

Petrology, geochemistry and origin of Mirabad dacitoid dykes, south of Zahedan (Southeast of Iran)

Habib Biabangard *, Sasan Baghari and Sohila Visinasab

Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract

The Mirabad dacitoid dykes exposed in the Sistan and Baluchestan province, Sistan suture zone and South of Zahedan city, near Mirabad village. These dykes, with mainly dacitoid in composition, are hosted by the Eocene flysch assemblages and the Cretaceous ophiolitic mélangé. They are composed of plagioclase, quartz, hornblende and biotite minerals and the dominant texture is porphyry. The studied dykes have sharp boundary with host rocks and sometimes have metapelitic enclaves. They are calc-alkaline, meta-aluminous and I-type nature with LREE and LILE enrichment and HREE and HFSE depletion. Europium does not show any distinct anomaly reflecting the oxidation state of magma. The rocks under study have a common origin on the base of similar REE trends and spider diagram and are related to subduction environments on tectonomagmatic diagrams. Based on the Ta/Yb versus Th/Yb tectonomagmatic diagram, it is possibly that the parent magma derived from the mantle wedge above the subduction plate, which is usually affected by the fluids released from the subducted plate and their elements (including silica, potassium and sodium). The overall results indicate that the investigated dykes are synmagmatism occurred during subduction of Neothytean oceanic crust between the Lut and the Afghan blocks.

Key words: Dacitoid dykes, Sistan suture zone, collision, Mirabad, Zahedan

* h.biabangard@science.usb.ac.ir

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد جنوب زاهدان (جنوب‌خاوری ایران)

حبیب بیابانگرد*، ساسان باقری و سهیلا ویسی‌نسب
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد، در استان سیستان و بلوچستان، در پهنه جوش‌خورده سیستان و جنوب شهر زاهدان، در نزدیکی روستای میرآباد برونزد دارند. سنگ میزبان این دایک‌ها مجموعه‌های فلیشی ائوسن و آمیزه رنگین افیولیتی کرتاسه است. ترکیب سنگ‌شناختی این دایک‌ها بیشتر داسیتوئیدی است و از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت ساخته شده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری است. این دایک‌ها مرز مشخصی با سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند و گاه انکلاوهای متاپلیتی دارند. سرشت آنها کالک‌آلکان و متآلومین است و خاستگاه آذرین (I) دارند. از عنصرهای LREE و LIL غنی‌شدگی و از عنصرهای HREE و HFS تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نبود آنومالی مشخص در عنصر یوروپیم، چه بسا نشان‌دهنده شرایط اکسیدان ماگمای سازنده آنهاست. روندهای مشابه REE و نمودارهای عنکبوتی این دایک‌ها خاستگاه یکنواخت و همانند آنها را نشان می‌دهد. نمودارهای تکتونوماگمایی نشان‌دهنده وابستگی این دایک‌ها به پهنه‌های فرورانشی است. برپایه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb گمان می‌رود که ماگمای سازنده این دایک‌ها از گوه گوشته‌ای بالای تخته فرورو که معمولاً تحت تأثیر سیال‌های آزادشده از تخته فرورو و عنصرهای موجود در آن (مانند: سیلیسیم، پتاسیم و سدیم) قرار می‌گیرند، چنین ماگماهایی را پدید می‌آورند. پس پیدایش این دایک‌ها همزمان با ماگماتیسم و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس بین بلوک‌های لوت و افغان روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های داسیتوئیدی، پهنه جوش‌خورده سیستان، برخوردی، میرآباد، زاهدان

ماگمایی هستند که لایه‌بندی و یا فولیاسیون

مقدمه

سنگ‌های میزبان را با زاویه قطع می‌کنند

دایک‌ها، سنگ‌های آذرین صفحه‌مانند

* h.biabangard@science.usb.ac.ir

شماری زینولیت الترامافیک با بافت پورفیری همسان دانه هستند.

تا کنون درباره دایک‌های منطقه میرآباد بررسی زمین‌شناسی دقیقی انجام نشده است. تنها در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خاش (Ghandchi and Afsharian, 1994) و ۱:۱۰۰۰۰۰ نوک‌آباد (تهیه شده به دست Sahandi و Afsharian (۱۹۸۴)) از آنها یاد شده است.

در این نقشه‌ها، ترکیب آنها را دیوریتی دانسته‌اند. این پژوهش از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناختی روی این دایک‌ها به‌شمار می‌رود و در آن تلاش شده است ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه آنها شناخته شود.

روش انجام پژوهش

در این پژوهش، با انجام چند دوره بازدیدهای صحرایی از همه دایک‌ها و سنگ‌های میزبان، شمار ۸۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان المپوس مدل BX51P در دانشگاه سیستان و بلوچستان بررسی شدند. سپس شمار ۱۰ نمونه سالم و بی‌دگرسانی برگزیده و برای انجام تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه زرازمای ماهان در کرمان فرستاده شدند. در این آزمایشگاه عنصرهای اصلی با استفاده از روش XRF و عنصرهای کمیاب با استفاده از ICP-MS تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه در جدول ۱ آورده شده‌اند. همچنین، شمار ۲ نمونه نیز برای ارزیابی دقت و صحت داده‌ها، به‌طور تکراری تجزیه شده‌اند. دقت محاسبه شده برای عنصرهای اصلی برابر با ۰/۰۶ درصد و برای عنصرهای کمیاب برابر با ۶/۵ درصد است. در رسم نمودارها از نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDkit بهره گرفته شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با نرم‌افزار ArcGIS10.7.1 تهیه شد.

(Irene and Raposo, 2020; Emerman and Marret 1990). دایک‌ها معمولاً به‌صورت گروهی (Swarm) با ستبرای متفاوت (از چند سانتیمتر تا چندین متر) و درازای متغیر (از چند متر تا چند ده کیلومتر) هستند (Hastie *et al.*, 2014). دایک‌ها به‌صورت مستمر و آهسته (برای نمونه، مقیاس زمانی کمتر از ۱۰۰ میلیون سال) در پوسته جایگیری می‌کنند (Petfor *et al.*, 2000). در دایک‌های نزدیک به سطح، مدت انجماد کامل ماگما چند روز و در دایک‌های ژرف، به چند صد سال می‌رسد (Chenet and Grapes, 2007). ترکیب سنگ‌شناسی دایک‌ها از بازیک تا اسیدی است.

این سنگ‌ها در بیشتر پهنه‌های ساختاری ایران در زمان‌های گوناگون دیده می‌شوند. در پهنه جوش خورده سیستان دایک‌های فراوانی دیده می‌شوند که دایک‌های لامپروفیری، دیابازی، حد واسط و اسیدی از مهم‌ترین آنها به‌شمار می‌روند (Sadeghian and Valizadeh, 1996).

Sadeghian (۲۰۰۴)، با بررسی سنگ‌نگاری و فابریک سیل‌های درون گرانیتوئید زاهدان نشان دادند آنها از نوع دایک‌ها و سیل‌های همزمان با ماگماتیسیم (synplutonic) هستند؛ اما Kord و همکاران، (۲۰۰۴) آنها را دایک با سرشت آلکالن و کالک‌آلکالن و در رده سنگ‌های آذرین پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا دانسته‌اند. Kananian و همکاران (۲۰۰۶)، پیدایش دسته‌های موازی دایک با ترکیب حد واسط تا اسیدی درون توده لخشک را مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی جوان سیستان به زیر بلوک افغان می‌دانند. به اور Farrokhejad و Ahmadi (۲۰۱۱)، دایک‌های لامپروفیری کمپلکس لار در بردارنده

جدول ۱- داده‌های خام تجزیه نمونه‌های دایک‌های داسیتوییدی میرآباد (عنصرهای اصلی به روش XRF و برپایه درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب به روش ICPMS و برپایه ppm به‌دست‌آورده شده‌اند)

