

خاستگاه زمین ساختی - ماگمایی متاسوماتیت های آلپیت دار کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت، شمال خاور بافق، ایران مرکزی

کیامرث حسینی^۱ و مجید شاه پسندزاده^{۲*}

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۲ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۲۸

چکیده

سنگ میزبان کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت را متاسوماتیت های سبز آلپیت دار، ریولیت و ریوداسیت های اواخر نوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین در ایران مرکزی تشکیل می دهند. شواهد زمین شناسی بیانگر سه نسل آلپیت در متاسوماتیت های آلپیت دار این کانسار است. بنابر مطالعات کانی شناسی و زمین شیمی، ادخال های کانیایی مرتبط با آلپیت های صورتی و قرمز گوشتی غنی شدگی بالایی در مقادیر REE-Y-Ti-Th را نشان می دهند، در حالی که آلپیت های سفید رنگ با کانی زایی همراه نیستند. قرارگیری کانی های حاوی REE-Y-Ti-Th در امتداد شکستگی ها، متغیر بودن نسبت Th/U و نتایج حاصل از ایزوتوپ های پایدار اکسیژن - کربن بر روی کلیت های پاراژن با متاسوماتیت های آلپیت دار حاکی از تلفیق فرآیندهای ماگمایی و گرمایی دما بالا تا متوسط در تشکیل این کانسار است. شباهت الگوی عناصر نادر خاکی و عناصر جزئی ناسازگار بر روی سنگ میزبان کانسار، بیانگر ارتباط کانی زایی REE-Y-Ti-Th با ماگمای ریولیتی - ریوداسیتی مرتبط با پهنه فروانش حاشیه قاره ای / اقیانوسی است. بنابر این پژوهش، خاستگاه زمین ساختی - ماگمایی متاسوماتیت های آلپیت دار کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت، ماگماتیسیم کلسیمی قلیایی مرتبط با پهنه فروانش حاشیه فعال قاره ها و کمان های اقیانوسی پیشنهاد می شود.

کلیدواژه ها: کانی زایی REE-Y-Ti-Th، متاسوماتیت های آلپیت دار، کمان ماگمایی، کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت، ایران مرکزی.

E-mail: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

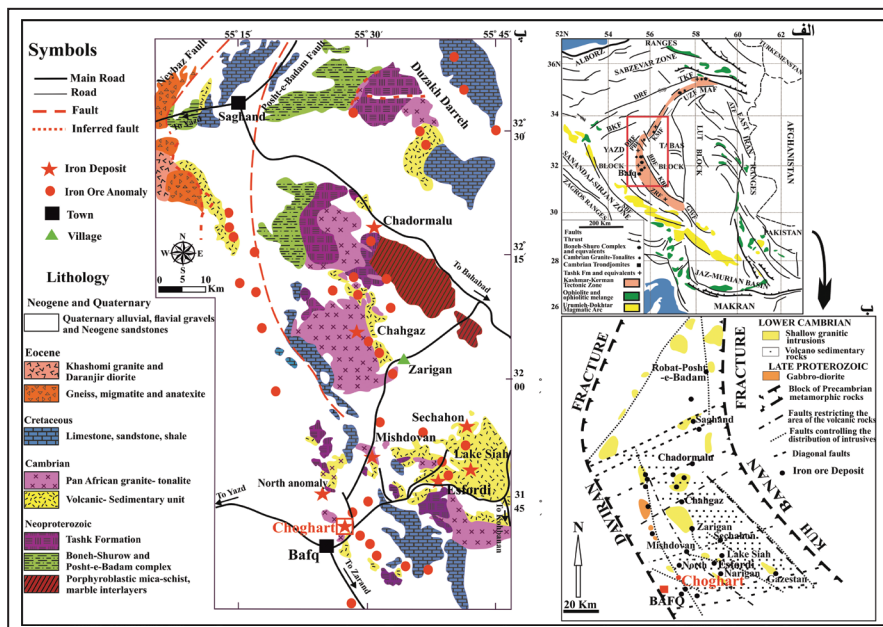
*نویسنده مسئول: مجید شاه پسندزاده

۱- پیش نوشتار

در ردیف ذخایر کمتر شناخته شده هستند و فرآیند شکل گیری آنها به خوبی شناخته شده نیست (Cuney et al., 2012). پژوهشگران زیادی در دنیا به بررسی ارتباط عناصر نادر خاکی با عناصر پرتوزا در متاسوماتیت های آلپیت دار به عنوان ابزاری کارآمد برای اکتشاف ذخایر پرتوزا و عناصر نادر خاکی وابسته به فرآیندهای دگرتهادی پرداخته اند و اذعان دارند که متاسوماتیسیم سدیک و سدیک - کلسیک با تمرکز عناصر Fe, U, Th, Zr, Nb, Sn و HREEs همراه است (Cuney et al., 2012). هدف از این پژوهش، شناخت انواع مختلف آلپیت ها و بررسی تکامل فرآیندهای دگرتهادی قلیایی به منظور تعیین گسترش کانی زایی عناصر پرتوزا و نادر خاکی و همچنین تعیین خاستگاه زمین ساختی - ماگمایی کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت در پهنه زمین ساختی کاشمر - کرمان است.

گستره معدنی بافق در پهنه زمین ساختی کاشمر - کرمان بین دو بلوک ساختمانی یزد و طبس در ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱) (Haghipour and Pelissier, 1977; NISCO, 1980; Ramezani and Tucker, 2003). این گستره معدنی میزبان کانسارهای آهن - فسفات متعددی با ذخیره ای بیش از ۱۵۰۰ میلیون تن است (Torab, 2008). برخی از کانسارهای آهن - فسفات گستره معدنی بافق با کانی سازی REE-Y-Ti-Th-U همراه هستند و ارتباط معناداری با دگرتهادی قلیایی نشان می دهند (Khoshnoodi et al., 2017; Deymar et al., 2018). دگرتهادی های قلیایی از آرکن تا سنوزوئیک به صورت طیف بسیار گسترده در محیط های زمین شناسی مختلف به صورت مستقل با کانسارهای خاصی مانند IOCG گزارش شده است (Cuney et al., 2012). این کانسارها علی رغم گسترش جهانی،

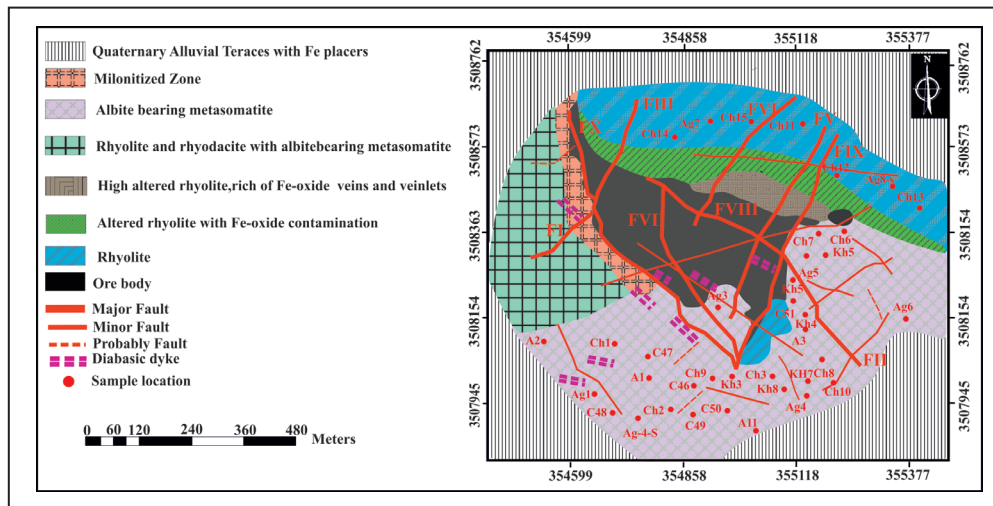
شکل ۱- الف) موقعیت پهنه زمین ساختی کاشمر - کرمان در ایران مرکزی (Ramezani and Tucker, 2003); ب) گستره معدنی بافق با نمایش موقعیت کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت (با تغییرات از NISCO, 1980 ناحیه پشت بادم (Ramezani and Tucker, 2003; Haghipour and Pelissier, 1977); پ) نقشه زمین شناسی (Ramezani and Tucker, 2003).



۲- زمین‌شناسی کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت

نیمه عمیق گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت سنگ مادر این کانسار را تشکیل می‌دهند (Forster and Jafarzadeh, 1994). توده معدنی با روند شمال و شمال باختر، طولی حدود ۵۶۰ متر، عرضی حدود ۲۷۵ متر و ضخامتی حدود ۵۷۰ متر گزارش شده است (Forster and Jafarzadeh, 1994). در مورد منشأ ذخایر دگرنهادی آلپیت‌دار، نظرات گوناگونی ارائه شده است که شامل نظریه ماگمایی (Khoshnoodi et al., 2017; Deymar et al., 2018) مرتبط با ماگماتیسم کالک‌آلکال (میرزابائی و همکاران، ۱۳۹۸) و سیالات مرتبط با خاستگاه گوناگون (حیدریان و همکاران، ۱۳۹۱) است.

کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت در ۱۲ کیلومتری شمال خاور باقی و ۱۲۵ کیلومتری جنوب خاور یزد در طول جغرافیایی $2^{\circ} 28' 55''$ و عرض جغرافیایی $42^{\circ} 31' 31''$ شمالی واقع شده است (شکل ۲). کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت در سازند اسفوردی عمدتاً متشکل از مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری به همراه توده‌های نفوذی اسیدی- حدواسط، شیل و سنگ ماسه تشکیل شده است. طیف وسیعی از سنگ‌های مختلف آذرین به صورت سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری شامل آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت ریوداسیت و توده‌های نفوذی عمیق تا



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده (Dehghan, 2011).

