



No. 1, 1385/2006 Spring & Summer



## Study of mass changes of elements during skarnification processes in east of Sungun-Chay river, NE of Tabriz, Iran.

A. A. Calagari <sup>1,2</sup>, A. Abedini <sup>1</sup>, G. Hosseinzadeh <sup>1</sup>

1- Geology Department, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran.

2- Research Institute for Fundamental Sciences (RIFS), Tabriz 51664, Iran.

E-mail: calagari@tabrizu.ac.ir

(Received: 31/12/2005, received in revised form: 26/2/2006)

**Abstract:** Copper-bearing skarn zone in east of Sungun-Chay river is located about 100 km NE of Tabriz, and was developed along the contact of the mineralized porphyry granitoid stock (Oligo-Miocene) with impure carbonate rocks (Upper Cretaceous). Both endoskarn and exoskarn occurred in this zone. Endoskarn is narrow (~0.5-2m) whereas exoskarn is relatively broad (25-55m) and contains minerals such as calc-silicates (grandite, diopside-hedenbergite, tremolite-actinolite, epidote), silicates (quartz, chlorite, and clays), sulfides (pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, bornite), oxides (magnetite, hematite), and carbonates (calcite, ankerite). Skarnification processes occurred in two distinct stages, including progradation and retrogradation. Calculations of chemical index of alteration (CIA) indicate that the exoskarn underwent metasomatic alteration within the range of 8.41% to 57.29%. Analysis studies of mass changes of elements, on the basis of Nb (as a monitor immobile element), indicate that considerable amounts of elements such as Fe, Si, Mg, S, Cu, Pb, and Zn were added to the skarn system by hydrothermal fluids from the side of pluton, while substantial amounts of Ca was leached out of the system. The overall obtained results show that elements such as Fe, Si, and Mg were introduced into the skarn system by metasomatizing fluids during both progradational and retrogradational stages whereas the ore-forming elements such as Cu, Pb, Zn, and S were added to the system mainly during retrograde stage. The inharmonious mass increase of Al and portion of mass changes of Si are due to the local variations of pelitic impurities within the carbonate rocks (as protolith).

**Keywords:** Exoskarn; Chemical index of alteration; Mass changes; Skarnification; Sungun.





## بررسی تغییر جرم عناصر در فرایندهای اسکارنیفیکاسیون در شرق رودخانه سونگون - چای، شمال شرق تبریز، ایران

علی اصغر کلاغری<sup>۱</sup>، علی عابدینی<sup>۱</sup> و قادر حسینزاده<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، کد پستی ۱۶۶۴۵، تبریز

۲- انستیتو تحقیقاتی علوم پایه، کد پستی ۱۶۶۴۵، تبریز

(دریافت مقاله ۱۳۸۴/۱۰/۱۰، دریافت نسخه نهایی ۷/۱۳۸۴)

**چکیده:** زون اسکارنی مس دار شرق رودخانه سونگون - چای، در ۱۰۰ کیلومتری شمال شرق تبریز قرار دارد و در امتداد همبrij استوک پورفیری و کانی ساز خارانما (الیگومیوسن) با سنگ‌های کربناته ناخالص (کرتاسه بالایی) گسترش یافته است. در این زون هم اندواسکارن و هم اگزاوسکارن رخ داده است. اندواسکارن باریک (۰/۵ تا ۲ متر)، در صورتیکه اگزاوسکارن نسبتاً عریض (۲۵ تا ۵۵ متر) است و از کانیهای کالک سیلیکاته (گرندايت، دیوپسید-هدنبژیت، ترمولیت-اکتنیولیت، دیوپسید، اپیدوت)، سیلیکاته (کوارتز، کلریت و رسها)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، بورنیت)، اکسیدها (مگنتیت، هماتیت) و کربناتها (کلسیت، انکریت) تشکیل شده است. فرایندهای اسکارنیفیکاسیون در دو مرحله پیشرونده و پسرونده جدا از هم رخ داده‌اند. محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) نشان می‌دهد که زون اگزاوسکارن دستخوش دگرسانی دگرنهادی در حدود ۴۱٪/۸، ۲۹٪/۵۷ شده است. بررسی‌های تغییرات جرم عناصر بر اساس Nb (به عنوان عنصر ناظر بی‌تحرک) نشان می‌دهد که مقادیر قابل ملاحظه‌ای از عناصر Zn، Pb، Cu، S، Mg، Si، Fe و به وسیله شاره‌های گرمابی از پلوتون به سیستم اسکارنی اضافه شده، و در مقابل مقادیر قابل توجهی از عنصر Ca شسته و از سیستم اسکارنی درز کرده است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که عناصر Mg، Si، Fe و در دو مرحله پیشرونده و پسرونده به وسیله فلوبئیدهای دگرنهاد کننده وارد سیستم اسکارنی شده در صورتیکه عناصر کانی ساز مثل Zn، Pb، Cu، S و در مرحله پسرونده به سیستم اضافه شده‌اند. افزایش جرم ناموزون Al و بخشی از تغییرات Si به واسطه تغییرات محلی ناخالصی‌های رسی در سنگ‌های کربناته (به عنوان پروتولیت) بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** اگزاوسکارن، ایندکس شیمیایی دگرسانی، تغییرات جرم، اسکارنیفیکاسیون، سونگون

**مقدمه**

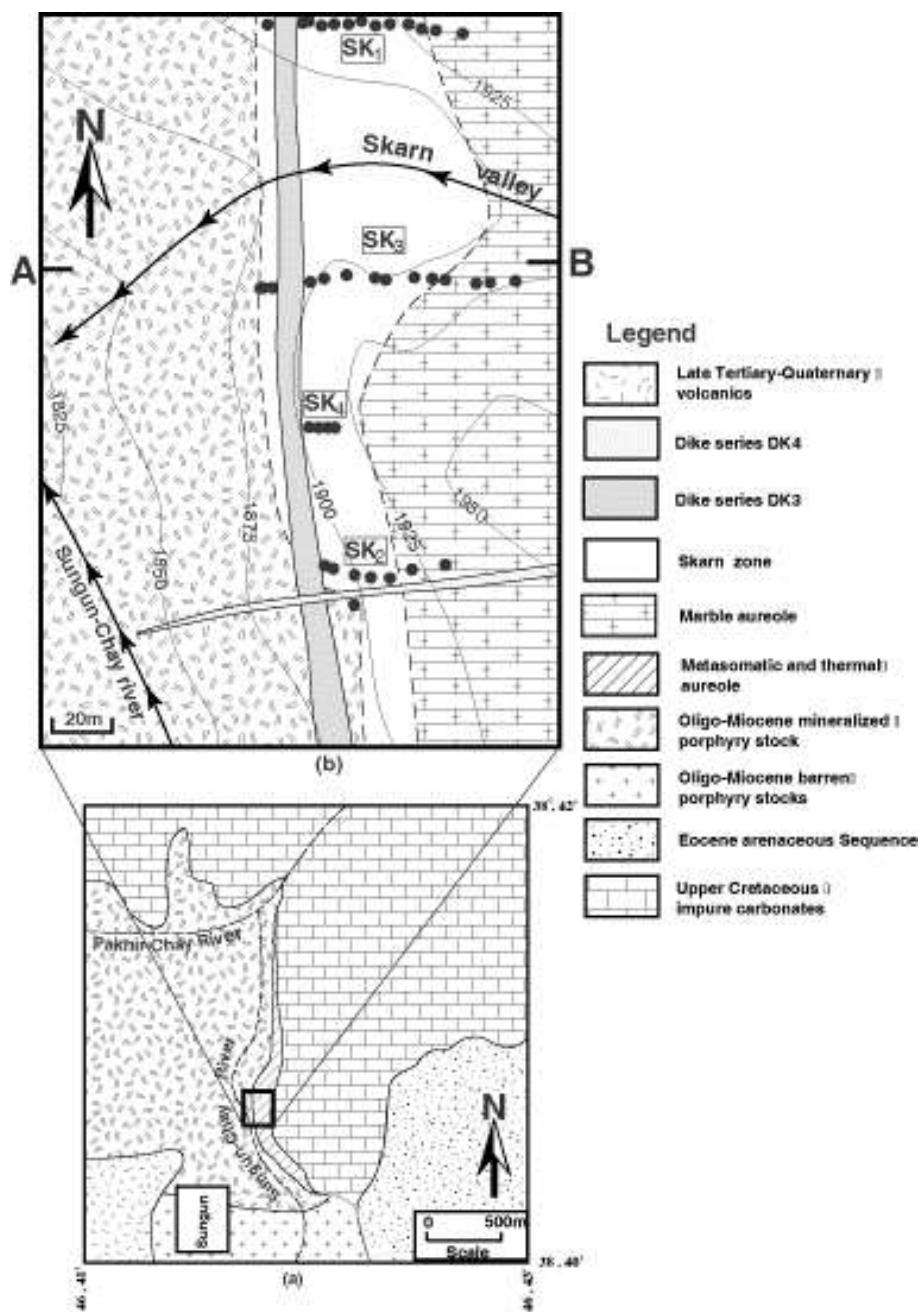
زون اسکارنی شرق رودخانه سونگون - چای در حدود ۱۰۰ کیلومتری شمال شرق تبریز واقع شده است (شکل ۱a). این زون در حد فاصل استوک توده‌های آتشفسانی کم عمق کانی‌ساز با سنگ‌های کربناته ناخالص تشکیل شده است. بررسیهای مقدماتی روی مسائل زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی در این منطقه توسط خادم [۱] و وثوق زاده و تدین [۲] صورت گرفته است. کلاغری و حسین زاده [۳] به تفضیل ویژگیهای کانی‌شناسی و دگرسانی دگرنهاد این اسکارن را مورد مطالعه قرار داده‌اند. هزارخانی [۴] تغییر جرم عناصر را در مراحل مختلف دگرسانی و کانی‌سازی در استوک خارانمای کانی‌ساز (میزبان کانسار مس پورفیری سونگون) مورد مطالعه قرار داده است. تاکنون مطالعه‌ای در خصوص نحوه تغییر جرم عناصر در طول فرایندهای اسکارنیفیکاسیون در زون اسکارنی شرق رودخانه سونگون - چای صورت نگرفته است. این نوشتار اطلاعات نسبتاً جامعی از علل و نحوه این تغییرات و ارتباط آن با مراحل دگرسانی را ارائه می‌دهد.