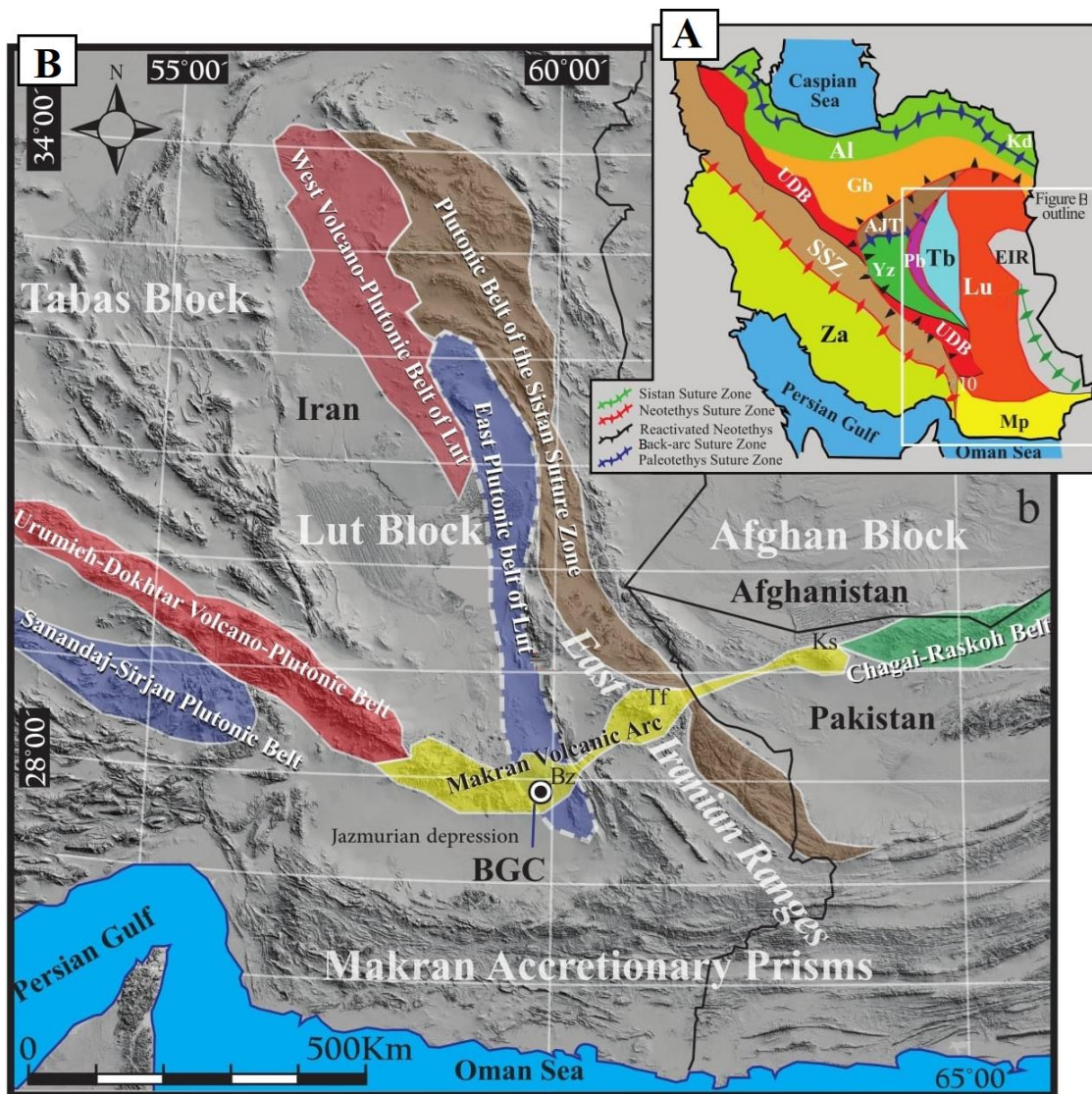
Rock Type	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Trachy-Andesite	Basaltic-Andesite	Dacite	Dacite	Dacite	Rhyodacite
SiO ₂	۵۷.۲۶	۵۸.۹۱	۶۰.۹۳	۵۵.۹۵	۵۳.۷۸	۵۴.۷۳	۵۸.۵	۵۶.۲۱	۶۰.۵۲	۶۲.۸۱
TiO ₂	۰.۵۵	۰.۵	۰.۴۷	۰.۵۳	۰.۶۲	۰.۵۲	۰.۵۳	۰.۵۸	۰.۴	۰.۴۹
Al ₂ O ₃	۱۶.۵۷	۱۷.۶۵	۱۷.۵۱	۱۹.۲۹	۱۷.۰۷	۱۵.۹۵	۱۷.۹۲	۱۸.۳	۱۷.۵	۱۸.۰۷
Fe ₂ O ₃	۵.۴۳	۴.۲۴	۴.۶۶	۵.۳۷	۶.۳	۶.۲۶	۵.۳۶	۵.۵۱	۳.۸۷	۳.۰۹
MnO	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۴
MgO	۳.۸۲	۱.۹۹	۱.۹۷	۲.۶۹	۵.۰۸	۶.۴۸	۲.۶	۳.۶۴	۲.۰۲	۲.۰۵
CaO	۶.۹۵	۵.۹۱	۵.۷۷	۶.۶۲	۹.۱۹	۷.۳۱	۵.۵۳	۴.۴۵	۵.۰۳	۴.۹۵
Na ₂ O	۲.۹۹	۳.۱۵	۳.۶۵	۳.۷۶	۲.۵۶	۶.۰۳	۳.۶۷	۳.۶۵	۴.۰۴	۳.۹۶
K ₂ O	۱.۹	۱.۶۱	۲.۵۸	۲.۶۹	۱.۰۳	۰.۱۶	۲.۱۵	۲.۳۷	۲.۹۳	۲.۱۹
P ₂ O ₅	۰.۱۳	۰.۱۷	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۰۲	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۴
BaO	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۵	<	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۱
SO ₃	۰.۰۵	۲	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	۰.۳۷	<0.05	<0.05
LOI	۴.۰۰	۳.۷۸	۲.۱۷	۲.۷۸	۴.۱۰	۲.۴۲	۳.۴۳	۲.۴۸	۳.۳۱	۲.۱۱
Total	۹۹.۷۸	۹۹.۹۱	۹۹.۸۲	۹۹.۸۳	۹۹.۸۴	۹۹.۸۰	۹۹.۸۳	۹۹.۳۴	۹۹.۷۳	۹۹.۸۶
Li	۳۲	۱۴	۱۵	۳۰	۱۹	<1	۵۳	۱۸	۳۹	۱۸
Sc	۱۴.۵	۷.۶	۷.۹	۱۰.۳	۲۰.۴	۲۹.۶	۹.۳	۱۴	۷.۵	۸.۸
V	۸۶	۶۳	۵۸	۷۲	۱۲۰	۱۶۳	۵۵	۱۰۰	۵۶	۶۸
Ni	۱۵	۶	۶	۷	۲۶	۳۷	۶	۳۲	۱۱	۹
Zn	۶۷	۷۴	۶۵	۹۲	۶۰	۲۱	۹۰	۱۱۷	۷۶	۷۳
Se	۰.۸۷	۱.۱۴	۲.۴۱	۱.۵۵	<0.5	۱.۰۲	۰.۷۴	۲.۰۳	۱.۷۳	۱.۲۵
Rb	۵۲	۴۶	۷۶	۶۰	۱۹	<1	۷۶	۶۸	۷۹	۴۱
Sr	۴۰۵.۳	۳۷۷.۵	۴۶۲.۹	۵۶۰.۸	۳۹۰.۲	۷۸.۲	۴۶۲.۸	۶۳۳.۲	۵۲۵.۶	۴۶۱
Y	۱۵.۲	۱۷.۴	۱۸	۲۰.۸	۱۶.۸	۱۳.۹	۱۵.۷	۱۶.۸	۱۷	۱۶.۹
Zr	۶۷	۲۰	۳۶	۱۱۵	۶۹	۲۷	۶۴	۵۶	۴۰	۲۷
Nb	۱۰.۴	۱۰.۱	۱۲.۳	۱۴.۵	۶.۸	۱.۲	۱۲.۲	۸.۷	۱۶.۵	۱۰.۱
Mo	<0.1	۰.۷	۰.۱	<0.1	۰.۷	<0.1	۰.۳	۰.۱	<0.1	۰.۷
Sn	۱.۹	۳.۳	۲	۱.۶	۲.۱	۰.۵	۱.۹	۲.۱	۱.۷	۳.۵
Sb	۰.۹	۳.۳	۰.۶	۱.۵	۵.۶	<0.5	۰.۶	۱.۶	۰.۹	۱.۵
Te	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۲۹	۰.۲۷	۰.۳۵	۰.۱۳	۰.۱۸
Hf	۲.۹	۲.۸	۳.۰	۳.۷	۲.۷	۳.۰	۳.۸	۲.۲	۳.۶	۳.۴
Ta	۱.۰۵	۰.۹۴	۱.۲	۱.۱۹	۰.۸۴	۰.۳۱	۱.۱۸	۰.۹۲	۱.۵۷	۰.۹۵
W	۱.۵	۱.۳	۱.۵	۱.۶	۱.۳	<1	۱.۸	۲.۶	۱.۴	۱.۷
Pb	۱۹	۳۰	۲۲	۱۳	۱۶	۴	۲۸	۴۴	۶۳	۷۳
Ti	۰.۳۱	۰.۶۴	۰.۸۴	۰.۴	۰.۳	<0.1	۰.۴۱	۰.۴۸	۰.۵۴	۰.۴۱
La	۲۶	۲۵	۳۰	۳۰	۱۸	۴	۲۹	۳۰	۲۶	۳۰
Pr	۵.۱۶	۵.۳۷	۵.۸۷	۶.۱	۳.۷۳	۱.۰۳	۶.۰۴	۵.۶۲	۵.۲	۵.۶۸
Nd	۱۹.۲	۲۰.۳	۲۰.۹	۲۲.۴	۱۴.۷	۴.۸	۲۲.۵	۱۹.۹	۱۸.۷	۱۹.۷
Sm	۳.۳۷	۳.۶۸	۳.۵۹	۳.۸۸	۲.۶۲	۱.۱۶	۴	۳.۵	۳.۳۴	۳.۴۵
Tb	۰.۴۴	۰.۵۷	۰.۵۲	۰.۵۶	۰.۴۶	۰.۳۳	۰.۵۲	۰.۴۹	۰.۴۸	۰.۵
Tm	۰.۲۴	۰.۲۹	۰.۳	۰.۳۵	۰.۳۱	۰.۲۶	۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۲۸	۰.۳
Yb	۱.۷	۱.۸	۲	۲.۴	۲.۱	۱.۹	۱.۶	۱.۹	۱.۸	۱.۷
Lu	۰.۲۵	۰.۲۶	۰.۲۹	۰.۴۳	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۳۷	۰.۲۶
Th	۸.۹۹	۷.۸۳	۱۲.۰۶	۹.۲۳	۶.۴۵	۰.۷۴	۱۰.۶	۱۲.۳۷	۹.۷۸	۱۰.۴۱