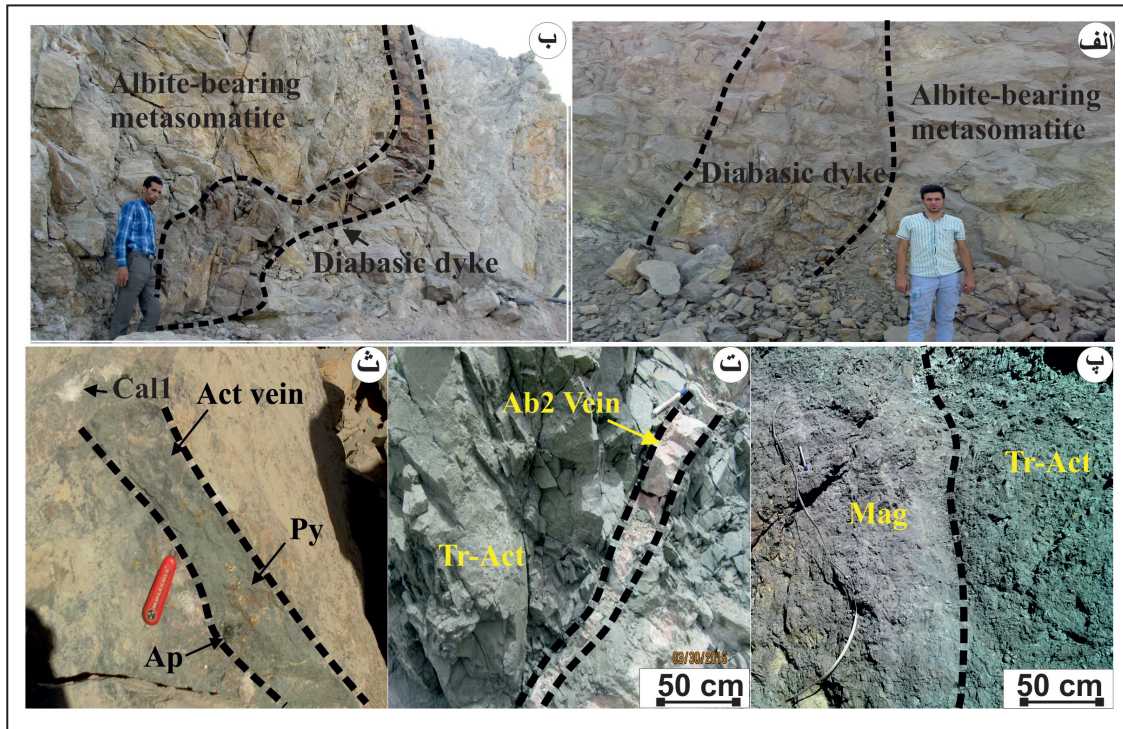
۳- نمونه‌برداری و روش مطالعه

(شکل ۳- ث) قرار گرفته‌اند. کانی‌های آلپیت به صورت انشاری در پهنه‌های کانی‌زایی آهن در مجاورت زون‌های متاسوماتیت‌های سبز آلپیت دار حضور دارند و فاقد ادخال‌هایی از مگنتیت می‌باشند (شکل ۴- الف تا ت)؛ این امر می‌تواند حاکی از شرایط متفاوت فیزیکوشیمیایی تشکیل این دو کانی باشد. ایدوت به رنگ سبز روشن معمولاً در اطراف رگه‌های آلپیتی و یا مناطق غنی از آلپیت حضور پر رنگ‌تری دارد (شکل ۴- پ و ت) حضور فراوان رگه‌های آلپیتی و اکتینولیتی با ضخامت و ویژگی‌های مختلف، نشانگر نفوذ سیالات سازنده این کانی‌ها در چندین مرحله است. رگه‌های اکتینولیتی در اکثر موارد جواتر از رگه‌های آلپیتی بوده (شکل ۵- الف) و هر دوی این رگه‌ها نیز در مراحل پایانی دگرسانی سدیک- کلسیک و پس از مرحله اصلی دگرسانی سدیک تشکیل شده‌اند. با این وجود در پاره‌ای از موارد مشاهده می‌شود که رگه‌های آلپیت جوان‌تر از رگه‌های اکتینولیتی هستند (شکل ۵- ب و ت) که حاکی از تغییر ترکیب شیمیایی سیالات و یا هجوم چندباره سیالات دگرسان‌کننده گرمایی است. در بعضی از نمونه‌ها ارتباط تنگاتنگ بلورهای مگنتیت و اکتینولیت دیده می‌شود؛ بلورهای درشت مگنتیت عمدتاً توسط کانی اکتینولیت احاطه شده‌اند (شکل ۵- پ و ت). در حالی که در متن آلپیت‌ها، تنها دانه‌های ریز مگنتیت به صورت پراکنده و ناچیز دیده می‌شود (شکل ۵- الف و ت)؛ این امر حاکی از تعلق این مگنتیت‌های ریز و درشت به دو نسل متفاوت است. کانی مگنتیت در این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت مثلثی (Triangular) است که نشانگر تاخیری بودن آن نسبت به سایر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ (اکتینولیت- آلپیت) است (Taylor, 1992) (شکل ۵- پ و ت). آمفیبول‌های ترمولیت- اکتینولیت‌ها در بعضی موارد به صورت رگه‌های تک‌کانیایی هستند (شکل ۵- الف)، ولی اکثر این کانی‌ها حاوی بلورهای درشت مگنتیت نیز هستند؛ به احتمال این کانی‌های مگنتیت مرتبط با کانی‌های ترمولیت- اکتینولیت، پس از فاز اولیه کانی‌زایی مگنتیت پدید آمده‌اند.

پس از بازدیدهای صحرایی از پهنه‌های کانی‌زایی به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، ۶۵ نمونه جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، ۱۵ نمونه به استفاده میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 1400 vp ساخت کشور انگلستان با ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۷-۲۰ kv، شدت جریان ۵۰ A و قطر پرتو ۲۰ nA و ۴ نمونه جهت تجزیه XRD با دستگاه D8 Advance Philips xpert ساخت شرکت Bruker آلمان در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. برای تعیین ترکیب شیمیایی نمونه‌های معدنی و سنگ‌های میزبان ۱۶ نمونه به روش ICP-MS با دستگاه Perkin Elmer-model NexION 300 در شرکت Perkin Elmer-model در آزمایشگاه Labwest Minerals Analysis استرالیا، ۸ نمونه به روش XRF با استفاده از دستگاه فلیپس مدل PW1480 و ۱۲ نمونه به روش لیتیم متابورات (ذوب قلبایی) در شرکت کانساران بینالود مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. همچنین، به منظور تعیین منشأ سیالات کانسار ۸ نمونه جهت تجزیه ایزوتوپ پایدار اکسیژن- کربن بر روی کانی کلسیت به آزمایشگاه ایزوتوپی G.G HATCH در گروه علوم زمین دانشگاه اوتاوا کانادا ارسال شد.

۴- سنگ‌نگاری، دگرنهادی و کانی‌زایی

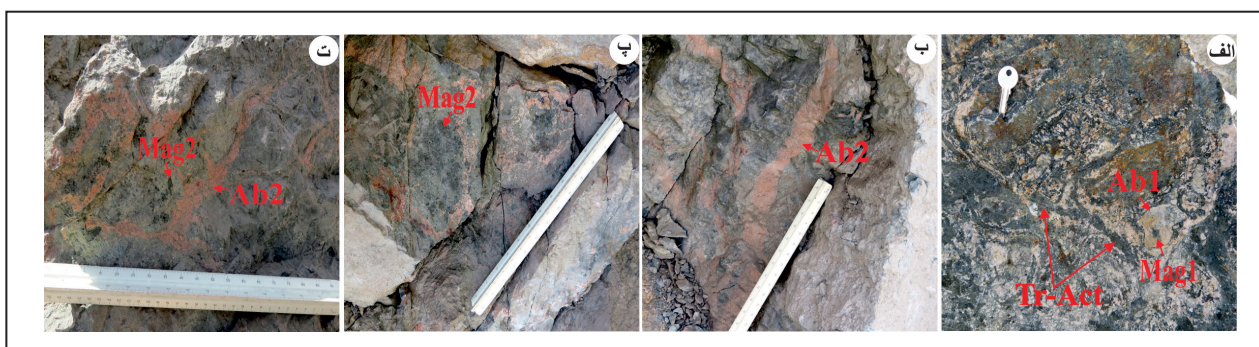
مطالعات صحرایی انجام شده نشان داد که سنگ‌های میزبان کانسار دارای دو رخساره کاملاً متمایز هستند: ۱- متاسوماتیت‌های سبز آلپیت‌دار و ۲- ریولیت‌ها و ریوداسیت‌های دگرسان و غیردگرسان. با توجه به نقشه زمین‌شناسی کانسار چغارت سنگ‌های متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار در محدوده جنوب و جنوب خاور کانسار گسترش دارند (شکل ۲) و دایک‌های دیابازی به وفور در آنها دیده می‌شود (شکل ۳- الف و ب). این سنگ‌ها با کانسنگ مگنتیتی در اکثر موارد مرز مشخصی داشته و اکثراً فاقد هاله اکسید آهنی هستند (شکل ۳- پ) و به دفعات سنگ‌های دانه ریز مورد هجوم رگه‌های آلپیتی (شکل ۳- ت) و اکتینولیتی



شکل ۳- الف و ب) دایک‌های دیابازی مرتبط با متاسوماتیت‌های آل‌بیت‌دار چغارت (دید به سمت خاور)؛ پ) مرز مشخص متاسوماتیت‌های سبز با کانسنگ آهن؛ ت) کانی‌زایی آل‌بیت نسل ۲ در متاسوماتیت‌های سبز؛ ث) رگه‌های اکتینولیت + آپاتیت + پیریت در متاسوماتیت‌های سبز. علائم اختصاری: Ab2: آل‌بیت نسل ۲، Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت، py: پیریت، Tr-Act: ترمولیت-اکتینولیت) علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۴- الف) کانی‌زایی انتشاری آل‌بیت نسل ۲ در مگنتیت و عدم حضور اذخال‌های مگنتیت در آل‌بیت (عمق ۵۶ متری)؛ ب، پ و ت) کانی‌زایی آل‌بیت نسل ۲ به صورت انتشاری و رگچه‌ای در مگنتیت و متاسوماتیت‌های سبز (عمق ۱۲۳ متری). علائم اختصاری: Ab1: آل‌بیت نسل ۱، Ab2: آل‌بیت نسل ۲، Ab3: آل‌بیت نسل ۳، Cal1: کلسیت نسل ۱، Cal2: کلسیت نسل ۲، Chl: کلریت، Epi: اپیدوتیت، Mag1: مگنتیت نسل ۱، Mag2: مگنتیت نسل ۲، Tr-Act: ترمولیت-اکتینولیت) علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010).

