

## تأثیر هوازدهی بر کانی شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای ده نو (شمال شرق الیگودرز)

عاطفه سادات محمدی\*<sup>۱</sup>، محمود خلیلی<sup>۱</sup>، مهین منصوری اصفهانی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

(دریافت مقاله: ۸۸/۴/۳۱، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۱۵)

**چکیده:** گرانیتوئیدهای منطقه ده نو، واقع در حدود ۲۰ کیلومتری شمال شرقی الیگودرز یکی از چهار توده‌ی مجزای پلوتونیک‌های الیگودرز است که در پهنه‌ی سندج - سیرجان رخمون دارد. این سنگ‌ها که شامل گرانودیوریت و تونالیت است با آرن‌های گرانیتی پوشیده شده‌اند. بیشتر کانی‌های این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و مسکویت همراه با کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت، اپیدوت، زیرکن، روتیل و کانی‌های تیره تشکیل می‌دهند. با استفاده از معادله  $\%change = [(R_w - R_p)/R_p]100$ ، درصد تغییرات عناصر در نمونه‌های تازه و هوازده تعیین و سپس با یکدیگر مقایسه شدند. بر اساس این معادله در سنگ هوازده عناصری همچون Si, Al, Na, Sr, Fe<sup>3+</sup>, Nb, Y, U, K, P, Ba, Rb, Zr, Ta, Ca, Fe<sup>2+</sup> روند متغیری را نشان می‌دهند. عناصری همچون Hf و سپس Y و Ta در عمق نوسان چندانی از خود نشان نمی‌دهند. در الگوی بهنجار شده عناصر نادر به کندریت شبیهی نزولی وجود دارد و مقادیر LREE's نسبت به HREE's غنی شدگی نشان می‌دهد. غلظت کل این عناصر در فراورده‌های هوازده بیشتر از سنگ بستر است که دلیل آن را می‌توان به فرایند جذب سطحی با کانی‌های رسی نسبت داد. در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی Eu تهی شدگی و Ce آنومالی مثبت اندکی نشان می‌دهد. تهی شدگی در Eu می‌تواند در نتیجه‌ی دگرسانی فلدسپات‌ها ایجاد شود.

**واژه‌های کلیدی:** نیمرخ هوازدهی، ژئوشیمی، عناصر نادر خاکی، گرانیت ده نو، الیگودرز.

### مقدمه

کانی‌ها را تغییر می‌دهد، که سرعت و ماهیت این هوازدهی با عواملی چون نوع سنگ مادر، توپوگرافی منطقه، آب و هوا و فعالیت‌های زیستی کنترل می‌شود. چگونگی تحرک و توزیع عناصر نادر در جریان فرایند هوازدهی به خوبی شناخته نشده است، زیرا این عناصر تحت تأثیر فرایندهای انحلال کانی‌های اولیه و تشکیل فازهای ثانویه، واکنش‌های اکسایشی - احیا، انتقال مواد و تبادل یونی کانی‌های گوناگون قرار می‌گیرند [۲]. هدف از این پژوهش تأثیر هوازدهی بر کانی‌های متشکله گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی و نیز چگونگی رفتار عناصر،

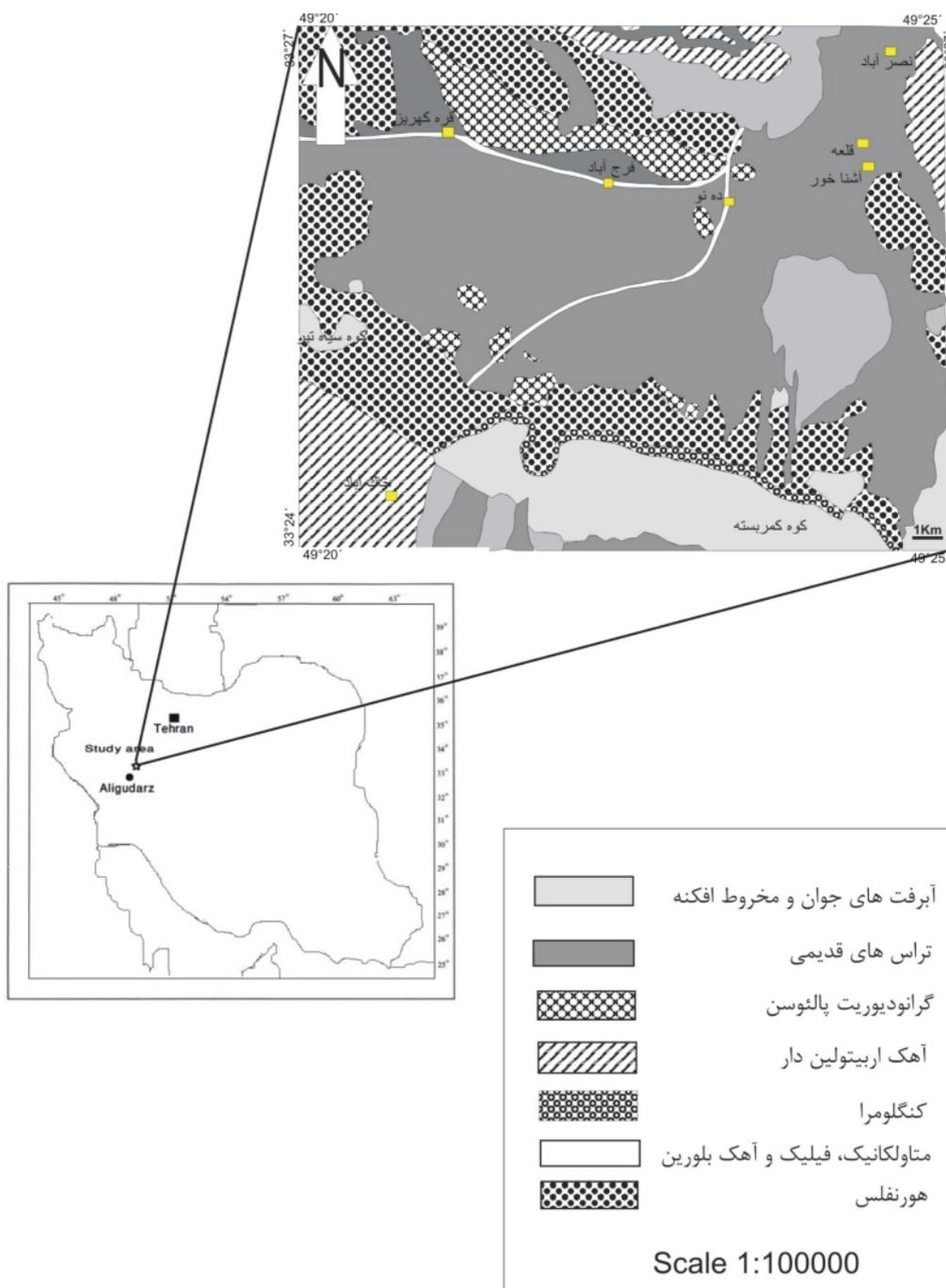
رخمون‌های گرانیتی معمولاً به لحاظ شکنندگی و خرد شدگی حاصل از فرایندهای زمین‌ساختی تحت تأثیر هوازدهی فیزیکی به گراول‌های گرانیتی و یا گرانیت‌های آرنی شده تبدیل می‌شوند. این فراورده‌های هوازده با آب‌های جاری تخریب و حمل شده و ضمن جورشدگی در مسیر این گونه آب‌ها، لایه‌های کوارتزی و کم و بیش فلدسپاتی و نیز لایه‌هایی از رس‌های آبرفتی تشکیل می‌دهند [۱]. افزون بر هوازدهی فیزیکی، فرایندهای شیمیایی نیز سرشت

ناحیه‌ی مورد بررسی از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران جزئی از پهنه‌ی سنندج- سیرجان و از نظر جغرافیایی بخشی از شهرستان خمین و دهستان آشناخور است (شکل ۱). این منطقه با دو گسل شامل راندگی زاگرس مرتفع و گسل معکوس زاگرس به سه زون متفاوت چینه‌شناسی قابل تقسیم است.

خاصه عناصر نادر در فراورده‌های هوازده این سنگ‌ها نسبت به نمونه‌های تازه است.

#### موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی

منطقه‌ی ده نو در گستره‌ی عرض‌های جغرافیایی  $24^{\circ} 33'$  تا  $27^{\circ} 33'$  و طول‌های  $20' 49^{\circ}$  تا  $25' 49^{\circ}$  در حدود ۲۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان الیگودرز واقع شده است.



شکل ۱ شمایی از نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی از سهیلی و همکاران (۱۳۷۱) [۵].

همچنین روی ۷ نمونه ی منطقه در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان آنالیز XRD صورت گرفت. برای تعیین میزان FeO و  $Fe_2O_3$  از نمودار [۵] استفاده شد. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

#### سنگ نگاری

از دیدگاه کلی بخش عمده‌ی سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی از نظر سنگ‌شناسی در گستره‌ی گرانودیوریت تا تونالیت قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها در ابعاد درشت دانه تا متوسط‌اند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار (بیشتر از نوع میکروکلین)، بیوتیت، مسکویت (شکل ۲- الف)، و نیز کانی‌های فرعی زیرکن (شکل ۲- ب)، روتیل و آپاتیت و کانی‌های ثانویه‌ی اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه دانه بوده و نیز بافت‌های پوئی کلیتیک و میرمیکیتی در آن‌ها مشاهده می‌شود. در این سنگ‌ها دگرسانی‌های کلریتی (شکل ۲- پ)، سریسیتی و سوسوریتی شدن (شکل ۲- ت، ث و ج) روی کانی‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز به چشم می‌خورد. در بخش‌هایی از سنگ‌های منطقه بلورهای آندالوزیت به چشم می‌خورد. همچنین رگه‌های کوارتز - تورمالین در حواشی منطقه قابل رویت‌اند.