U	۱.۹	۱.۲	۲.۲	۲.۳	۱.۵	۰.۱	۲.۱	۲.۲	۱	۲.۱
---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	---	-----

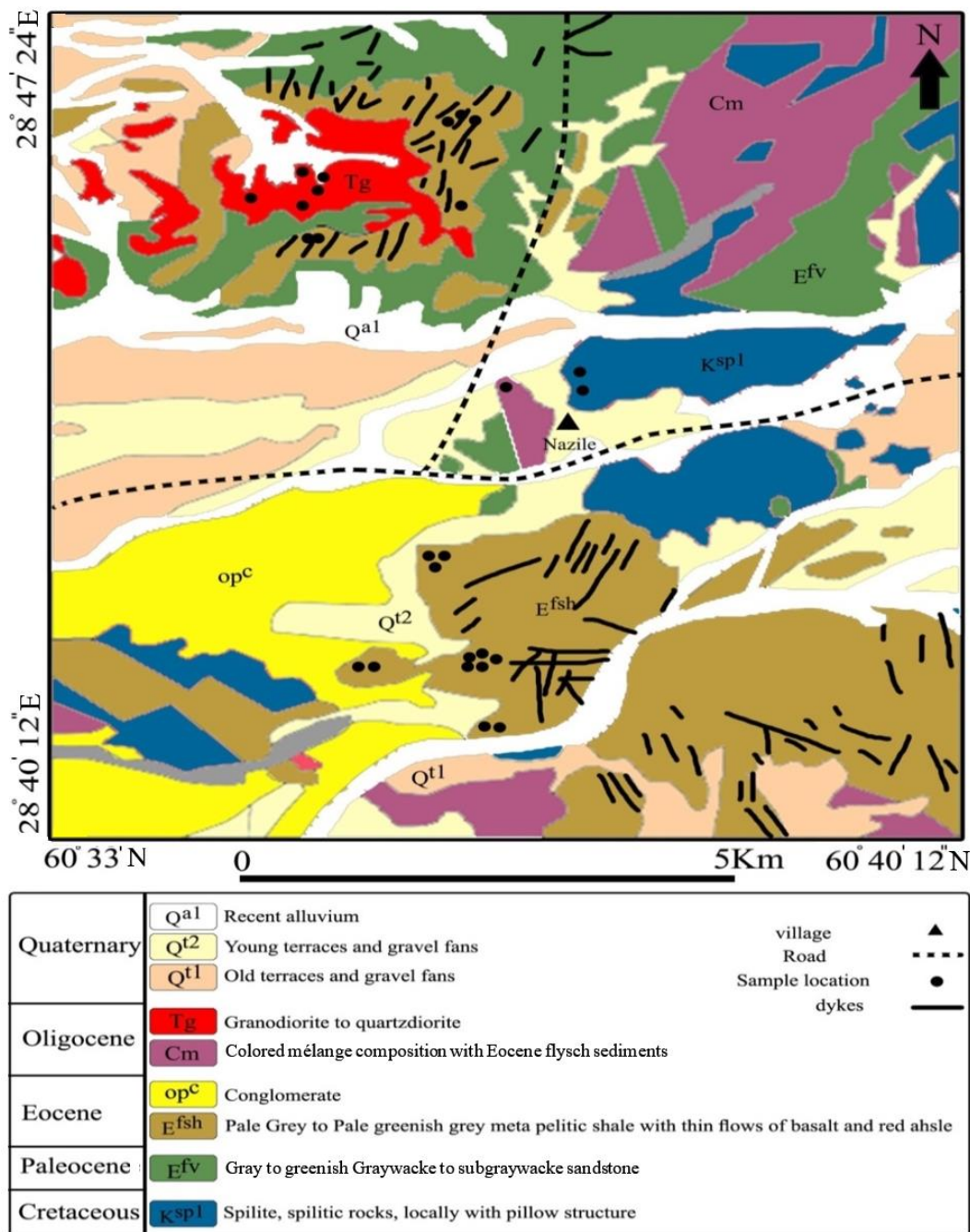
زمین‌شناسی

منطقه میرآباد در پهنه جوش خورده سیستان (Tirrul *et al.*, 1983) جای دارد (شکل‌های ۱-A و ۱-B). در این پهنه، مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پسن، فلیش‌های ائوسن و رخنمون‌های از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی آلیگومیوسن دیده می‌شوند که بیشترشان گسل خورده هستند (Tirrul *et al.*, 1983; Walker *et al.*, 2009; Pang *et al.*, 2012, 2013; Kheirkhah *et al.*, 2015; Camp and Griffis, 1982). مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه پسن از کهن‌ترین سنگ‌ها در منطقه میرآباد به‌شمار می‌روند. بیشتر این سنگ‌ها سرپانتینیتی و خُرد شده‌اند، نهشته‌های فلیشی ائوسن دربردارنده شیل، ماسه‌سنگ، سیلت‌ستون، مارن،

سنگ‌های آهکی و سنگ‌های نیمه‌آشفشانی هستند. واحد فلیشی گسترده‌ترین واحد در منطقه و میزبان دایک‌ها است. دایک‌های منطقه ترکیب سنگ‌شناسی داسیتی تا آندزیتی دارند و روندهای غالب شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. در بخش جنوب‌خاوری منطقه، این دایک‌ها روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری نشان می‌دهند. نقشه زمین‌شناسی این منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در محیط نرم‌افزار GIS و برپایه بازدیدهای صحرایی، تصویرهای ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خاش (Ghandchi and Afsharian, 1994) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (Afsharian و Sahandi به‌دست) (۱۹۸۴) تهیه شد (شکل ۲).