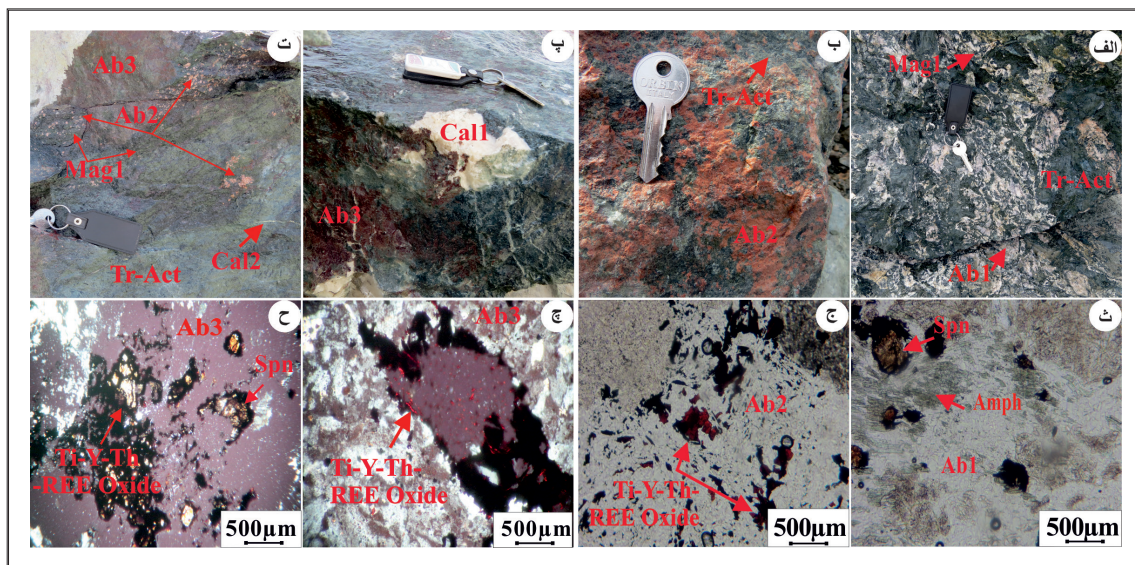


شکل ۵- الف) قطع‌شدگی آل‌بیت‌های نسل ۱ توسط رگه‌های اکتینولیت؛ ب و ت) قطع‌شدگی متاسوماتیت‌های سبز توسط رگه‌های آل‌بیت نسل ۲؛ پ) کانی‌زایی تاخیری مگنتیت‌های نسل ۲ در ترمولیت-اکتینولیت؛ ت) مراحل تک‌کانیایی اکتینولیت و حضور مگنتیت‌های نسل ۲ در کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت. علائم اختصاری: Ab1: آل‌بیت نسل ۱، Ab2: آل‌بیت نسل ۲، Mag1: مگنتیت نسل ۱، Mag2: مگنتیت نسل ۲، Tr-Act: ترمولیت-اکتینولیت) علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010).

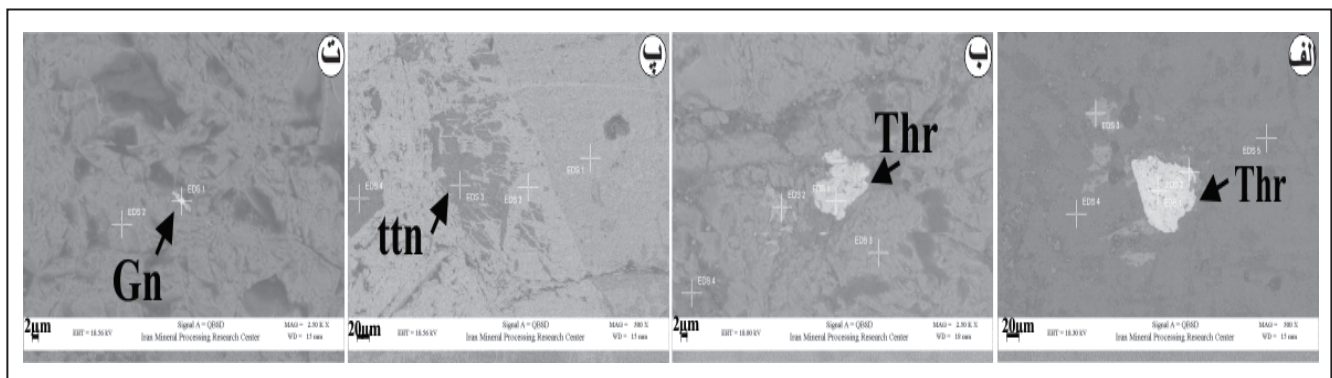
بالا در محدوده کانسار هستند که باعث گسترش آلپیت‌زایی نیز شده است (Ramezani and Tucker, 2003) همچنین بنابر نظر (Ramezani and Tucker, 2003) پلوتونیزم کمان کامبرین آغازین در ناحیه باقی- ساغند بدون انقطاع با ولکانیسمی غالباً فلسیک تا حدواسط ادامه پیدا کرده و به تشکیل این مجموعه منجر شده است. کانی‌سازی REEها (دیویدایت، برانزیت)، توریت و اسفن، تیتانومگنتیت، (شکل ۶- ث تا ح)، کوارتز، آپاتیت، پیریت (شکل ۳- ث) در ارتباط با فازهای مختلف دگرته‌ای رخ داده است. مطالعات میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) (شکل ۷- الف تا ت) و پراش پرتو ایکس (XRD) (شکل ۸، جدول ۱) بر روی آلپیت‌های نسل ۲ و ۳ نشانگر کانی‌زایی توریت، گالن و مالاکیت در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار است.

مطالعات سنگ‌نگاری بیانگر سه نسل آلپیت در این کانسار است. آلپیت‌های سفید (آلپیت نسل ۱)، آلپیت‌های صورتی (آلپیت نسل ۲) و آلپیت‌های قرمز گوشتی (آلپیت نسل ۳) که به صورت رگه‌ای (شکل ۳- ت) و انتشاری مشاهده می‌شوند (شکل ۶- الف تا ت). به علت نفوذ محلول‌های دگرته‌ای این بخش‌ها ظاهر قرمز رنگ دارند. به عقیده (Wilde 2013) رنگ قرمز یا صورتی این آلپیت‌ها به وجود هماتیت افشان ریزدانه یا آپاتیت‌های دانه ریز گرمایی و شدت فرایندهای دگرته‌ای مربوط می‌شود و به علت محتوای بالای آلپیت آن را آلپیت می‌نامیم.

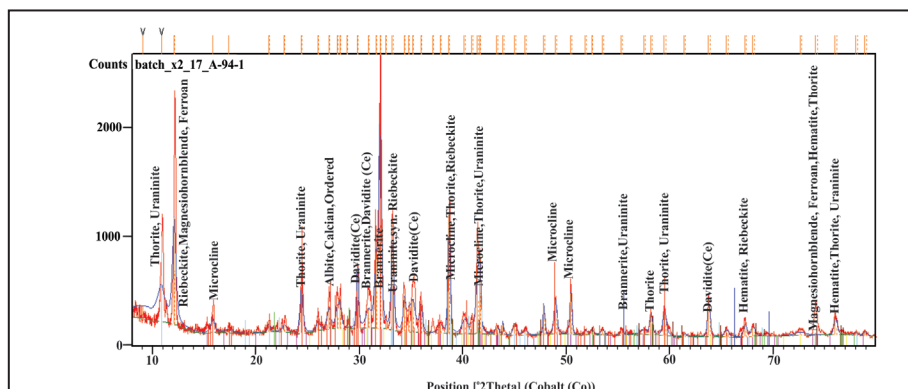
در این مجموعه، فرایندهای دگرته‌ای عامل کانی‌زایی توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه عمیق (گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت) و فاز گرمایی دمای



شکل ۶- انواع کانی‌زایی آلپیت در متاسوماتیت‌های سبز آلپیت‌دار. (الف) آلپیت نسل ۱؛ (ب) آلپیت نسل ۲؛ (پ) آلپیت نسل ۳؛ (ت) آلپیت‌های صورتی و قرمز گوشتی به صورت رگه‌ای و انتشاری، و مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده متاسوماتیت‌های سبز آلپیت‌دار: (ث) آلپیت‌های سفید تا خاکستری (نسل ۱) مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز (PPL)؛ (ج) آلپیت صورتی (نسل ۲) مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز (XPL)؛ (چ و ح) آلپیت‌های قرمز گوشتی (نسل ۳) مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز (XPL)؛ علائم اختصاری: (Ab1) آلپیت نسل ۱، (Ab2) آلپیت نسل ۲، (Ab3) آلپیت نسل ۳، (Cal1) کلسیت نسل ۱، (Cal2) کلسیت نسل ۲، (Mag1) مگنتیت نسل ۱، (Tr-Aet) ترمولیت-اکتینولیت؛ (Spn) اسفن. (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010).



شکل ۷- تصویر SEM تهیه شده از حضور توریانیت، تیتانیت و گالن به صورت اذخالی‌هایی در سنگ‌های متاسوماتیت آلپیت‌دار همراه با نمودار حاصل از تجزیه SEM: Gn: گالن، Thr: توریانیت، ttn: تیتانیت (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010).



شکل ۸- نمونه‌ای از نمودار پراش پرتو ایکس بر روی متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار نسل ۳ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (نمونه A-94-1).

جدول ۱- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت.

Sample No.	A-94-1	A-94-2	A-94-3	A-94-11
X Coordinate	355671	355114	355227	355224
Y Coordinate	3508156	3508102	3508218	3508130
	metasomatites 3 rd generation albite-bearing		2 nd generation albite-bearing metasomatites	
فاز اصلی	Hematite	Albite low	Albite low	Hydroxylapatite
	Magnetite	Actinolite	Orthoclase	Quartz
	Orthoclase	Tremolite	Calcite	Calcite
	Microcline	Microcline	Actinolite	Talc
	Riebeckite	Hematite	Tremolite	Tremolite
	Albite, calcian, ordered	Calcite	Microcline	Hematite
	Malachite	Malachite	Albite, calcian, disordered	Microcline
فاز نادر	(Davidite (Ce	Barnnerite	Thorite	Monazite
	Thorite	Thorite	Uranian	(Davidite (Ce
	Uranian			Barnnerite
	Barnnerite			

۵- دگرتهادی، دگرسانی و توالی بارآزنی

مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی و تجزیه کانی‌شناختی نیمه‌کمی به روش XRD بر روی متاسوماتیت‌های سبز آلپیت‌دار و ریولیت-ریوداسیت‌های دگرسان‌شده نشان می‌دهند که دگرتهادی و دگرسانی سنگ میزبان کانسار را در ۴ گروه می‌توان طبقه‌بندی کرد: دگرتهادی سدیک، دگرتهادی سدیک-کلسیک، دگرسانی پتاسیک، دگرسانی تاخیری کربناتی-سیلیسی.