کانی کلریت حاصل از دگرسانی بیوتیت است که گاهی با تشکیل اسفن همراه بوده و نیز مسکویت حاصل از تجزیه بیوتیت نیز در جوار بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازهایی که به حالت منطقه‌بندی دیده می‌شوند، در راستای مناطق کلسیک دستخوش تجزیه شده‌اند (شکل ۲- ث). فلدسپار قلیایی نیز به صورت تجزیه شده وجود دارد. همچنین کانی‌هایی از قبیل زوئیزیت - کلینوزوئیزیت و کلریت نیز حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیم‌دار طی پدیده‌ی سوسوریتی‌شدن مشخص‌اند. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی به روش XRD علاوه بر نوع کانی‌های اولیه کانی‌های دیگری چون کلینوکلر، کلسیت، هالوسیت و مونت موریلونیت را که حاصل فرایند دگرسانی هستند در تعدادی از نمونه‌ها مشخص کرده است. کانی زیرکن نیز با دو خاستگاه متفاوت به صورت اولیه و شکلدار و نیز به صورت گزنومورف و بی‌شکل دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها سریسیت‌های حاصل از تجزیه پلاژیوکلاز درشت‌تر شده و مسکویت‌های ثانویه را تشکیل داده‌اند.

پهنه‌ی سندانج - سیرجان کناره‌ی جنوب باختری ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد و از شمال خاوری به جنوب باختری به سه زون تقسیم می‌شود:

- زون فرعی مزوزوئیک داخلی، - زون فرعی بلندی‌های دیرین میانی، - زون فرعی حاشیه‌ای مزوزوئیک.

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی زون فرعی مزوزوئیک داخلی واقع است [۳]. در گستره‌ی نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز [۳]، زون فرعی مزوزوئیک داخلی در سنگ‌های آذرین درونی رخنمون یافته، که این سنگ‌ها امروزه به صورت چهار توده‌ی مجزا هستند، بزرگترین این توده‌ها گرچه امروزه در شمال الیگودرز در نظر گرفته می‌شود، ولی احتمال می‌رود توده‌ای که در شمال شرقی به‌عنوان ده نو شناخته شده است در اصل بزرگترین توده بوده و سطح گسترده‌ای از برونزد آن با آرن‌های گرانیته حاصل از دگرسانی خود توده پوشیده شده است. سنگ‌های گرانیته‌ی این منطقه را بیشتر تونالیت و گرانودیوریت دو میکایی تشکیل می‌دهد و به اعتقاد رجائیه (۱۳۸۴) ماگمای مولد این سنگ‌ها از نوع دوره‌ای (HS) است [۴].

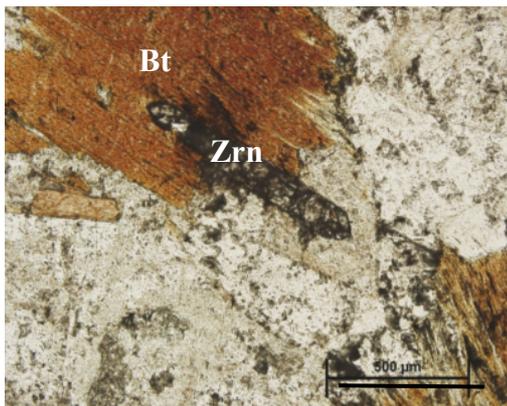
توده‌های نفوذی مورد بحث در شیل‌ها و ماسه سنگ‌های تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین نفوذ کرده و پیرامون هر یک متناسب با حجم آن توده‌ی نفوذی هاله‌ی دگرگونی ایجاد شده است. رسوبات کرتاسه زیرین با پی‌سنگ کنگلومرایی، این رسوبات را به صورت ناهمساز می‌پوشاند. این توده‌ها پس از کرتاسه جایگزین شده است و علت عدم قطع شدگی رسوبات کرتاسه با این توده‌های گرانیته‌ی و یا ضمام آن‌ها فقط ضخامت زیاد رسوبات ژوراسیک بوده که توانسته میدان عمل توده‌های یاد شده را کنترل کند.

#### روش انجام کار

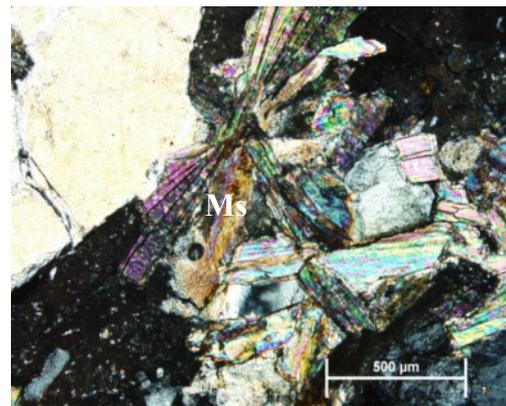
به‌منظور بررسی تأثیر هوازدگی بر روی ژئوشیمی و کانی‌شناسی گرانیته‌ی ده نو در دو نیمرخ نمونه برداری صورت گرفت. این دو نیمرخ از بین چاه‌های حفر شده در منطقه که در گذشته از آن‌ها برای تأمین آب شرب استفاده می‌شده، انتخاب شدند. نمونه‌ها از اعماق ۰/۱، ۰/۵، ۱/۵، ۲/۵ متر برداشت شد. حداکثر عمق چاه‌ها تا سنگ بستر ۲/۵ متر بود. ۸ نمونه از نمونه‌های انتخاب شده در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا و آزمایشگاه کانپژوه تهران مورد آنالیز ICP-MS قرار گرفتند.

جدول ۱ نتایج آنالیز ICP-MS در نمونه‌های تازه و هوازده وابسته به منطقه ده نو.