شکل ۱- A) واحدهای اصلی تکتونواستراتیگرافی ایران (Stöcklin, 1974): AI: پهنه البرز؛ UDB: کمربند ارومیه- دختر؛ SSZ: پهنه سنندج- سیرجان؛ Za: پهنه زاگرس؛ Mp: پهنه مکران؛ Lu: بلوک لوت؛ Tb: بلوک طبس؛ Yz: پهنه یزد؛ Kd: پهنه کپه‌داغ؛ Gb: کویر بزرگ؛ AI: پهنه البرز؛ Pb: پهنه پشت‌بادام؛ AJT: پهنه انارک- جندق؛ EIR: پهنه خاور ایران؛ B) پهنه‌های ساختاری خاور ایران، اصلاح شده پس از Ghodsi و همکاران (۲۰۱۶): Tf: تفتان؛ Bz: بزمان؛ Ks: کوه‌سلطان؛ BGC: گرانیت کالک‌آکالن بزمان



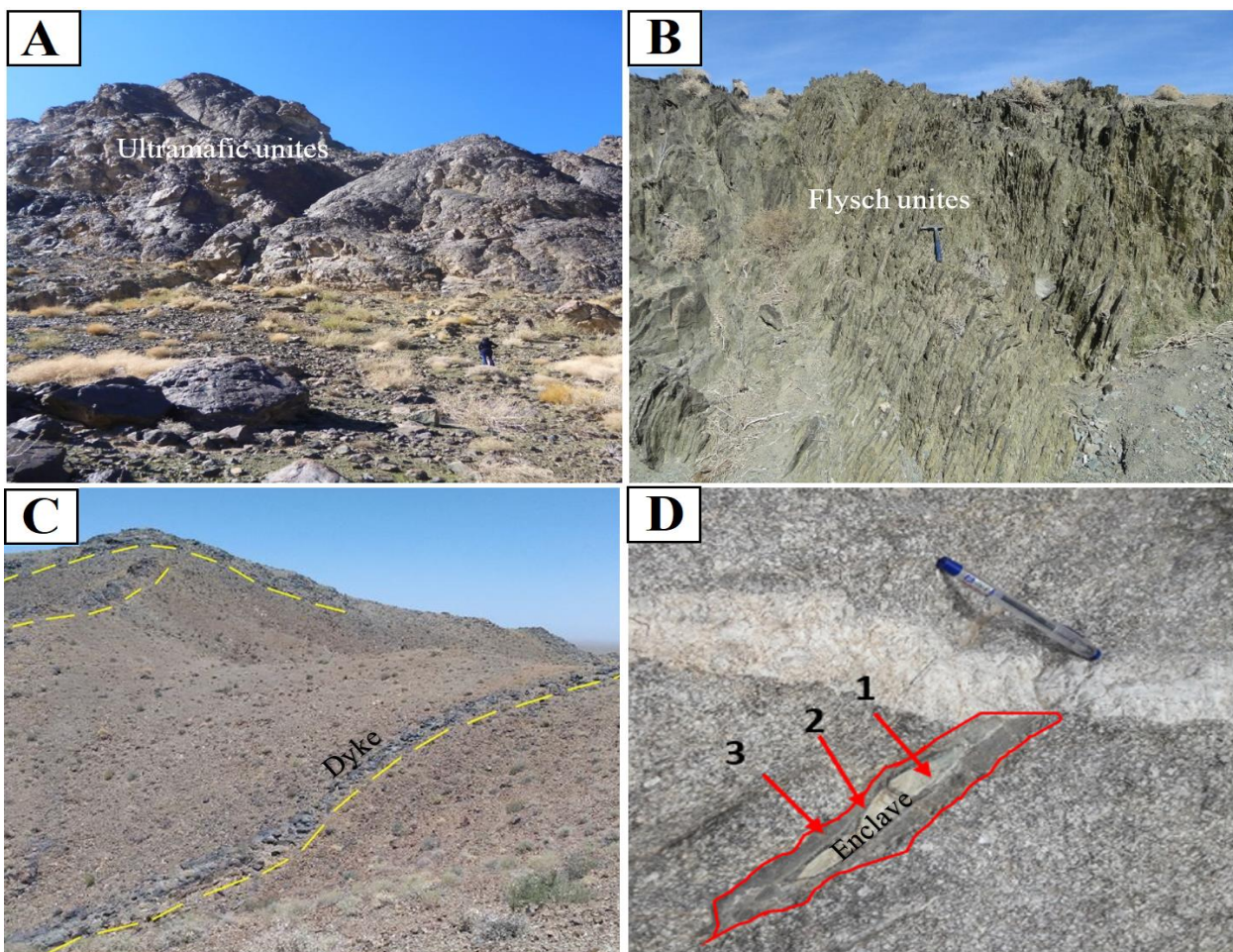
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه، بازترسیم‌شده در محیط GIS و برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوک‌آباد (Sahandi and Afsharian, 1984)

تیره هستند و بلندترین ارتفاعات منطقه را دربر می‌گیرند. آنها عموماً چین‌خورده هستند و تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ دارند (شکل ۳- B). این گروه‌های سنگی در برخی بخش‌ها تا درجه کم دگرگون شده‌اند و با اسلیت و فیلیت جایگزین شده‌اند. در منطقه میرآباد، دایک‌ها معمولاً به صورت متقاطع هستند، هرچند

در مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه پسین، هارزبورژیت‌های سرپانتینیته شده (شکل ۳- A)، اسپیلیت‌ها و به مقدار کم، بازالت‌های بالشی از کهن‌ترین گروه‌های سنگی منطقه به‌شمار می‌روند. این سنگ‌ها بیشتر در بخش‌های مرکزی منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲). واحدهای فلیشی معمولاً به رنگ

بیوتیت دیده می‌شود. در برخی بخش‌ها، تکه‌هایی از سنگ‌های میزبان (به‌صورت انکلاو) در دایک‌ها دیده می‌شود. بیشتر انکلاوها متاپلیتی هستند و دربردارنده به‌ترتیب سه بخش متاپلیتی، سورومیکاسه و هورنفلسی شده هستند (شکل ۳-D). بخش‌های حاشیه انکلاوها بیشتر هورنفلسی و بخش‌های درونی آنها کمتر دگرگون شده‌اند.

روندهای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری فراوان تر هستند (شکل ۳-C). همچنین، معمولاً شیب‌های متفاوتی دارند. بیشتر این دایک‌ها با مجموعه‌های فلیشی چین خورده‌اند و نسبت به فلیش‌ها شگستگی‌های فراوان‌تری دارند. دایک‌های منطقه به درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و ستبرای میانگین ۵ متر هستند. در نمونه‌های صحرایی این سنگ‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز و گاه هورنبلند یا



شکل ۳- تصاویرهای صحرایی از: (A) واحدهای الترامافیک که بیشتر ترکیب هارزبورژیت سرپانتینیته شده دارند؛ (B) واحدهای فلیشی منطقه با ترکیب بیشتر شیل و ماسه‌سنگ؛ (C) دایک‌های آندزیتی و داسیتی درون واحدهای فلیشی منطقه؛ (D) نمایی نزدیک از انکلاوهای متاپلیتی در دایک‌ها (با سه بخش به‌ترتیب: (۱) متاپلیتی، (۲) بخش سورومیکاسه (بخشی از متاپلیت است)، (۳) بخش هورنفلسی شده

و به مقدار کم تراکی آندزیت و ریوداسیت است و بیشتر آنها از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند ساخته شده‌اند.