**روش کار**

کارهای صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی از زون اسکارنی و نمونه‌برداری سیستماتیک در مسیر چهار پیمایش (SK<sub>1</sub>, SK<sub>2</sub>, SK<sub>3</sub>, SK<sub>4</sub>) در عرض زون اسکارنی بوده که در تابستان ۱۳۸۳ صورت گرفته است (شکل ۱b). پس از بررسی‌های سنگ‌شناسختی، تعداد ۱۰ نمونه در مسیرهای پیمایش یاد شده برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. عناصر اصلی به روش فلورسانی پرتو X (XRF) و عناصر فرعی و جزئی به روش ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) در سازمان زمین‌شناسی کشور (تهران) و عناصر Zn, Pb و Cu به روش طیفسنجی جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه شرکت صنایع مس ایران (اهر) مورد آنالیز قرار گرفته‌اند (جدول ۱).

**زمین‌شناسی**

زون اسکارنی شرق رودخانه سونگون - چای در امتداد مرز همبری استوک خارانمای کانی‌ساز با سنگ‌های آهکی ناخالص توسعه یافته است. استوک خارانمای کانی‌ساز به سن الیگومیوسن بوده [۵ و ۶] و از نظر ترکیبی در محدوده کوارتزمنزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت تغییر می‌کند [۷]. این استوک شدیداً دگرسان بوده و حاوی شکستگی‌ها و ریز شکستگی‌های فراوان است [۷ و ۸]. سنگ‌های آهکی ناخالص (میزبان زون اسکارنی) به سن کرتاسه بالاست [۵ و ۶] و از نظر لیتولوژیکی بیشتر از بافت میکریتی بوده و دارای گل کلسیتی به همراه مقادیر کمتری از رس، کوارتز، فلدسپارهای کائولینیزه، میکا و کانیهای تیوه هستند. مقادیر مودال کانیهای ناکربناته (به عنوان ناخالصی) در افق‌های مختلف متفاوت است و به صورت لایه‌های مختلفی از سنگ‌های کربناته مانند بیومیکریت، کربنات‌های آرژیلیکی و مارن مشاهده می‌شوند.



شکل ۱ (a) نقشه تغییر یافته زمین‌شناسی (اقتباس از مهر پرتو [۵]). (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه دره اسکارنی با مقیاس بزرگ.

**جدول ۱ آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، و فلزی در نمونه‌های زون اسکارنی و مرمریزه در دره اسکارن (مسیرهای SK<sub>1</sub>, SK<sub>3</sub>) و ۵۰-۱۰۰ متری جنوب دره اسکارن (مسیرهای SK<sub>4</sub>, SK<sub>2</sub>) در شرق رودخانه سونگون-چای.**