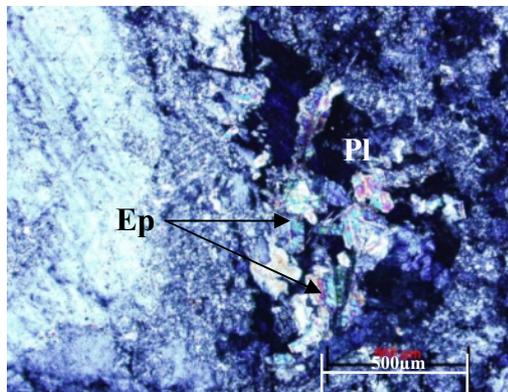
شماره نمونه ها	پروفیل Ha				پروفیل Hb			
	نمونه های هوازده			نمونه تازه	نمونه های هوازده			نمونه تازه
	Ha <sub>1</sub>	Ha <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>	Hb <sub>1</sub>	Hb <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>
عمق نمونه برداری (m)	۰.۵	۱.۵	۰.۱	۲.۵	۰.۵	۱.۵	۰.۱	۲.۵
SiO <sub>2</sub> (%wt)	۴۸.۳	۵۹.۴	۶۳.۹	۶۹.۲	۳۵.۴	۳۵.۷	۶۶.۷	۶۹.۰
TiO <sub>2</sub>	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۵۸	۰.۲۲	۰.۵۲	۰.۲۳	۰.۴۴	۰.۲۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱.۰۵	۱۱.۹۵	۱۵.۴۷	۱۳.۵۵	۱۱.۰۰	۱۰.۸۵	۱۳.۶۲	۱۳.۵۵
FeO	۱.۹	۱.۸۶	۳.۱۶	۱.۱۸	۳.۰۱	۲.۸۵	۲.۳۳	۱.۳۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱.۱۷	۱.۴۶	۲.۱۰	۱.۱۰	۱.۶۳	۱.۵۵	۱.۱۵	۱.۲۸
MnO	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۵
MgO	۱.۷۷	۱.۶۷	۲.۰۲	۰.۶۰	۲.۷۸	۲.۷۳	۱.۶۱	۰.۶۳
CaO	۱۵.۰۵	۸.۰۰	۱.۸۷	۲.۳۶	۱۹.۷۰	۱۹.۹۵	۲.۸۶	۲.۱۷
Na <sub>2</sub> O	۱.۶۴	۱.۸۵	۱.۸۶	۲.۵۵	۰.۵۷	۰.۵۹	۱.۹۷	۲.۵۳
K <sub>2</sub> O	۲.۲۷	۲.۶۳	۳.۰۷	۳.۶۹	۱.۶۴	۱.۶۶	۲.۹۷	۴.۲۹
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۲۳	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۲۸
Ba(ppm)	۲۲۳	۲۶۲	۳۳۲	۱۶۱.۵	۲۸۶	۲۷۶	۲۷۲	۱۶۸.۵
Th	۸.۷۶	۱۰.۰۵	۱۴.۴۱	۷.۱۰	۹.۰۱	۹.۰۷	۸.۵۹	۷.۶۶
Nb	۹.۸	۱۱.۲	۱۳.۴۴	۱۰.۳	۱۱.۰	۱۱.۳	۸.۰۲	۱۲.۰
Y	۱۵.۵	۱۷.۱	۳۱.۵۸	۱۱.۸	۱۸.۰	۱۷.۷	۱۹.۲۱	۱۲.۰
Hf	۳.۲	۳.۷	۴.۸۸	۲.۷	۳.۱	۳.۱	۲.۹۹	۲.۷
Ta	۱.۰	۱.۱	۱.۱۷	۱.۴	۰.۸	۰.۹	۰.۷۴	۱.۷
U	۱.۹۵	۱.۹۳	۱.۸۱	۱.۷۳	۲.۰۶	۲.۰۴	۱.۲۷	۱.۶۴
Pb	۱۵۸	۶۰.۸	۲۷.۳۲	۱۵۶	۲۱۰	۱۲۵	۲۱.۱۲	۶۱۷
Rb	۱۲۶.۵	۱۵۲	۱۵۰	۲۲۹	۸۱.۱	۸.۳۹	۱۳۵.۲	۲۵۵
Cs	۱۲.۹۵	۱۴.۰۵	۲۱.۸۹	۱۶.۹۰	۸.۳۷	۸.۵۵	۱۰.۰۰	۱۷.۶۵
Sr	۳۳۹	۲۱۱	۱۲۰	۹۲.۴	۳۸۲	۳۴۶	۱۲۰	۸۹.۶
Zr	۱۰.۸	۱۲.۸	۱۶.۵	۸.۲	۱۰.۶	۱۰.۹	۱۰.۰	۸.۳
La	۲۲.۵	۲۹.۹	۳۵.۹۹	۱۵.۹	۲۳.۸	۲۳.۴	۲۳.۸	۱۷.۱
Ce	۴۵.۵	۵۲.۳	۷۴.۰۸	۳۳.۵	۴۹.۶	۴۸.۶	۴۸.۱۴	۳۶.۱
Pr	۵.۰۸	۵.۹۲	۸.۳۴	۳.۷۳	۵.۳۷	۵.۳۷	۵.۴۶	۴.۰۲
Nd	۱۷.۹	۲۱.۱	۳۰.۹۶	۱۳.۰	۱۹.۵	۱۹.۲	۲۰.۱۴	۱۴.۳
Sm	۳.۵۳	۴.۲۸	۶.۵۱	۳.۰۵	۳.۸۹	۳.۸۱	۴.۲۲	۳.۲۷
Eu	۰.۷۳	۰.۷۶	۱.۱۲	۰.۵۶	۰.۸۵	۰.۸۶	۰.۸۷	۰.۵۷
Gd	۳.۷۴	۴.۳۰	۵.۸۵	۳.۲۱	۳.۹۹	۳.۹۵	۳.۷۹	۳.۵۸
Tb	۰.۵۴	۰.۶۳	۱.۰۰	۰.۵۰	۰.۶	۰.۵۸	۰.۶۲	۰.۵۵
Dy	۲.۹۹	۳.۲۷	۶.۰۰	۲.۵۶	۳.۴۵	۳.۵۰	۳.۷۰	۲.۷۶
Ho	۰.۵۵	۰.۶	۱.۲۰	۰.۴	۰.۶۸	۰.۶۹	۰.۷۴	۰.۴۱
Er	۱.۶۱	۱.۷۵	۳.۳۴	۱.۰۴	۱.۹۴	۱.۹۹	۱.۹۸	۱.۰۴
Tm	۰.۲۳	۰.۲۶	۰.۴۹	۰.۱۴	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۲۹	۰.۱۴
Yb	۱.۴۷	۱.۶۳	۳.۰۳	۰.۹۶	۱.۹۰	۱.۸۶	۱.۸۱	۰.۸۸
Lu	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۴۷	۰.۱۳	۰.۲۸	۰.۲۹	۰.۲۸	۰.۱۳



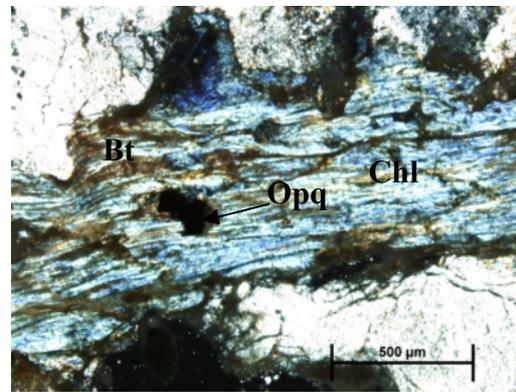
ب) کانی شکلدار زیرکن درون یک بیوتیت در نور PPL



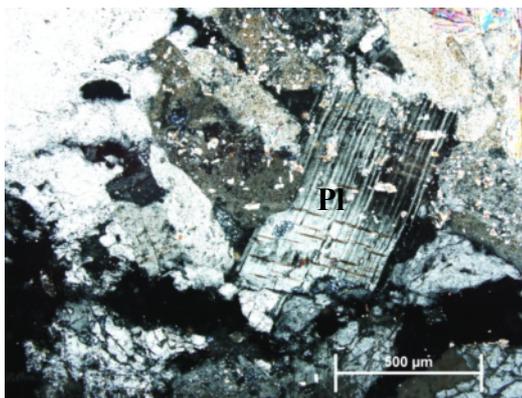
الف) مسکویت‌های اولیه شعاعی شکل در گرانیت ده نو الیگودرز در نور XPL



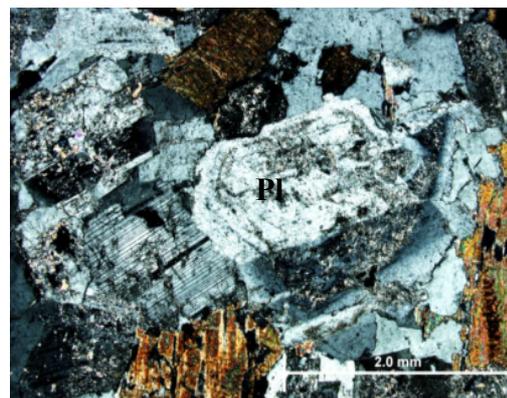
ت) پلاژیوکلاز در حال سوسوریتی شدن در نور XPL



پ) بیوتیت در حال تبدیل به کلریت در نور XPL



ج) سریسیتی شدن پلاژیوکلاز اسیدی در نور XPL



ث) پلاژیوکلازی که در راستای منطقه‌بندی تجزیه شده است در نور XPL

شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی تعدادی از کانی‌های موجود در نمونه‌های گرانیتوئیدی نسبتاً سالم منطقه‌ی مورد بررسی.

دست داده و حالت شیری یافته‌اند و به نظر می‌رسد که به ورقه‌های سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. پدیده‌ی کائولینیتی یا سریسیتی شدن فلدسپات‌ها بستگی به ترکیب محلول‌هایی دارد که موجب هوازدگی می‌شوند. برای

بین کانی‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی ده نو می‌توان به کانی‌های مقاوم کوارتز، زیرکن، اسفن و آپاتیت اشاره کرد. فلدسپات‌ها که بخش عمده‌ی کانی‌های سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند در نتیجه‌ی هوازدگی حالت شفافیت بلورین خود را از

صورت اکسید یا هیدروکسید در ساختار کانی‌های رسی نفوذ کند. چنانکه در نیمرخ هوازگی مورد بررسی دیده می‌شود، این دو اکسید بجز در بخش‌های سطحی نیمرخ که تحرک فازهای غنی از آلومینیوم می‌تواند به صورت انتخابی صورت گیرد در بخش‌های دیگر نسبتاً ثابتند [۸]. با افزایش نرخ هوازگی تحرک  $Al_2O_3$  افزایش می‌یابد و از عمق به سمت بخش‌های سطحی، مقدار آن کاهش می‌یابد، و در نتیجه نسبت به سنگ بستر روندی کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۳-الف).  $SiO_2$  در هر دو نیمرخ روند یکسانی را نشان می‌دهد به این صورت که در هر دو نمونه نخست مقادیر آن کاهش یافته و سپس در عمق افزایش می‌یابد، ولی به‌طور کلی مقدار آن در مقایسه با سنگ مادر کاهش نشان می‌دهد، بنابراین شرایط برای تحرک این اکسید فراهم بوده است (شکل ۳-ب).

#### بررسی تغییرات $K_2O$ , $Na_2O$

پتاسیم به دلیل شعاع یونی بزرگتر نسبت به سدیم به‌میزان کمتری در نتیجه هوازگی آزاد شده و انتقال می‌یابد. بنابر تئوری ظرفیت انتقال کاتیون [۹] کاتیون‌های بزرگتر به صورت انتخابی روی کانی‌های رسی باقی می‌ماند. نسبت  $Na_2O/TiO_2$  به سمت بالای نیمرخ کاهش می‌یابد که این حالت دلیلی بر تحرک سدیم طی هوازگی است. کاهش در محتوای سدیم و پتاسیم بازتابی از دگرسانی فلدسپات‌هاست. تهی‌شدگی در میزان سدیم و پتاسیم تقریباً مشابه است یعنی سرعت هوازگی فلدسپات سدیم و پتاسیم یکسان بوده است (شکل ۳-پ).

نسبت  $K_2O/TiO_2$  نیز در ساپرولیت<sup>۱</sup> در مقایسه با گرانیت هوازده کاهش یافته است که این می‌تواند بیانگر رفتار مشابه  $Na_2O$  و  $K_2O$  در طول هوازگی باشد، و از آنجا که پتاسیم و سدیم به‌طور گسترده‌ای در ساختار فلدسپات‌ها وجود دارند، از این نتایج می‌توان به تخریب پلاژیوکلاز سدیک و فلدسپات پتاسیم در اثر هوازگی پی برد (شکل ۳-ت).