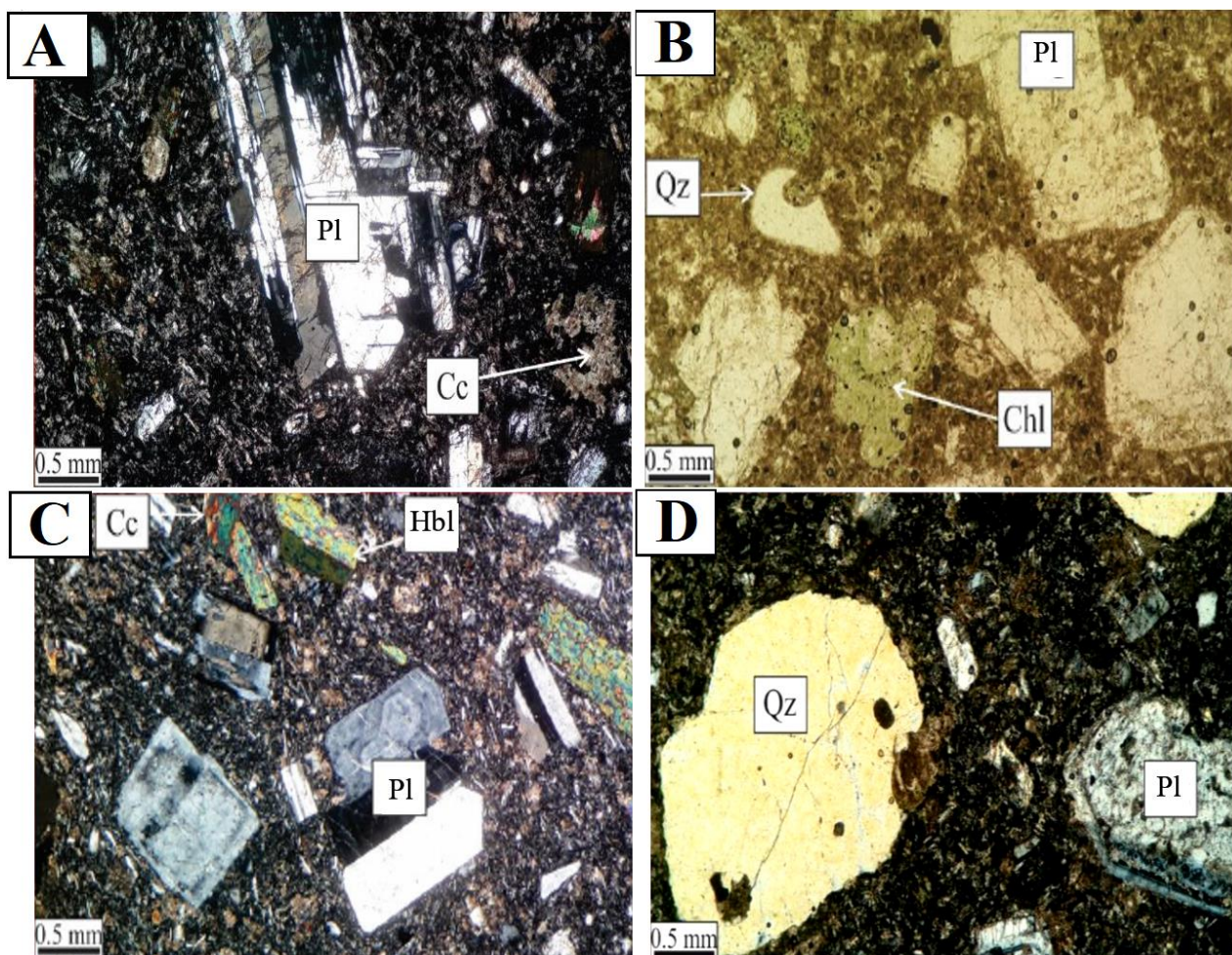
سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌شناختی دایک‌های میرآباد بیشتر داسیت، آندزیت

هورنبلند (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، نیمه‌شکل‌دار و در بیشتر موارد در پی رویداد دگرسانی، به کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۴- B). کوارتز (۱۰ درصد حجمی)، به صورت بی‌شکل در زمینه سنگ و یا درشت‌بلور به صورت انحلال و با طرح خلیجی دیده می‌شود (شکل ۴- B).

تراکی‌آندزیت‌ها: ترکیب کانی‌شناختی این سنگ‌ها همانند آندزیت‌هاست؛ اما این سنگ‌ها بافت جریان‌ی (تراکیتی) نشان می‌دهند (شکل ۴- C).

آندزیت‌ها: در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند و بافت غالب پورفیری نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی) با منطقه بندی و به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور در زمینه هستند. بلورهای درشت به اندازه ۱ تا ۶ میلی‌متر و تخته‌ای‌شکل، نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک، آلبیتی و پریکلین هستند (شکل ۴- A). ریزبلورهای سازنده زمینه نیز به اندازه ۱/۲ میلی‌متر هستند. برپایه زاویه خاموشی ۱۰ تا ۲۶ درجه، این کانی‌ها از نوع آندزین-الیگوکلاز هستند. بیوتیت و



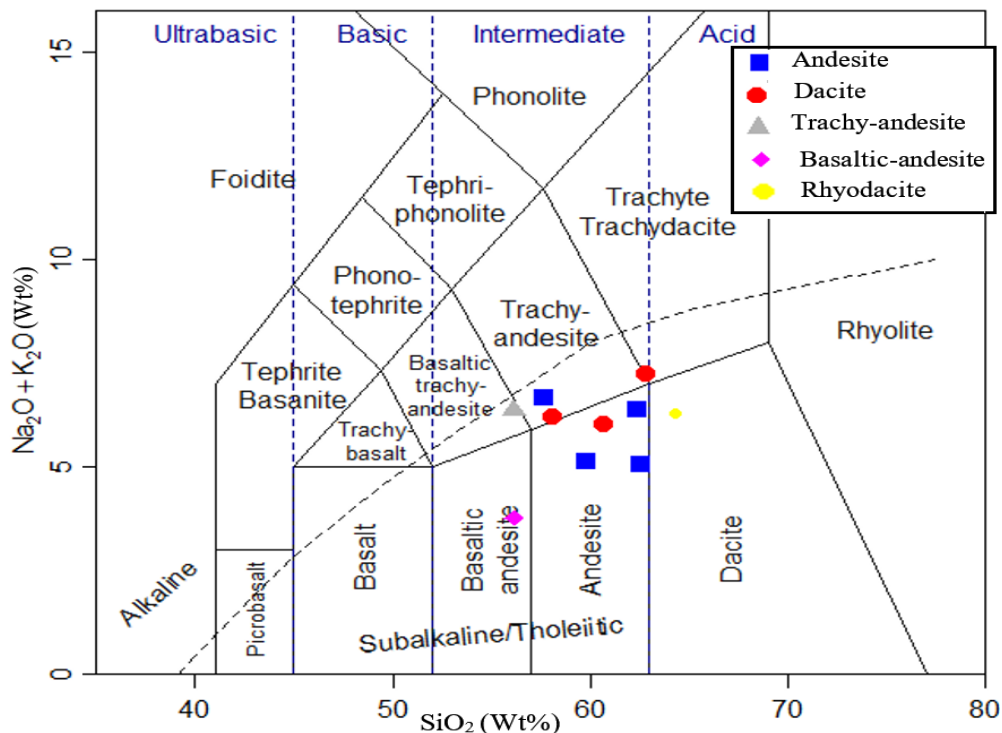
شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL از دایک‌های میرآباد: A) کانی‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک و کلسیت‌های ثانویه در دایک آندزیتی؛ (B) کانی‌های کوارتز خلیجی، پلاژیوکلاز و و کلریتی که جانشین هورنبلند شده است در داسیت؛ (C) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و هورنبلندهای شکل‌دار در تراکی‌آندزیت؛ (D) کانی‌های درشت کوارتز با خلیج خوردگی و پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و بافت غربالی در دایک داسیتوبیدی (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰): Pl: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز، Hbl: هورنبلند؛ Cc: کلسیت؛ Chl: کلریت)

دیده‌شده در این سنگ‌ها بی‌شکل هستند و بیشترشان خلیج خوردگی دارند (شکل ۴-D). در برخی از این سنگ‌ها، مقدار این کانی فراوان است؛ به گونه‌ای که سنگ را می‌توان «ریوداسیت» نامید.

زمین‌شیمی

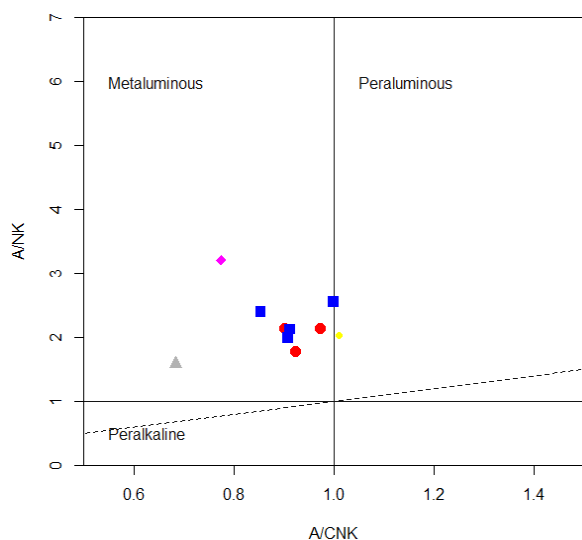
در نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین (TAS)، ترکیب شیمیایی دایک‌ها در محدوده سنگ‌های آندزیتی و سری ماگمایی ساب‌آلکان (شکل ۵) و در نمودار تعیین سری ماگمایی (AFM)، در سری ماگمایی کالک‌آلکان جای می‌گیرد (شکل ۶). در نمودار اندیس آلومینیم (Shand, 1943)، دایک‌های بررسی‌شده بیشتر مت‌آلومینوس هستند و تنها ۲ نمونه آنها کمی به پرا‌آلومینوس گرایش دارند (شکل ۷)؛ آن هم شاید پیامد دگرسانی این نمونه‌ها باشد.