Sample	Skarn valley							50-100m south of Skarn valley				
	Sk <sub>1</sub> -1	Sk <sub>1</sub> -3c	Sk <sub>1</sub> -5	Sk <sub>1</sub> -6	Sk <sub>1</sub> -8	Sk <sub>3</sub> -6	Marly limestone >150m	Sk <sub>2</sub> -5	Sk <sub>2</sub> -6	Sk <sub>4</sub> -4b	Sk <sub>2</sub> -8	
Distance	۰-۵ m	۱۲m	۲۰m	۲۵m	۳۵m	۵۰m		۷m	۱۰m	۱۵m	۳۰m	
%	Metaso.	Metaso.	Metaso.	Metaso.	Metaso.	Metaso.	Unaltered	Metaso.	Metaso.	Metaso.	Bimeta.	
SiO <sub>2</sub>	۲۵,۶۹	۲۴,۵۱	۲۳,۶۳	۲۲,۶۰	۳۵,۷۳	۲۵,۳۴	۲۲,۷۵	۱۸,۳۲	۲۱,۲۴	۱۴,۵۱	۱۴,۷۱	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۰,۷۶	۲,۷۴	۶,۰۰	۲,۳۱	۱۰,۶۰	۱۳,۱۶	۴,۸۳	۲,۲۶	۳,۷۷	۱,۶۵	۱,۷۸	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰,۳۷	۵۴,۲۱	۲۱,۷۳	۱۸,۴۱	۱۶,۰۵	۱۴,۲۵	۳,۳۴	۲۳,۸۳	۲۰,۳۸	۱۹,۰۸	۳,۳۱	
MgO	۳,۰۰	۵,۰۱	۵,۰۷	۱,۱۱	۳,۲۳	۴,۷۲	۲,۱۱	۳,۰۹	۴,۹۱	۰,۷۵	۱,۰۵	
CaO	۲۲,۱۳	۹,۵۴	۲۵,۰۳	۲۵,۱۵	۲۷,۰۱	۲۹,۰۸	۳۸,۹۲	۷,۸۹	۳۲,۸۲	۱,۳۳	۵۸,۱۴	
Na <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰,۷۷	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
K <sub>2</sub> O	۰,۰۳	n.d.	n.d.	n.d.	۰,۱۰	۱,۴۹	۰,۵۸	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
MnO	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۳۸	۰,۲۹	۰,۳۱	۰,۳۹	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۸۴	۰,۵۹	۰,۳۹	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۴۵	۰,۳۹	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۲۶	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۷	
TiO <sub>2</sub>	۰,۴۳	۰,۲۶	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۰۱	۰,۷۰	۰,۳۹	۰,۱۸	۰,۳۲	۰,۱۰	۰,۲۴	
SO <sub>3</sub>	۱,۷۷	۲,۹۶	۳,۷۹	۰,۲۱	۱,۷۳	۰,۲۲	۰,۱۳	۲۴,۹۲	۰,۵۷	۲۵,۷۴	۰,۱۳	
L.O.I	۲,۳۹	n.d.	۳,۰۹	۲۸,۶۵	۳,۸۱	۱۰,۲۳	۲۵,۹۲	۶,۷۳	۵,۰۰	۱۱,۳۸	۱۹,۶۰	
%												
Pb	۰,۰۱۴	۰,۰۱۰	۰,۰۰۵	۰,۰۱۲	۰,۰۰۸	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۷	۶,۰۵	۰,۰۰۶	
Zn	۰,۰۱۶	۰,۰۱۰	۰,۰۱۳	۰,۰۱۵	۰,۰۰۹	۰,۰۱۱	۰,۰۰۶	۰,۱۴۶	۰,۰۰۸	۱۷,۵۸	۰,۰۰۹	
Cu	۰,۹۸۵	۰,۰۱۳	۰,۴۷۴	۰,۰۱۱	۰,۱۹۹	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۱۰,۳۳	۰,۴۴۶	۰,۲۵۹	۰,۰۰۷	
ppm												
Mo	۵۶۶	<۰,۱	<۰,۱	۰,۴	۱,۴	۱,۲	۰,۴	<۰,۱	۴/۹	<۰,۱	۱,۵	
As	۱۳	۲۶	۷۹	۷۷	۱۷	۱۱	۴	۹۴	۱۱۲	۱۴۴	۱۱	
Ba	۱۵۲	۱۱۸	۶۰	۴۹	۴۱	۱۵۲	۲۱۸	۷۶	۴۰	۶۱	۱۳	
Co	۴,۶	۱۳,۸	۳۰,۹	۳,۶	۱۸,۴	۱۲,۵	۷,۷	۴۵۵	۹,۶	۱۳۸,۴	۶,۸	
Cr	۵۳	۶۴	۵۰	۵۸	۸۶	۶۰	۶۲	۷۸	۹۲	۳۳	۵۹	
Ga	۳۳	۴۵	۲۹	۲۵	۲۹	۲۱	۹	۲۹	۱۹	۱۹	۱۰	
Li	۳,۶	۳,۷	۵,۴	۳,۸	۶	۰,۸	۱۲,۹	۴,۲	۴,۸	۲,۵	۳	
Ni	۳۸	۲۱	۰,۹	۴	۴۱	۳۰	۳۰	>۱۰۰	۳۵	۵	۲۴	
Sr	۴۸۷	۱,۶	۳۳۴	۲۲	۵۷۶	۶۷۰	۶۱۷	۲۰,۸	۱۶۰	۴۴	۱۵۱	
Sc	۶	۸	۴	۳	۶	۶	۸	۱۰	۸	۴	۷	
Sn	۱۳	۶	۹	۸	۱۰	۱	۱	۶	۳	۲	۱	
Nb	۸,۸	۶,۳	۲,۴	۷,۱	۱۲,۹	۱۴,۳	۶,۱	۷,۲	۶,۵	۴,۲	۶,۱	
V	۴۷	۷۰	۰,۴	۴۰	۷۱	۷۸	۴۸	۵۵	۵۴	۳۳	۴۳	
Y	۷	۸	۲۱	۲۰	۱۲	۹	۱۰	۸	۱۰	۱۵	۱۱	
Yb	۱	۳	۲	۳	۱	۱	۱	۲	۱	۲	۱	

### زون اسکارن

دگرسانی دگرنهاد از نوع اسکارنی هم به صورت اندو و هم اگزو در شرق رودخانه سونگون - چای رخ داده است. اندواسکارن ضخامت کمی داشته (۰/۵ متر) و در حضور کانیهایی از قبیل اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت و کلسیت مشخص می‌شود. ضخامت اگزواسکارن در عرض زیاد و از ۲۵ تا ۵۵ متر متغیر است. زون اگزواسکارن شامل کانیهای گارنت (گراندیت)، پیروکسن (دیوپسید - هدنبرژیت)، کالک سیلیکاته آبدار (اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت)، سیلیکاته (کوارتز، کلریت، کانیهای رسی)، سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و بورنیت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت)، و کربناته (کلسیت و انکریت) است.

گارنت مهمترین و شاخص‌ترین کانی کالک سیلیکاته بدون آب در بخش اگزواسکارن است و تقریباً در تمامی نمونه‌های این زون حضور دارد. میزان تغییرات مودال پیروکسن در این زون بسیار چشمگیر است. هر چند تغییرات ترکیب پلوتون و پروفولیت کانی‌شناختی زون اسکارنی را کنترل می‌کند [۹ و ۱۰] ولی در کل بالا بودن نسبت گارنت به پیروکسن در این زون احتمالاً در ارتباط با حالت اکساپلایش پلوتون و شاره‌های جانشین شونده است [۱۱]. زون اگزواسکارن به سمت بیرون، به وسیله یک هاله مرمری شده که بیشتر حاوی کلسیت‌های ریزدانه (۵۰ الی ۹۸ درصد) با بافت گرانوبلاستیکی و تعادلی محدود می‌شود. در این هاله، کانیهای گارنت، پیروکسن، اپیدوت، کلریت، و رسی به صورت ریز تا متوسط بیشتر در نواهی غنی از ناخالصی‌های رسی در سنگ مادر تشکیل شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی نشان می‌دهد که فرایند اسکارنی‌فیکاسیون در شرق رودخانه سونگون - چای شامل دو مرحله پیشرونده و پسرونده و جدا از هم هستند. مرحله پیشرونده به دو زیر مرحله دگرگونی - دگرنهادی انسعابی و دگرسانی دگرنهادی پیشرونده، و مرحله پسرونده به دو زیر مرحله پسرونده پیشین و پسرونده پسین تقسیم می‌شوند. بررسی‌های میکروسکوپیکی نشان داد که کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب (پیروکسن و گارنت) در مرحله پیشرونده و کانی‌های کالک سیلیکاته آبدار، سیلیکاته، سولفیدی، اکسیدی، کربناتی در مرحله پسرونده تشکیل شده‌اند. وجود بافت‌های جانشین بین کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب و کانی‌های مافیک و بافت پر کننده فضاهای خالی شکستگی‌های کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب (حضور رگچه‌ها و ریز رگچه‌های سولفیدی و اکسیدی در گارنت‌ها و پیروکسن‌ها) حاکی از آن است که کانیهای مافیک در طی مرحله دگرسانی پیشین به همراه کانیهای کالک سیلیکاته آبدار تشکیل و توسعه یافته‌اند. نهشت کانیهای مافیک به وسیله شکستگی‌ها و فضاهای خالی و ترکیب کانیهای کالک سیلیکاته بدون آب کنترل شده‌اند. فراوانی کانی‌های مافیک در فواصل بین مرز همیری و تقریباً ۲۰ متر دورتر از آن (درون اگزواسکارن) قابل ملاحظه است و در فواصل دورتر مقدار آنها به شدت کاهش نشان می‌دهد [۳] شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌شناختی سنگ مادر کربناتی ناخالص و مجموعه کانیایی زون‌های دگرگونی - دگر نهاد

انشعابی و دگر نهاد نشان می‌دهند که بر اساس تقسیم بندی آینادی [۱۲] اسکارن تشکیل شده در شرق رودخانه سونگون- چای از نوع کلسیک اسکارن است.

#### محاسبه تغییر جرم عناصر و شاخص شیمیایی دگرسان

شیوه‌های متعددی برای محاسبه تغییر جرم عناصر در سیستمهای دگرسان و هوازده توسعه و تکامل یافته که از جمله آنها عبارتند از: روش فاکتور حجم [۱۳]، روش ایزوکون [۱۴] و عنصر بی تحرک [۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹].