#### بررسی تغییرات $P_2O_5$ , $CaO$

اکسید کلسیم در نمونه‌های گرانیتی هوازده و در ساپرولیت بیشتر در ساختار فسفات‌هایی چون آپاتیت حضور دارد و به صورت جزئی نیز می‌تواند در ساختار پلاژیوکلاز وجود داشته باشد [۸].

مثال آب‌های اسیدی بیشتر سبب کائولینیتی شدن و آب‌های قلیایی غالباً تمایل به تغییر شکل فلدسپات‌ها به سرسیت دارند [۱]. کانی‌های حاصل از تجزیه، بیشتر شامل کانی‌های رسی کائولینیت، مونت موریلونیت، ایلیت، کلریت، هماتیت و ... هستند، که طی یک رشته مبادله‌های شیمیایی از فلدسپات‌ها شکل می‌گیرند که سرعت جریان آب نقش بسیار مهمی دارد. به عنوان مثال چنانچه جریان از سرعت متوسطی برخوردار باشد، آلبیت طی واکنش زیر به کائولینیت تبدیل می‌شود:



گاهی در سرسیت‌های یاد شده بجای کائولینیت، گیسیت تشکیل می‌شود، ولی زمانی که سرعت جریان بسیار آهسته باشد، انتقال مواد از محل هوازده نیز آهسته صورت گرفته و منیزیم برای تشکیل مونت موریلونیت در دسترس قرار می‌گیرد [۱].

بر اساس مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولیه و هوازده می‌توان رفتار عناصر را مورد بررسی قرار داد، در این راستا باید غنی‌شدگی و فقیرشدگی عناصر در سنگ‌های هوازده و یا دگرسان نسبت به سنگ اولیه سنجیده شود.

#### محاسبات تعادل جرمی

یکی از راه‌های بررسی و تعیین تغییرات شیمیایی حین هوازگی، محاسبه‌ی غلظت عناصر در کانی‌های هوازده نسبت به کانی اولیه است. در این فرایند میزان اجزای مختلف نسبت به یک عنصر پایدار که طی هوازگی غلظت آن تغییری نداشته باشد سنجیده می‌شود. این درصد تغییرات به صورت زیر تعریف شده است [۶]:

$$\%change = [(R_w - R_p) / R_p] \cdot 100$$

که در آن  $R_w$  این نسبت را در نمونه‌ی هوازده و  $R_p$  همان نسبت را در نمونه‌ی سالم نشان می‌دهد، و غلظت عنصر نامتحرک و پایدار در مخرج کسر قرار می‌گیرد. به‌طور معمول عناصری چون Zr, Hf, Ti, Nb به‌عنوان عناصر خنثی در نظر گرفته می‌شوند. از آنجا که در این کار پژوهشی غلظت Ti تغییر زیادی نشان نداده است، لذا بدین منظور از این عنصر استفاده می‌شود.

#### بررسی تغییرات $TiO_2$ , $Al_2O_3$ , $SiO_2$

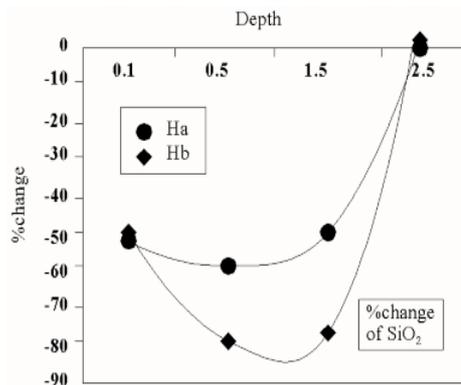
اکسیدهای Al و Ti در pH بین ۲ و ۴ فاز نامحلول محسوب می‌شوند [۷]. در گستره‌ی pH ۴ تا ۹،  $Ti^{4+}$  و  $Al^{3+}$  می‌توانند به

۱- سنگ بستر هوازده‌ای که هنوز آثاری از ساخت‌های سنگ اولیه را نشان می‌دهد.

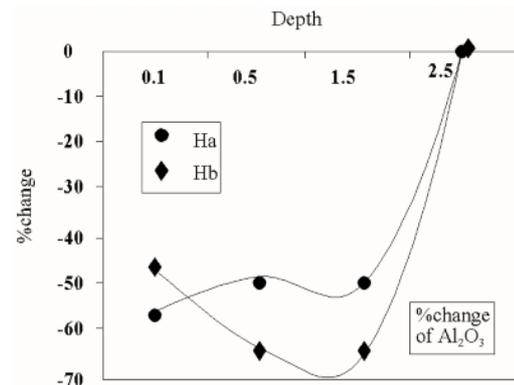
کلسیم آزاد شده و با محلول‌ها انتقال می‌یابد، البته پس از آنالیز XRD مشخص شد که یکی از کانی‌های مهم حاصل از دگرسانی کلسیت است. (شکل ۳-ث).

محتوای  $P_2O_5$  در ساپرولیت نسبت به گرانیت هوازده کاهش یافته است که می‌تواند نشانه‌ی انتقال آن از محیط باشد. بررسی آپاتیت‌های اولیه در یک نیمرخ هوازده نشان داد که حدود ۸۵٪ از فسفر در گرانیت هوازده حضور دارد و در نتیجه هوازدهی انتقال می‌یابد (شکل ۳-ج) [۱۰].

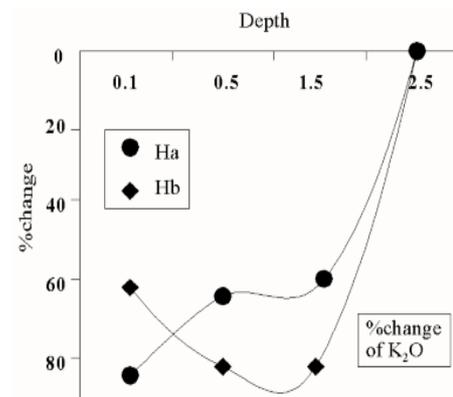
بررسی دو نیمرخ هوازده نشان می‌دهد که  $CaO/TiO_2$  در بخش‌های فوقانی و نزدیک به سطح نسبت به نمونه‌ی هوازده کاهش یافته ولی به سمت عمق افزایش چشمگیری از خود نشان می‌دهد. این افزایش احتمالاً می‌تواند به علت انتقال عناصری چون سدیم و پتاسیم از زون ساپرولیتی باشد، که باعث نفوذ کلسیم به این قسمت بخش از نیمرخ شده است. این عنصر معمولاً باید به سمت بالای نیمرخ کاهش یابد، به عبارت بهتر با افزایش درجه‌ی هوازدهی و تخریب پلاژیوکلاز کلسیک،



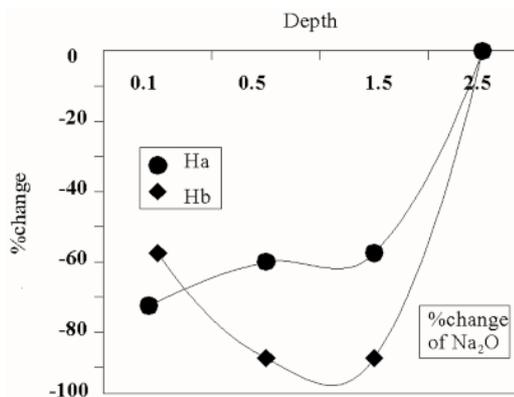
ب



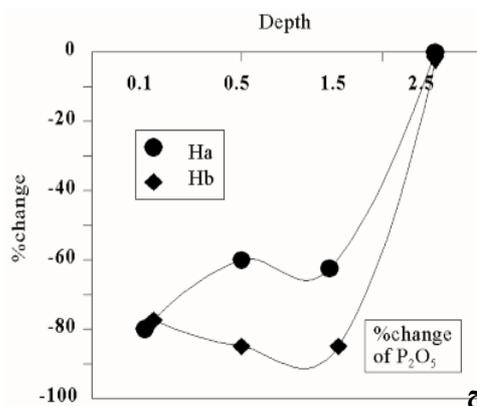
الف



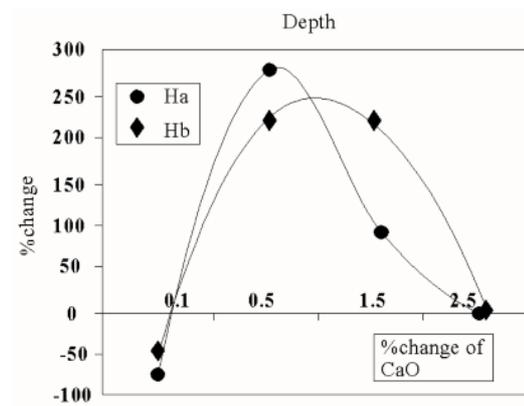
ت



پ



ج



ث

شکل ۳ در صد تغییرات مقادیر  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  در نیمرخ‌های هوازده Ha و Hb در اعماق مختلف در واحد متر.