۵-۱. دگرتهادی سدیک

کانی‌های این دگرتهادی شامل آلپیت‌های نسل ۱ با گسترش محدود، اکتینولیت، اسفن، مگنتیت نسل ۱، تیتانومگنتیت، آگات و مقادیر بسیار ناچیز توریت است که در مراحل بعدی توسط دگرتهادی سدیک-کلسیک جایگزین شده است (شکل ۹-الف). کانی شاخص این دگرتهادی، آلپیت و به ندرت اسکاپولیت است (Corriveau et al., 2016)؛ آلپیتی شدن مستلزم جانشینی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن به وسیله فلدسپار غنی از سدیم (آلپیت) در اثر نفوذ سیالات شور است (Oliver et al., 2004). آلپیتی شدن فلدسپار یک جانشینی دروغین (Pseudomorphic) است و باعث ایجاد تخلخل در آلپیت می‌شود (شکل ۶-ج تا ح). آلپیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت شطرنجی است و اغلب بدون ماکل هستند. بافت شطرنجی از شاخص‌ترین بافت‌ها در آلپیت‌های دگرتهادی است و به فراوانی دیده می‌شود (Callegari and Pieri, 1967).

۵-۲. دگرتهادی سدیک-کلسیک

کانی‌های این دگرتهادی شامل ترمولیت، اکتینولیت، آلپیت نسل ۲ و ۳ (عمدتاً از

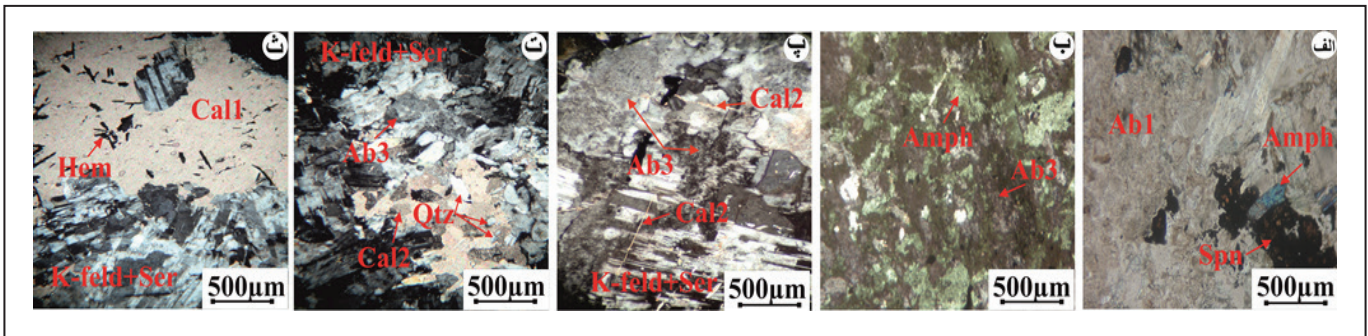
نوع Ordered)، اسفن، توریت به صورت گسترده، مگنتیت نسل ۱ و ۲، اپیدوت، کلریت، کلسیت نسل ۱، آپاتیت، پیریت، کالکوپیریت و آگات است. آمفیبول‌های ترمولیت-اکتینولیت در اندازه‌های درشت و به صورت تجمع‌های کوچک و بزرگ در زمینه‌ای متشکل از آلپیت تشکیل شده‌اند (شکل ۹-ب). در بعضی مناطق مگنتیت نسل ۲ به صورت بلورهای نسبتاً درشت و خودشکل این مجموعه اکتینولیتی را همراهی می‌کند؛ بافت گرانوبلاستی و ساخت‌های خمشی در آلپیت‌ها حاکی از دگرشکلی شکل‌پذیر (تانورد یا خمش‌پذیر) (Ductile) آنهاست (Tullis and Yund, 1985) (شکل ۱۰-الف و ب)؛ به طوری که دگرتهادی سدیک ابتدا تحت شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر تشکیل شده و سپس با کاهش دما، در تحول از دگرتهادی سدیک به دگرتهادی سدیک-کلسیک در شرایط شکننده، شکستگی‌ها و پهنه‌های برشی توسعه یافته است (Cuney and Kyser, 2008). وجود میکرولیت‌های کشیده و خمیده آلپیت‌هایی که اغلب بدون ماکل هستند، نشانگر این دگرشکلی شکل‌پذیر است. تغییر رفتار شکل‌پذیر به شکننده با بافت خرد شده آلپیت‌ها و نیز قالب خردشده اسفن‌ها که فضای بین شکستگی‌ها را کانی ترمولیت-اکتینولیت‌ها پر کرده است (شکل ۹-ب) و همچنین قطع آلپیت‌ها توسط رگه-رگه‌های ترمولیت-اکتینولیت مشخص می‌شود (شکل‌های ۹-الف و ۱۰-پ و ت).

۵-۳. دگرسانی پتاسیک

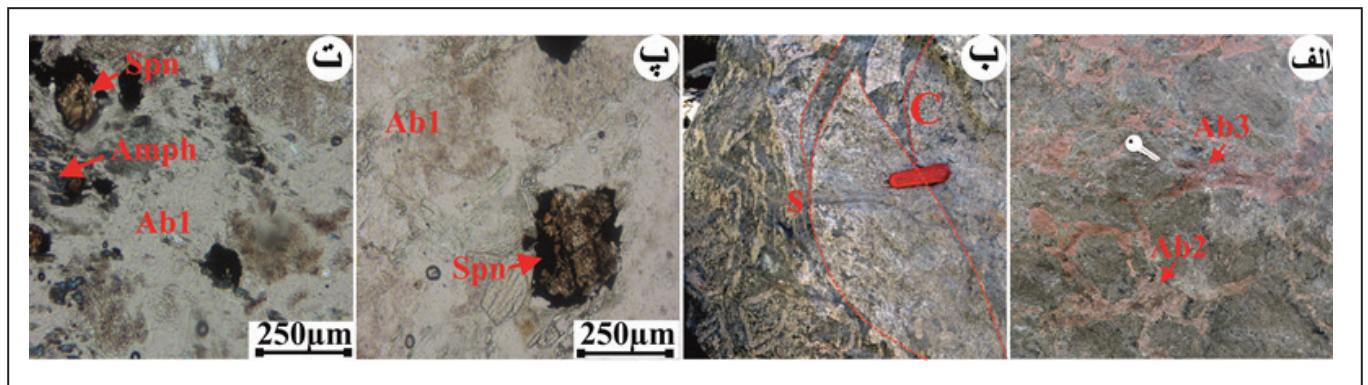
اورتوز، بیوتیت‌های دانه‌ریز و کوارتز کانی شاخص این دگرسانی هستند و میکروکلین

سبب خروج کاتیون‌های قلیایی از سنگ می‌شود، چنانچه مقادیر کمی Ca، K و Mg در سنگ باقی بماند، سبب ایجاد کانی‌های رسی مونتموریونیت، ایلیت، کلریت و هیدرومیکا می‌گردد. این کانی‌های رسی باعث جذب سطحی عناصر پرتوزا می‌شوند (حیدریان، ۱۳۸۴) (شکل ۹- پ، ت و ث).

به صورت ناچیز حضور دارد. فلدسپار پتاسیم‌دار به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده است. فلدسپارهای پتاسیم‌دار گرمایی اولیه، مستعد جانشینی توسط سریسیت هستند. پلاژیوکلازها (آلبیت و آنورتیت) بر اثر دگرسانی پتاسیک به فلدسپار پتاسیم دار تبدیل شده‌اند. گسترش این دگرسانی در سنگ‌های سلیکاتی در شرایط اسیدی



شکل ۹- شواهد مقاطع نازک میکروسکوپی از فرآیندهای دگرنهادی و دگرسانی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. الف) دگرنهادی سدیک (XPL)؛ ب) دگرنهادی سدیک-کلسیک (XPL)؛ پ، ت و ث) دگرسانی پتاسیک (XPL)؛ ت و ث) دگرسانی کربناتی (XPL)؛ ت) دگرسانی سیلیسی (XPL). علائم اختصاری: Ab1: آلبیت نسل ۱، Ab3: آلبیت نسل ۳، Mag1: مگنتیت نسل ۱، Mag2: مگنتیت نسل ۲، Hem: هماتیت، Cal1: کلسیت نسل ۱، Cal2: کلسیت نسل ۲، Qtz: کوارتز، Ser: سریسیت، Spn: اسفن، Epi: اپیدوت، K-feld: فلدسپار پتاسیک، Mc: میکروکلین، Amph: آمفیبول. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010).



شکل ۱۰- الف) ساخت‌های خمشی و جریانی در آلبیت‌های نسل ۲ که تحت تأثیر دگرنهادی در حال تبدیل به آلبیت‌های نسل ۳ است؛ ب) فابریک S-C در متاسوماتیت‌های آلبیت دار نسل ۱ و وجود ساخت برشی که توسط رگه‌های آمفیبول پر شده است؛ پ و ت) تصویر مقاطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های برشی و جهت‌یافتگی آمفیبول‌ها و خردشدگی کانی اسفن (PPL). علائم اختصاری: Ab1: آلبیت نسل ۱، Ab2: آلبیت نسل ۲، Ab3: آلبیت نسل ۳، Spn: اسفن، Amph: آمفیبول. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010).

۴-۵. دگرسانی تاخیری کربناتی- سیلیسی

میان قطعات سنگ را پر کرده یا به صورت پراکنده در متن سنگ دیده شود (شکل ۹- ت و ث). دگرسانی سیلیسی به عنوان آخرین مرحله دگرسانی، به صورت رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و رشد بلورهای سیلیس یا کوارتز به صورت ناچیز در سنگ میزبان کانسار می‌توان مشاهده کرد. در بعضی موارد نیز رگه‌های کوارتز در مرحله بعد به وسیله رگه‌های کربناتی مورد هجوم واقع شده‌اند، در نتیجه می‌توان تشکیل رگه‌های کوارتز را به زمانی پیش از تشکیل رگه‌های کربناتی نسبت داد (شکل‌های ۹- ت).

