمیزه رنگین موجود در اطراف این خرده قاره را دلیلی بر الگوی خود می‌پندارد. در نقشه ساده تکتونیک ایران (Stocklin et al. 1972) و هم چنین زمین شناسی ایران (حقی پور، آقا نباتی 1985) پیوند افیولیت‌های زاهدان - بیرجند را با افیولیت‌های شمال گسل کویر بزرگ را بعید می‌نمایاند و همانگونه که اشتوکلین و همکاران (1352)، بربریان (1976)، بربریان و کینک (1981) ، کمپ و گریفیس (1982) و تیروول و همکاران (1983) نشان داده‌اند خرده قاره تگین 9 بگونه یک جزیره بلکه بگونه شبه جزیره‌ای بوده است که با بخش خاوری بزرگ پیکره بلوک لوت - هیرمند - عمان (Crowford , 1972) یعنی بلوک افغانستان (Croword , 1972) یا بلوک هیرمند (افتخار نژاد 1352) یا بلوک افغان (Camp , Griffis , 1982 , Tirrul et al 1983) یا بلوک افغان - سیستان (Kidd , mccall 1985) پیوند داشته است و بواقع بلوک لوت (Stock et al , 1965) و افغان بگونه کاملی از هم جدا نشده‌اند (Tirrul et al . 1983).

بر پایه بیان Crowford (1972) بلوک لوت از جانب شمال بوسیله گسل درونه یا کویر بزرگ از رشته کوه‌های جنوب مشهد جدا میشود. ولی در جنوب این گسل و در نزدیکی فردوس، در امتداد گسل هرات گسل زلزله خیز (Nowroozi , 1971) دیگری وجود دارد که بعنوان مرز متوالی (1) در نظر گرفته می‌شود و بطور یقین گسل هرات نمی‌تواند مرز شمالی این بلوک باشد.

ساختار زمین شناسی ناحیه قائن محل گرد آمدن بلوکهای گوناگون است که همگی پیوند گسیخته‌ای دارند و دو بلوک افیولیتی با روند باختر - شمال باختر، خاور جنوب خاور در جنوب این ناحیه رخنمون یافته است (Mauri zot et al , 1981) از این رو مرز خاوری آمیزه در هم راتوک که با روند جنوب به شمال کشیده شده است . با گسل خاوری طبس مسینا (Berberian , 1976) که از محل کوه آهنگران بسوی شمال خاور انحراف یافته محدود و سر انجام در دشت قائن پایان می‌یابد . بدین سبب احتمالاً اقیانوس حاشیه شمالی کویر بزرگ تنها از جانب نائین - بافت با اقیانوس هند در پیوند بوده است .

در پیوند با پیدایش حوضه رسوبی هیرمند Crowford , 1972 پیکره بزرگی بنام بلوک لوت - هیرمند - عمان را گمان می‌کند که جزء پیکره سکوی قاره‌ای ایران - عربستان و نه جزء شبه جزیره هند بوده است. این پیکره هم چون شبه جزیره‌ای جزء ابر قاره اور آسیا بوده است که از جانب شمال با آن پیوند داشته است و حوضه هیرمند باروند شمالی - جنوبی این بزرگ پیکره را بدو بخش همگون افغانستان باختری و بلوک لوت جدا کرده است.

اشتوکلین و همکاران (1972) نیز پیدایش منطقه فلیش را در پرتوی نظریه رایج تکتونیک صفحه‌ای، نقل مکان قاره‌ها و گسترش یابی کف اقیانوس که توسط تکین (1972) بیان شده می‌پذیرند.

آنها به تعریض شکاف نخستین اشاره میکنند که در اثر تشکیل و گسترش تدریجی یک پوسته اقیانوسی در عمق این شکاف، می‌توانسته است سبب تکامل وسط یک گودال باریک و دراز دریایی (بگونه دریای سرخ) گردد که در آن مواد حاشیه قاره (فلیش) تشکیل شده و احتمالاً استمرار گسترش کف اقیانوس با فرو رانش بزرگ پوسته اقیانوسی به زیر حاشیه قاره‌ای پایان یافته است. پس از آن افتخار نژاد (1352) بر پایه نظریه تکتونیک صفحه‌ای (Dietz) 1972) روند تکاملی این حوضه اقیانوسی را بر اساس فرایند کافت در یک سکوی قاره‌ای میدانند که احتمالاً در تورنین پدید آمده است و سبب پدیدار شدن دو بلوک لوت و هیرمند گردیده است . دو حوضه‌ایوژنو سینیکیلینالی در قسمت اقیانوسی و دو حوضه میوژنوسینیکیلینالی در روی دو سکوی قاره طرفین حوضه اقیانوسی پدیدار گردیده است. پی آمد انباشته شدن رخساره فلیش در دو حوضه‌ایوژنوسینیکیلینالی طرفین منطقه جدایش و زیاد شدن ضخامت آن در حوضه باختری سبب ایجاد خمش در پوسته اقیانوسی و فرو رفتن آن به زیر پوسته قاره‌ای بلوک لوت گردیده است . افتخار نژاد وجود شیستهای گلاکوفان دار (شیست آبی) و آمفیبولیت شیستهای موجود در حاشیه خاوری بلوک لوت (نظیر جنوب و باختر آبادی زالو) و هم چنین گرانیتهای جنوب زالو و جنوب باختر سرخ کوه و احتمالاً پاره‌ای از پیکره‌های گرانیتهی اطراف زاهدان را دلیلی بر جهت‌این فرو رانش ذکر میکند. بر پایه مدارک زیر، فرو رانشی در این جهت ممکن نیست:

1- در گزارش لوت (اشتوکلین و همکاران 1972) به وجود هیچگونه اثری از شیستهای آبی اشاره نشده است و سنگهای دگرگونی موجود در ناحیه محل اتصال منطقه فلیش و بلوک لوت عمدتاً شامل

کوارتزیت، فیلیت، شیستهای دو میکایی، شیستهای سبز، متادیا بارز، آمفیولیت، مرمر و گینس می‌باشند. که پاره‌ای از آنها به فلیش کرتاسه و بقیه در پیوند با قطعات جدا شده‌ای از بلوک لوت هستند که با عمل تکتونیکی جدا و با فلیش‌ها بهم آمیخته و با آن دگرگون شده‌اند و این دگرگونی از خود فلیش کرتاسه جوانتر است (Stocklin et al . 1972). بنابراین منشاء این سنگهای دگرگونی رسوبات پلاژیک بستر اقیانوسی که در زمان فرو رانش دگرگون گردیده‌اند نیست.

2- در نقشه‌های زمین شناسی (1 : 0 0 0 0 10) تهیه شده از ناحیه محل اتصال منطقه و بلوک لوت (Navaee, 1974 , Hamzhepoor , 1975 , Vassigh , soheili , 1975 , Movahed –e) (Avval , 1978

هیچکدام به وجود رخساره شیستهای گلاکوفان دار اشاره نکرده‌اند بلکه در تمامی برگه‌های زمین شناسی به رخساره‌های کوارتز – فلدسپار – سریسیت – کلریت شایسته اشاره می‌کنند، شیستهای آبی افتخار نژاد در جنوب و باختر آبی زالو چیزی جز رخساره‌های ماسه سنگی و شیل‌های ژور اسپیک بلوک لوت نیستند که پی آمد یک دگرگونی حرکتی به کوارتزیت و میکا شایسته تبدیل و در اثر نفوذ پیکره‌های گرانیته (زائده‌های گرانیته شاه کوه) در آنها به شیستهای اندالوزیت دار تبدیل گردیده‌اند (Hanzhepoor , 1975)، بنابراین مسئله وجود رخساره شیستهای آبی بعنوان یک فسیل شاخص فرو رانش (Coleman , 1972) در این ناحیه منتفی می‌گردد.

از طرفی وجود سنگهای آتشفشانی کالک آلکان ائوسن که در پهنه شمالی بلوک لوت گسترش یافته و بعنوان تکاپوی آتشفشانی پی آمد فرو رانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت تصور شده است. (Stocklin et al . 1972 , Kluyver et al . 1978) فرایند تشکیل آنها که همسان بانندزیت‌های پهنه لوت است بدرستی مشخص نیست ولی اندزیت‌های کالک آلکان کرتاسه که در میان رخساره فلیش شود به پدیده فرو رانش نسبت داده میشود (Camp ,Griffis , 1982) این پدیده در پیوند با حاشیه جنوبی بلوک لوت نیز صادق است و هیچگونه آتشفشانی‌های اندزیتی باسن مزوزوئیک که بتواند آن را با پدیده فرو رانش پیوند داد، در داخل بلوک لوت و بسمت شمال خاور آن یافت نمی‌شود (Kidd , McCall , 1985).

در چهار چوب تهیه نقشه‌های زمین شناسی (1 : 0 0 0 0 10) منطقه شمالی این نوار افیولیتی، با توجه به رخنمون‌های شیستهای گلاکوفان دار (شیستهای آبی) در حاشیه شرقی نوار یاد شده، پدیده فرو رانش را بگونه رانش پوسته اقیانوسی بسمت شمال خاور و به زیر بلوک افغان مورد تأیید قرار گرفته است. (Maurizot et al . 1981) کمپ، گریفیس (1982) تیروول و همکاران (1983) نیز در طرح مشابهی که در بخش میانی و جنوبی این نوار افیولیتی به اجرا در آورده‌اند، بر پایه وجود رخساره شایسته آبی و اندزیت‌های کالک آلکان موجود در رخساره فلیش، فرو رانش را به سوی شمال

خاور و به زیر بلوك افغان پنداشته‌اند . چون ناحیه بندان در محدوده این طرح می‌باشد بنابراین چکیده تکتونیکی نوشتار آنها در زیر بیان می‌گردد:

1- پیدایش شکاف در پیکره يك بزرگ قاره در کرتاسه میانی (سنومانین)، جدایش در محل شکاف و پیدایش دو بلوك لوت و افغان و حوضه دریایی میان آنها که در پایان تکوین تکتونیکی آن منطقه بخیه‌ای سیستان را پدید آورده است.

2- با دور شدن این دو بلوك، حوضه رسوبی از رخساره آواری دریایی (فلیش) انباشته گردیده است.

3- انجام فرایند فرو رانش پوسته اقیانوسی بسمت شمال خاور و به زیر بلوك افغان در ماستریشین که پی آمد آن در حوضه شرقی تکاپوهای آتشفشانی از گونه کالك آلکال در کرتاسه بالایی – پالئوسن بوده است.

4- جابجایی پیکره‌های افیولیتی که پی آمد پدیده فراوانی (1) در ماستریشین بوده است.

5- برخورد بلوك لوت با کمان جزیره‌ای آمیزه در هم نه، در حدود ائوسن میانی پایان بخش پدیده فرو رانش در این منطقه بوده است.

6- استمرار بهم نزدیک شدن دو بلوك در الیگوسن و میوسن که پی آمد آن چین خوردگیهای وسیع و گسلهایی از گونه راستالغز بوده است.