**بررسی تغییرات MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>**

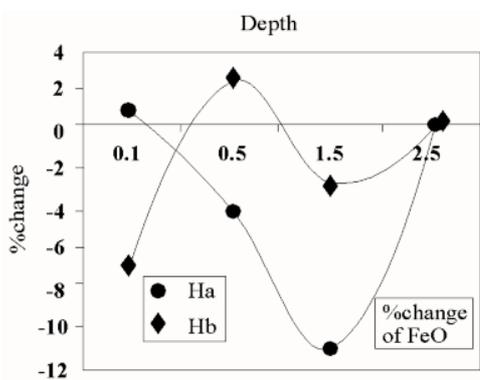
فراوانی آهن به صورت  $Fe_2O_3^*$  در نمونه‌های هوازده وابسته به هر دو نیمرخ به مقدار موجود در سنگ بستر بسیار نزدیک است (شکل ۴ الف). این شباهت می‌تواند دلیلی بر تحرک ناچیز این یون طی فرایند هوازده‌گی باشد، که البته  $FeO$  در مقایسه با  $Fe_2O_3$  کاهش بسیار کمتری را نسبت به سنگ مادر از خود نشان می‌دهد (شکل ۴ ب). میزان  $Fe_2O_3$  به‌طور کلی در نمونه‌ها نسبت به سنگ مادر کاهش یافته است ولی در کل لازم به یادآوری است که  $Fe^{2+}$  در مقایسه با  $Fe^{3+}$  تغییر و تحرک کمتری را نشان می‌دهد (شکل ۴-پ).

نسبت  $MgO/TiO_2$  در بخش‌های میانی مقطع حدود ۶۰-۵۰٪ افزایش ولی به سوی عمق کاهش می‌یابد (شکل ۴-ت). افزایش منیزیم در ساپرولیت در مقایسه با سنگ هوازده بیانگر نقش بیوتیت است [۲].

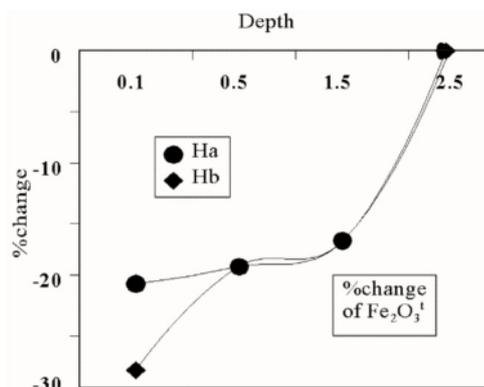
**رویدیم، باریم و استرانسیم**

به علت پتانسیل یونی نسبتاً یکسان  $Ca^{2+}$  و  $Sr^{2+}$  رفتار این دو

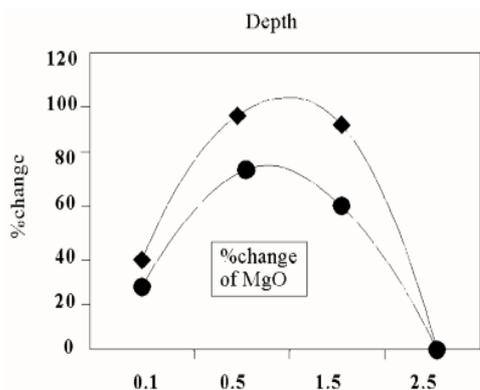
یون نیز همسان است [۸]، بنابراین در نمونه‌های مورد بررسی  $Sr$  همراه با  $Ca$  افزایش می‌یابد (شکل ۵-الف). عنصر  $Sr$  در نزدیکی سطح زمین همانند یون  $Ca$  کمی کاهش نشان می‌دهد. گرانیوئیدهایی که از کلسیم بالایی برخوردارند، بیشتر از نوع گراندیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌هایی هستند که معمولاً دارای باریم زیادی نیز هستند.  $Ba$  در طول هوازده‌گی افزایش و کاهش نشان می‌دهد که این حالت‌ها بستگی به آب و هوا، نوع کانی‌های رسی، مواد آلی و میزان سولفور و سولفات دارد. هوازده‌گی در شرایط خشک بیابانی اغلب باعث غنی‌شدگی فراورده‌های هوازده از  $Ba$  می‌شود [۱۱]. غلظت هر دو عنصر  $Ba$  و  $Rb$  در نهشته‌های هوازده نسبت به سنگ مادر کاهش نشان می‌دهند (شکل ۵-ب و پ)، زیرا این دو یون به  $K_2O$  شباهت داشته و می‌توان گفت از رفتار آن پیروی می‌کنند، همچنین در گروه عناصر لیتوفیل با شدت میدان پایین که طی دگرسانی متحرک‌اند، قرار می‌گیرند. ولی باریم به‌طور کلی تغییر زیادی از خود نشان نمی‌دهد و در گستره‌ی نزدیک به سنگ بستر قرار می‌گیرد.



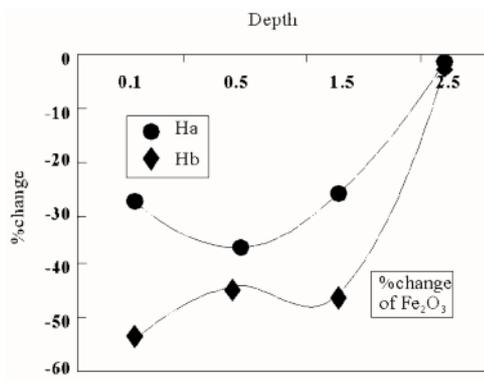
ب



الف

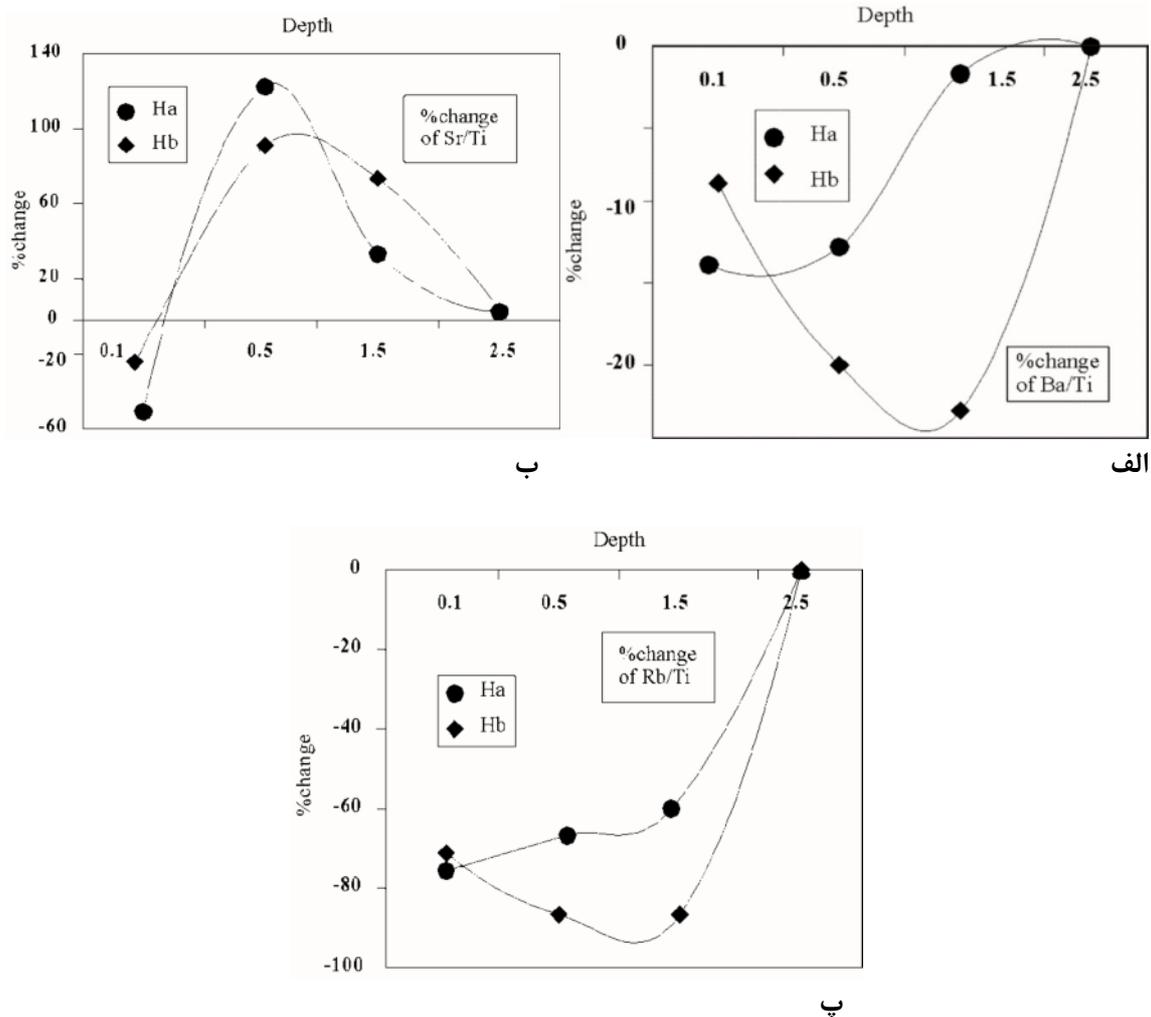


ت



پ

شکل ۴ در صد تغییرات مقادیر  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Fe_2O_3^t$  نسبت به  $TiO_2$  در نیمرخ‌های هوازده  $Hb$  و  $Ha$  در اعماق مختلف در واحد متر.

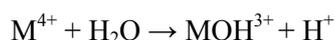


شکل ۵ درصد تغییرات عناصر Sr, Ba, Rb نسبت به Ti در نمونه های هوازدهی Ha و Hb در اعماق مختلف در واحد متر.