بر اثر عملکرد محلول‌های سرشار از CO_2 و کلسیم آزاد شده از دگرسانی پتاسیک، رگه‌های کلسیتی و گاهی دولومیتی تشکیل می‌شود. کلسیت نسل ۲ و سایر کانی‌های کربناته در کانسنگ و سنگ میزبان به صورت یک مرحله تأخیری حضور دارند. این کانی‌ها به صورت رگه‌ی کربناتی گاه توسط بلورهای تیغه‌ای هماتیت و مگنتیت نسل ۲، اسفن، کوارتز، کلریت، اپیدوت و مقادیر ناچیز توریت همراهی می‌شوند؛ در برخی موارد نیز این کانی‌ها به صورت بخشی از زمینه سنگ به صورت هم زمان و یا پس از فرآیند برشی شدن، فضای خالی

Minerals	Na-Metasomatism	Na&Ca Metasomatism	k- alteration	Late alteration
Albite	■ ■ ■ ■ ■ 1	■ ■ ■ ■ ■ 2,3		
Hematite	-----	■ ■ ■ ■ ■		-----
Magnetite	----- 1	■ ■ ■ ■ ■ 1,2		-----
Augite	-----	-----		
Actinolite	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	-----	
Apatite		-----		
Thorite	---	■ ■ ■ ■ ■		-----
Sphene (Ti-Y-Th Oxide)	---	■ ■ ■ ■ ■		-----
Pyrite		-----		
Chalcopyrite		-----		
Epidote		-----		■ ■ ■ ■ ■
Chlorite		-----		■ ■ ■ ■ ■
Calcite		■ ■ ■ ■ ■ 1	-----	----- ?
Microcline			-----	
Orthoclase	-----		■ ■ ■ ■ ■	
Sericite	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Quartz				-----

Major phase ■ ■ ■ ■ ■ Minor Phase -----

شکل ۱۱- توالی پاراژنری کانی‌ها در متاسوماتیت‌های آل‌بیت‌دار کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت.

۶- مطالعات زمین‌شیمی

۶-۱. زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت در پهنه‌های کانی‌زایی به روش XRF و لیتیم متابورات در جدول‌های ۲ و ۳ نشان داده شده است.

بر اساس نمودار قلیایی کل-سیلیس (Cox et al., 1979) TAS سنگ‌های آتشفشانی کانسار مورد مطالعه از نوع حدواسط تا اسیدی است و از نظر ماهیت زمین‌شیمیایی از سری قلیایی تا سری کم قلیایی / تولیتی (ساب‌آلکان-تولیتی) تغییر می‌کنند (شکل ۱۲-الف). نظر به فرآیندهای دگرته‌ای و دگرسانی و تحرک عناصر قلیایی، از نمودار غلظت عناصر نامتحرک (Winchester and Floyd (1977) استفاده شده است (شکل ۱۲-ب) این نمودار نیز ترکیب سنگ‌های مورد بررسی را مشابه نمودار کاکس نشان می‌دهد؛ در نمودار (Irvine and Baragar (1971 این سنگ‌ها روندی از ماهیت کالک آلکان تا تولیتی را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-پ). بر اساس نمودار (Jensen (1976 (شکل ۱۲-ت) سنگ‌های محدوده کانسار بیشتر از نوع ریولیت و داسیت کالک آلکان، داسیت تولیتی و بازالت تولیتی پر منیزیم هستند. چنین مجموعه سنگی در جزایر کمانی (قوسی) اقیانوس‌ها، کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ها و کمربندهای کوهزایی با سنین مختلف تشکیل می‌شوند (Hall, 1998).

۶-۲. زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

نتایج زمین‌شیمی عناصر فرعی و نادر خاکی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت به روش ICP-MS در جدول ۴ نشان داده بررسی الگوی عناصر نادر خاکی و عناصر جزیری ناسازگار بر روی انواع مختلف متاسوماتیت‌های آل‌بیت‌دار و ریولیت‌ها نسبت به کندریت بوینتون (Boynton, 1984) و گوشته اولیه

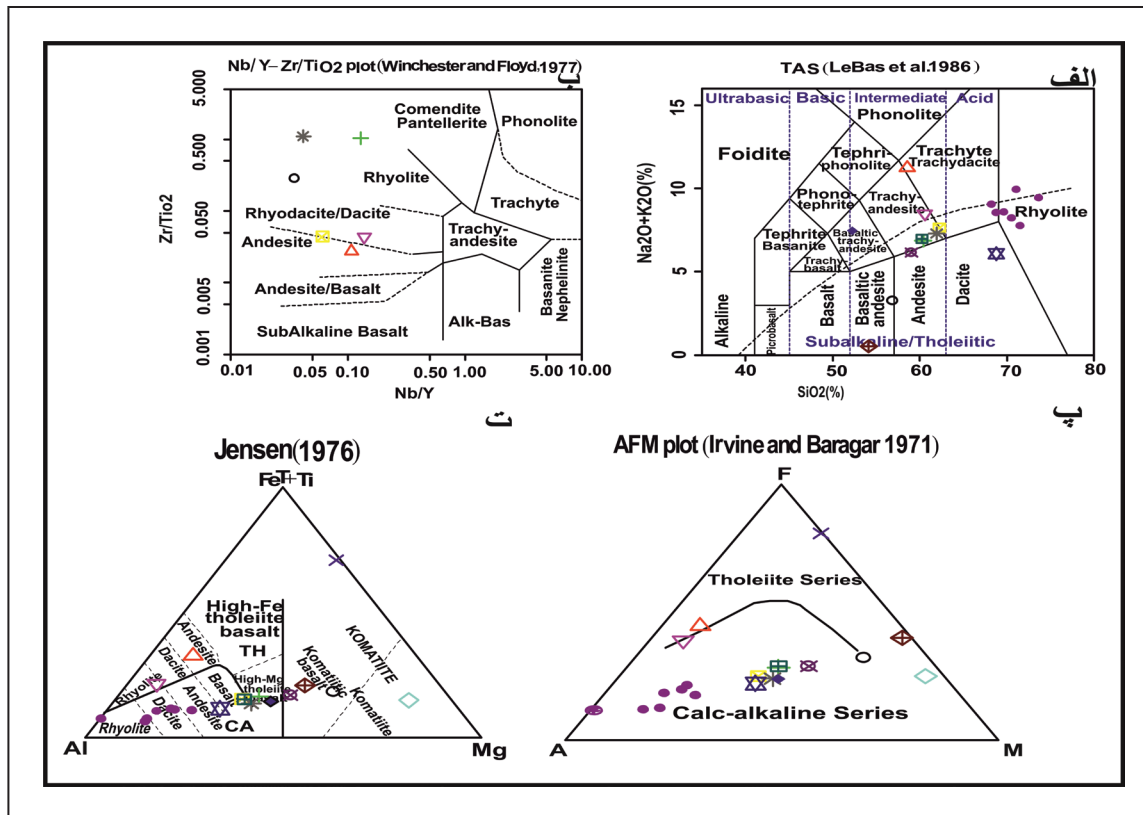
(Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که می‌تواند بیانگر منشأ کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ماگمای ریولیتی باشد. این غنی‌شدگی با نسبت آلکالینیته محیط نسبت مستقیم دارد (Witford et al., 1980) (شکل ۱۳-الف). در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه تهی‌شدگی Eu مشاهده می‌شود. الگوی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی در مقادیر Ba، Nb، Zr و Ti و بی‌هنجاری مثبت Th و U در سنگ میزبان کانسار است (شکل ۱۳-ب). بر اساس این پژوهش، آل‌بیت‌های نسل ۲ در مقادیر P و REE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آل‌بیت‌های نسل ۳ نشان می‌دهند، در حالی که آل‌بیت‌های نسل ۳ در مقادیر Ti، Pb و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آل‌بیت‌های نسل ۱ مقادیر پایین‌تری از لحاظ REE-Y-Ti نسبت به آل‌بیت‌های نسل ۲ و ۳ نشان داده و به لحاظ Th-U عقیم هستند. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th منحصراً مربوط به دگرسانی سدیک-کلسیک است که به صورت آل‌بیت‌های نسل ۲ و ۳ دیده می‌شود. همراهی جدایی‌ناپذیر این کانی‌زایی با آل‌بیت‌های نسل ۲ و ۳ بیانگر منشأ زایشی آنهاست و از پراکندگی دگرسانی سدیک و کلسیک پیروی می‌کند. همچنین، تفکیک مشخصی بین عناصر نادر خاکی سبک و سنگین در متاسوماتیت‌های آل‌بیت‌دار دیده می‌شود، به طوری که مقدار $(La/Yb)_n$ از ۱/۱ تا ۱۰/۶ و در سنگ‌های ریولیتی از ۱/۷ تا ۵/۰۵ در تغییر است؛ بیشترین میزان تفکیک در آل‌بیت‌های نسل ۲ دیده می‌شود و این مقدار از ۱/۶ تا ۱۰/۷۵ می‌باشد که نشان‌دهنده غنی‌شدگی سیال کانسنگ‌ساز در عناصر نادر خاکی سبک است (Giritharan and Rajamani, 2001). نسبت $(La/Sm)_n$ از ۰/۶۲ تا ۲/۴۶ در آل‌بیت‌ها و بیشترین تفکیک در آل‌بیت‌های نسل ۲ گزارش می‌شود.

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر اصلی و عناصر کمیاب در متاسوماتیت‌های آلبیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت به روش XRF.