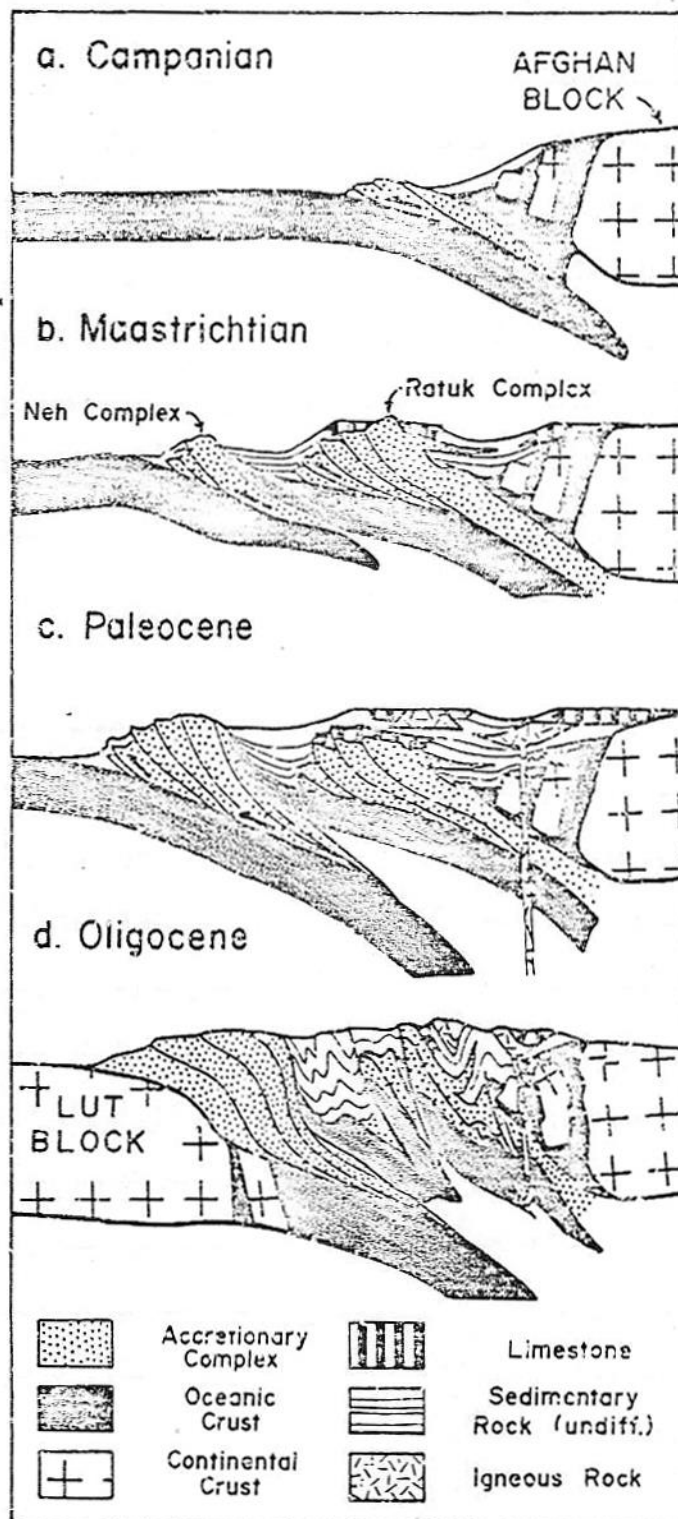
7- در طول میوسن پایانی تا کوارترنر، در نتیجه حرکات مخالف بین دو بلوك، بیشترین گسلهای راستالغز قدیمی‌چهره راست گرد را بخود می‌گیرند. پی آمد این تنشهای تکتونیکی تکاپوی آتشفشانی آغاز و با پدیدار شدن بازالت‌های جریان‌ی چهره می‌نماید.

8- راست گردن شدن گسلهای راستالغز قدیمی‌پی آمد تنش‌هایی است که در نتیجه برخورد صفحات عربستان و اور آسیا پدید آمده است.

شکل (85) روند تکوین این الگوی تکتونیکی را نشان می‌دهد.

در آخرین نوشتار که ان هم پی آمد تهیه نقشه‌های زمین شناسی در منطقه مکران بوده است (McCall , et al , 1985) روند تکوین زمین ساختمانی منطقه را در پیوند با ویژگیهای ساختاری ایران زمین به نگارش در آمده است (Kidd, McCall , 1985) نگارندگان بر پایه وجود شیبتهای آبی (معرف دگرگونی فشار بالا) که بعنوان فسیل شاخص (Coleman , 1972) در پدیده فرو رانش بکار گرفته می‌شود (, 1973 , 1967 , 1961 , Koshiro , 1972 , Coleman , 1971)
(Blake et al , 1968 , Deweg, Bird , 1971).

به ناچار این فرایند را کم و بیش و بگونه‌ای مشروط (بشرط درستی بن‌دار کل‌من 1972) پذیرفته و