Nb/Ti و Ta/Ti در نمونه‌های مورد بررسی نشان داد که این عناصر در طول نیمرخ نسبت به سنگ بستر کاهش یافته‌اند و در اعماق تغییر چندانی از خود بروز نداده‌اند (شکل ۶- الف و ب).

#### زیرکونیوم و هافنیوم

هیدرولیز کاتیون‌های  $Hf^{4+}$  و  $Zr^{4+}$  که بیشتر در کانی زیرکن متمرکز می‌شود، در محلول‌های شدیداً اسیدی بنابر معادله‌ی زیر رخ می‌دهد [۸]:



بررسی‌هایی که روی نیمرخ‌های جدید هوازده صورت گرفته نشان می‌دهد که زیرکونیوم و هافنیوم اساساً یون‌های غیر متحرکی هستند [۸]. در نیمرخ‌های هوازده مورد بررسی این دو عنصر در مقایسه با سنگ بستر کاهش داشته‌اند. Hf حدود ۱۰۰٪ کاهش نشان می‌دهد اما به‌طور کلی روند تغییر این

#### بررسی تغییرات در عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)<sup>۲</sup>

این عناصر به علت مقاومت در برابر هوازدگی مورد توجه‌اند [۱۲]. تحرک این یون‌ها احتمالاً به واسطه‌ی وجود محلول‌های شدیداً اسیدی و یا هیدرولیز آن‌ها ( $MOH^{3+}$ ) صورت می‌گیرد.

#### تانتالیوم و نئوبیوم

$Nb^{5+}$  و  $Ta^{5+}$  به دلیل شعاع یونی نسبتاً یکسان با  $Ti^{4+}$  در بسیاری از کانی‌های این عنصر جایگزین می‌شود [۱۳]. بدین سبب کانی‌های تیتان‌دار مرحله‌ی تأخیری ماگمایی مانند روتیل و اسفن در گرانیت‌ها حاوی مقدار زیادی Nb و Ta هستند [۸].

بر اساس تعادل جرمی، تخلخل و چگالی نیمرخ‌های هوازده تصور می‌شود که Nb غیر متحرک است [۱۴]، ولی نسبت‌های

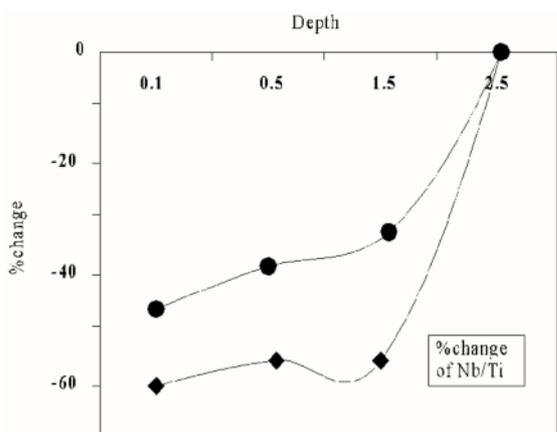
1- High field strength elements

رس نیمرخ هوازده تجمع می‌یابد. در طول هوازدگی گرانودیوریت تورونگو  $Y/Ti$  ۲۵٪ در مراحل اولیه از نمونه‌ها شسته شده است، و دوباره در زون‌های رسی همراه با آلومینیوم تمرکز یافته است، ولی ارتباط نزدیک این عنصر با Al نشان می‌دهد که بسیاری از ایتیریم‌ها در محلول‌های هوازده آزاد شده و دوباره روی کانی‌های رسی جذب می‌شوند [۶] (شکل ۶-ت).

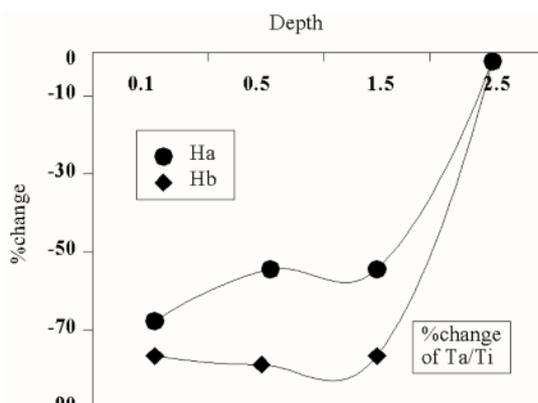
عنصر در دو نیمرخ بر هم منطبق بوده است. Zr نیز حدود ۲۰٪ کاهش داشت ولی نسبت به Hf نوسان‌های بیشتری را نشان می‌دهد (شکل ۶-پ و ت).

**ایتیریم**

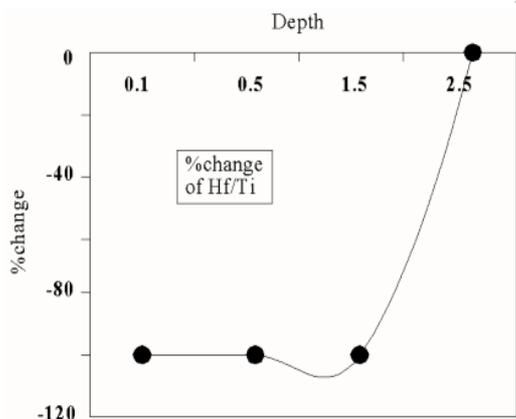
غلظت  $Y/Ti$  در فراورده‌های هوازده نسبت به سنگ هوازده کاهش یافته است. به نظر می‌رسد که Y در بخش‌های غنی از



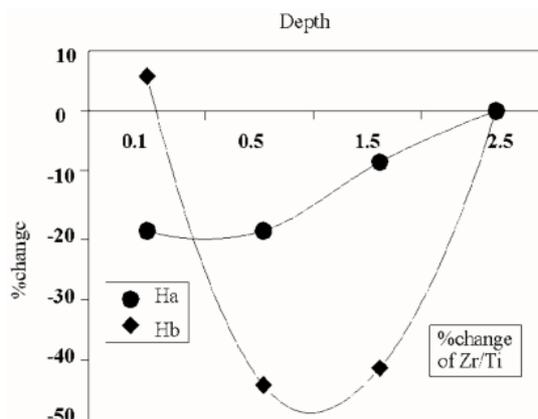
ب



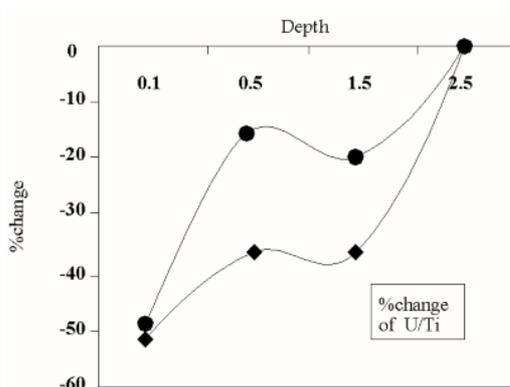
الف



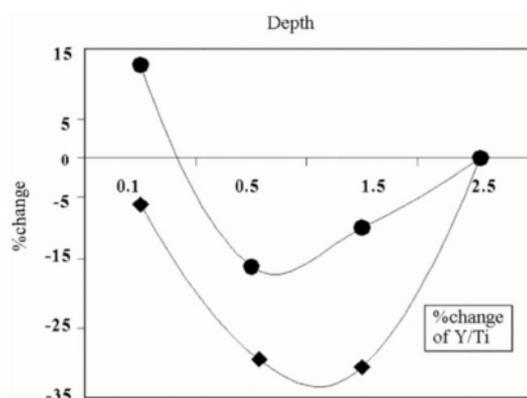
ت



پ



ج



ث

شکل ۶ درصد تغییرات مقادیر عناصر Nb, Ta, Zr, Hf, Y, U نسبت به Ti در نمونه‌های هوازده Ha و Hb در اعماق مختلف در واحد متر.

### توریوم و اورانیوم

میزان اورانیوم در مقایسه با توریوم نسبت به نمونه‌ی هوازده کاهش می‌یابد. هوازگی کانی‌های اورانیوم‌دار در شرایط اکسایشی باعث انحلال و انتقال اورانیوم از سیستم و تبدیل  $U^{4+}$  به حالت بسیار محلول  $U^{6+}$  می‌شود [۸]. در مقطع مورد بررسی اورانیوم از این فرضیه پیروی کرده و در فراورده‌های هوازده نسبت به سنگ مادر مقدار منفی نشان می‌دهد که دلیل بر انتقال اورانیوم به صورت  $U^{6+}$  (بدلیل حلالیت بالا) از سیستم است (شکل ۶-ج).

### عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی سه ظرفیتی به دلیل شعاع یونی نسبتاً بزرگ تمایل دارند که به صورت انتخابی با لیگاندهای الکترونگاتیو مانند اکسیژن و فلورین همبافت‌هایی را تشکیل بدهند. بررسی‌های سیستماتیکی که روی عناصر نادر خاکی صورت گرفته [۱۳، ۱۵-۱۷] ثابت کرده است که این عناصر در جریان هوازگی تحرک و جدایی می‌یابند. همچنین مدلی برای توزیع REE's در گرانودیوریت هوازده تورونگو ارائه شده که بر اساس آن این عناصر در نتیجه واکنش با آب‌های اسیدی از کانی‌های اولیه آزاد می‌شوند [۱۷].