در این بررسی برای دستیابی به فرایندهای ژئوشیمیایی مرتبط با اسکارنیفیکاسیون در شرق رودخانه سونگون- چای، از روش ژئوشیمی محاسبه تغییر جرم عناصر مکلین [۱۹] که بر مبنای (۱) عنصر ناظر بی تحرک، (۲) فاکتور غنی شدگی و (۳) ترکیب بازسازی شده استوار است، بهره گرفته شده است.

عناصری مانند Al, Zr, Nb, Ti در طول فرایندهای دگرسان بی تحرک‌اند [۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳]. با فرض بر اینکه مرمرها اساساً به صورت هم ترکیب شیمیایی دستخوش دگرگونی گرمایی شده‌اند، به عنوان سنگ مبنای مقایسه در نظر گرفته شد، و عنصر Nb به عنوان عنصر بی تحرک ناظر انتخاب گردید. فاکتور غنی شدگی پس از بهنجارش کردن یافته‌های تحلیلی (جدول ۱) و ترکیب بازسازی شده به ترتیب از روابط زیر محاسبه شده‌اند (جداول ۲ و ۳).

فراآنی عنصر Nb در نمونه اسکارنی/فراآنی عنصر Nb در مرمر = (E.F.) (فاکتور غنی شدگی)  
فراآنی ترکیب اکسیدی عنصر در نمونه اسکارنی = (R.C.) (ترکیب بازسازی شده)

تغییر جرم عناصر نهایتاً از رابطه زیر محاسبه شد (جداول ۲ و ۳) :

$$\text{فراآنی عنصر در مرمر} - \text{R.C.} = \text{M.C.} - \text{(تغییر جرم)}$$

برای محاسبه شاخص شیمیایی دگرسان (Chemical Index of Alteration) نیز از رابطه زیر استفاده شد [۳۴ و ۳۵] :

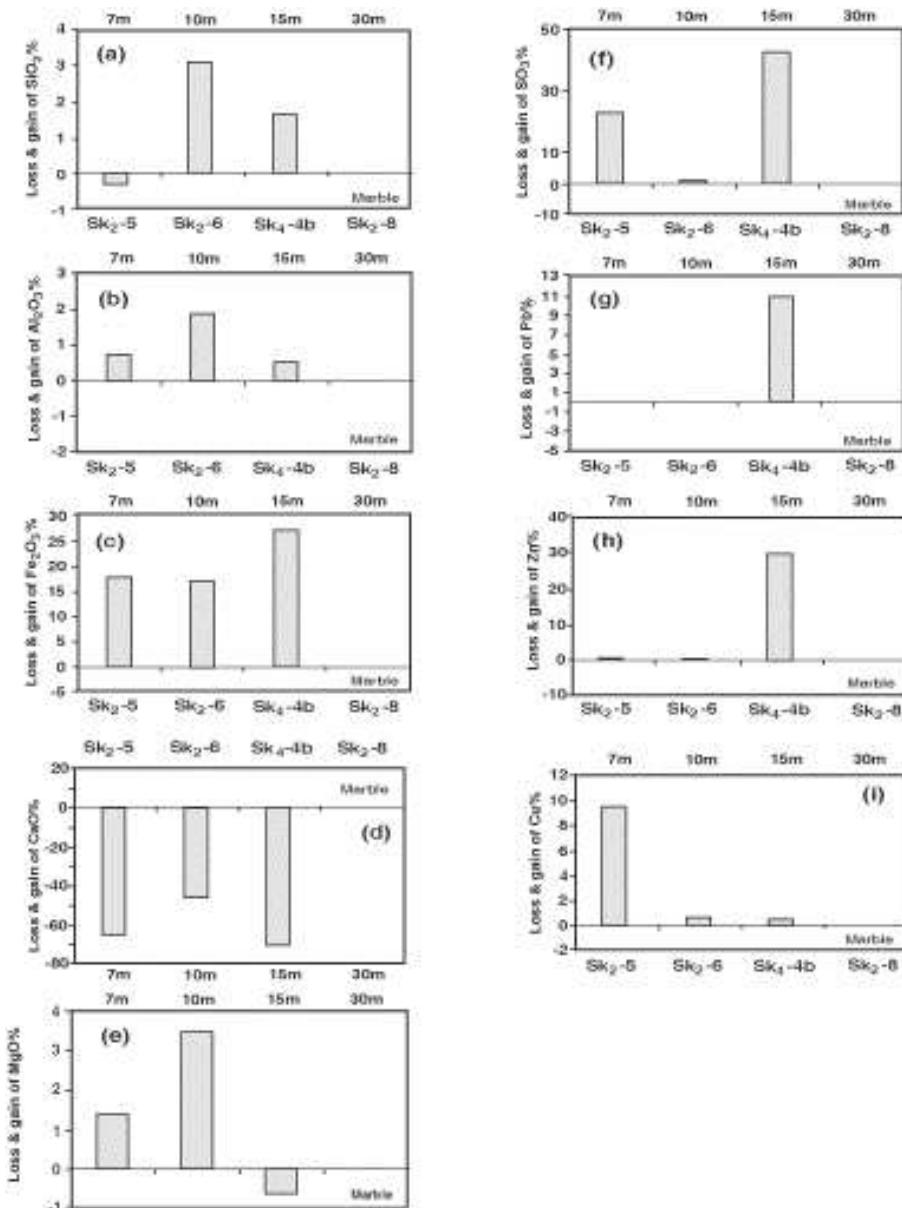
$$\text{شاخص شیمیایی دگرسان (CIA)} = [\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times 100$$

نتایج به دست آمده از محاسبات تغییر جرم عناصر در نمونه‌های مختلف اسکارنی در مسیرهای SK<sub>4</sub> و SK<sub>2</sub> (شکل ۲) بر اساس عنصر ناظر بی تحرک Nb نسبت به مرمر (نمونه SK<sub>2-8</sub>) (دگرگونی- دگر نهادی انشعابی و هم ترکیب شیمیایی) نشان می‌دهد که نمونه‌های زون اسکارنی (Sk<sub>2-5</sub>, Sk<sub>2-6</sub>, Sk<sub>4-4b</sub>) نسبت به مرمر در کل، عنصر Ca خود را از دست داده‌اند (شکل ۲d). کمترین میزان تغییرات جرم متعلق به الکالی‌ها (Na, K) است (جدول ۲). SiO<sub>2</sub> بجز مقدار جزئی کاهش در نمونه نزدیک به مرز همبrij (Sk<sub>2-5</sub>) در بقیه نمونه‌ها تا حدود ۲٪ افزایش جرم نشان می‌دهد (شکل ۲a). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کمابیش در هر سه نمونه افزایش جرم

نشان می‌دهد (شکل ۲b). با توجه به بی‌تحرک بودن Al، این افزایش را می‌توان به دلیل تغییرات مقدار ناخالصی رسی در پرتولیت دانست.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  افزایش جرم قابل ملاحظه‌ای (تا حدود ۲۷٪) در اکثر نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۲c). جرم  $\text{MgO}$  تا فاصله ۱۰ متری از مرز همبری افزایش و در فواصل بیشتر به مقدار جزئی کاهش می‌یابد (شکل ۲e). عناصر Cu, Zn, S کلأ در زون اسکارنی افزایش جرم داشته‌اند (جدول ۲). Cu بیشتر در فواصل کمتر از ۷ متر (شکل ۲f) و Pb, Zn در  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$  در  $\text{Cu}$  بیشتر در فواصل کمتر از ۷ متر (شکل ۲f) و  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$  در فواصل ۱۵ متری از مرز همبری افزایش جرم قابل توجهی نشان می‌دهند (اشکال ۲g و ۲h). افزایش Zn و Pb به همراه S (شکل ۲f) در فاصله ۱۵ متری به واسطه حضور قابل توجهی از کانیهای گالن و اسفالریت و نیز افزایش Cu به همراه S در فاصله ۷ متری از مرز همبری بیشتر به واسطه حضور کالکوپیریت است. در کل عناصر Cu, Zn, Pb, S, Mg, Fe, Si در مراحل دگرسانی دگر نهاد پیشرونده و پسروندی به وسیله شاره‌های گرمابی در این مسیرها به سیستم اسکارنی اضافه شدن، و در مقابل Ca شسته شده و از سیستم به بیرون درز کرده است.