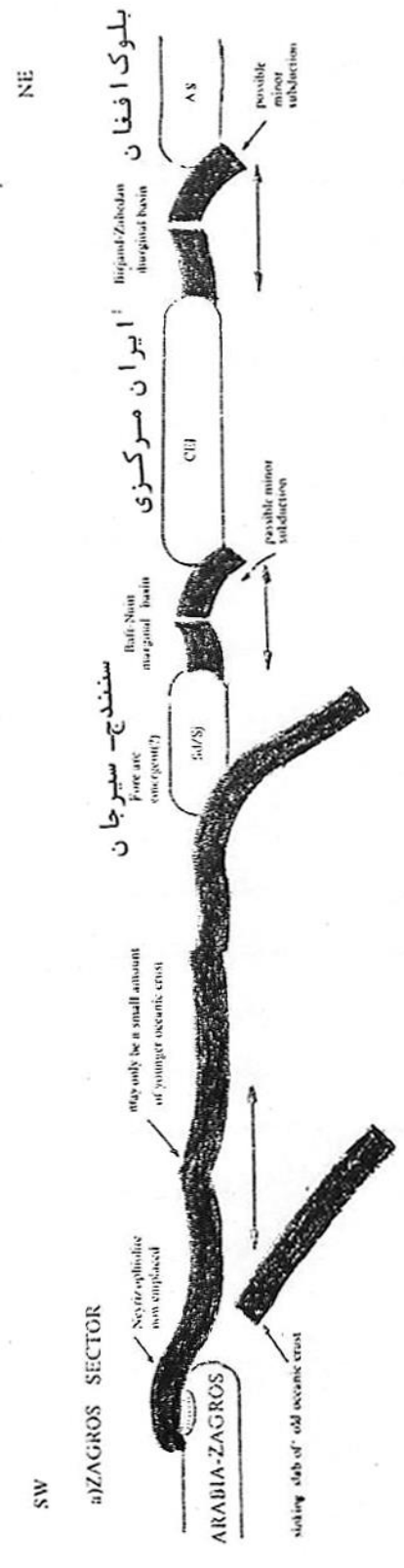
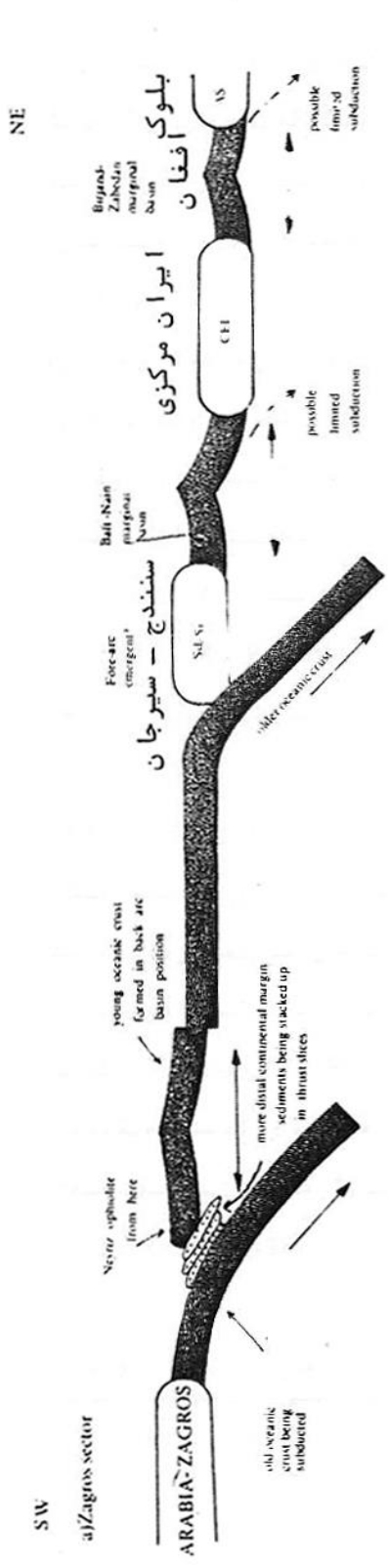


شکل (۸۵): روند تکوین تکتونیکی منطقه‌بخیدای سیستان (Tirrul et al. 1983)

امكان اندك فرو رانش بسوي شمال خاور براي حوضه‌هاي زاهدان - بيرجند و نائين - بافت تصور مي‌کنند. آنها در گريزي اشاره مي‌کنند که شيبست‌هاي آبي مي‌تواند پي آمد تنشهاي حرکتی گسلهاي راستالغز باشد. لذا نگارندگان طی تحليل‌هاي ساختاري و عنوان کردن شماری سؤال، جواب همگی را در پيوند با این مسئله مي‌دانند که آیا سنگهاي دگرگوني گلاکوفان دار (به ویژه شيبست‌هاي آبي) را بعنوان فسيل شاخصي بر پديده فرو رانش بشمار آورند. یا آن که پي آمد فشارهاي تکتونيکی تصور کنند. شکل (86) الگوي جدایش با زندگی و فرو رانش را در پيوند با حوضه‌هاي اقیانوسي یاد شده نشان مي‌دهد.

* * *

اگر چه پاره‌اي از ویژگیهاي تکتونيکی هم چون وجود شيبست‌هاي آبي که مصرف رخساره دگرگوني فشار زياد و دمائي کم (فشار 6-7 كيلو بار و دمائي 230 درجه سانتی‌گراد Ernst , 1976 , 1964 , Winkler)، با طیف دمائي 50 0 150 درجه سانتی‌گراد و فشار 3-8 (Ernst , 1973) و هم چنین تکاپوهاي آتشفشانهاي کالک آلکان اندزیتی بگونه‌اي زیبا فرایند فرو رانش را توجیه مي‌نمایند معهذاً فرضیه کافتي و پیدایش گرانیهاي میان قاره‌اي (Bott , 1981 , 1969 , Illies , 1981 , Artyushdov , 1981 , 1978 , Zorin , 1981 , 1976) نیز بگونه‌اي قابل تفسیر، پیدایش چنین حوضه‌هاي باریک اقیانوسي، همسان با دریایی سرخ بیان و در پيوند با فرایندهاي ساختاري، تکتونيکی، ژئو شیمیایی، ژئو فیزیکی و ویژگیهاي پیدایش سنگها، بگونه مشاهده‌اي و تجربی، الگوي در خور انطباقی را ارائه مي‌دهند.