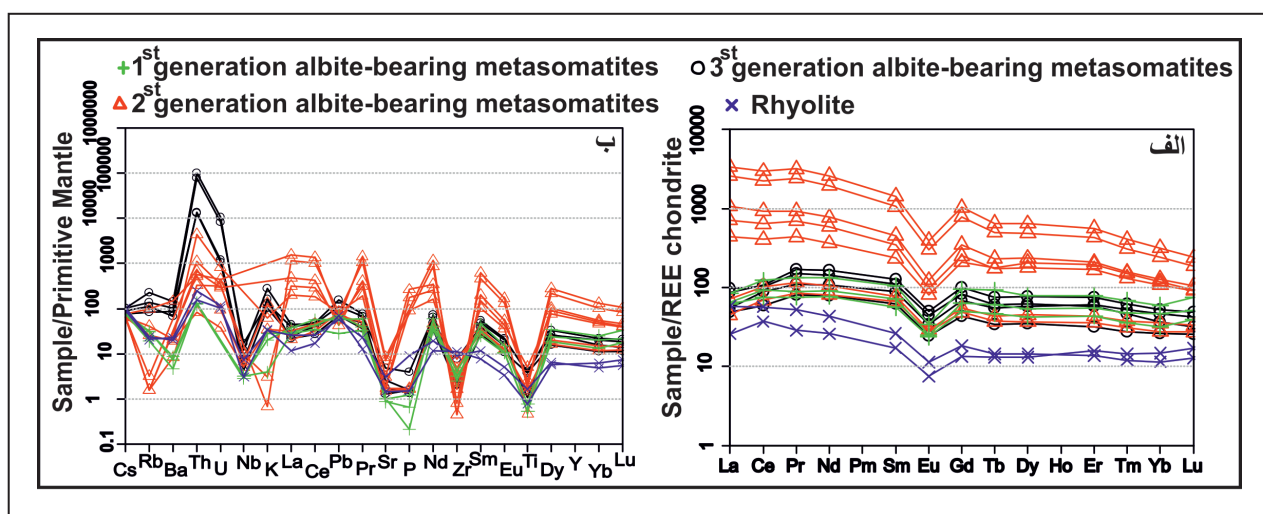
Rock sample	Ch1	Ch2	Ch6	Ch3	Ch7	Ch8
Rock name	3 rd generation albite-bearing metasomatites			2 nd generation albite-bearing metasomatites		
X Coordinate	355186	355128	355206	355067	355136	355173
Y Coordinate	3508195	3508085	3508274	3508178	3508197	3508225
Major elements, wt. %						
SiO ₂	55.93	59.1	58.4	58.95	61.87	61.11
Al ₂ O ₃	7.6	14.3	14.7	10.9	11.93	11.87
Fe ₂ O ₃	7.7	12.1	6.7	5.8	4.92	4.8
CaO	12.3	0.95	6.8	8.55	6.7	6.99
Na ₂ O	1.9	0.95	7.2	1.6	4.98	5.48
K ₂ O	1.3	10.4	1	5.1	2.61	1.72
MgO	11.4	2.2	1.2	6.45	5.71	6.45
TiO ₂	0.05	0.9	0.2	0.08	0.541	0.124
MnO	0.14	0.02	0.2	0.13	0.105	0.148
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.06	0.02	0.02
S	0.03	0.02	0.02	0.25	0	0
L.O.I	1.57	0.3	4.2	2.54	1.58	2.12
Trace elements (ppm)						
Zr	115	Zr	115	Zr	115	Zr
Y	121	Y	121	Y	121	Y
Rb	34	Rb	34	Rb	34	Rb
U	56	U	56	U	56	U
Th	3120	Th	3120	Th	3120	Th
Nb	3	Nb	3	Nb	3	Nb

جدول ۳- نتایج آنالیز عناصر اصلی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت به روش لیتیم متابورات.

Rock sample	Ch9	Ch10	Ch11	Ch12	Ch13	Ch14	Ch15
Rock name	meta- 1 st generation albite-bearing somatites			Rhyolite			
X Coordinate	355193	355173	355116	355082	354861	354973	355012
Y Coordinate	3508190	3508210	3508200	3508225	3508347	3508268	3508349
% .Major elements, wt							
SiO ₂	55.04	56.12	66.65	69.41	72.76	67.25	69.54
Al ₂ O ₃	12.35	9.65	11.85	13.55	13.96	12.91	13.27
Fe ₂ O ₃	5.65	6.44	2.84	3.15	1.53	2.53	1.71
CaO	5.7	8.3	3.69	1.55	0.77	4.38	1.48
Na ₂ O	4.96	4.82	6.67	6.68	8.18	7.05	8.29
K ₂ O	1.42	1.03	1.54	1.41	1.14	1.31	1.44
MgO	6.14	8.38	2.24	2.35	0.05	1.71	1.57
TiO ₂	0.05	0.05	0.05	0.21	0.26	0.25	0.21
MnO	0.05	0.24	0.05	0.05	0.05	0.1	0.17
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.3	0.08
L.O.I	8.59	5.03	4.53	1.7	1.4	2.62	2.33



شکل ۱۲- رده‌بندی سنگ میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چگارت. الف) نمودار TAS (Cox et al., 1979)؛ ب) نمودار وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977)؛ پ) نمودار ایروین و بارآگار (Irvine and Baragar, 1971)؛ ت) نمودار جنسن (Jensen, 1976).



شکل ۱۳- الف) نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در نسل‌های مختلف آلبیت و ربولیت‌های میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت چگارت.

جدول ۴- نتایج تجزیه عناصر فرعی و نادر خاکی بر روی متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار میزان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت.

Rock sample	AG1	Ch9	AG3	AG4	KH4	AG5	AG6	KH7	AG7	AG-8-S
/Rock Mineral	1 st generation albite-bearing metasomatites		2 nd generation albite-bearing metasomatites			3 rd generation albite-bearing metasomatites			Rhyolite	
X Coordinate	354777	355193	555176	355190	355104	355141	355173	355158	355181	355168
Y Coordinate	3507949	3508190	3508201	3508112	3508155	3508043	3508051	3508178	3508192	3508346
Trace elements (ppm)										
Th	11.36	11	43.84	38	28.4	8580.2	1109	1176.8	20.9	13.13
U	0.1>	0.1>	2	17.2	6.7	222.2	22.1	24.8	2.4	2.15
Ti	1007	671	2055	607	2411	5379	1411	4782	1005	2149
Ta	0.72	0.53	0.51	0.44	0.3	0.51	0.46	0.43	0.46	0.3
Rare earth elements (ppm)										
La	26	19	14	138	804	30	17	15	8	18
Ce	100	60	56	328	1809	83	71	48	30	46
Pr	16.23	9.2	10.35	53.25	293.69	18.21	13.38	9.47	3.48	6.38
Nd	79.7	46.6	48.9	217	1157.1	86.1	65.1	47	15.6	26
Sm	20.4	11	12.96	45.7	205	21.55	17.21	12	3.35	5.14
Eu	2.51	1.74	2.01	5.96	22	3.30	2.52	1.78	0.55	0.84
Gd	24.54	12.9	12.5	54.17	203	21.27	17.75	11.2	3.46	4.74
Tb	4.39	2.21	1.76	8.34	23.3	2.85	2.58	1.62	0.62	0.68
Dy	25.35	13.6	11.9	66.19	156	19.8	18.7	11.3	4.23	4.68
Er	16.62	9.2	7.52	41.2	89.8	12.14	12.6	6.6	3.3	2.88
Tm	2.21	1.16	1.00	4.89	10.04	1.50	1.69	0.9	0.47	0.39
Yb	12.4	6.6	5.8	24.7	50.9	7.6	9.8	5.5	3.1	2.4
Lu	2.4	6	0.88	3.03	6.03	1.03	1.37	0.82	0.55	0.41
Hf	1.72	1.12	1.02	0.92	0.5>	0.63	0.96	0.58	3.1	1.96
Y	114.5	58.3	71.7	409.7	895.3	99.7	112.3	58.5	28.1	29.5
/LREE HREE	1.9	2.25	2.29	2.9	5.28	2.39	1.97	2.31	2.91	4.35
(La/Yb) _n	1.4	1.94	1.6	3.7	10.6	2.6	1.1	1.8	1.7	5.05
(La/Sm) _n	0.79	1.09	0.67	1.8	2.46	0.87	0.62	0.79	1.5	2.2
La/(Gd) _n	0.88	1.22	0.93	2.1	3.29	1.2	0.8	1.11	1.9	3.1
(Gd/Yb) _n	1.4	1.5	1.53	1.55	3.22	1.9	1.2	1.6	0.79	1.39
(Ce/Ce*)	1.17	1.17	1.12	0.92	0.89	0.85	1.13	0.95	1.37	1.03
(Eu/Eu*) _n	0.34	0.45	0.48	0.36	0.33	0.47	0.44	0.47	0.49	0.52

به سایر عناصر نادر خاکی را نشان می‌دهند؛ U، Th و Ti نسبت به عناصر نادر خاکی به میزان کمتری غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همبستگی مثبت و قوی بین Th با Ti و U و همبستگی منفی U و Th با مجموع عناصر نادر خاکی وجود دارد؛ این همبستگی منفی ناشی از وجود کانی‌های فسفات در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار و تمرکز REES به صورت کانی‌های مونازیت و زنونیم است (شکل ۱۴- الف تا ج). کانی‌های تیتانیوم‌دار در سنگ‌های میزان کانسار به آسانی تحت فعالیت محیط گرمایی متلاشی می‌شوند و تشکیل هیدروکسیدهای تیتانیوم می‌دهند که جاذب بسیار قوی عناصر پرتوزا از سیال است. وجود این همبستگی مثبت حاکی از منشأ مشترک آنها در طی فرایندهای دگرته‌ای است. بی‌هنجاری مثبت Th به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و مقادیر بالای Th نسبت به U می‌تواند در ارتباط با ماگماتیسیم قلیایی و فرایندهای گرمایی دما بالا تا متوسط مرتبط با پهنه فرورانش و حاشیه مخرب

نسبت $(La/Sm)_n$ در سنگ میزان ریولیتی از ۱/۵ تا ۲/۲ و نسبت $(Gd/Yb)_n$ در آلپیت‌ها از ۱/۲ تا ۳/۲۲ و در سنگ ریولیتی این مقدار از ۰/۷۹ تا ۱/۳۹ تغییر می‌کند، بنابراین، میزان تفکیک در عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر از عناصر نادر خاکی سبک است. بی‌هنجاری Eu از ۰/۳۴ تا ۰/۴۷ در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار متغیر است و در سنگ میزان ریولیتی به طور میانگین ۰/۴۹ تا ۰/۵۲ اندازه‌گیری شده است که مشابه یکدیگر هستند. وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشانه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه از یک منبع محتوی پلاژیوکلاز نیز باشد (Andreoli et al., 1994). به نظر (Frietsch and Perdahal, 1995) تهی‌شدگی Eu می‌تواند در اثر تبلور فلدسپارها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح زمین و یا اینکه در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) باشد. عناصر La، Nd، Y و Ce بیشترین غنی‌شدگی در سنگ میزان کانسار نسبت

جدایش ترجیحی ^{18}O و ^{13}C طی واکنش دیاژنز، کربن‌زایی و آمیختگی اکسیژن و کربن با منبع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک طی فرآیند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت داده شده است (Prokoph et al., 2008). نمودار تغییرات مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ در شکل ۱۵ نشان داده شده است. بر اساس این شکل مقادیر Allen and Wiggins (1993)، تمامی کلسیت‌ها مرتبط با متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار در شرایط دمایی بالا تا متوسط تشکیل شده است. بنابراین، سیال‌های گرمایی دما بالا تا متوسط نقشی اساسی در کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ایفا کرده‌اند.