جدول ۲ تغییر جرم اجزای اصلی و فرعی نمونه‌های مختلف زون اسکارنی در مسیرهای SK<sub>2</sub> و SK<sub>4</sub> که بر اساس جزء غیر متحرک Nb محاسبه شده‌اند. R.C.=ترکیب بازسازی شده، E.F.=فاکتور غنی شدگی، M.C.=تغییر جرم.

Distance	R.C. sk <sub>2</sub> -5 m <sup>v</sup>	M.C. % sk <sub>2</sub> -5 m <sup>v</sup>	R.C. sk <sub>2</sub> -6 m <sup>10</sup>	M.C. % sk <sub>2</sub> -6 m <sup>10</sup>	R.C. sk <sub>4</sub> -4b m <sup>10</sup>	M.C. % sk <sub>4</sub> -4b m <sup>10</sup>
	sk <sub>2</sub> -5 m <sup>v</sup>	sk <sub>2</sub> -5 m <sup>v</sup>	sk <sub>2</sub> -6 m <sup>10</sup>	sk <sub>2</sub> -6 m <sup>10</sup>	sk <sub>4</sub> -4b m <sup>10</sup>	sk <sub>4</sub> -4b m <sup>10</sup>
SiO <sub>2</sub>	۱۶,۷۹	-۱,۵۳	۳۲,۹۶	۱۵,۶۷	۲۶,۶۹	۸,۱۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲,۹۸	۰,۷۶	۴,۰۹	۱,۸۸	۲,۷۱	۰,۴۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۱,۸۳	۱۷,۷۲	۲۱,۱۴	۱۷,۰۴	۳۱,۴۹	۲۷,۱۷
MgO	۳,۲۹	۱,۴۲	۵,۳۳	۳,۴۶	۱,۲۳	-۰,۶۴
CaO	۷,۰۵	-۶۵,۳۵	۲۵,۸۸	-۴۶,۴۷	۲,۳۹	-۷۰,۴۰
Na <sub>2</sub> O	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۱
K <sub>2</sub> O	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱
MnO	۰,۰۹	-۰,۴۰	۰,۶۸	۰,۲۲	۰,۹۷	۰,۴۸
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۰۸	-۰,۰۱	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۱۵	۰,۰۶
TiO <sub>2</sub>	۰,۱۶	-۰,۱۴	۰,۳۵	۰,۰۵	۰,۱۶	-۰,۱۴
SO <sub>3</sub>	۲۲,۸۲	۲۲,۶۶	۰,۶۰	۰,۳۲	۴۲/۳۵	۴۲,۱۹
Pb	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۱۰,۷۷	۱۰,۷۶
Zn	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۲۹,۰۲	۲۹,۸۱
Cu	۹,۴۷	۹,۴۶	۰,۴۹	۰,۴۸	۰,۴۳	۰,۴۲
Total	۸۴,۷۱	-۱۵,۲۹	۹۲,۶۷	-۷,۳۳	۱۴۸,۴	۴۸,۴
E.F.	۰,۸۴۷		۰,۹۳۸		۱,۴۵۲	



شکل ۲ تغییر جرم عنصر در نمونه‌های زون اسکارنی (دگرنهادی) نسبت به مرمر (متامورفیک دگرنهاد انشعابی) در طول مسیر  $\text{SK}_4$  و  $\text{SK}_2$  (a) Si, (b) Al, (c) Fe, (d) Ca, (e) Mg, (f) S, (g) Pb, (h) Zn, (i) Cu

جدول ۳ تغییر جرم اجزای اصلی و فرعی نمونه‌های مختلف زون اسکارنی در مسیرهای SK<sub>1</sub> و SK<sub>3</sub> که بر اساس جزء غیر متحرک Nb محاسبه شده‌اند. R.C. = ترکیب بازسازی شده، E.F. = فاکتور غنی شدگی، M.C. = تغییر جرم.

	R.C.	M.C. %	R.C.	M.C. %	R.C.	M.C. %	R.C.	M.C. %	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%
	sk <sub>1</sub> -1	sk <sub>1</sub> -1	sk <sub>1</sub> -3c	sk <sub>1</sub> -3c	sk <sub>1</sub> -5	sk <sub>1</sub> -5	sk <sub>1</sub> -6	sk <sub>1</sub> -6	sk <sub>1</sub> -8	sk <sub>1</sub> -8	sk <sub>3</sub> -6	sk <sub>3</sub> -6
Distance	m <sub>0.5</sub>	m <sub>12</sub>	m <sub>20</sub>	m <sub>25</sub>	m <sub>35</sub>	m <sub>40</sub>						
SiO <sub>2</sub>	۲۵,۶۴	۷,۲۳	۲۲,۷۶	۵,۴۵	۶۲,۳۹	۴۴,۰۸	۲۸,۴۵	۱۰,۱۴	۱۷,۵۹	-۰,۷۲	۱۲,۰۴	-۶,۲۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۷,۷	۵,۵۵	۲,۶۶	۰,۴۴	۱۱,۱۷	۸,۹۵	۲,۷۹	۰,۵۷	۵,۲۱	۲,۹۹	۶,۲۵	۴,۰۳
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴,۷۷	۱۰,۶۵	۵۱,۵۴	۴۷,۴۲	۳۹,۹۳	۳۵,۸۱	۲۲,۱۹	۱۸,۰۷	۷,۹	۳,۷۸	۶,۷۷	۲,۶۵
MgO	۲,۱۵	۰,۲۸	۴,۸۶	۲,۹۹	۹,۴۳	۷,۵۶	۱,۳۴	-۰,۵۳	۱,۵۹	-۰,۲۸	۲,۴۳	۰,۵۶
CaO	۱۶,۹	-۵۵,۴۹	۸,۹۴	-۶۳,۴۵	۴۶,۶۱	-۲۵,۷۸	۳۰,۳۱	-۴۲,۰۸	۱۳,۳۷	-۵۹,۰۲	۱۵,۴۹	-۵۶,۹۰
Na <sub>2</sub> O	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱
K <sub>2</sub> O	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۵	-۰,۰۱	۰,۷۱	۰,۷
MnO	۰,۱۳	-۰,۳۶	۰,۱۸	-۰,۳۱	۰,۷	۰,۲۱	۰,۳۵	-۰,۱۴	۰,۱۵	-۰,۳۴	۰,۱۸	-۰,۳۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۳۲	۰,۲۳	۰,۳۶	۰,۲۷	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۱	۰,۰۱	۰,۲	۰,۱۱	۰,۳۳	۰,۲۴
TiO <sub>2</sub>	۰,۳	۰,۰۰	۰,۲۵	-۰,۰۵	۰,۲۱	-۰,۰۹	۰,۰۲	-۰,۲۸	۰,۲۵	-۰,۰۵	۰,۱	-۰,۲۰
SO <sub>3</sub>	۱,۲۷	۱,۱۱	۲,۸۴	۲,۶۸	۷,۰۵	۶,۸۹	۰,۲۵	۰,۰۹	۰,۸۵	۰,۶۹	۰,۱۱	-۰,۰۵
Pb	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱
Zn	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱	۰,۰۰	-۰,۰۱
Cu	۰,۷۱	۰,۷۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۸۸	۰,۸۷	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۱	۰,۰۹	۰,۰۰	-۰,۰۱
Total	۶۹,۹۵	-۲۹,۹۸	۹۵,۴۴	-۴,۵۶	۱۷۸,۶۷	۷۸,۶۷	۸۵,۸۹	-۱۴,۱۱	۴۷,۲۶	-۵۲,۷۹	۴۴,۴۱	-۵۵,۵۹
E.F.	۰,۶۹۳		۰,۹۶۸		۱,۷۹۴		۰,۸۵۹		۰,۴۷۲		۰,۴۲۶	