شکل (۸۶): الگوی تکتونیکی ایرانزمین در پیوند با قاره‌ها و حوضه‌های اقیانوسی بین آنها
 (Kidd, McCall, 1985)

گفتنی است که در مقام مقایسه پی ساز الگوهای یاد شده، هر دو الگو در بردارنده شماری از فرایندهای مشترک هستند که بارز ترین آنها عبارت‌اند از : ذوب بخشی قسمت بالایی گوشته زمین، جریان‌های بالا رونده و همرفتی در حمام ماگما، حرکت دیابیری گوشته، هضم مواد، بالا آمدن بخش ذوب شده مانند ماننیل نا متعارف (1) و بعنوان کانون داغ (2) در زیر پوسته لیتوسفر و نیروی کششی جهت پیدایش و گسترش حوضه‌های رسوبی . پدیده جدایش و دور شدن صفحات قاره‌ای از محل شکاف‌ها و بلندیهای میان اقیانوسی از بارز ترین وجه اختلاف در این دو الگو بشمار می‌رود . در الگوی نکتونیک صفحه‌ای گسترش حوضه اقیانوسی را بر پایه گسترش افقی بستر اقیانوس‌ها و پی آمد دور شدن صفحات لیتوسفری می‌دانند . (Isacks et al 1968, Le , Pichon , 1968 , Dewey , 1969 , Menard , 1971 , Bird , 1971 , Dewey , 1972) در حالیکه در الگوی دوم پیدایش حوضه‌های در یایی را پی آمد پدیده کافتی و تشکیل گراین تصور میشود. (Illies , 1969 , 1981 , Batt , 1981) از نکات بارز هر دو نظریه، الگو قرار دادن دریای سرخ است که هر کدام در چهار چوب باورهای خود پیدایش این اقیانوس باریک را بگونه تجربی و مطالعات صحرایی تفسیر نموده‌اند.

شکاف و پیدایش گراین در قاره‌ها پی آمد تنش‌های کششی در پوسته زمین است . (Illies , 1981 , Bott , 1981 , Artyushkov , 1981) که این پدیده پس از جریانهای همرفتی و بالا رونده ماگمای گوشته که بگونه دیابیری از استنوسفر بدرون لیتو سفر نفوذ و سبب نازک شدن پوسته لیتوسفری می‌گردد پدید می‌آید.

(Illies , 1981 , Zorin , 1981 , Bott , 1976 , 1981) .

حرکت و نفوذ ماگما از استنوسفر به درون لیتوسفر سبب پدید آوردن گوشته‌ای نا متعارف یا کانون داغی در زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌گردد که این کانون بعنوان نقطه عظمی در پیدایش شکافهای قاره‌ای بشمار می‌آید. تجربیات ژئوفیزیکی بدست آمده مبین تمام فرایندهایی است که بدانها اشاره گردید. (Bradwell , 1976 , 1978 , Relter , et al , 1975 , Decker , Smithson , 1975 , Edwards et al , 1978 , Ramberg et al , 1978)

وجود منطقه‌ای سست در پی سنگ‌های قدیمی از ویژگیهای لازم در پیدایش شکافها و گرانیها میباشد که فرایندهای تکتونیک عمل کننده مناطق برشی و خط‌واره‌ها موجود در پی سنگهای قدیمی را دنبال کنند (LLLies , 1969, 1981) و در اینجا ست که می‌بایست به نقش هسته مقاوم بلوک لوت (Stocklin et al , 1972) ، شکل آن و پیکره باتولیتی شاه کوه (نه رخنمون پدیدار شده آن) و تنشهای تکتونیک حاصل از آن از زمان بالا آمدن تا جایگیری آن در بخش شمالی پیکره مقاوم توجه گردد. چرخش حوضه اقیانوسی به پیروی از حاشیه شرقی و شمالی بلوک لوت (عصر کنترل کننده

شكل حوضه) از ويژگيهاي در خور توجه ميباشد. چگونگي پيدايش گسلهاي نهبندان و حريرود كه ادامه آن با يك نا پيوستگي مشخص ژئو فيزيكي تا گسل اورال (Stocklin et al , 1972 , Boulin , 1981) ادامه مي يابد . در اين تعبير و تفسير جاگه ويژه اي دارند . از اين رو با توجه به ويژگيهاي ساختاري اين نوار باريك افويليتي، جاگزيني دومين الكو بجاي نخستين الكو مي تواند مورد تعمق بيشتري قرار گيرد.

پیوست‌ها

- 1- نقشه تکتونیک ناحیه بندان، مقیاس : 1 : 0 0 0 0 10
- 2- نقشه گسل‌های ناحیه بندان، مقیاس : 1 : 0 0 0 50
- 3- نقشه زمین شناسی ناحیه بندان، مقیاس : 1 : 0 0 0 50
- 4- نقشه زمین شناسی ناحیه بندان، مقیاس : 1 : 0 0 0 20
- 5- نقشه زمین شناسی محدوده ذخیره کرومیت ، مقیاس : 1 : 0 0 50
- 6- نقشه زمین شناسی کرومیت بندان، مقیاس : 1 : 0 50
- 7- نقشه مقاطع تعیین ذخیره کرومیت بندان ، مقیاس : 1 : 0 50
- 8- تعداد 83 قطعه عکس از موضوع‌های گوناگون زمین ساختی، کانی شناسی، سنگ شناسی و فسیل شناسی
- 9- نقشه منطقه بندی گابرو در جنوب بندان، مقیاس : 1 : 0 0 0 20
- 10 - منحنی کانی شناسی (اشعه‌ایکس) کرومیت بندان

REFERENCES : *

- 1 .Alavi- Tehrani , No , 1976 , Geology and petrography in the ophiolite range NM of sabzevar (khorassan/iran) With special ragard to metamorphism and Genetic relations in an ophiolite suite .
- 2 . Artyushkov , E.V. 1981 , Mechanism of continental riftogenesis Tectono-physics , 73 , 9 -14 .