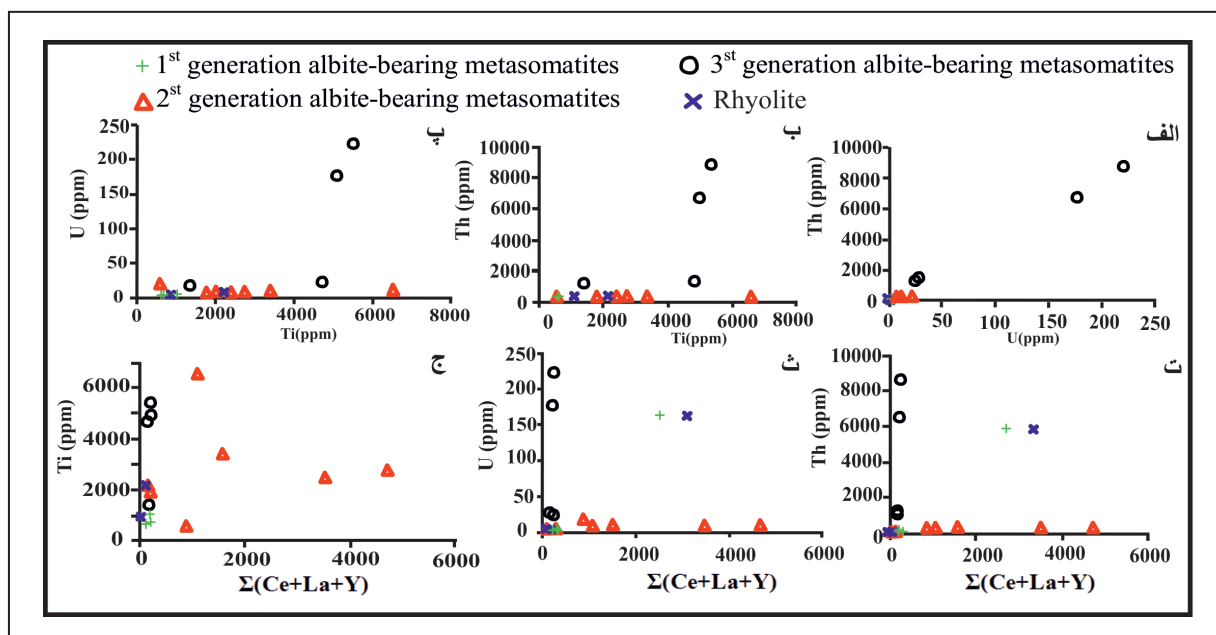
۸- خاستگاه زمین‌ساختی

در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی بر اساس نسبت عناصر نامتحرک Ta در برابر Th و Ta/Yb در برابر Th/Yb (Schandl and Gorton, 2002) نمونه‌های اسیدی و حدواسط کانسار چغارت در محدوده پهنه فروانش حاشیه فعال قاره‌ها و جزایر کماتی اقیانوسی قرار دارد (شکل ۱۶- الف و ب). همچنین با استفاده از نمودار (Wood, 1980) (نمودار عناصر غیرمتحرک با قدرت میدان بالا) این سنگ‌ها متعلق به بازالت‌های کلسیمی-قلیایی کمان ماگمایی هستند (شکل ۱۶- پ). بنابراین، جایگاه زمین‌ساختی کانسار چغارت در ارتباط با ماگماتیسم کالک آلکان مرتبط با پهنه فروانش حاشیه فعال قاره‌ها و جزایر کماتی اقیانوسی است.

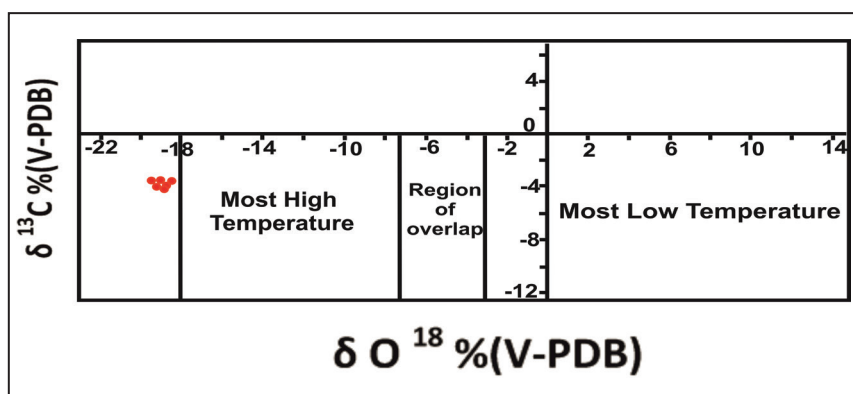
صفحات باشد (Ruzicka, 1990; Ramezani and Tucker, 2003). در واقع ترکیب گواشته به تدریج توسط پوسته اقیانوسی فرورونده تغییر می‌کند و سنگ میزبان در مقادیر U، Th و LREE در مقایسه با Nb و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Schandl and Gorton, 2002). طی فرآیندهای گرمایی و دگرتهایی این عناصر دچار تحرک مجدد شده تا به این حد از غنی‌شدگی برسند (Williams-Jones, 2015). در واقع نسبت‌های بالاتر Th/U در این نمونه‌ها می‌تواند مربوط به وجود کانی‌های فرعی از قبیل مونازیت در سنگ اولیه باشد که در حین دگرتهایی مقاوم هستند و معمولاً متلاشی نمی‌شوند (Cuney et al., 2012).

۷- ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-کربن

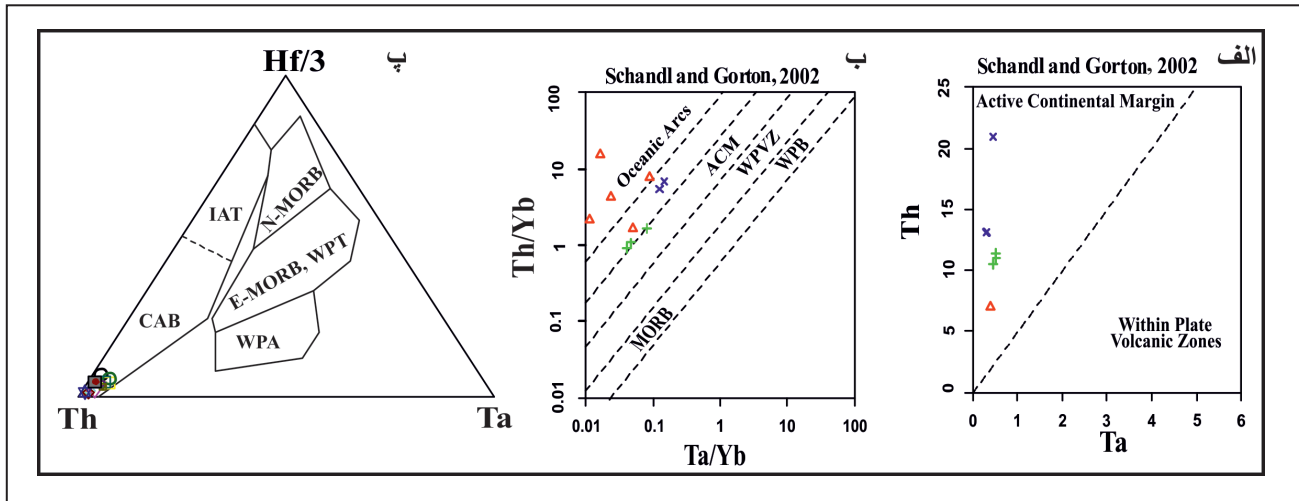
مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ از $-3/93$ تا $-4/23$ و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از $19/76$ تا $19/61$ در کانی‌های کربناته مرتبط با متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار در تغییر است (جدول ۵). این مقادیر در سنگ‌های کربناته و سنگ دولومیت‌های زین‌اسبی (دولومیت‌های مربوط به محیط تدفینی) مربوط به اواخر نئوپروتریوزیک-کامبرین زیرین که تحت تأثیر دمای بالا قرار گرفته‌اند، نسبت به سنگ‌های کربناته که در دمای پایین تشکیل شده‌اند سبک‌تر است (Ronchi et al., 2012). درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت، مقدار فرازایی و سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ از کربنات‌های غیردگرسان تا کربنات‌های گرمایی به عوامل گوناگونی نظیر



شکل ۱۴- روند همبستگی Th, U, Ti, Y, REE در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت.



شکل ۱۵- نمودار تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های موجود در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار کانسار چغارت (Allen and Wiggins, 1993).



شکل ۱۶- الف و ب) نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی کانسار چگارت بر اساس نسبت Th به Ta و نسبت Th/Yb به Ta/Yb (Schandl and Gorton, 2002)؛ پ) انواع بازالت‌ها (Wood, 1980).

جدول ۵- نتایج مقادیر $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در سنگ‌های کربناتی مرتبط با متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار میزبان چگارت.