داسیت‌ها: در نمونه دستی، این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و در مقاطع میکروسکوپی، کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز دارند. پلاژیوکلازها (۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی)، به دو صورت درشت‌بلور در اندازه میانگین ۱ تا ۶ میلی‌متر، تخته‌ای شکل و ریزبلورهای سازنده زمینه به اندازه میانگین ۰/۲-۰/۱ میلی‌متر هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها منطقه‌بندی و بافت غربالی دارند (شکل ۴-D). کلسیت و سیریسیت محصول دگرسانی این کانی‌ها هستند. هورنبلند با درصد حجمی تا ۱۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ میلی‌متر در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و بیشتر به کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده است. کوارتزهای



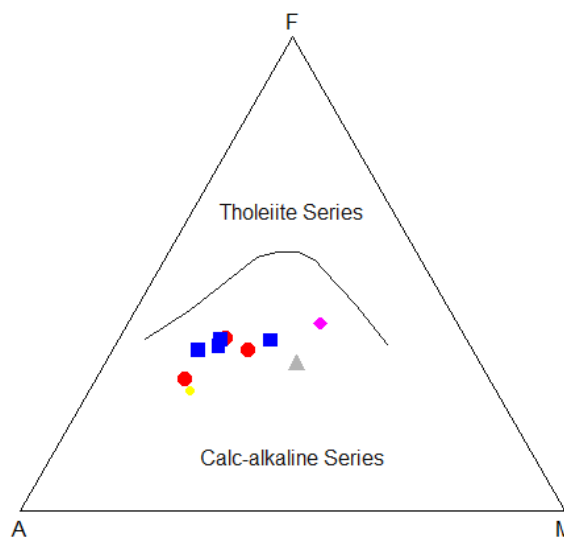
شکل ۵- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد روی نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین (Middlemost, 1994)

برابر مقادیر اولیه‌شان به ترکیب کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) نیز غنی‌شدگی ضعیف و الگوی موازی و کمابیش مسطح را نشان می‌دهند (شکل ۸).

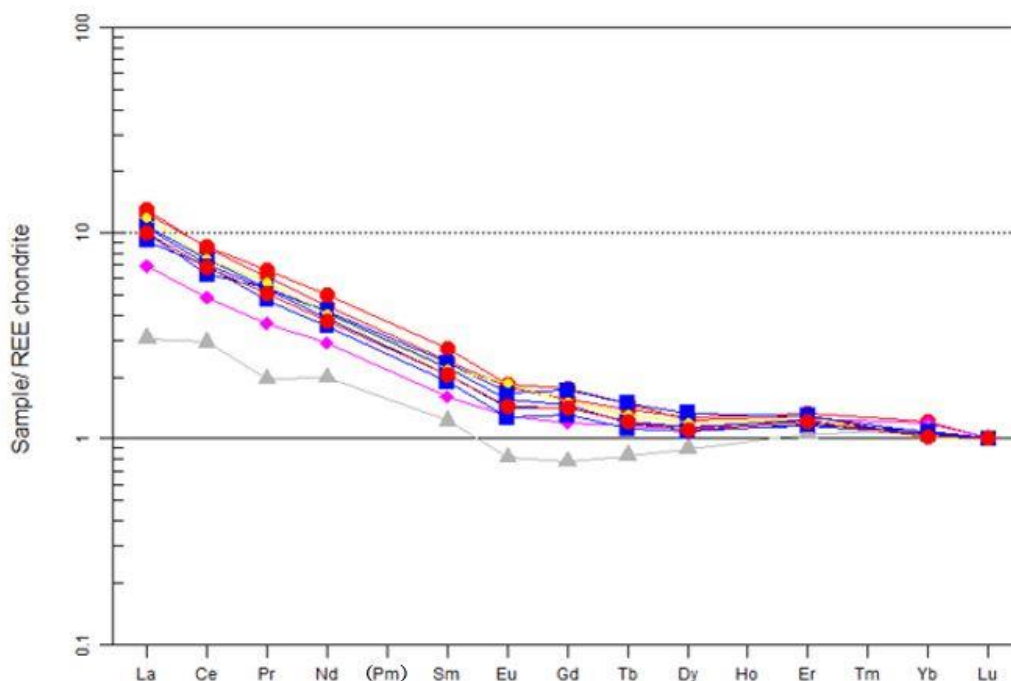


شکل ۷- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتویدی میرآباد روی نمودار اندیس اشباعی از آلومینیم (Shand, 1943) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Thompson, 1982) برای این نمونه‌ها در شکل ۸ آورده شده است. عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) با شیب کمابیش تند و کاهنده تا ۱۰



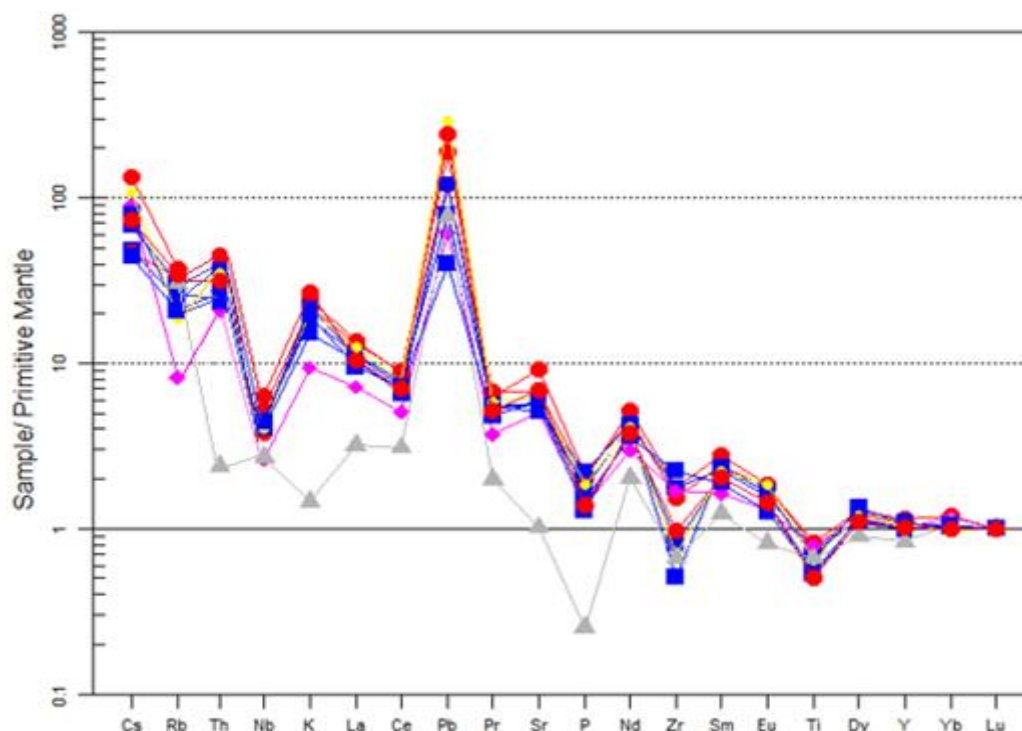
شکل ۶- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتویدی میرآباد روی نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)



شکل ۸- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتویدی میرآباد در نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Thompson, 1982) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)

انکلاوهای متاپلیتی) باشد. توقف کوتاه‌مدت ماگما و حتی گذر ماگما از پوسته قاره‌ای به همراه سیال‌های درون‌قاره‌ای و هضم مواد پوسته‌ای به دست ماگما این‌گونه ناهنجاری‌ها را به دنبال دارد (Wayer *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003).