- 3 . Barth , T . F . W . , 1962 , Theoretical petrology , second edition John wiley
8 sons , Inc . ,
- 4 . Berberian , M . , (1976 , 1977) , contribution to the seismotectonics of Iran
parts II , III , Geological survey of Iren , Reports No . 39 , (1976) , 40
(1977)
- 5 . Berberian , M . , and king , G . C . P . 1981 , Candian Journal of Earth
science , Vol . 18 , No . 2 , pages 210 -265 .
- 6 . Boulin Jean , 1981 , Afghanistan structure , greater Indian concept and
Eastern Tethys evolution , Tectonophysics , 72 , 261 -207 .
- 7 . Bingol , A . F . , 1978 , Petrologie du massif ophiolitique de pozantikarsanti
(Taurus cilicien , Turguite , Etude de la partie orientale . These doct , spec ,
univ . Louis pastieur , strasbourg . 227p .
- 8 . Bliss , w . w . , MacLean , W . H . , 1975 , The paragenesis of zoned chromite
from central monitoba , Geochimica of cosmochimica Acta , Vol . 39 ,
pages 973 -990 .
- 9 . Bott , M . H . P . , 1976 , formation of sedimentary basins of graben type
bey extension of the continental , crast , Tectonophysics , 36 , 77-86 .
- 10 . Bott , M . H . P . , 1981 , Grustal doming and the mechanism of
continental rifting , Modelling Graben Formation , Tectono physics , 73 , 1 -
8 .
- 11 . Bowen , M . L . , 1928 , t he evolution of the igneovs rocks , 334 pp ,
princeton university press .
- 12 . Bowen , N . L . , and schairer , J .F . , 1935 , The system Mgo -Feo 510
2 , American Journal of science , 29 , 153 .
- 13 . Burns , R . G . , 1975 , crystal field effects in chromiym and its
partitioning in the mantle , Geochimica et cosmochimica Acta , Vol . 39 ,
pages 857 -864 .
- 14 . Burns , V . M . , and Burns , R . g , 1975 , Mineralogy of chromium
Geochimica et cosmochimica Acta . Vol . 39 , pages 903 - 910 .

- 15 . Cameron , E . N . , 1975 , Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the eastern Bushveld complex , *Geochimica et cosmochimica Acta* , pages 1021 -1034 .
- 16 . Cameron , E . N . , 1969 , Postcumulus changes in the eastern Bushveld complex , *Amer . Mineral .* , 54 , 754 -779 .
- 17 . Cassard , D . , Rabinovitch , M . , Nicolas , A . , Miette , J . , Leblanc , M . , Prinzhofer , A . , 1981 , Structural classification of chromite pods in southern New caldenia , No . 1.78 , No . 4 . 805 -831 .
- 18 . Camp , V . E . , Griffis , R . J . , 1982 , Character , genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone , eastern Iran , *Lithos* , Vol . 15 , pp . 221 -239 .
- 19 . Ceuleneer , G . , and Nicolas , A . , 1985 , Structures in podiform chromite from the Magsad district (Sumail ophiolite , Oman) , *Mineral Deposita* , 20 , 177 -185 .
- 20 . Coleman , R . G . , 1972 , Blueschist metamorphism and plate tectonics , 24th , Intern . Geol . Congr . Sect . 2 , 19 -26 .
- 21 . Coleman , R . G . , 1971 , Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges , *J. Geophys . Res .* , 76 , 1212-1222 .
- 22 . Coleman , R . G . , 1977 , *Ophiolites , Ancient Oceanic Lithosphere ?* Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York 1977 .
- 23 . Coleman , R . G . , Peterman , Z . E . , 1975 , Oceanic plagiogranite , *Journal of Geophysical Research* , 80 , 1099 – 1108 .
- 24 . Crawford , A . R . , 1972 , Iran , continental Drift and plate tectonics , 24th IGC , Section 3 , 106-112.
- 25 . Davoud Zadeh , M . , 1972 , Geology and petrography of the Area North of Nain , central Iran , Geological survey of Iran , Report no I4 .

26. Dewey , J.F . and Bird , J . , 1971 , Origin and Emplacement of the ophiolite suite : Appalachian Ophiolite in Newfoundland , Journal of Geophysical Research , Vol . 76 , No . 14 , 3279 -3204 .
- 27 . Deer , W . A . , Howrie , R . A . , Zussman , J . , 1976 , An Introduction to the rock-forming minerals , Longman .
- 28 . Dickey , J . S . , 1975 , A hypothesis of origin for podiform chromite deposits , Geochimica et Cosmochimica Acta , Vol . 39 , 1061 -1063 .
- 29 . Dickey , J . S . , Yoder . H . S . , 1972 , Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel .
- 30 . Dott , R . H . , Batten , R . L . , 1981 , Evolution of the earth , McGraw -Hill Book company , Third Edition .
- 31 . Enos , P . , 1969 , Anatomy of a flysch , journal of sedimentary petrology Vol . 39 , No . 2 , p . 608 -723 .
- 32 . Evans , W . , And frost , B . Ry 1975 , Chron -Spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis , Geochimica et Cosmo -chimica Acta . Vol . 39 , 959 -972 .
- 33 . Ernst , W . G . , 1973 , Blueschist metamorphism and P - T regimes in active subduction zones , Tectonophysics 17 , p . 255 - 272 .
- 34 . Fenner , C . N . , 1984 , Immiscibility of igneous magmas , Am . J . J . Sci . , 246 .
- 35 . Gansser , A . , 1955 , New aspects of the geology in central Iran , 4th world petroleum cong . proc . , Rome , sec . 1 , A/5 paper 2 , pages 279 - 300 .