Rock Sample	X Coordinate	Y Coordinate	Delta ^{13}C vpdb(‰)	Delta ^{18}O vpdb(‰)	Wt used(mg)	Ampl. 44 (mvolt)
C-97446	354844	3507252	-4.11	-19.76	0.621	9125
C-97447	355153	3508176	-4.02	-19.72	0.625	9205
C-97448	355181	3508338	-3.98	-19.61	0.557	7778
C-97449	355197	3508128	-3.96	-19.72	0.563	8070
C-97450	355136	3508191	-4.08	-19.58	0.61	8317
C-97451	355206	3508291	-3.93	-19.61	0.596	8723

۹- نتیجه‌گیری

به تدریج توسط پوسته اقیانوسی فرورونده تغییر می‌کند و سنگ میزبان در مقادیر Th و $LREE$ در مقایسه با Nb و $HREE$ غنی‌شدگی نشان می‌دهد. نتایج حاصل از ایزوتوپ پایدار اکسیژن- کربن بر روی کانی کلسیت پاراژنز با آلپیت‌ها، بالا بودن مقادیر نسبت Th/U و متغیر بودن نسبت آنها در نمونه‌ها، قرارگیری کانی اسفن، توریت و گالن در امتداد شکستگی‌ها و ساخت‌های انحلالی ضمن نمایش تلفیقی از ویژگی‌های ماگمایی و گرمایی، نشان می‌دهد که سیال گرمایی نقش اساسی در دگرته‌های کانی‌زایی $REE-Y-Ti-Th-U$ ایفا کرده است. بر اساس نتایج بدست آمده، از نظر خاستگاه زمین‌ساختی- ماگمایی کانسار مگنتیت- آپاتیت چگارت، در ارتباط با ماگماتیسمی با ماهیت کلسیمی- قلیایی مرتبط با پهنه فرورانش حاشیه فعال قاره‌ها و جزایر کمانی اقیانوسی پیشنهاد می‌شود.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت مدیریت و کارکنان شرکت سنگ آهن مرکزی ایران (معدن چگارت) و دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی بر روی متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار کانسار چگارت بیانگر حضور سه نسل آلپیت و حضور ۴ مرحله دگرته‌ای و دگرسانی در این کانسار است. آلپیت‌های صورتی (نسل ۲) در مقادیر عناصر نادر خاکی و فسفر نسبت به آلپیت‌های قرمز گشتی غنی‌شدگی نشان می‌دهند، در حالی که آلپیت‌های قرمز گشتی (نسل ۳) در مقادیر Th و Pb غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آلپیت‌های صورتی نشان می‌دهند. آلپیت‌های قرمز گشتی و صورتی در مقادیر $REE-Y-Ti-Th$ غنی هستند، در حالی که آلپیت‌های سفید (نسل ۱) از نظر کانی‌زایی $Th-U$ عقیم هستند. بنابر مطالعات زمین‌شیمی، سنگ میزبان کانسار حدواسط تا اسیدی بوده و از نظر ماهیت زمین‌شیمی، این سنگ‌ها از سری قلیایی تا سری کم قلیایی / تولیتی (ساب‌آلکان- تولیتی) تغییر می‌کنند. بررسی الگوی عناصر نادر خاکی و عناصر جزئی ناسازگار بر روی ریولیت، ریوداسیت‌ها و متاسوماتیت‌های سبز آلپیت‌دار میزبان کانسار نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها و غنی‌شدگی $LREE$ نسبت به $HREE$ است؛ این غنی‌شدگی با نسبت قلیایی بودن محیط نسبت مستقیم دارد و می‌تواند بیانگر منشأ کانی‌زایی $REE-Y-Ti-Th$ از ماگمای ریولیتی باشد. بی‌هنجاری مثبت Th به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و مقادیر بالای Th نسبت به U در ارتباط با ماگماتیسم آلکان مرتبط با پهنه فرورانش است؛ در واقع، ترکیب گشته

کتابنگاری

حیدریان، ف.، ۱۳۸۴- بررسی کانی‌زایی اورانیوم و عناصر REE و فرایندهای مرتبط با آن در آنومالی ۶ منطقه خشومی ایران مرکزی. مجله علوم و فنون هسته‌ای، ۳۴ ص. ۷۵۲-۷۶۰.

حیدریان، ح.، علیرضایی، س. و دلیران، ف.، ۱۳۹۱- کانسار آهن چادرملو (بافق، ایران مرکزی) و ارتباط آن با کانی‌سازی آهن، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، ص ۷۵۲-۷۶۰.

میرزابابائی، غ. ر.، بهزادی، م.، رضوانیان‌زاده، م.، یزدی، م. و قنادی مراغه، م.، ۱۳۹۸- واحد برشی و کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون، منطقه معدنی بافق، ایران مرکزی، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۱۱، شماره ۱، ص ۱۰۵ تا ۱۲۰.

References

- Allen, J. R. and Wiggins, W. D., 1993- Dolomite reservoir: Geochemical techniques for evaluation, origin and distribution. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 36: 129 p. <https://100years.aapg.org/most-influential-books-in-carbonate-reservoirs>.
- Andreoli, M. A. G., Smith, C. B., Watkeys, M., Moore, J. M., Ashwal, L. D. and Hart, R. J., 1994- The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockite-granulite terranes. Economic Geology, 89: 994-1016. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994>.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 2: 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Callegari, E. and Pieri, R., 1967- Crystallographic observations on some chess-board albites. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 47(1): 99-110.
- Corriveau, L., Montreuil, J. F. and Potter, E. G., 2016- Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, Economic Geology, 111: 2045-2072. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.2045>.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Mineralogical Magazine, 44(333). <https://doi.org/10.1180/minmag.1981.44.333.23>.
- Cuney, M., and Kyser, T. K. 2008- Deposits related to Na metasomatism and high-grade metamorphism. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. Mineralogical Association of Canada short Course Series, 39.
- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012- Uranium deposits associated with Na-metasomatism from Central Ukraine: A review of some of the major deposits and genetic constraints. Ore Geology Reviews, 44(1): 82-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.09.007>.
- Dehghan, A. R., 2011- Geological prospecting plan of the Choghart deposit 1:4200. Central Iron Ore Company.
- Deymar, S., Yazdi, M., Rezvanianzadeh, M. R. and Behzadi, M., 2018- Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand anomaly 5, Central Iran: Insights from geochemical, mineralogical and stable isotope data. Ore Geology Reviews, 39: 308-336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.008>.
- Forster, H. and Jafarzadeh, A., 1994- The Bafq mining district in Central Iran; a highly mineralized Infracambrian volcanic field. Economic Geology 89(8): 1697-1721. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>.
- Frietsch, R. and Perdahl, J. A., 1995- Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna -type iron ores and some other iron ore type. Ore Geology Reviews, 9(6): 489-510. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)00015-G](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G).
- Giritharan, T. S. and Rajamani, V., 2001- REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the Eastern Dharwar Craton, South India. Earth System Science, 110(2): 143-159. <https://doi.org/10.1007/BF02702214>.
- Haghipour, A., Pelissier, G., 1977- Explanatory text of the Ardekan quadrangle map. Geol. Sur. Iran. Geol. Quaderangle map of Iran, No. 48120.
- Hall, A., 1998- Igneous Petrology. Longman, UK: 550 p.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5): 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jensen, L. S., 1976- A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks, ontario division of Mines, Miscellaneous, 66: 1-22.
- Khoshnoodi, K., Behzadi, M., Gannadi-Maragheh, M. and Yazdi, M., 2017- Alkali Metasomatism and Th-REE mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran. geologia Croatica, 70(1): 53-69. <https://doi.org/10.4154/gc.2017.03>.
- NISCO (National Iranian Steel Company), 1980- Report on results of search and evaluation works at magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during. 1976-1979, Unpublished, Report, 260 p.

- Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Bin, Fu., Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J. and Baker, T., 2004- Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145-1176. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1145>.
- Prokoph, A., Shields, G. A. and Veizer, J., 2008- Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 87(3-4): 113-133. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003>.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622-665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622AJS>.
- Ronchi, P., Masetti, D., Tassan, S. and Camocino, D., 2012- Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: a hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of venetian Southern Alps, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1): 68-89. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.09.004>.
- Ruzicka, V., 1990- Vein uranium deposits. *Ore Geology Review*, 8: 247-276.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629- 642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic Basalt: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J., (Eds), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, 42: 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Taylor, R. G., 1992- Ore textures, recognition & interpretation, *Infill Textures*. Economic Geology Research Unit.
- Torab, F. M., 2008- Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq mining district, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal University of Technology, Faculty of Energy and Economic Sciences, p. 144.
- Tullis, J. and Yund, R. A., 1985- Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13(4): 238-241. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<238:DROFAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<238:DROFAM>2.0.CO;2).
- Witford, D. J., Korsch, M. J., Porritt, P. M. and Craven, S. J., 1980- Rare earth elemnt mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que river, Tasmania Australia. *Chemical Geology*, 68(1): 105-119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3).
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wilde, A., 2013- Towards a model for Albitite-type Uranium. *Journal Minerals*, 3(1): 36-48. <https://doi.org/10.3390/min3010036>.
- Williams-Jones, A. E., 2015- The hydrothermal mobility of the rare earth elements. *British Columbia Geological Survey*, 3: 119-123.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).

Tectono-magmatic setting of the Albite-bearing metasomatite of the Ghoghart magnetite-apatite ore deposits, Bafq, Central Iran

K. Hoseini¹ and M. Shahpasandzadeh^{2*}

¹M.Sc., Department of Earth sciences, Hormozgan University, Bandar Abbas, Iran

²Associate Professor, Department of Earth sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 2020 January 15

Accepted: 2020 July 18

Abstract

The Late Neoproterozoic-Early Cambrian albite-bearing metasomatite, rhyolites and rhyodacites predominantly constitute the host rocks of the Choghart magnetite-apatite deposit in Central Iran. The geologic evidences show three types of albites in the host albite-bearing metasomatite. The performed mineralogical and geochemical investigations display enrichment of REE-Y-Ti-Th in the pink and fleshy red albites, whereas the white albites are barren without any ore mineralization. The concentration of REE-Y-Ti-Th-U bearing minerals along the fractures, the variation of Th/U ratio and result of stable isotopes studies of the calcites syn-paragenesis with the albites reveal the involvement of mixed magmatic and high- midium temperature hydrothermal processes play an important role in the ore genesis. The similarity pattern of the REEs and trace elements in different types of albites-bearing metasomatite and rhyolite manifest the origin of REE-Y-Ti-Th mineralization as the rhyolitic-rhyodacitic magmas, related to a continental/oceanic subduction zone. According to this research, tectono-magmatic setting of the albite-bearing metasomatite in the Choghart deposit is suggested as a Calc-alkaline magmatism, associated with the active continental margin and oceanic arcs.

Keywords: REE-Y-Ti-Th-Y mineralization, albite-bearing metasomatite, magmatic arc, Choghart, central Iran.

For Persian Version see pages 81 to 94

*Corresponding author: M. Shahpasandzadeh; E-mail: mshahpasandzadeh@gmail.com