الگوی هم‌روند نمونه‌ها نسبت به هم شاید نشان‌دهنده خاستگاه یکسان (Wilson, 1980) برای سنگ‌های منطقه باشد. آنومالی مثبت و قوی Cs و Pb (شکل ۹) چه بسا پیامد آرایش است (Wilson, 1989). این ویژگی سنگ‌های بررسی شده شاید پیامد آرایش با پوسته (حضور



شکل ۹- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد روی نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Pearce, 1983) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)

سیال‌های آزادشده از تخته وارد نمی‌شوند (Avanzinelli *et al.*, 2009; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). در هنگام دگرگونی و آبدیایی پوسته اقیانوسی فرورو در پهنه‌های فرورانش و در پایان، ذوب‌بخشی صفحه فرورو، این عنصرهای کم تحرک در فازهای دیرگداز تفاله دیرگداز (مانند: تیتانیت، ایلمنیت، روتیل، اسفن، آپاتیت و زیرکن) به جای می‌مانند؛ زیرا عنصرهای یادشده در این فازها بسیار سازگار

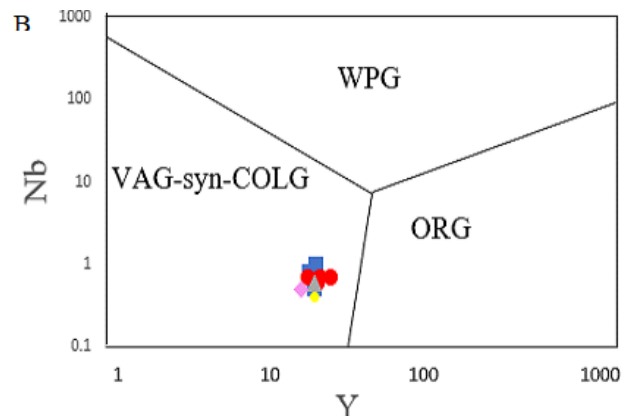
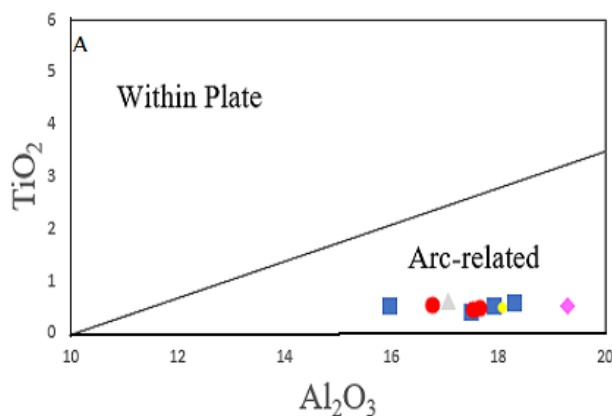
به باور Kurt و همکاران (۲۰۰۸)، تهی‌شدگی از Nb و غنی‌شدگی از LILE و LREE پیامد غنی‌شدگی ماگماهای برخاسته از گوشته (سیال‌های فرورانشی) و یا آرایش پوسته‌ای هستند. این تغییرات که به خوبی در شکل‌های ۸ و ۹ دیده می‌شوند، از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش هستند و در پی نبود تحرک و بجاماندن آنها در تخته فرورو (subducting slab) روی داده‌اند؛ به گونه‌ای که این عنصرها به

پس از پیدایش، دچار تحولات ماگمایی و آلیش پوسته‌ای شده است.

بحث

نمودار شناسایی محیط‌های تکتونوماگمایی (شکل ۱۰- A) که دو محیط درون‌صفحه‌ای و کمانی را از هم جدا می‌کند، بیشتر برای سنگ‌های با طبیعت آتشفشانی شوشونیتی به کار برده می‌شود؛ اما از آن برای سنگ‌های آتشفشانی حد واسط نیز بهره گرفته شده است. سنگ‌های بررسی شده در این نمودار در گستره سنگ‌های کمانی جای می‌گیرند. Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نمودار Y در برابر Nb را بیشتر برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گرانیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند؛ اما Garcia و همکاران (۲۰۰۸) این نمودار را برای سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و حد واسط نیز به کار برده است. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد جای می‌گیرند (شکل ۱۰- B).

هستند (Hawkesworth *et al.*, 1991; Khan *et al.*, 2006). تمرکز عنصرها در بخش پوسته‌ای بسیار اندک است. پس مشارکت پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های جدا شده از خاستگاه گوشته‌ای نیز آنومالی منفی این عنصرها در نمونه‌ها را پدید می‌آورد. در کل، عنصرهای HFS نسبت به عنصرهای LIL تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۸ و ۹). یکی از دلایل این تهی‌شدگی در عنصرهای HFS، نامحلول بودن این عنصرها در آب است؛ از این رو، توانایی انتقال به همراه سیال‌های پدیدآمده از آزدایی سنگ‌کره اقیانوسی به گوه گوشته‌ای را ندارند (Tatsumi *et al.*, 1986; Keppler, 1996; Munker *et al.*, 2004). همچنین، تهی‌شدگی از عنصرهای HFS نسبت به عنصرهای LIL چه بسا در پی آلودگی با پوسته‌ای قاره‌ای نیز پدید می‌آید (Parat *et al.*, 2005). از این رو، ماگمای سازنده این سنگ‌ها



شکل ۱۰- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد روی: A) نمودار درصدوزنی Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Muller and Groves, ۱۹۹۲)؛ B) نمودار Nb در برابر Y (برپایه ppm) (Pearce *et al.*, 1984)؛ WPG: گرانیت‌های درون‌قاره؛ ORG: گرانیت‌های پهنه‌های کوهزایی؛ VAG+Syn COLG: گرانیت‌های پهنه‌های کمانی و همزمان با برخورد (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)

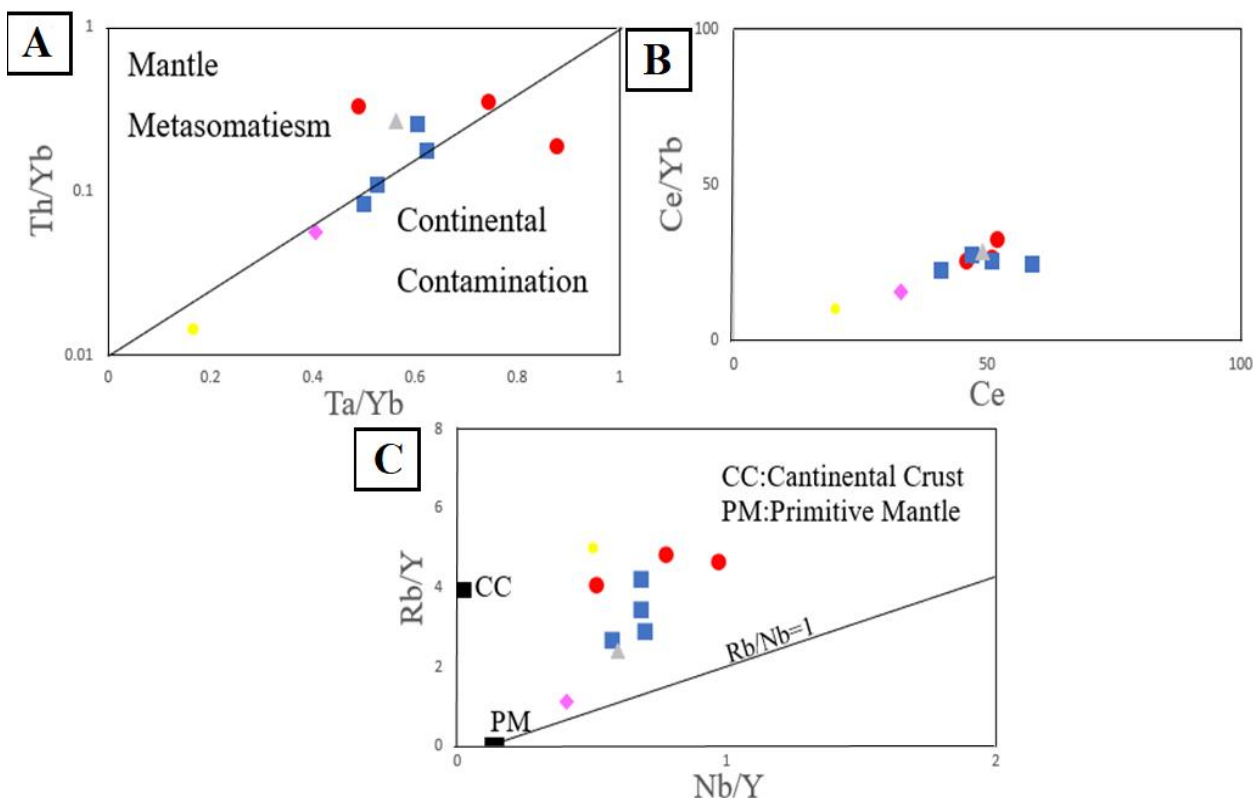
فرایند متاسوماتیسم در تحول سنگ‌های آتشفشانی به کار برده می‌شود. معمولاً نسبت‌های

نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2007; Wilson, ۱۹۹۶) برای بررسی نقش

نقش داشته‌اند. برای شناخت نقش مؤلفه‌های پوسته‌ای در تحولات ماگمایی، نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Liu and Shang, 2014) به‌کار برده شده است. در این نمودار، نسبت با افزایش Ce، مقدار Ce/Yb در سنگ افزایش می‌یابد. این ویژگی نشانه تأثیر مؤلفه‌های پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است (شکل ۱۱- B). همچنین، در نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (شکل ۱۱- C)، نمونه‌ها بالای خط $Y/Rb=1$ جای می‌گیرند. این ویژگی نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است. از این‌رو، گمان می‌رود مؤلفه‌های پوسته‌ای در پیدایش و تحول ماگما دخالت داشته‌اند. پس چه‌بسا پیدایش این دایک‌ها پیامد فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس (اقیانوس سیستان) به زیر بلوک افغان و همزمان با ماگماتیسیم باشد.

Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر جدایش بلورین یا ذوب‌بخشی (که در آن پیروکسن و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی با بجامانده هستند) قرار نمی‌گیرند (Wilson, 2007). از این‌رو، فراوانی این عناصر ترکیب سنگ خاستگاه ماگما یا هضم سنگ‌های پوسته به‌دست ماگما یا متاسوماتیسیم ناحیه خاستگاه که با فرایندهای فرورانش انجام می‌شود را نشان می‌دهد (Pearce, 1983; Wilson, 1980).

همان‌گونه که در شکل ۱۱- A دیده می‌شود، نمونه‌ها در روند غنی‌شدگی با روند متاسوماتیسیم خاستگاه گوشته‌ای و آرایش پوسته‌ای جای می‌گیرند. پس گمان می‌رود شاید سیال‌های برخاسته از تخته فرورو (اقیانوس نئوتتیس) و آرایش پوسته قاره‌ای در تحول سنگ‌های منطقه



شکل ۱۱- ترکیب شیمیایی دایک‌های داسیتوئیدی میرآباد روی: (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1996); (B) نمودار

در برابر Ce/Yb (Liu and Shang., 2014)؛ C نمودار Nb/Y برابر Rb/Y (Temel *et al.*, 1998) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵ است)

برداشت

در این نوشتار، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و خاستگاه دایک‌های داسیتوئیدی منطقه میرآباد ارزیابی و بررسی شد. از دیدگاه سنگ‌شناسی، این دایک‌ها بیشتر ترکیب آندزیتی و داسیتی دارند و بیشترشان متآلومین و کالک‌آلکالن هستند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی مانند غنی‌شدگی از عنصرهای LREE نسبت به HREE، آنومالی منفی شاخص Nb و غنی‌شدگی از عنصرهای LIL، این‌گونه تعمیم داده می‌شود که ماگمای سازنده دایک‌های منطقه میرآباد به پهنه‌های فرورانشی وابسته است. نمودار Ce در برابر Ce/Yb، غنی‌شدگی چشمگیر Pb و داشتن انکلاوهای متاپلیتی نشان‌دهنده نقش آرایش پوسته‌ای هنگام پیدایش ماگمایی سازنده این دایک‌ها

هستند. برپایه آنچه درباره این دایک‌ها گفته شد، گمان می‌رود ماگمای سازنده این دایک‌ها از گوئه‌گوشته‌ای بالای تخته فرورو که معمولاً تحت تأثیر سیال‌های آزاد شده از تخته فرورو و عنصرهای موجود در آن (مانند: سیلیسیم، پتاسیم و سدیم) قرار می‌گیرند، چنین ماگماهایی را پدید می‌آورند. پس پیدایش این دایک‌ها همزمان با ماگماتیسم و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس میان بلوک‌های لوت و افغان روی داده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان برای پشتیبانی‌های مالی و معنوی و داوران گرامی که برای بررسی این نوشتار وقت گذاشتند، بسیار سپاس‌گزارند.

منابع

- Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L. and Conticelli S. (2009) Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated politic vs. politic sediment recycling at destructive plate margine. *Lithos* 113(5): 213-227.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3): 221-239.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos* 9(4): 271-288.
- Emerman, S. H. and Marret, R. (1990) Why dikes? *Geology* 18(1): 231-233.
- Farrokhnejad, M. and Ahmadi, A. (2011) Petrography and Mineralogy of Ultramafic Xenoliths of the Lar Complex, Zahedan, Eastern Iran. 15th Iranian Geological Society Conference, Tehran, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Garcia, T. S., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G. R. and Tanago, J. G. (2008) Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The early Paleozoic of the Ossa Morena zone (SW Iberia), *Tectonophysics* 461 (4), 72-90.
- Ghandchi, M. R. and Afsharian, A. (1994) Geological map Khash quadrangle (1: 250000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Ghodsi, R., Boomari, M., Bagheri, S. (2016) Geochemistry zircon U-Pb age and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, southeast Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 25: 311-340.
- Hastie, W. W., Watkeys, M. K. and Aubourg, C. (2014) Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: Implications for the mantle plume hypothesis. *Gondwana Research* 25: 736-755.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and McDermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335(3): 393-405.
- Irene, M. and Raposo, B. (2020) Emplacement of dike swarms from the island of Ilhabela (SE Brazil) and its relationship with the South Atlantic Ocean opening revealed by magnetic fabrics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 301(1): 3-7۲.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rock. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-5۴۸.
- Kananian, A., Rezaei Kohkhaei, M. and Ismaili, M. (2006) Lithology and tectonic location of the Lakhshak Granite pluton, North-west of Zahedan. *Iranian Journal of Earth Sciences* 65: ۱۲۶-۱۴۳.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380(4): 237-2۴۰.
- Khan, M. A., Jan, Q. M. and Weaver, B. L. (1993) Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: *Himalayan Tectonics* (Eds. Treloar, P. J. and Searle, M. P.) 74(1): 123-۱۲۸. Geological Society of London, UK.
- Kheirkhah, M., Neill, M. I. and Allen, M. B. (2015) Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106: 19-33.
- Kord, M., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2004) Petrography, geochemistry and petrology of dykes in Zahedan granitoid pluton, 8th Iranian Geological Society Conference, Shahroud University, Shahroud, Iran.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline, and withinplate alkaline volcanism in the Karacadag Area (KonyaTurkiye, Central Anatolia). *Chemie der Erde* 68: 155-1۷۶۶.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Muller, D. and Groves, D. L. (1997) Potassic igneous rocks and associated Gold-copper Mineralization. Second Updated and Enlarged Edition Springer.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T. (2004) Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 275-2۹۳.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180-181: 234-۲۵۱.

- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Yang, H. M., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology* ۳۰۶-۳۰۷: ۳۵-۴۰.
- Parat, F., Michael, A., Dungan, and Peter, W. and Lipman, M. (2005) Contemporaneous Trachyandesitic and Calc-alkaline Volcanism of the Huerto Andesite, San Juan Volcanic Field, Colorado, USA. *Journal of Petrology* 45(46): 859-891.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration (Ed. Wyman, D. A.) Short Course Notes, 4(12): 79-113. Geological Association of Canada.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 18(25): 956-980.
- Petfor, N., Crunden, A. R., McCaftrey, K. J. W. and Vignerese, J. L. (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408: 669-673.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: Evolution, Presentation, interpretation. Longman, Singapore.
- Sadeghian, M. (2004) Magmatism, metallogeny and the mechanism of Zahedan granitoid replacement. M. Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (In Persian).
- Sadeghian, M. and Valizadeh, M. (1996) Petrogenesis of the Alvand granitoid pluton. *Iranian Journal of Geoscience* 5(19): 14-31 (in Persian).
- Sahandi, M. R. and Afsharian, F. (1984) Geological map of Nokabad quadrangle (1:100,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relations to ore - deposits. John Wiley & Sons Inc., New York, US.
- Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continental margins (Eds. Burke, C. A. and Drake, C. L.) 16: 873-887. Springer, New York, US.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29(7): 293-310.
- Temel, A., Gündoğdu M, N. and Gourgaud A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic High-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-354.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary Volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Tirrul, L., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.

- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International* 177: 783–805.
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal* 37: 427-4۴۸
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309-324.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187.
- Wilson, M. (1980) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt–andesite–rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos* 43: 235–2۶۵.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin and Hyman, London, UK.
- Wilson, M., (2007) *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Springer Netherlands, London, UK.