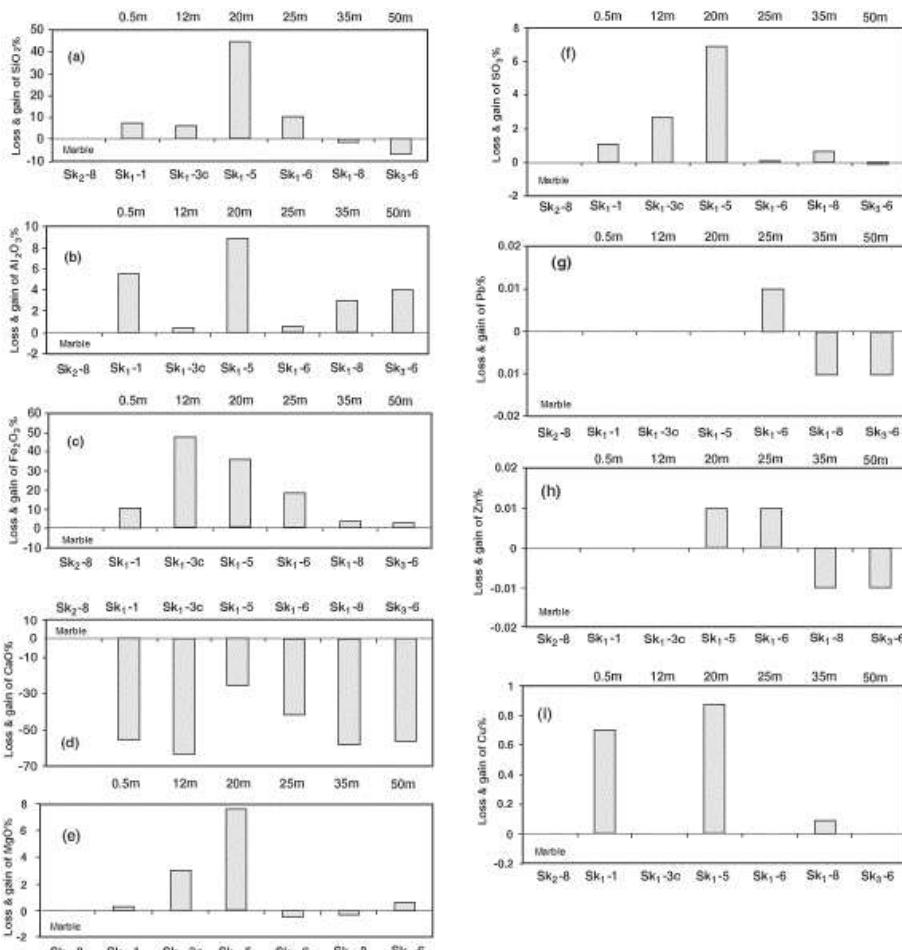
آلکالی‌ها (Na, K) در نمونه‌های زون اسکارنی مسیرهای SK<sub>1</sub> و SK<sub>3</sub> نسبت به مرمر (نمونه ۸-2SK<sub>2</sub>) تغییر جرم قابل توجهی نشان نمی‌دهند (جدول ۳). سیلیسی (SiO<sub>2</sub>) تا فاصله ۲۵ متری از مرز همبrij اضافه جرم و در فواصل بیشتر به تدریج کاهش جرم نشان می‌دهد (شکل a). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در تمامی نمونه‌های این مسیرها افزایش جرم داشته ولی تغییرات آن سیستماتیک نبوده بلکه کاملاً گسترهای است (شکل ۳b). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در تمامی نمونه‌های اسکارنی در این مسیرها افزایش قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد ولی افزایش آن در فواصل ۱۰ الی ۲۵ متری از مرز همبrij بسیار چشمگیر است (شکل c). شواهد سنگ‌شناختی مبین آن است که این افزایش به حضور قابل ملاحظه‌ای از مگنتیت و پیریت در این بخش مربوط است. جزء CaO در تمامی نمونه‌های اسکارنی نسبت به مرمر کاهش شدید داشته (شکل d) و قطعاً

طی فرایندهای دگرنهادی پیشرونده و پسروندی به وسیله شاره‌های گرمابی از سیستم اسکارنی خارج شده است. جزء  $MgO$  در فواصل ۱۰ تا ۲۰ متری از مرز همبrij افزایش جرم قابل توجهی نشان می‌دهد، به ویژه در نمونه SK<sub>2</sub>-۵ (۲۰ متری مرز همبrij) (شکل ۳) که رابطه منطقی خوبی با  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  و  $SO_3$  دارد. در واقع این افزایش ناشی از حضور مقدار قابل توجهی از پیروکسن (دیوپسید - هدنبرژیت) در این بخش از زون اسکارن است. جزء  $SO_3$  تا فاصله ۳۵ متری از مرز همبrij افزایش جرم دارد ولی افزایش آن در فواصل کمتر از ۲۰ متر، به ویژه در فواصل ۱۰ تا ۲۰ متری از مرز همبrij چشمگیرتر است. این افزایش جرم به واسطه حضور قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت و کالکوپیریت است. تغییرات جرم  $Zn$  و  $Pb$  در زون اسکارنی این مسیرها بسیار جزئی است (اشکال g و h<sup>۳</sup>) ولی  $Cu$  در کل افزایش جرم قابل توجهی در فواصل کمتر از ۲۰ متر از مرز همبrij، و آن هم در فواصل معین (درست مجاور مرز همبrij و در فاصله ۲۰ متری از آن) داشت (شکل ۳) که بیشتر به خاطر حضور کانی‌های سولفیدی مس (بیشتر کالکوپیریت) است.

افزایش جرم جزء  $Al_2O_3$  در تمامی نمونه‌های زون اسکارنی (مسیرهای SK<sub>1</sub>, SK<sub>2</sub>, SK<sub>3</sub>, SK<sub>4</sub>), و تغییرات ناموزون آن می‌تواند به واسطه تغییرات محلی ناخالصی‌های رسی درون سنگ‌های کربناته باشد. می‌توان بخشی از افزایش جرم  $SiO_2$  در سیستم اسکارنی را به دلیل همین تغییرات محلی ناخالصی‌های رسی در نظر گرفت ولی افزایش قابل توجه آن در بعضی نمونه‌ها را می‌توان قطعاً به انتقال این جزء به وسیله شاره‌های گرمابی به درون سیستم اسکارنی و کاهش محلی آن را نیز می‌توان به خاطر انحلال و شستشوی آن به بیرون از سیستم دانست که بیشتر در طول فرایندهای دگرسانی پسین پسروندی رخ می‌دهد.