جدایش  $LREE^3$  از  $HREE^4$  به کانی‌شناسی سنگ بستر بستگی دارد. بین عناصر این گروه Eu و Ce رفتار متفاوتی از خود نشان می‌دهند، و سریم و یورویم علاوه بر ظرفیت ۳ متناسب با شرایط احیا و اکسایش به ترتیب دارای ظرفیت ۴ و ۲ نیز هستند. پس از محاسبه‌ی ناپهنجاری یورویم با استفاده از رابطه‌ی  $Eu/Eu^* = Eu/\sqrt{(Sm)_N(Gd)_N}$  این نتیجه حاصل شد که این عنصر در تمام نمونه‌ها، ناپهنجاری منفی با مقادیری بین ۰/۶۷ تا ۰/۵۱ نشان می‌دهد و تغییر زیادی نسبت به سنگ مادر ندارد.

سریم نیز با استفاده از رابطه  $Ce/Ce^* = (Ce)_N / (La)_N^{0.666} \cdot (Nd)_N^{0.333}$  ناپهنجاری مثبت بسیار کمی نشان داد که با توجه به فرایند هوازگی امری عادی است و دلالت بر شرایط اکسایش دارد [۶]. ناپهنجاری مثبت Ce از بسیاری از

محیط‌های هوازده گزارش شده است. در یکی از بررسی‌های انجام شده روی دلریت‌های جنوب شرق آفریقای جنوبی نشان داد که بر اساس آن ناپهنجاری مثبت سریم در بخش‌های شدیداً اکسید شده و هوازده وجود دارد، دلریت‌های با درجه‌ی کمتر هوازگی، از Ce و REE's دیگر تهی شده‌اند [۱۷].

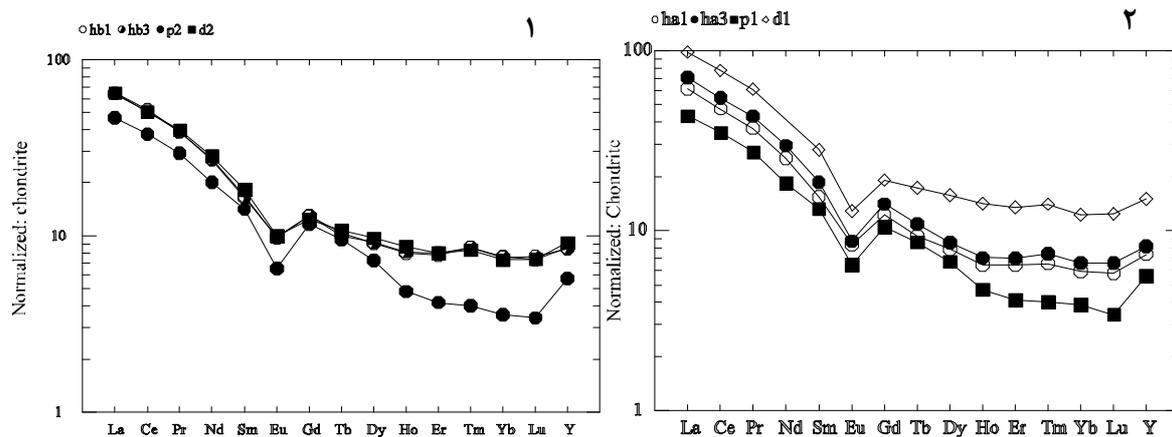
الگوی بهنجار شده عناصر نادر نسبت به کندریت، شیب نزولی از خود نشان می‌دهد (شکل ۷ الف). به عبارت بهتر LREE نسبت به HREE غلظت بالاتری داشته و غلظت کل این عناصر در فراورده‌های هوازده نیز نسبت به سنگ بستر بیشتر است که این امر می‌تواند نتیجه‌ی جذب سطحی این عناصر در کانی‌های رسی و در نتیجه افزایش غلظت آن‌ها باشد. مسئله‌ی دیگری که بر اساس رابطه‌ی بالا می‌توان آن را به اثبات رسانید، تهی شدگی آشکار در Eu است. این تهی شدگی می‌تواند طی پدیده‌ی سریسیتی شدن پلاژیوکلاز و فلدسپات قیایی ایجاد شود.  $Eu^{2+}$  طی هوازگی آزاد شده و وارد گرماییده شده و غلظت آن کاهش می‌یابد. ناپهنجاری منفی این عنصر نیز می‌تواند گواهی بر شرایط احیایی باشد، زیرا در شرایط اکسایشی این عنصر می‌تواند به حالت  $+3$  خود اکسید شود [۱۸].

نسبت  $(La/Sm)_N$  در نمونه‌های هوازده نسبت به سنگ هوازده افزایش نشان می‌دهد، ولی در فراورده‌های هوازده تغییر زیادی نداشته است. به عبارت دیگر غلظت LREEs بیشتر از MREE's<sup>۵</sup> است و این نسبت در سنگ بستر کمتر از فراورده‌های هوازده است، ولی نسبت  $(Gd/Yb)_N$  حالت عکس را نشان می‌دهد یعنی این نسبت در سنگ بستر در قیاس با مواد هوازده بیشتر است، بدین معنی که در سنگ بستر غلظت MREE's بیشتر از HREE's است. البته این نتایج در الگوی بهنجار شده عناصر نادر نسبت به کندریت قابل رؤیت است (شکل ۷ ب). نسبت  $(La/Yb)_N$  نیز در سنگ مادر بیشتر از فراورده‌هاست، که نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی LREE's نسبت به HREE's در نمونه‌ی هوازده است. به طور کلی الگوی استاندارد این عناصر در نمونه‌های سالم و هوازده از یکدیگر پیروی می‌کنند.

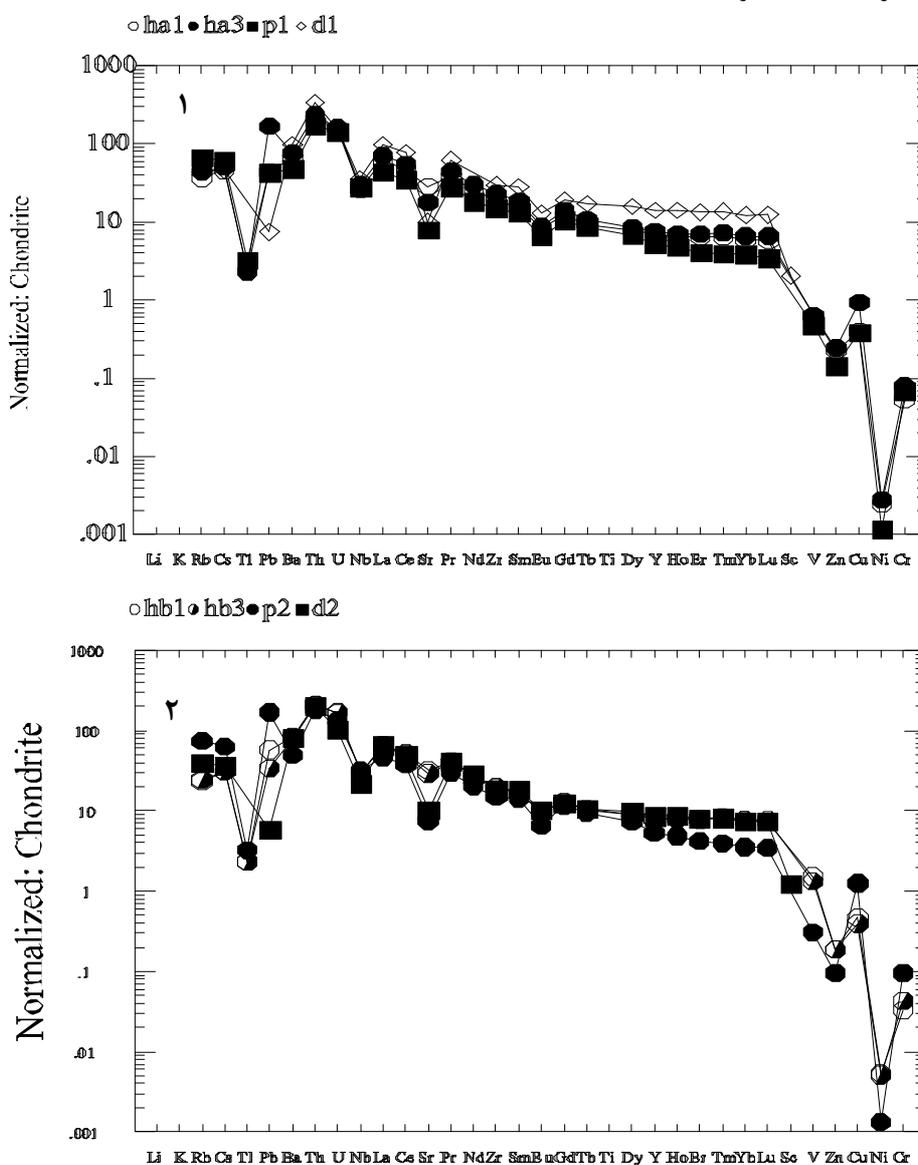
1 - Light rare earth elements

2 - Heavy rare earth elements

1- Middle rare earth elements



شکل ۷ الف) ۱ و ۲) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در دو نیمرخ مورد بررسی، بیانگر شیب نزولی، تهی شدگی در یوروییوم و کاهش غلظت از LREEs به طرف HREEs.