- 36 . Gansser , A . , 1960 , Ausser alpine ophiolite proble , Eclogate Geol . , Helvetiae 52 , p . 659 -680 .
- 37 . Gansser A . , 1974 , The ophiolite melange , a world – wide problem on the tethyan enamples , Eclogae Geol . Helvetie 67 .
- 38 . Gaynanov . A . G . , 1976 , Petroleum Resourcer of seas and oceans , Mir publishers Moscow .
- 39 . * Glen , w . 1975 , Continental Drift and plate Tectonics , A Bell 8 Howell company .
- 40 . Greig , J . W . , 1927 , lmmiscibility in silicate melts , Am , J . Sci . , 13 .
- 41 . Haghipoor , A . , and Aghanabati , 1985 , Gelogical Map of Iran , 1 : 2 , 50 0 , 0 0 0 , Geological survey of Iran .
- 42 . Hamzhepour , B . , 1975 , Geological map of Iran , 1:10 0 ,0 0 0 , series , Chahar Farsakh , Geological survey of Iran .
- 43 . Hillebrand , J . , 1983 , Chromite deposits in the province of kerman , Iran , Industrial Minerals , No . 188 p . 35-43 .
- 44 . Hess , H . H . , 1983 , A primary peridotite mayma , Am . J . Scl . , 35 .
- 45 **. Hatch . F . H . , Wells , A . K . 8 Wells , M . K . 1975 , Petrology of the igneous rocks .
- 46 . Hill , R . and Roeder , p . L . , 1974 , The crystallization of basalt asafuction of oxygen fugacity , J . Geol . 82 , pages 70 9 -730 .
- 47 . Henderson , p . , 1975 , Reaction trend shown by chromspineis of the Rhum layered intrusion , Geochimica et cosmochimica Acta . Vol . 89 , pp . 10 35 -10 44 .
- 48 . Hotton , C . J . and Von Gruenewaldt , G . , 1985 , Chromite from the swatkop chrpm mine , Econ . Geol . Vol . 80 , No . 4 , pp . 911-924 .

- 49 . Hulbert , L . J . , and Von Gruenewaldt , 1985 , Textural and compositional features of chromite in the lower and critical zones of the Bushveld complex south of potgietersrus . *Econ . Geol .* , Vol . 80 , No . 4 , pp . 872 -895 .
- 50 . Huber , H . , 1978 , Geological map of Iran , 1 :10 0 0 ,0 0 0 scale , Nloc .
- 51 . Illies , J . H . , 1969 , An intercontinental belt of the world rift system , *Tectonophysics* , 8 (1) , 5 -29 .
- 52 . Illies , J . H . , 1981 , Mechanism of graben formation , *Tecto-nophysics* , 73 , 249 -266 .
- 53 . Irvin , T . N . , 1975 , Crystallization sequences in the Muscox intrusion and other layered intrusions – 11 . Origin of chromite layers and similar deposits of other magmatic ores , *Geochimica et cosmochemica Acta .* , Vol . 39 , pp . 991 – 10 20 .
- 54 . Jackson , E . D . , 1966 , Liquid immiscibility in chromite seam formation a discussion , *Econ . Geol .* , 61 , 777-780 .
- 55 . Jensen , M . L . , Bateman , A . m . , 1981 , *Economic Mineral Deposits* , Third edition , John wiley & sons .
- 56 . McCall , G . J . H . , 1985 , Area report . East Iran project-Area No : 1 (North Makran & south Baiuchestan) , Geological survey of Iran , Report No . 57 .
- 57 . Kidd , R . G . W . , and McCall , G . J . H . , 1985 , *Geotectonics* , plate tectonics and evolution of the Makran , in McCall , G . J . H . 1985 .
- 58 . Kluyver , M . , Griffis , R . J . and Tirrul , R . , 1978 , *Geology of the Lakarkuh Quadrangle* , 1:250 , 0 0 0 , Geological survey of Iran .
- 59 . Lapo , A . V . , 1982 , *Traces of Bygone Biospheres* , Mir publishers , Moscow .

- 60 . Leblanc , M . and Violet , J . F . , 1983 , Distribution of Aluminum Rich and chromium-rich chromite pods in ophiloite peridotites , *Econ , Geol . V . 78 .*
- 61 . Maurizot , p . , 1881 , Explanation text of the Gazik quadrangle map . 1 : 250 , 0 0 0 , Geological survey of Iran .
- 62 . Malpas , J . , and strong , D . F . , 1957 , A comparison of chrome spinels in ophiolites and mantle diapirs of New foundland , *Geochimica et cosmochimica Acta . , Vol . 39 , 10 45 -10 60 .*
- 63 . Medaris , T . G . , 1975 , Coexisting spinel and silicates in alpine peridotites of the granulite facies , *Geochimiccca , et cosmochimica Acta . , Vol . 39 , 947 -958 .*
- 64 . Meyer , H . O . A . , 1975 , Chromiumm and the genesis of dimond , *Geochimica et cosmochimica Acta . , Vol . 39 , 929-936 .*
- 65 . Miashiro , A . , 1961 , Evolution of metamorphic belt , *J.PETROL . 2 , P.277 .*
- 66 . Miashiro , A . , 1975 , Classification , Chracteristics , and origin of ophiolites , *J . Geol . 83 , 249 -281 .*
- 67 . Mouvahed - e – Avval , Emami , M . H . 1978 , Geological Map of Iran 1:10 0 ,0 0 0 series , sheet Mokhtoron , *Geologica survey of Iran .*
- 68 . Muratov , M . V . , 1977 , The origin of continentals and ocean basins , *Mir publishers , Moscow .*
- 69 . Muan , A . , 1975 , Phase relations in chromitum oxide –containing systems at elevated temperatures , *Geochimical et cosmochi-mica Acta . , Vol . 39 , pp . 781-80 2 .*
- 70 . Navai , . , 1974 , Geological Map of lean , 1 :10 0 , 0 0 0 series , sheet sa –abad , *Geological survey of Iran .*