جزء  $CaO$  در تمامی نمونه‌ها کاهش جرم قابل ملاحظه‌ای داشته است که قطعاً به وسیله شاره‌های گرمابی در طول فرایندهای دگرنهادی پیشرونده و پسروندی شسته شده و از سیستم اسکارنی به بیرون نشست کرده است. تغییرات ناموزون و ناسیستماتیک جزء  $MgO$  در نمونه‌ها را می‌توان به تغییرات ناخالصی‌های رسی و بیشتر به نفوذ آن به درون سیستم اسکارنی در طول فرایند دگرنهادی پیشرونده و تشکیل پیروکسن و نیز خارج شدن بخشی از آن به واسطه تخریب پیروکسن‌ها در فرایند دگرنهادی پسروندی (تشکیل ترمولیت-اکتینیولیت و کلریت) دانست. گوگرد معمولاً در کل افزایش جرم نشان داده و به طور قطعی در طول فرایندهای دگرنهادی به عنوان جزء فرار به وسیله شاره‌های گرمابی وارد سیستم اسکارنی شده است.  $Pb$  و  $Zn$  در فواصل ۱۵ متری در مرز همبrij و تقریباً نزدیک به مرمر در مسیر SK<sub>4</sub> افزایش جرم نشان داده و در بقیه مسیرها تغییر جرم آنها بسیار جزئی و قابل چشمپوشی است. در نمونه‌هایی که مقدار آنها بالاست مقدار  $Cu$  به شدت کاهش نشان می‌دهد.  $Cu$  در تمامی نمونه‌هایی که در فواصل بین مرز همبrij و ۳۵ متری آن قرار دارند، به طور ناسیستماتیک افزایش جرم نشان می‌دهد. به طور کلی مقادیر عناصر  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  در پروتولیت بسیار پایین

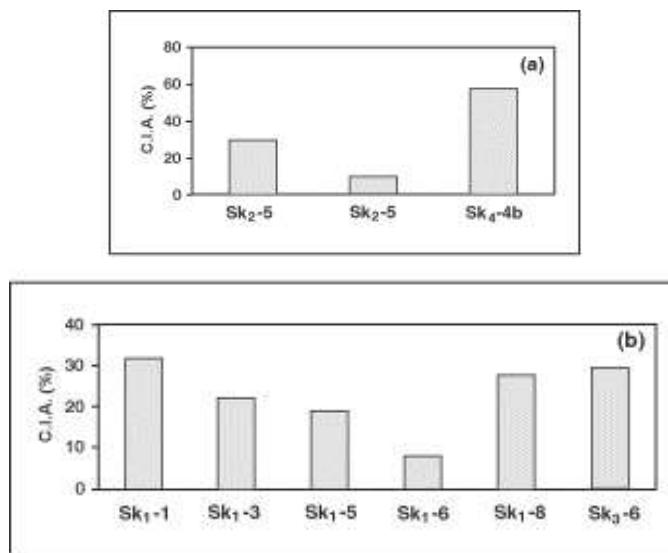
است و این عناصر به یقین به وسیله شاره‌های گرمابی در فرایندهای دگرنهادی (بویژه پسرونده) وارد سیستم اسکارنی شرق سونگون – چای شده‌اند. تغییر جرم آلکالیها در کل بسیار جزئی است که می‌تواند مبین این باشد که غلظت یون  $H^+$  در شاره‌های دگرنهادگر، بالا بوده است. شواهد صحراوی، مطالعات کانی‌شناختی [۳]، و محاسبات تغییر جرم عناصر نشان می‌دهند که در مرحله دگرسانی دگرنهادی پیشرونده بیشتر عناصر اصلی مثل Fe، Mg، Si و در مرحله پسرونده علاوه بر این عناصر، عناصر فرعی کانی‌ساز مثل Cu، Zn، Pb و S به وسیله شاره‌های دگرنهادگر به درون سیستم اسکارنی وارد شده‌اند.



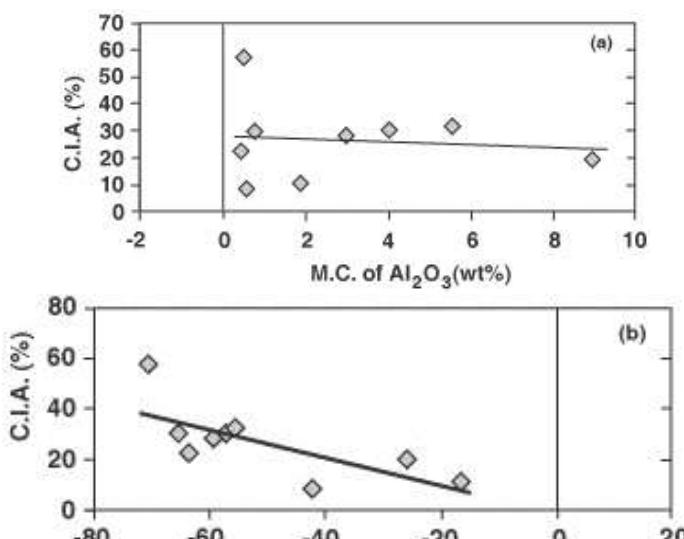
شکل ۳ تغییر جرم عناصر در نمونه‌های زون اسکارنی (دگرنهاد) نسبت به مرمر (متامورفیک – دگرنهاد انشعابی) در طول مسیر SK<sub>1</sub> و SK<sub>3</sub> (a) Si, (b) Al, (c) Fe, (d) Ca, (e) Mg, (f) S, (g) Pb, (h) Zn, (i) Cu.

کانیهای کالکسیلیکاته بدون آب مثل گارنت (گروسولاریت - آندرادیت) و پیروکسن (دیوپسید - هدنبرژیت) در فرایند دگرسانی پیشرونده و در دماهای بیش از  $430^{\circ}\text{C}$  گسترش یافته در صورتیکه کانیهای کالک سیلیکاته آبدار (ترمولیت - اکتینولیت، اپیدوت)، سیلیکاته (کوارتز، کلریت، رسی)، اکسیدی (مگنتیت، هماتیت)، سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنیت)، و کربناتی (کلسیت، انکریت) در دماهای کمتر از  $430^{\circ}\text{C}$  در فرایند پیشرونده تشکیل شده‌اند [۳].

نتایج به دست آمده از محاسبات شاخص شیمیایی دگرسان (CIA) در نمونه‌های مختلف اسکارنی در مسیرهای  $\text{SK}_2$  و  $\text{SK}_4$  (شکل ۴a) و نیز در مسیرهای  $\text{SK}_1$  و  $\text{SK}_3$  (شکل ۴b) نشان می‌دهند که زون اگزواسکارن دستخوش دگرسانی در حدود ۸/۴۱ الی ۵۷/۲۹٪ شده است. میزان CIA تابعی از مقادیر اکسیدهای  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  است و مقادیر  $\text{CaO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نقش مهمی در مقادیر مواد و کانی‌شناسی اسکارن در فواصل مختلف از مرز همبrij دارند. بررسی تغییرات جرم  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل CIA (شکل ۵a) نشان می‌دهد که با افزایش جرم  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ، CIA دستخوش تغییری نشده است. این مسئله را می‌توان به سرعت نامتحرك بودن عنصر Al در فرایند اسکارنیفیکاسیون شرق سونگون- چای نسبت داد. میزان تغییر جرم  $\text{CaO}$  در مقابل CIA روند خطی بسیار خوب و منطقی با شب منفی نشان می‌دهد (شکل ۵b). این فرایند حکایت از آن دارد که با پیشرفت دگرسانی در فرایند اسکارنیفیکاسیون، واکنش‌های کلسیم زدایی نقش مهم و چشمگیری در شکل‌گیری زون اگزواسکارن داشته است.



شکل ۴ تغییر میزان شاخص شیمیایی دگرسانی در مسیرهای (a)  $\text{SK}_2$  و  $\text{SK}_4$  و (b)  $\text{SK}_1$  و  $\text{SK}_3$ .



شکل ۵ a) نمودار دو متغیره تغییر جرم  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل CIA (شاخص شیمیایی دگرسانی) و b) نمودار دو متغیره تغییر جرم CaO در مقابل CIA در فرآیند اسکارنیفیکاسیون در شرق رودخانه سونگون-چای.

#### برداشت

زون اسکارنی در شرق رودخانه سونگون - چای در طول مرز همبری استوک پورفیری خارانمای کانی‌ساز (میزبان کانسار مس پورفیری سونگون) به سن الیگومیوسن با واحد کربناته ناخالص کرتاسه فوقانی گسترش و تکامل یافته است. تلفیق نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی، محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی و محاسبات تغییر جرم عناصر اصلی، فرعی و فلزی در فرآیندهای اسکارنیفیکاسیون بر اساس عنصر ناظر بی‌تحرک Nb نشان می‌دهد که شاره‌های گرمابی در تعادل با استوک کانی‌ساز در دو مرحله، عناصر را به سیستم اسکارنی وارد کرده‌اند. در مرحله دگرسانی پیشرونده، ورود مقادیر قابل ملاحظه‌ای از عناصر اصلی مثل Mg و Si، Fe و Ca به واکنش-های کربن‌زدایی همراه بوده و سبب تشکیل حجم قابل ملاحظه-ای از کانیهای کالک‌سیلیکاته بدون آب شده است. در طول مرحله دگرسانی پسروندۀ علاوه بر این عناصر اصلی، بخشی از عناصر فرعی کانی‌ساز Cu، Pb و Zn همراه با مواد فرار مثل  $\text{H}_2\text{S}$  و  $\text{CO}_2$  نیز به وسیله شاره‌ها وارد سیستم اسکارنی شده و سبب رویدادهایی نظری و اکنشهای آبگیری، کربن‌گیری، و سولفیدی شده‌اند. نتیجه این واکنشها جانشینی مقادیر قابل توجهی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته آبدار (ابیدوت، ترمولیت - اکتینولیت)، سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و بورنیت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت) و کربناته (کلسیت و آنکریت) به جای کالک‌سیلیکات‌های بدون آب در شرق رودخانه سونگون - چای بوده است. در این دو مرحله،

حجم قابل ملاحظه‌ای از عنصر Ca از سیستم اسکارنی خارج شد. حضور Al به عنوان عنصر بی‌تحرک در داخل زون اسکارنی به واسطه وجود ناخالصی‌های محلی رسی در سنگ‌های کربناته (به عنوان پروتولیت) و تغییرات جرم ناچیز الکالی‌ها (Na و K)، احتمالاً به خاطر بالا بودن غلظت یون  $H^+$  در شاره‌های دگر نهادگر بوده است.

#### تشکر و قدردانی

این پژوهش از طرف مرکز تحقیقات علوم پایه ایران حمایت مالی شده است، لذا جا دارد که مؤلفان از سرپرست و اعضای محترم شورای علمی و دیگر کارکنان این مرکز قدردانی و سپاسگزاری نمایند.

#### مراجع

- [1] Khadem N., "Types of copper ore deposits in Iran", Geological Survey of Iran, Tehran, Internal Report, (1965) 1-6.
- [2] Vosooghzadeh G.H., Tadaiyon A.H., "Report on Geochemical studies in northwest of Ahar", Barmolk, Kighal, and Sungun, Geological Survey of Iran, Internal Report, (1973) 1-23.
- [3] Calagari A.A., Hosseinzadeh G., "The mineralogy of copper-bearing skarn in the east of Sungun-Chay river", East-Azabaidjan, Iran, J. of Asian Earth Sciences, (in press).
- [4] Hezarkhani A., "Mass changes during hydrothermal alteration/mineralization in a porphyry copper deposit", eastern Sungun, northwestern Iran, J. of Asian Earth Sciences, (in press).
- [5] Mehrpartou M., "Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis, and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit", NW of Iran, PhD dissertation, University of Hamburg, Germany, (1993) 1-245.
- [6] Emami M.H., Babakhani A.R., "Studies of geology, petrology, and litho-geochemistry of Sungun Cu-Mo deposit", Iranian Ministry of Mines and Metals, (1991) 1- 61.
- [7] Calagari A.A., "Geology and fracture-related hypogene hydrothermal alteration and mineralization of porphyry copper deposit at Sungun", J. of Geological Society of India 64, No.5, ( 2004) 595-618.
- [8] Calagari A.A., Pattrick R. A. D., Polya D. A., "Veinlets and micro-veinlets studies in Sungun porphyry copper deposit", East Azabaidjan, Iran, Quaternary J. of Geosciences, Geological Survey of Iran 10, No. 39-40, (2001) 70-79.
- [9] Meinert L.D., "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, In Magmas", Fluids, and Ore Deposits.

Edited by J.F.H. Thompson. Mineralogical Association of Canada Short Course 23, (1995) 401-418.

- [10] Ray G.E., Webster I.C.L., Ettlinger A.D., "The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks", Economic Geology 90, (1995) 920-937.
- [11] Meinert L.D., "Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration", Exploration and Mining Geology 6, (1997) 185-208.
- [12] Einaudi M.T., "General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons", southwestern North America, Advances in Geology of Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America, (1982) 185-209.
- [13] Gresens R. L., "Composition-volume relationships of metasomatism", Chemical Geology 2, (1967) 47-55.
- [14] Grant J. A., "The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration", Economic Geology 81, (1986) 1976-1982.
- [15] Millot G., Bonifas M., "Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de laterisation et bauxitisation", Bulletin Service Carte Géologie Alsace Lorraine 8, (1955) 3-20.
- [16] Nesbitt H.W., "Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite", Nature 279, (1979) 206-210.
- [17] Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C., "Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering", Geochimica et Cosmochimica Acta 44, (1980) 1659-1666.
- [18] MacLean W. H., Kranidiotis P., "Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit", Matagami. Quebec. Economic Geology 82, (1987) 951-962.
- [19] MacLean W. H., "Mass change calculations in altered rock series", Mineralium Deposita 25, (1990) 44-49.
- [20] Brimhall G. H., Dietrich W. E., "Constitutive mass balance relations between chemical composition", volume, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems: results of weathering and pedogenesis, Geochimica et Cosmochimica Acta 51, (1987) 567-587.
- [21] Nesbitt H.W., Wilson R. E., "Recent chemical weathering of basalts", American J. of Science 292, (1992) 740-777.
- [22] Chadwick O.A., Brimhall G. H., Hendricks D.M., "From a black box to a grey box-a mass balance interpretation of pedogenesis", Geomorphology 3, (1990) 369-390.

- [23] Brimhall G. H., Lewis C. J., Ague J.J., Dietrich W.E., Hampel J., Teague T., Rix P., "Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature Aeolian dust", *Natuer* 333, (1988) 819-824.
- [24] Brimhall G. H., Lewis C.J., Ford C., Bratt J., Taylor G., Warin O., "Quantitative geochemical approach to petrogenesis : importance of parent material reduction", volumetric expansion, and eolian influx in laterization, *Geoderma* 51, (1991) 51-91.
- [25] Brimhall G. H., Chadwick O. A., Lewis. C. J., Compson W., Williams I. S., Danty K. J., Dietrich W. E., Power M. E., Hendricks D., Bratt J., "Deformational mass transfer and invasive processes in soil evolution", *Science* 255, (1992) 695-702.
- [26] Colin F., Brimhall G.H., Nahon D., Lewis C. J., Baronnet A., Danti K., "Equatorial rain forest lateritic mantles: a geomembrane filter", *Geology* 20, (1992) 523-526.
- [27] Bestland E.A., Retallack G.J., Rice A., Mindszenty A., "Late Eocene detrital laterites in central Oregon: mass balance geochemistry", depositional setting and landscape evolution, *Ecological Society of American Bulletin* 108, (1996) 285-302.
- [28] Nahon D., Merino E., "Pseudomorphic replacement in tropical weathering: evidence", geochemical consequences, and kinetic-rheological origin, *American J. of Science* 297, (1997) 393-417.
- [29] Nesbitt H.W., Markovics G., "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments", *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, (1997) 1653-1670.
- [30] Braun J.J., Pagel A., Herbillon A., Rosin C., "Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic laterite profile: a mass balance study", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, (1993) 4419-4434.
- [31] MacLean W.H., Barrett T.J., "Lithogeochemical techniques using immobile elements", *Geochemical Exploration* 48, (1993) 109-133.
- [32] Kurtz A.C., Louis Derry L.A., Chadwick O.A., Alfano M. J., "Refractory element mobility in volcanic soils", *Geology* 28, (2000) 683-686.
- [33] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation", presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical, (1993) 1-352.
- [34] Nesbitt H.W., Young G.M., "Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites", *Nature* 299, (1982) 715-717.
- [35] Fedo C.M., Nesbitt P., Young G.M., "Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols", with

implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology* 23, (1995) 363-381.