شکل ۷ ب) ۱ و ۲) نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت در دو نیمرخ Ha و Hb (تیلور و مک لنان ۱۹۸۵) [۲۰]. نمونه ها مطابق جدول ۱ مشخص شده است.

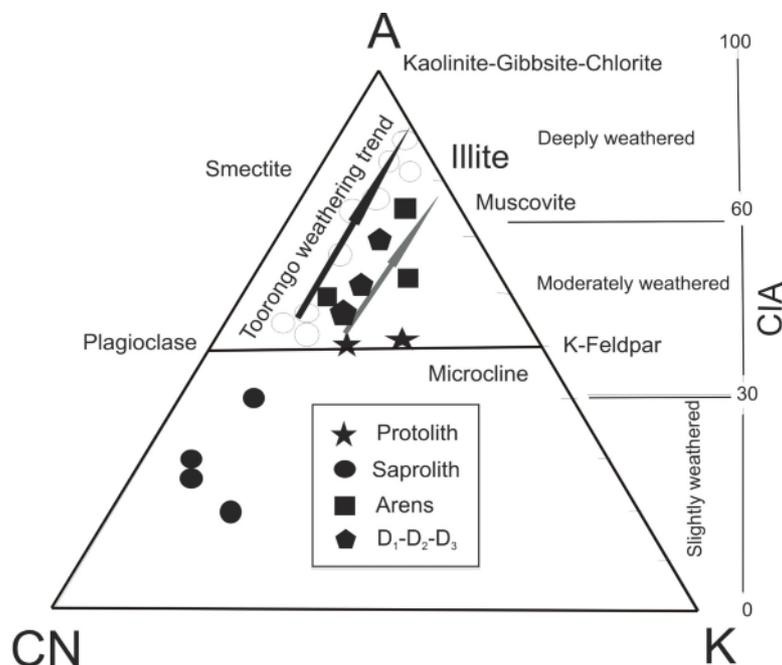
## نمودار A-CN-K

بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که کلسیم، سدیم و پتاسیم در نتیجه‌ی انحلال فلدسپات‌ها آزاد می‌شوند [۱۹]. مراحل ابتدایی هوازدگی با تهی‌شدگی نمونه‌های هوازده از  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  مشخص می‌شود، در حالی که مراحل پیشرفته‌ی هوازدگی با حرکت پتاسیم در اثر تشکیل کائولینیت یا گیبسیت شناسایی می‌شود. هوازدگی سنگ‌های آذرین را می‌توان روی نمودار سه تایی  $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$  تصویر کرد. در این نمودار معمولاً پیشرفت هوازدگی در راستای ضلع A-CN قرار می‌گیرد [۶]. ترسیم داده‌های وابسته به دو نیمرخ هوازده‌ی مورد بررسی همراه با نمونه‌های آرن منطقه‌ی مورد بحث روی این نمودار نشان می‌دهد که موقعیت تمام آن‌ها در قطب مخالف  $\text{K}_2\text{O}$  قرار می‌گیرند، به عبارتی در نتیجه‌ی هوازدگی، این اکسید از منطقه خارج شده است. چنانکه اشاره شد روند نمونه‌ها تقریباً در راستای A-CN قرار می‌گیرد، ولی نکته‌ی جالب توجه این است که نمونه‌های وابسته به عمق در زیر خط فلدسپات ترسیم می‌شود، یعنی موقعیت آن‌ها به قطب

CN نزدیک شده است، این بدان معناست که فرآیند هوازدگی به عنوان عاملی در جهت افزایش کلسیم نقش داشته است. این افزایش کلسیم باعث کاهش مقدار شاخص دگرسانی و شاخص هوازدگی می‌شود و نتیجه‌ای معکوس ایجاد می‌کند، زیرا معمولاً با افزایش نرخ هوازدگی CIW (Chemical Index of Weathering) و CIA (Chemical Index of Alteration) می‌باید افزایش یابد ولی نمونه‌های مورد بررسی کاهش نشان می‌دهند (شکل ۸).

## برداشت

کانی‌های اولیه‌ی نمونه‌های هوازده بیشتر شامل کوارتز، پلاژیوکلاز (آلبیت تا الیگوکلاز) و فلدسپار قلیایی (میکروکلین)، مسکویت و بیوتیت است. علاوه بر این، کانی‌های دیگری چون کلینوکلر، کلسیت، هالوسیت و مونت موریلونیت، زیرکن، آپاتیت و اسفن وجود دارد. در این منطقه پیشرفت نرخ هوازدگی با غنی‌شدگی در  $\text{Ca}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Mg}$  و تهی‌شدگی در  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ta}$  همراه بوده است.



شکل ۸ نمودار A-CN-K، در این نمودار موقعیت سنگ مادر روی ضلع فلدسپات قرار می‌گیرد. روند هوازدگی در راستای موازی با ضلع A-CN است همانگونه که این روند در گرانودیوریت تورونگو مشخص شده است. موقعیت نمونه‌های آرن و نمونه خاک‌های سطحی منطقه‌ی مورد بررسی در نیمه‌ی بالایی مثلث قرار گرفته در حالی که نمونه‌های وابسته به عمق بیشتر در نیمه‌ی دوم قرار گرفته است. داده‌های وابسته به نیمرخ هوازده گرانودیوریت تورونگو واقع در استرالیا نیز برای مقایسه از نظر روند هوازدگی بر این نمودار تصویر شده است [۶].

Possible evidence for chemical weathering on the early earth. *Precam. Res.*, 80, (1996) 49-76

[8] Panahi A., M. Young Grant, H. Rainbird Robert, "Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie", Quebec, Canada: Pergamon, v. 64, (1999) 2199-2220

[9] Wilson M. J., "Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical Determinative Methods". Chapman and Hall. (1994) 256p.

[10] Banfield J.F., Eggleton, R.A., "Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering, Clays and Clay Minerals", v. 37, (1989) 113-127

[11] Correns C.W., Shaw D.M., Turekian K.K., Zemann J., "Handbook of geochemistry", Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, v. 2, 4, 5

[12] Middelburg J.J., Van der Weijden C.H., Woittiez J.R.W., "Chemical processes affecting mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks", *Chemical Geology* v. 68, (1988) 253-273

[13] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the Rock-Forming Minerals". Longman Scientific & Technical, (1966) 528p.

[14] Brimhall G. H., W. E. Dietrich, "Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis", *Geochim. Cosmochim. Acta.* 51 (1987), 567-587.

[15] Duddy I. T., "Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathered profile", *Chem. Geol.* 30, (1980) 363-381.

[16] Nesbitt H.W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", *Nature* 279, (1979) 206-210

[17] Marsh J. S., "REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite", *Chem. Geol.* 90, (1991) 189-194.

[18] Sverjensky D.A., "Europium redox equilibria in aqueous solution", *Earth Planet. Sci. Let.* v. 67 (1984) 70-78

[19] Wollast R., Chou L., "Surface reactions during the early stages of weathering of albite", *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, (1992) 3113-3123.

[20] Taylor S.R., McLennan S.M., "The continental crust: its composition and evolution", (1985) Blackwell, Oxford.

افزایش میزان  $H_2O$  (بعلت تشکیل کانی‌های ثانویه آبداری چون کلینوکلر، مسکویت، هالویست، مونت موریلونیت) و کاهش در Na نشان دهنده فرآیندهای اکسایش، آبدار کردن و شستشو (Leaching) طی هوازگی است.

سرعت هوازگی در پلاژیوکلاز سدیم و پتاسیم در این منطقه به یک میزان بوده است، زیرا تهی‌شدگی در Na و K تا حدودی به یک مقدار است. وجود هالویست نیز به علت هوازگی فلدسپات پتاسیم است.

افزایش منیزیم در ساپرولیت نسبت به نمونه‌های هوازده نشان دهنده نقش بارز بیوتیت است [۲]. در نمونه‌های (هوازده و هوازده) گرانیتوییدی منطقه‌ی ده نو LREE's به HREE's غنی‌شدگی نشان می‌دهند، غلظت این عناصر در سنگ بستر کمتر از فراورده‌های هوازده است، بر این اساس عناصر نادر طی هوازگی در ساپرولیت تجمع یافته‌اند. تهی‌شدگی آشکار Eu به دلیل دگرسانی فلدسپات است، زیرا یورویم طی دگرسانی از فلدسپات‌ها آزاد شده و وارد گرمایی‌ها می‌شود و ناپهنجاری منفی در Eu ایجاد می‌کند.

#### مراجع

[1] Raguin E., "Geology of Granite", Interscience Publishers a Division of John Wiley & Sons, (1965) 314 p.

[2] Islam M.R., Peuraniemi V., Aario R., Rojstaczer S., "Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland", *Applied Geochemistry*, v. 17, (2001) 885-902

[۳] سهیلی م.، جعفریان م.، عبدالمی م.، نقشه زمین‌شناسی الیگودرز ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور

[۴] رجاییه م.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده ی نفوذی ده نو (شمال شرق الیگودرز)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۱۳۰ ص.

[5] Middlemost E. A. K., "Magmas and Magmatic rocks, An Introduction to Igneous Petrology", Longman ED; (1987) 453 p

[6] Nesbitt H. W., Markovics G. "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments". *Geochim. Cosmochim. Acta.* 61 (1997) 1653-1670.

[7] Sugitani K., Horiuchi Y., Adachi M., Sugisaki R., "Anomalously low  $Al_2O_3/TiO_2$  values for Archean cherts Pilbara Block", Western Australia-