- 71 . Navrotsky , A . , 1975 , Thermochemistry of chromium compounds , especially oxides at high temperature . *Geochemical et cosmochemica Acta* , Vol ., 39 , pp . 819 -832 .
- 72 . Nicolas , A . , Violette , J . F . , 1982 . Mantle flow at oceanic spreading centers : Models derived from ophiolites . , *tectono-physics* , 81 , 319 -339 .
- 73 . Nicolas , A . , Prinzhofer . A , 1983 , Cumulative or residual origin for transition zone in ophiolites : structural evidence *Jour . of petrol .* Vol . 24 , pp .188 -206 .
- 74 . Oen , I . S . 1973 , A peculiar type of Cr -Ni mineralization : cordierite - chromite ores of Malaga . Spain , and Their possible origin by liquid unmixing , *Econ . Geol .* Vol . 68 , No , 6 , pp . 831-842 .
- 75 . Park , C . F . , Macdiarmid , R . A . , 1970 . *ORE Deposits* , second edition
- 76 . Power , T . , Chromite-The non-metalurgical markets *Industrial Minerals* No . 211 , April , 1985 .
- 77 . Qasim JAN , M . , Windley B . F . , Ashraf khan , 1985 , The waziristan ophiolite , Pakistan : General Geology and chemistry of chromite and associated phases , *Econ , Geol .* Vol . 80 , pp .294-306 .
- 78 . Resanov , I . A . , 1984 , *Catastrophes in the Earths history* , Mir publishers , Moscow .
- 79 . Shams , F . A . , 1964 , Structures in chromite-bearing serpentinites , Hindubagh , Zhob valley , west Pakistan , *Econ , Geol .* 59-1343-1347 .
- 80 . Smirnow , V . I . , Ginzburg . A . I . , Grigoriev . v . m . , Xakov-lev , G . F . , 1983 , *STUDIES OF mineral Deposits* , Mir publishers Moscon .
- 81 . Springer , R . K . , Graly , J . , 1975 , *Sulfide Mineralogy of Metamorphosed ultramafic rocks* , western sierra Nevada foothills California

, Econ Geol., Vol. 70, No. 8, pp. 1478-1483.

82. Stanton, R. L., 1972, ORE PETROLOGY, McGraw-Hill inc.

83. Stevens, R. E., 1944, Composition of some chromites of the western Hemisphere, the American Mineralogist, Vol. 29, Nos. 1-2, pp. 1-34.

84. Stocklin et al., 1965, Geology of the Satori Range (Tabas area, East Iran), Geological Survey of Iran report No. 3.

85. Stocklin, J., 1968, Structural History and Tectonics of Iran: A Review, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 52, No. 7.

86. Stocklin, J., Eftekhari-Zadeh, J., Hushmandzadeh, 1972, A contour reconnaissance, east Iran, Geological Survey of Iran Report No. 22.

87. Stocklin, J., Nabavi, 1973, Tectonic Map of Iran, Geological Survey of Iran.

88. Takin, M., 1972, Iranian geology and continental drift in the Middle East, Nature, Vol. 235, No. 5334, pp. 147-150.

89. Thayer, T. P., 1960, Application of geology in chromite exploration and Mining, symposium on chromeore, Turkey 1960.

90. Thayer, T. P., 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman - Soridag district, Turkey, Econ. Geol., Vol. 59.

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

92. Vassighi, Ph., Soheili, M., 1975, Geological Map of Iran, 1:100,000 series, sheet: ser-e-chah-e-shur, Geological Survey of Iran.

- 93 . Winkler , H . G . F . , 1976 , Petrogenesis of Metamorphic rocks , Springer-Verlag .
- 94 . Wright , W . , 1960 , Chromite mining in Iran .
- 95 . Wilkinson , J , F . G . , 1953 , Some aspects of the Alpine-type serpentinites of Queensland , Geological Magazine , Vol . 82 No . 5 .
- 96 . Zorin , Yu . A . , 1973 , Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone tectonophysics , 45 , 23-30 .
- 97 . Zorin , YU . A . , 1981 , The Baikal rift : An example of the intrusion of the asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates , Tectonophysics , 73 , 91 -104 .

منابع فارسي

- 1- افتخار نژاد - جمشید 1352 ، مطالبی چند در باره تشکیل حوضه رسوبي فلیش در شرق ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحه‌ای شرح ضمیمه گزارش 22 سازمان زمین شناسی کشور
- 2- سیزه‌ای - مسیب 1364، پایانی بر افسانه فرورانش در ایران: نمونه اختصاصی فرورانش در امتداد زون شکستگی زاگرس، گرد هم آئی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور .
- 3- عابدیان، ناصر، صادقی، خسرو 1365، گزارش پی‌جویی ذخایر آزیست در شرق نهندان، کشف جدید ذخایر آزیست و کرومیت سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی .
- 4- عابدیان، ناصر 1368، بررسی مقدماتی، ویژگیهای زمین شناسی و معدنی ذخیره کرومیت بندان سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی .
- 5- عابدیان، ناصر 1367، زمین شناسی اقتصادی و ویژگیهای فیزیکی شیمیایی دیرگدازها، سازمان زمین شناسی کشور .
- 6- علوی تهرانی، ن، صالحی سیاوشانی، ح، طاهباز، خ، 1359، گزارش بررسی زمین شناسی و سنگ شناسی در معدن پنبه نسوز حاجات، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی .