



پتروژئولوژی

مجله علمی پژوهشی دانشگاه صنعتان

سال پنجم - شماره چهارم - تابستان ۱۳۹۳

شماره چاپی: ۵۲۱۰-۳۳۸ شماره الکترونیک: ۲۱۸۲-۳۳۲۸

- ۱- سن سنجه سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهرکرد با روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی زوراسیک در پهنه سنندج - سیروان
سید صدیق آسلی و محمود علیی
- ۲- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای نفوذی در منطقه آنتیموان دار شورجاده جنوب شرق رامهرمان
رامنه مرادی، محمد محمدی، و مسلمان باقری
- ۳- بررسی رفتار عناصر کمیاب و نادر خاکی در پهنه‌های کرتاسه کرمانی، کانسار مس بوزرمری سونگون
نیلوفر، محمدعلی مکی‌زاده، سید وحید محمدی و فرهاد احمدزاد
- ۴- بررسی منشأ و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوزیان در استان فارس با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی
محمدعلی، جوادزاده و مهتاب استغابلی
- ۵- پتروگرافی، ژئوشیمی و سن سنجه گرانیتوئید تخت باز، شمال غربی بیرجند، خاستگاه ایران
محمدحسین زرین‌کوب، سید سعید محمدی، حجت آیین پناگ و محمدصدیق طبیب
- ۶- پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک ساسان (جنوب غرب ملایر، همدان)
علیرضا سیمایی، کریم فرحزاد، احمد احمدی شیبلی و عبدالعزیز سیدانی
- ۷- دما-شمارسنجی فلوکریست‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی در شرق کامو، شمال استان اصفهان (بخش میانی نوار آتشفشانی ایران مرکزی)
۱۰۴-۱۰۲
- ۸- محدوده ساری، مرزهای شرقی و سید حسن شهابی‌نیشانی
- ۹- ماکماتیزم اردوئوسین-دوئین در شمال شاهورد، شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوئینس در البرز شرقی
۱۰۵-۱۲۲ مرزعلی درخانی و حبیب‌الله کاسبی
- ۱۰- پتروژئولوژی و جایگاه تکنونیکی گنبدهای نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سنهید
۱۲۲-۱۲۹ حجت‌القلی‌زاده، رامنه چهارنگ

پتروژئولوژی

علمی پژوهشی

سال پنجم شماره چهارم - تابستان ۱۳۹۳

Petrology

5th Year, No. 18

Summer 2014

P-ISSN: 2228-5210 E-ISSN: 2228-5210

- 1 Volcanic and subvolcanic rocks dating in the north of Shahrookrd by $^{40}Ar/^{39}Ar$ method, a new approach regarding the occurrence and duration of the Jurassic volcanism in the Sanandaj-Sirjan zone
Sayed Naeim Emami and Mahmood Khalili
- 2 Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurubak antimony-bearing area Southeast of Zahedan
Rabele Zoradi, Mohammad Booneri and Saan Bagheri
- 3 Trace elements and REE(s) behavior in hydrothermal alteration zones Sangsan Cu-gorphyry deposit, NE Iran
Batool Taghipour, Mohammad Ali Makhizeh, Seyed Vahid Mohammadi and Farhad Ahmadzad
- 4 Investigation on protolith and tectonic setting of metamorphic rocks in the Surian complex using petrographic and geochemical data
Mohammad Ali Rajabizadeh and Sobeiha Fanaeili
- 5 Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz granitoid north-western of Birjand, east of Iran
Mohammad Hossein Zartnikoob, Seyyed Saied Mohammadi, Sun-Li Chung and Mohammad Mahdi Khatib
- 6 Petrography, mineral chemistry and geochemistry of granitoids of the Samsen plutonic complex (SW Malayer, Hamedan)
Ali Asghar Sepahi Geros, Farahnaz Sepahvand, Ahmad Ahmadi Khaajai and Sedigh Salami
- 7 Thermo-barometry of amphibole-plagioclase phenocrysts in volcanic rocks in the east of Kamu, north of Isfahan province (middle part of the Central Iranian volcanic belt)
Mohammad Sagar, Mortaza Sharifi and Seyyed Mohsen Taherabadi Manesh
- 8 Ordovician-Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz
Merzeta Derabishi and Habbollah Ghaseini
- 9 Petrogenesis and tectonic setting of Sahand subvolcanic and volcanic domes
Jafar Ghahramanlou and Raziyeh Chaharlang

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ
زَیْنَةُ الرَّحْمٰنِ

پترو لوجی
علمی - پژوهشی

سال پنجم - شماره چهارم - تابستان ۱۳۹۳

مجله پترو لوجی بر اساس ابلاغیه شماره ۳/۱۱/۲۰۰۳ مورخ ۱۳۸۸/۱۲/۰۱ کمیسیون نشریات علمی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، دارای درجه علمی-پژوهشی و شماره استاندارد بین المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸ (نسخه چاپی) و شماره استاندارد بین المللی ۲۳۲۲-۲۱۸۲ (نسخه الکترونیک) از سازمان اسناد و کتابخانه ملی جمهوری اسلامی ایران می باشد.

مجله پترو لوجی حاصل همکاری دانشگاه های اصفهان، بوعلی سینا، پیام نور مرکز اصفهان، تبریز، شهید بهشتی، صنعتی شاهرود و فردوسی مشهد است.

متن کامل مجله در پایگاه های زیر نمایه و فهرست می شود:

http://uijs.ui.ac.ir/ijp	پایگاه اختصاصی مجله پترو لوجی
http://www.magiran.com	بانک اطلاعات نشریات کشور
http://www.ISC.gov.ir	پایگاه استنادی علوم جهان اسلام
http://www.sid.ir	پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی
http://www.ebscohost.com	میزبان پایگاه های اطلاعاتی
http://ulrichsweb.serialssolutions.com	راهنمای بین المللی نشریات ادواری
http://journals.indexcopernicus.com	فهرست کوپرنیکوس (فهرست مجلات برتر)
http://www.doaj.org	فهرست مجلات پژوهشی با دسترسی آزاد

چاپ و لیتوگرافی: انتشارات دانشگاه اصفهان
ناشر: دانشگاه اصفهان
چاپ: پاییز ۱۳۹۳

شیوه نگارش مقاله (مجله پترو لوجی)

معرفی و هدف مجله پترو لوجی

دانشگاه اصفهان با همکاری دانشگاه های بوعلی سینا، پیام نور اصفهان، تبریز، شهید بهشتی، صنعتی شاهرود و فردوسی مشهد، به منظور انجام رسالت های علمی-پژوهشی و نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه ها و مؤسسات علمی در زمینه پترو لوجی و علوم مرتبط با آن، مجله علمی-پژوهشی پترو لوجی با عنوان انگلیسی Petrology را به صورت فصلنامه منتشر می نماید.

محورهای موضوعی مجله پترو لوجی

مجله پترو لوجی، مقاله های اصیل در زمینه های گوناگون پترو لوجی شامل: پترو لوجی سنگ های آذرین و دگرگونی، پترو لوجی زمین شناسی اقتصادی، پترو لوجی تجربی، ژئوشیمی سنگ ها و کانی ها، دگرسانی و سنجش از دوره، پترو لوجی و بازسازی گذشته زمین شناسی، پترو لوجی و زمین شناسی زیست محیطی، پترو لوجی کانسارها و تکنونیک صفحه ای، کانی شناسی، پترو فابریک، ژئو کرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپ ها و پترو لوجی سنگ های آسمانی را پس از داوری دقیق به صورت مقاله کامل (full paper) به چاپ می رساند.

قوانین حق نشر

۱. مقالاتی که برای بررسی و چاپ به این مجله ارسال می گردد نباید قبلاً در جایی به چاپ رسیده باشد و یا همزمان به مجلات دیگر ارائه شده باشد. همچنین، نایستی نتایج آن در گردهمایی ها ارائه شده باشد.
۲. مسؤولیت صحت مطالب مقاله بر عهده نویسنده مسؤول است.
۳. تعداد و ترتیب اسامی نگارندگان مقاله بر اساس توافق بین آنها و نویسنده مسؤول صورت می گیرد.
۴. عدم رعایت شیوه نگارش مقاله موجب عدم پذیرش یا تأخیر مراحل پذیرش مقاله خواهد شد.
۵. مدت زمان لازم برای ویرایش مقاله بر اساس نظرات داوران حداکثر ۴۰ روز است. پس از گذشت این مدت، مقاله از دستور کار مجله خارج می گردد. در صورت ارسال مجدد به عنوان مقاله ای جدید بررسی خواهد شد.
۶. مقاله های دریافت شده توسط دبیران و داوران متخصص بررسی می شود و پس از پذیرش علمی توسط هیأت تحریریه با رعایت نوبت به چاپ می رسد.
۷. مجله در پذیرش، رد و ویرایش مقاله بر اساس نظر اکثریت داوران متخصص و قوانین مصوب این مجله عمل می نماید.

تدوین مقاله در یک نگاه

متن مقاله بایستی به زبان فارسی باشد. رعایت قواعد دستور زبان فارسی و روان و رسا بودن عبارات مورد توجه داوران این مجله است.

مقاله کامل (full paper) به ترتیب شامل: عنوان، نام نگارندگان، وابستگی سازمانی نگارندگان، چکیده فارسی، واژه های کلیدی، مقدمه، زمین شناسی منطقه (نتایج بررسی های صحرایی و روابط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کانی ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه گیری، سپاسگزاری، منابع، Author(s) Name(s), Author(s) Affiliation(s), Key words و Abstract باشد و حداکثر در ۲۰ صفحه در فرمت نهایی مجله تنظیم شود.

پترو لوجی
شماره استاندارد بین المللی (چاپی): ۵۲۱۰-۲۲۲۸
شماره استاندارد بین المللی (الکترونیک): ۲۱۸۲-۲۳۲۲
سال پنجم - شماره چهارم - تابستان ۱۳۹۳
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان

مدیر مسؤول: دکتر محمود خلیلی

سر دبیر: دکتر ایرج نوربهبشت

اعضای هیأت تحریریه

دکتر ناصر ارزانی	دانشیار، دانشگاه پیام نور اصفهان
دکتر داریوش اسماعیلی	دانشیار، دانشگاه تهران
دکتر صدرالدین امینی	استاد، دانشگاه خوارزمی
دکتر محمود خلیلی	استاد، دانشگاه اصفهان
دکتر علی درویش زاده	استاد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر محمد رهگشای	دانشیار، دانشگاه شهید بهشتی
دکتر علی اصغر سپاهی گرو	استاد، دانشگاه بوعلی سینا
دکتر محسن مؤذن	استاد، دانشگاه تبریز
دکتر سید احمد مظاهری	استاد، دانشگاه فردوسی مشهد
دکتر حسین مهدی زاده شهری	استاد، دانشگاه صنعتی شاهرود
دکتر ایرج نوربهبشت	استاد، دانشگاه اصفهان

مدیر اجرایی: فریبا هادیان (کارشناس ارشد)

ویراستار انگلیسی تخصصی: دکتر محمود خلیلی

ویراستار تخصصی: افسانه صفری میرقلعه

صفحه آرای تخصصی: افسانه صفری میرقلعه

ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

نشانی: اصفهان - خیابان هزار جریب - دانشگاه اصفهان - ساختمان کتابخانه مرکزی - معاونت پژوهش و فناوری - طبقه دوم
اداره چاپ، انتشارات و مجلات - کد پستی: ۸۱۷۴۶۷۲۴۴۱ - دفتر مجله پترو لوجی
نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

پایگاه اختصاصی مجله: http://uijs.ui.ac.ir/ijp

شماره تماس: ۰۹۸(۰۳۱)۳۷۹۴۴۵۵

شماره دورنگار: ۰۹۸(۰۳۱)۳۷۹۴۴۱۷۷

تنظیم شکل‌ها و جدول‌ها

در صورتی که داده‌های آنالیز شیمیایی متعلق به نگارنده(گان) مقاله نیست، بایستی مأخذ داده‌ها ذکر شود.

لیگاند‌ها در بالا و سمت راست تمامی نمودارها آورده شود.

در صورت استفاده از نمودارهای هارکر یا فتر، نمودارها به صورت ستونی در یک راستا ترسیم شوند و از نوشتن مکرر ضریب تقریق (مانند SiO₂ و MgO) و اعداد مشابه در محور افقی اجتناب شود، اکسیدهای محور عمودی در داخل نمودار (راست، بالا) نوشته شود.

در جدول داده‌های آنالیز شیمیایی، ترتیب سنگ‌ها از مافیک و یا اولترامافیک به فلیسیک (چپ به راست) مرتب شود.

ضرایب و فاکتورهای استفاده شده در تمامی نمودارهای مقاله بایستی محاسبه و در انتهای جدول داده‌های آنالیز شیمیایی آورده شود.

در جدول داده‌های آنالیز نقطه‌ای، ذکر فرمول ساختاری کاتی‌ها در فاصله بین اکسیدها و کاتیون‌ها و محاسبه درصد آنها در انتهای جدول الزامی است.

در جدول داده‌های آنالیز نقطه‌ای، در صورتی که کاتی‌ها دارای زونینگ هستند، داده‌های هسته با core و داده‌های حاشیه با rim مشخص شوند.

منابع (بر اساس شیوه‌نامه انجمن روان‌شناسی آمریکا، APA)

منابع استفاده شده در سراسر مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.

منابعی که در اصل فارسی زبان هستند، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.

منابع استفاده شده در متن مقاله در چهار مورد با فهرست منابع کاملاً منطبق باشد: استفاده شدن یا نشدن در متن یا انتها، داشتن املا صحیح و یکسان، داشتن یا نداشتن همکار، یکسان بودن سال.

استناد در متن (references in text) به صورت نام نویسنده یا نویسنده‌گان (بدون نام کوچک) و سال انتشار نوشته شود.

ابتدای جمله

Kouzekoulani و Fazlnia (۲۰۱۳) بررسی ذوب بخشی و کاتی‌های ذخیر در فرآیند ذوب ...

Rajabzadeh و همکاران (۲۰۱۲) در مطالعه‌ای پیرامون کانه‌زایی کانسار هماتی ...

وسط جمله

بر اساس پژوهش Baharifar (۲۰۱۱) در مورد منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی ...

نتایج به دست آمده از بررسی‌های Shabanian Boroujeni و همکاران (۲۰۱۲) در پهنه سندانج سیرجان ...

انتهای جمله (از قدیم به جدید)

(Baharifar, 2011; Rajabzadeh et al., 2012; Shabanian Boroujeni et al., 2012; Fazlnia and Kouzekoulani, 2013)

عبارت et al. بایستی به صورت مورب باشد (به دلیل لاتین بودن).

تدوین مقاله با شرح جزئیات (رعایت ترتیب در متن)

فایل مقاله با نرم‌افزار Microsoft Office Word در فرمت ذخیره 2003، در کاغذ A4، با حاشیه‌های ۳ سانتی‌متر از چهار سوی، فاصله خطوط (single) و به صورت یک ستونی تهیه شود.

عنوان: فارسی: 16 B Nazanin Bold، انگلیسی: 14 Times New Roman Bold

نام نگارندگان: فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پس از نام نگارنده به صورت superscript

درج ستاره (*) برای نویسنده مسؤول (Corresponding Author)

وابستگی سازمانی نگارندگان: فارسی: 10 B Nazanin و انگلیسی: 8 Times New Roman

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پیش از نشانی به صورت superscript

نشانی پست الکترونیک نگارنده مسؤول: 10 Times New Roman

چکیده: فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

حدائق: ۱۰۰ و حداکثر ۲۵۰ واژه، از به کار بردن واژه‌های اختصاری اجتناب شود.

واژه‌های کلیدی: حداکثر ۷ واژه مرتبط، ترتیب و واژه‌ها از جزء به کل باشد و در پایان، به نام دقیق منطقه و پهنه زمین‌شناسی اشاره شود.

متن مقاله: به ترتیب شامل: مقدمه، زمین‌شناسی منطقه (تشیخ بررسی‌های صحرایی و روابط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کاتی‌ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه‌گیری، سپاسگزاری است. فارسی: 13 B Nazanin، انگلیسی: 11 Times New Roman

از درج پاورقی برای بیان توضیحات انگلیسی و فارسی و بالعکس خودداری شود و در صورت نیاز، در درون پراکنش و در متن مقاله آورده شود.

جدول‌ها

محتویات جدول‌ها بایستی به زبان انگلیسی باشد و به همراه توضیحات آنها در متن مقاله آورده شود.

شماره‌گذاری و توضیحات جدول‌ها به صورت بالانویس باشد. فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

فرمت جدول‌ها در بخش Text wrapping، به صورت None انتخاب شود.

جدول‌های طولانی به صورت جدولی یکپارچه طراحی شود.

شکل‌ها

محتویات شکل‌ها بایستی به زبان انگلیسی باشد و به همراه توضیحات آنها در متن مقاله آورده شود.

شماره‌گذاری و توضیحات شکل‌ها به صورت زیرنویس باشد. فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

فرمت شکل‌ها در بخش Layout، به صورت In line with text انتخاب شود.

شکل‌ها از حالت گروه‌بندی (group) خارج شود و به صورت یکپارچه باشد.

شکل‌های چند قسمتی فقط با حروف انگلیسی بزرگ (بالا، چپ) برجسته‌گذاری شوند.

شکل‌هایی که از جنس نمودار هستند به صورت بدون بعدی، سیاه و سفید، بدون سایه، با بافت ساده و بدون خطوط افقی طراحی شوند.

شکل‌هایی که از جنس تصویر هستند به صورت دو بعدی، بدون سایه و با کیفیت متوسط ارسال شوند.

استناد به پایان‌نامه کارشناسی ارشد و رساله دکتری

به ترتیب شامل: نام نویسنده، سال، عنوان پایان‌نامه، مقطع تحصیلی، نام دانشگاه، نام شهر، نام کشور.

Bagheri, S. (2007) The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. PhD thesis, University of Leusanne, Leusanne, Switzerland.

Nosouhian, N. (2012) Petrology of the Bayazeh ophiolite (south of Khur, Isfahan province, Iran). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

استناد به همایش (سمینار، سمپوزیوم، کنفرانس، میتینگ و ...)

به ترتیب شامل: نام نویسنده‌گان، سال انتشار، عنوان مقاله، دوره و نام همایش، نام محل برگزاری، نام شهر، نام کشور.

Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2004) Amphibolite mylonites: an example of listric paleo-fault. 32th International Geological Congress, Florence, Italy.

استناد به مقاله کامل همایش (سمینار، سمپوزیوم، کنفرانس، میتینگ و ...): Proceedings

به ترتیب شامل: نام نویسنده‌گان، سال انتشار، عنوان مقاله، دوره و نام همایش، نام محل برگزاری، نام شهر، نام کشور.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R. (2012) Spinel composition in pillow lavas from Mesozoic ophiolites of Nain and Ashin (Central-East Iranian microplate). In: Proceeding of the 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference, Novosibirsk, Russia.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R. (2013) Composition of serpentinite after olivine and orthopyroxene: Serpentinized peridotites of Nain ophiolite (Isfahan province, Iran). In: Proceeding of the Goldschmidt 2013, Florence, Italy.

شرح نقشه

به ترتیب شامل: نام نویسنده‌گان، سال، عنوان نقشه و مقیاس آن، شماره یا شیت نقشه، نام شرکت یا مؤسسه تحقیقاتی، نام شهر.

Emami, M. H. (1991) Explanatory text of Qn . Geological Qdrangle Map 1:250000, No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran.

Title: دقیقاً منطبق با عنوان فارسی مقاله باشد. 14 Times New Roman Bold

Author(s) Name(s): دقیقاً منطبق با نام نگارندگان فارسی باشد. 11 Times New Roman Bold

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پس از نام نگارنده به صورت superscript

درج ستاره (*) برای نویسنده مسؤول (Corresponding Author)

Author(s) Affiliation(s): دقیقاً منطبق با وابستگی سازمانی فارسی باشد. درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده

پیش از نشانی به صورت 10 Times New Roman superscript

Email: 10 Times New Roman

Abstract: دقیقاً منطبق با چکیده فارسی باشد. 12 Times New Roman

Key words: دقیقاً منطبق با واژه‌های کلیدی فارسی باشد. 12 Times New Roman

ارسال مقاله

فایل مقاله با نرم‌افزار Microsoft Office Word در فرمت ذخیره 2003 تنظیم و به همراه فایل پیش‌نایز (copyright) توسط عضو هیأت علمی در پایگاه اختصاصی مجله پتروژلوزی به نشانی <http://uij.s.ui.ac.ir/ijp> ارسال گردد.

منابع (references in list)

منابع بر اساس حروف الفبا مرتب‌شده و به اندازه ۵/۵ سانتی‌متر به صورت Hanging ترفنگی داشته باشد. 11 Times New Roman

استناد به مقاله (paper)

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان، سال، عنوان مقاله، عنوان مجله، شماره مجله، شماره صفحات است (به علامت‌های جداکننده و برابری توجیه شود).

پیش از عنوان آخرین نویسنده، واژه ربط and استفاده شود (استفاده از & مجاز نیست).

برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند به جای سال، از عبارت (in press) استفاده شود.

عنوان مقاله با حروف کوچک نوشته شود، به استثنای نخستین حرف از: نخستین واژه، اسامی خاص و زمان‌های زمین‌شناسی.

عنوان مجله به صورت کامل (نه مخفف) و منطبق با نام رسمی آن نوشته شود.

حروف نخستین عنوان مجله به صورت بزرگ (capital) نوشته شود.

Doroozi, R. and Masoudi, F. (2013) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Kamarbon Theralitic, Teschemitic gabbroic intrusion (Central Alborz). Petrology 3(12): 89-109 (in Persian).

Poitrasson, I., F., Delpech, G. and Grgoirel, M. (2013) On the iron isotope heterogeneity of lithospheric mantle xenoliths: implications for mantle metasomatism, the origin of basalts and the iron isotope composition of the Earth. Contributions to Mineralogy and Petrology 165(6): 1243-1258.

استناد به کتاب (book)

با توجه به اینکه ترجمه اغلب کتاب‌ها بدون دریافت مجوز از نویسنده و ناشر اصلی انجام می‌شود، استفاده از آنها در مجامع بین‌المللی موجب بروز مشکلاتی می‌شود. بنابراین، استناد به ترجمه‌های فارسی مجاز نیست. در صورت نیاز، اصل کتاب تهیه، مطالعه و به آن ارجاع داده شود.

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان، سال، عنوان کتاب، شماره و برایش در صورت وجود، نام انتشارات، نام نخستین شهر محل انتشارات.

Torabi, G. (2013) Central Iran ophiolites. Jahad-e-Daneshgahi Publication, Isfahan (in Persian).

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) Microtectonics. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.

استناد به بخشی از کتاب (chapter in book) به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد:

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان بخش، سال، عنوان بخش، استفاده از واژه In: عنوان اصلی کتاب، نام ویراستار اصلی، شماره ویرایش در صورت وجود، شماره صفحه آغاز و پایان بخش، نام انتشارات، نام نخستین شهر محل انتشارات.

توضیح: اگر ویراستار اصلی (chief editor) یک نفر باشد، از Ed. و اگر بیش از یک نفر باشد (chief editors) از Eds استفاده می‌شود.

Hofman, A. W. (2005) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: The mantle and core (Ed. Carlson, R. W.) 61-101. Elsevier, Amsterdam.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G. (2009) The Cimnerian evolution of the Nakhla-Anarak area, Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: South Caspian to Central Iran basins (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) special publications 312: 261-286. Geological Society, London.

تماس با مجله پترولوژی

شماره تماس: +۹۸(۳۱)۳۷۹۳۴۲۵۵

دورنگار: +۹۸(۳۱)۳۷۹۳۲۱۷۷

نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

نشانی پایگاه: http://uijs.ui.ac.ir/ijp

نشانی: اصفهان - خیابان هزار جریب - دانشگاه اصفهان - ساختمان کتابخانه مرکزی - طبقه دوم - اداره چاپ، انتشارات و مجلات -

دفتر مجله پترولوژی، کد پستی: ۸۱۷۴۶۷۳۴۴۱

داوران علمی این شماره (سال پنجم - شماره هجدهم - تابستان ۱۳۹۳)

اعضای محترم هیأت علمی دانشگاه‌ها و مؤسسات آموزشی و پژوهشی کشور که در داوری و ارزیابی مقالات این شماره از مجله علمی-پژوهشی پترولوژی همکاری داشته‌اند، معرفی و از خدمات علمی آنها تقدیر می‌شود:

دکتر محسن آروین	دانشگاه شهید باهنر کرمان
دکتر عباس آسیابانهای رضایی	دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)
دکتر فریماه آینی	دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد
دکتر علی احمدی	دانشگاه سیستان و بلوچستان
دکتر حمید احمدی پور	دانشگاه شهید باهنر کرمان
دکتر سید نعیم امامی	مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری
دکتر حبیب بیابانگرد	دانشگاه سیستان و بلوچستان
دکتر فرهاد پیرمحمدی علیشاه	دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر
دکتر اشرف ترکیان	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر نبول تقی پور	دانشگاه شیراز
دکتر احمد جهانگیری	دانشگاه تبریز
دکتر مهناز خدای	دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر علیرضا داوودیان دهکردی	دانشگاه شهرکرد
دکتر علی اصغر سپاهی گرو	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر ناهید شبانیان پروچی	دانشگاه شهرکرد
دکتر سید محسن طباطبایی‌منش	دانشگاه اصفهان
دکتر علی کنعانیان	دانشگاه تهران
دکتر امیر حسین کوهساری	دانشگاه یزد
دکتر محسن مؤذن	دانشگاه تبریز
دکتر مهین منصوره اصفهانی	دانشگاه صنعتی اصفهان

مجله علمی - پژوهشی پترولوژی

سال پنجم - شماره هجدهم - تابستان ۱۳۹۳

شماره استاندارد بین‌المللی (چاپی): ۵۲۱۰ - ۲۲۲۸

شماره استاندارد بین‌المللی (الکترونیک): ۲۱۸۲ - ۲۳۲۲

فهرست

- ◆ سن‌سنجی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق شمال شهرکرد با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ژوراسیک در پهنه سندهج-سیرجان ۱-۱۵
سید نعم‌امینی و محمود خلیلی
- ◆ پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی در مدلقه آنتیموان‌دار شورلاه، جنو لشر زاهدان ۱۵-۳۰
راحمه بردابی، محمد بومری و ساسان باقری
- ◆ بررسی رفتار عناصر کم‌یاب و نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی گرمایی، کانسار - پورفیری سونگون ۲۳-۵۵
نبول تقی‌پور، محمدعلی مکی‌زاده، سید وحید محمدی و فرهاد احمدنژاد
- ◆ بررسی منشأ و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ های دگرگونی کمپلکس سوریان در استان فارس با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی ۵۹-۸۵
محمدعلی رجیبزاده و سهیلا اسماعیلی
- ◆ پتروگرافی، ژئوشیمی و سن‌سنجی گرانیتوئید تلت باز، شمال‌غربی بیرجند، خاور ایران ۵۳-۸۵
محمدحسین زرین‌کوب، سید سعید محمدی، سون لین چانگ و محمدمهدی خطیب
- ◆ پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن (جنو لشر م‌لیر، همدان) ۵۵-۹۵
علی‌اصغر سپاهی گرو، فرحناز سپهوند، احمد احمدی خلجی و صدیقه سلامی
- ◆ دما- فشارسنجی فنوکریست‌های آمفیبول-پلاژوکلاز سنگ‌های آتشفشانی در شر ل کامو، شمال استان اصفهان (دلتش میانی نوار آتشفشانی ایران مرکزی) ۹۳-۱۱۵
محمد سیاری، مرتضی شریفی و سید محسن طباطبایی‌منش
- ◆ ماگماتیسزم اردوئیسین دونین در شمال شاهرود شاهدی بر کافتزایی طولانی مد پل و وتیلا در لیرز شرقی ۱۰۵-۱۵۵
مرتضی درخش و حبیب‌اله قاسمی
- ◆ پتروژنتا و جایگاه تکنونیک گنبدیای نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سهند ۱۵۳-۱۳۹
جلیل قلقلش و ارمیه چهارلنگ

و بختیاری قرار گرفته است. این محدوده بین $50^{\circ}41'0''$ تا $51^{\circ}06'1''$ طول شرقی و $33^{\circ}25'44''$ تا $33^{\circ}29'51''$ عرض شمالی واقع است و بخش‌هایی از شمال استان چهارمحال و بختیاری و باختر استان اصفهان را در بر می‌گیرد (شکل ۱).

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در فاصله تقریبی ۲۸ کیلومتری شرق و شمال‌شرق گسل زاگرس و در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان قرار گرفته است. این ناحیه در واقع ما بین دو گسل بن و دالان در جنوب و شمال محصور شده و گسل شیدا از مرکز منطقه با امتدادی موازی دو گسل پیش‌گفته یعنی شمال‌باختر-جنوب‌خاور عبور می‌کند. هر سه گسل از نوع معکوس بوده که به جز گسل شیدا بقیه آنها به سمت شمال‌خاور شیب دارد. این پهنه در واقع بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس ایران است (Emami, 2008; Ghasemi, 2006). قلمرو تحت پژوهش در بخش میانی و شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش شهرکرد (Zahedi, 1996) است. این ناحیه همچنین، نیمه جنوبی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان را به خود اختصاص می‌دهد. (Ghasemi et al., 2009) در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه ارایه شده است.

بررسی‌های انجام شده در کوه شیراز واقع در غرب منطقه نشانگر آن است که نهشته‌های آتشفشانی-آذرآوری ژوراسیک با یک ناپوستگی آذرین پی (Nonconformity) در زیر سنگ‌های آهکی ضخیم‌لایه تا توده‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند (Emami, 2008)

به طور خلاصه، می‌توان گفت که بروزدهای سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری در شمال

کیلومتر مربع، برای نخستین بار سن مطلق سنگ‌های یاد شده با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی آتشفشانی و نیمه‌عمیق حدواسط تعیین شد.

تعیین سن مطلق این سنگ‌ها از آن رو با اهمیت است که تعیین ویژگی‌های ژئودینامیکی تاریخچه زمین‌شناسی کشور که بنیاد کاوش‌های زمین‌ساخت و زمین‌شناسی اقتصادی است بدون اطلاع از سن دقیق فرآیندهای همچون: سنگ‌زایی میسر نخواهد بود. این امر به ویژه در مورد پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان اهمیتی دو چندان می‌یابد. زیرا تحقیقات کمتری نسبت به سایر نواحی ساختاری کشور انجام شده و پژوهش‌هایی از این دست در این پهنه، کم نظیر و چاه بی‌نظیر است. برای تحقق این امر با توجه به ماهیت بازیک و حدواسط سنگ‌ها و وجود کانی‌های همچون: پیروکسن، آمفیبول و فلدسپار، $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی آمفیبول‌های سنگ‌های آندزیتی و نیز سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریتی در نظر گرفته شد. برای انجام سن‌سنجی با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، یک نمونه از هورنبلندهای سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و دو نمونه از هورنبلندهای سنگ‌های نیمه‌عمیق میکرودیوریتی به دانشگاه اورگون آمریکا ارسال شد. مختصات محل‌های برداشت این نمونه‌ها به شرح جدول ۱ است.

جدول ۱- مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه سنگ‌های آمفیبول

No.	code	Sample type	Latitude	Longitude
1	74-5	Andesite	3593660	492987
2	30-4	Microdiorite	3597594	482981
3	30-6	Microdiorite	3598025	482043

منطقه به صورت کمربندی با راستای شمال-باختری-جنوب-خاوری، در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شهرکرد، مرکز استان چهارمحال

پترولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱-۱۴
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۲۸

سن‌سنجی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق شمال شهرکرد با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان

سید نعیم امامی^۱ و محمود خلیلی^۲

^۱ مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، شهرکرد، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

مجموعه آتشفشانی-آذرآوری شمال شهرکرد به صورت کمربندی با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق با امتداد NS50W در مساحتی بالغ بر ۳۹۶ کیلومتر مربع به موازات پهنه ساختاری و گسل زاگرس و در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان استقرار یافته است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای مرشد بازیک و حدواسط است. سنگ‌های نیمه‌عمیق میکرودیوریتی به فرم استوکهای کوچک رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های آذرآوری شامل انواع توف، لاپیلی توف، آگلومرا، لاش‌توکهای توفیت است. به منظور تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی یاد شده، با توجه به وفور سنگ‌های حدواسط و وجود بلورهای سالم آمفیبول، روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی آمفیبول‌های سنگ‌های آندزیت و نیز سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریتی انتخاب شد. سن سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ از ۱۶۸ تا ۱۶۹ میلیون سال پیش، حد فاصل لاش‌توکهای کالیبر (دوگر فوقانی) تا نتوتین (مالم فوقانی) تعیین شده است. این سن منطبق با نتایج سن‌سنجی بروی توده‌های نفوذی در امتداد پهنه سنندج سیرجان، همچون: توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و الوند است. تشکیل ماگمای مولد این توده‌ها به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتین به زیر صفحه ایران مرکزی نسبت داده شده است. بدین ترتیب، پدیده ولکانیسم منطقه به فاز کوهزایی سیمین میانی تعلق دارد که برای نخستین بار در این بخش از پهنه سنندج-سیرجان و درمورد سنگ‌های آتشفشانی گزارش می‌شود.

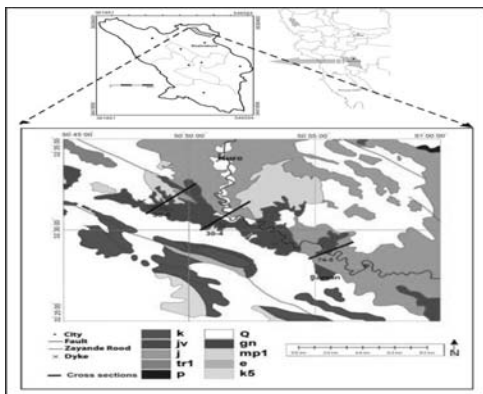
واژه‌های کلیدی: روش آر-گرن-آر-گرن، سن‌سنجی، ولکانیسم، سیمین میانی، شهرکرد، سنندج-سیرجان

مقدمه
پهنه ساختاری سنندج-سیرجان، منتسب به ژوراسیک واقع در شمال شهرکرد، مرکز استان چهارمحال و بختیاری در مساحتی بالغ بر ۳۹۶

* emami1348@yahoo.com

سن‌سنجی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق شمال شهرکرد با روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ...

شهرکرد در کوه‌های شیراز، لاتان و شیخ‌شبان، شمال لارک و جنوب شیدا و در محور و اطراف رودخانه زاینده‌رود حد فاصل روستای هوره تا روستای چم‌پوسفاعلی قابل مطالعه است. در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ موجود، این مجموعه‌ها دارای واحدهای مختلف و بسین متفاوتی گزارش شده‌اند. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه بررسی شده در شمال شهرکرد

راهنمای نقشه P-Q: آهک‌های متوسط‌لایه پرمن، tr1: آهک‌های نفیک ننده تریس، z: ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ‌های ژوراسیک
تحنایی تا میانی، JV: واحدهای آتشفشانی مورد پژوهش به سن ژوراسیک میانی تا فوقانی، k: آهک‌های خاکستری رنگ
ضخیم‌لایه کرتاسه، k5: آهک‌های رسی کرتاسه، n: کنگلومرای معادل کشکان به سن بالوسن-لوسن، mp1: تناوب آهک و مارن
زپس‌دار میوسن، gh: گنابس گرانیتی قبل از ژوراسیک میانی، Q: رسوبات کواترن

بررسی‌های صحرایی

به منظور انتخاب و جداسازی نمونه‌های مناسب سن‌سنجی، ابتدا واحدهای آتشفشانی و آذرآوری در منطقه شمال شهرکرد شناسایی شد. به این منظور، عملیات صحرایی با انجام ده

پترولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳

روش انجام پژوهش

همان‌طور که در مقدمه اشاره شد، پس از انجام عملیات صحرایی و پیمایش‌های مورد نیاز، نمونه سنگ‌های سالم جداسازی و انتخاب شد. با توجه به وجود آمفیبول‌های کلسیک سالم (هورنبلند تا هستنگزیت) در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق میکرودیوریتی، سه نمونه سنگ سالم برای جدایش کانی‌ها و انجام تجزیه به دانشگاه ایالت اورگون آمریکا ارسال شد. روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ روشی قابل اعتناء در نمونه‌های سنگی مشتق از گوشته و دارای کانی‌هایی از جمله: فلوگوپیت و آمفیبول است (Pokhilenko et al., 2013). قبل از آزمایش سن‌سنجی ابتدا با روش دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی (EMPA) ترکیب کانی‌شناسی آمفیبول‌ها تعیین شد. این آزمایشات به وسیله دستگاه SX Cameca در دانشگاه اوکلاهاماسیتی (نورمن) آمریکا انجام شد. برای انجام آزمایش از پنج طیف‌سنج پراش با طول موج‌های متفاوت و شناساگر پراش X مدل PGT 2000 PRISM استفاده شد.

اصول روش سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ به وسیله Dallmeyer و Dalrymple (۱۹۷۴)، (۱۹۸۲ و ۱۹۷۵) و Dallmeyer و Dalrymple (۲۰۰۰) ارایه شده است. روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ مبتنی بر تشکیل ^{39}Ar به وسیله پرتوهای نمونه‌های پتاسیم‌دار با نوترون‌های سریع و بحرارت در یک راکتور هسته‌ای است (Merrinhe Ivanov et al., 2002).

(۱۹۶۵) پیشنهاد نمود که نسبت $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ را می‌توان توسط طیف‌سنجی جرمی اندازه‌گیری کرد (Turner (Faur and Mensing, 2005) این روش را تشریح کرده و سبیتی را برای چندین متغیرت سنگی مشتق از گوشته گزارش کرده است که انطباق مناسبی با تاریخ‌های تعیین شده به روش K-Ar بر روی همین متغیرت داشت.

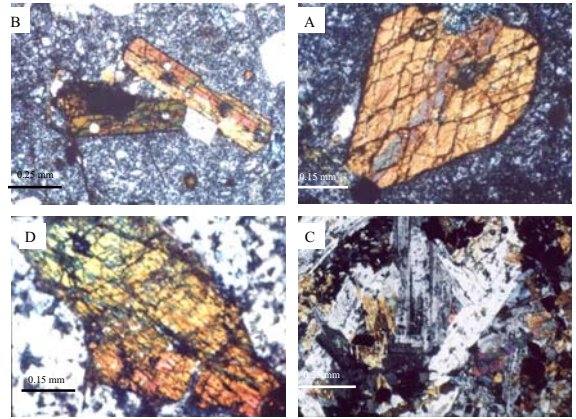
آذرین منطقه شمال شهرکرد به سه واحد لیتولوژی متمثل بر سنگ‌های ماگمایی شامل: سنگ‌های بازالتی، بازالت آندزیتی و آندزیت و سنگ‌های نیمه‌عمیق دلریتی و میکرودیوریتی و سنگ‌های آذرآوری همچون: توف، آگلومرا، برش آتشفشانی و توفیت نفیک شد. با توجه به این که روش سن‌سنجی مورد استفاده در این پژوهش مبتنی بر حضور آمفیبول‌های سالم در سنگ است، نمونه‌ای از آمفیبول آندزیت و دو نمونه از آمفیبول‌های میکرودیوریت‌ها انتخاب و بلورهای آنها جداسازی شد. در زیر نیز فقط به شرح ویژگی‌های این دو گروه پرداخته می‌شود.

میکرودیوریت‌ها: استوک‌های بررسی شده در مرکز و شمال محدوده که در داخل سنگ‌های آتشفشانی بازیک نفوذ نموده‌اند، واجد سنگ‌شناسی متفاوتی است (شکل ۲). این سنگ‌ها به دلیل آن که در جرات ضعیف دگرگونی را متحمل شده‌اند ظاهری سبز رنگ به خود گرفته‌اند که در واقع ناشی از حضور گسترده بلورهای کلریت است. کانی‌های همراه این سنگ‌های نیمه‌عمیق علاوه بر پلاژیوکلاز شامل: اپاتیت، اسفن لوکسن و الیمینت است.

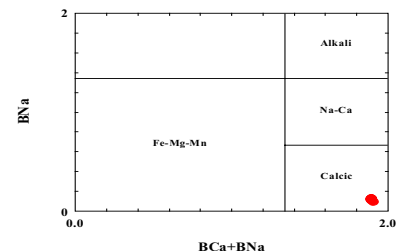
آندزیت‌ها: این گروه از سنگ‌ها به صورت گنبدی کم وسعت (Dome) در بین مجموعه‌های بازالتی و بازالت آندزیتی مشاهده می‌شود و در برخی نقاط دایک‌های دلریتی این گنبدها را قطع نموده‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی و نیز ژئوشیمیایی نشانگر دو نوع از سنگ‌های یاد شده شامل: پیروکسن آندزیت و هورنبلند آندزیت در منطقه است. در نیمه شرقی محدوده چند گنبد سبز رنگ در شمال شرق پل جلوان در کنار جاده اصلی شهرکرد-نجف‌آباد رخنمون دارد که لیتولوژی غالب آنها را هورنبلند آندزیت تشکیل می‌دهد (شکل ۲).



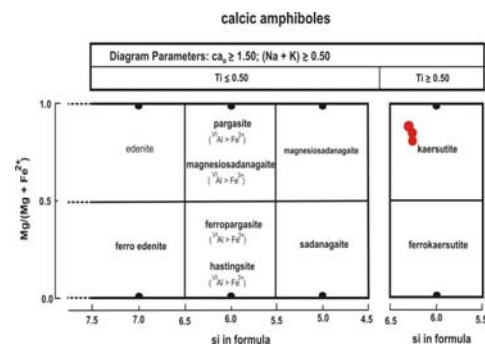
شکل ۲- استوک میکروکلین پورفیری در نیمه چپ و آتشفشانی‌های سبز رنگ (در نیمه راست تصویر) در غرب منطقه (نگاه به سمت شمال‌شرق)



شکل ۳- مقطع عرضی از بلور آمفیبول (B) مقطع طولی بلورهای آمفیبول در زمینه کوارتزفلدسپار در یک هورنبلنداندزیت (C) بافت اینترگرانولار در یک سنگ نیمه‌عمیق (میکرودیوریت) (D) تک بلور درشت آمفیبول در مقطع طولی در یک میکرودیوریت



شکل ۵- نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول بر روی نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (Leake, 1997)



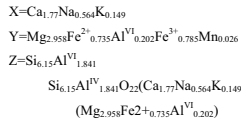
شکل ۶- نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول بر روی نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake, 1997)

برجستگی یاد شده، گدازه‌های بازیگ همراه با رسوب‌های بیشتر آواری، در امتداد گسل سامان- فریدونشهر که منطبق با گسل شیدا در نقشه ارایه شده در این پژوهش است، شکل گرفته‌اند و همین سنگ‌های آتشفشانی است که بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارد و گاهی نیز سنگ‌های پرمن را

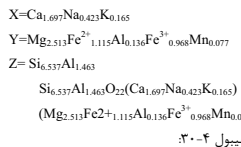
پس اساس نظر Zahedi (۱۹۹۶) در پهنه سهندج-سیرجان ناحیه شهرکرد به لحاظ وجود فرازمین برجسته و کهن شهرکرد، سنگ‌های تریاس بالا (بخش پایینی گروه شمشک) رسوب نکرده‌اند اما در آغاز زوراسیک با شکسته شدن

کشیده و سوزنی و از کانی‌های کدر به مگنتیت با فرم‌های مربعی و هگزاگونال اشاره کرد. در جدول ۲ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی برای نمونه آمفیبول ارایه شده است.

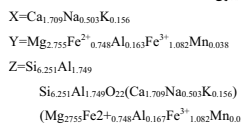
فرمول محاسبه شده برای این آمفیبول‌ها به صورت زیر بوده و طبقه‌بندی آنها در شکل‌های ۵ و ۶ درج شده است. آمفیبول‌ها در قلمرو کرسوتیت قرار می‌گیرد. فرمول مربوط به نمونه ۳۰-۶:



فرمول محاسبه شده برای نمونه آمفیبول ۳۰-۵:



نمونه آمفیبول ۳۰-۴:



برای تعیین نام و فرمول آمفیبول‌ها، محاسبات میتنسی یسر روش Hawthorn (۱۹۸۱) - بوده و نمودارها از Leake (۱۹۹۷) اقتباس شده است. با توجه به نمودار $\text{Bna} + \text{Bca} + \text{Bna}$ نمونه‌های بررسی شده در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرد. نام دقیق این کانی‌ها نیز کرسوتیت است.

پتروگرافی

بخش عمده‌ای از سنگ‌شناسی منطقه به سنگ‌های آندزیتی و میکرودیوریتی (با ساخت نیمه‌عمیق) اختصاص داشته و به این لحاظ در این میحت به پتروگرافی این سنگ‌ها پرداخته می‌شود.

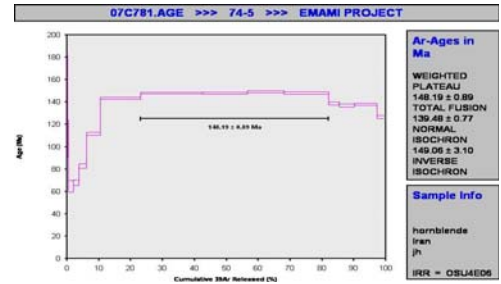
آندزیت: در این سنگ‌ها، بلورهای درشت آمفیبول (کشیده و تیره رنگ) و فلدسپار (میکرولیت‌های سفید رنگ) با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری با زمینه فلسیتیک بوده که از درشت‌بلورهای آمفیبول و ریزبلور کوارتز و پلازیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۴- A و B). این گروه از سنگ‌ها را می‌توان جزو سالم‌ترین سنگ‌های منطقه برشمرد. به گونه‌ای که در کانی‌های اصلی و نیز کانی‌های زمینه سنگ اثری از دگرسانی مشاهده نمی‌شود. به ویژه، آمفیبول‌ها تقریباً به طور کامل سالم مانده‌اند.

میکرودیوریت: سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریتی به صورت استوک‌های کم و وسعت در داخل مجموعه‌های آتشفشانی نفوذ یافته‌اند. بافت این سنگ‌ها اینترگرانولار و ایتنیک است (شکل ۴- C). کانی اصلی این سنگ‌ها آمفیبول‌های سالم و درشت‌بلور در کنار پلازیوکلازها است (شکل ۴- D). کانی‌های همراه این سنگ‌های نیمه‌عمیق شامل: آپاتیت، اسفن لوکوسن و ایلمینت است.

شیمی کانی

کلیه آمفیبول‌های هورنبلنداندزیت‌های منطقه همسبک بوده و در محدوده کرسوتیت قرار می‌گیرد (شکل ۴- D). در هیچ نمونه‌ای، این کانی‌ها پدیده زونینگ نشان نمی‌دهند. TSi بین ۶/۲ تا ۶/۵ متغیر است و بنابراین، ترکیب آمفیبول‌ها به ادنیت نمی‌رسد. از جمله کانی‌های فرعی برخی از هورنبلنداندزیت‌ها می‌توان به اسفن با اشکال

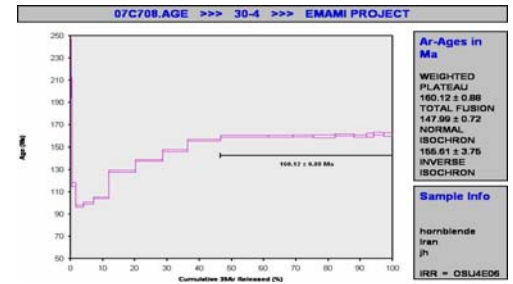
Sample	74-5			30-4			30-6
	Mean	Rim	Core	Mean	Rim	Core	Mean
Rock type	Andesite			Microdiorite			Micro diorite
SiO ₂	44.34	42.24	43.29	45.91	42.94	44.42	42.9
TiO ₂	1.72	2.02	1.87	1.14	1.95	1.545	2.23
Al ₂ O ₃	9.21	12.12	10.66	8.77	11.14	9.755	11.30
FeO*	16.90	12.93	14.91	16.81	15.03	15.92	12.49
MgO	11.43	13.21	12.32	12.19	12.70	12.44	13.64
MnO	0.62	0.22	0.42	0.67	0.31	0.35	0.23
CaO	10.74	11.32	11.03	10.47	10.96	10.71	11.3
Na ₂ O	1.48	1.94	1.71	1.44	1.78	1.61	1.88
K ₂ O	0.85	0.93	0.89	0.59	0.84	0.715	0.86
F	0.12	0.01	0.065	0.12	0.13	0.125	0.06
Cl	0.13	0.03	0.08	0.12	0.16	0.09	0.04
H ₂ O	2.46	3.03	2.745	2.17	2.36	0.906	3.07
Sum	100	100	99.99	100	100.3	98.58	100
Calculated at the base of 23 oxygen and FeO as total Fe.							
Si	6.604	6.236	6.42	6.758	6.313	6.535	6.32
Al ^{IV}	1.396	1.764	1.58	1.424	1.687	1.464	1.68
(Sum) T site	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{IV}	0.22	0.343	0.281	0.210	0.242	0.226	0.287
Fe ²⁺	1.506	1.047	1.276	1.321	1.101	1.211	1.004
Mg	2.538	2.907	2.722	2.675	2.784	2.729	2.997
Fe ³⁺	0.505	0.465	0.485	0.627	0.628	0.632	0.442
Ti	0.193	0.224	0.208	0.126	0.216	0.188	0.247
Mn	0.039	0.014	0.026	0.041	0.019	0.03	0.0147
(Sum) M1,M2,M3	5	5	5	5	5	5	5
Mn	0.040	0.014	0.027	0.042	0.019	0.030	0.014
Fe ²⁺	0.095	0.084	0.089	0.122	0.109	0.115	0.086
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.714	1.790	1.752	1.651	1.727	1.689	1.78
Na	0.152	0.111	0.131	0.185	0.145	0.165	0.115
(Sum) M4	2	2	2	2	2	2	2
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.276	0.444	0.36	0.226	0.362	0.294	0.421
K	0.162	0.175	0.168	0.111	0.158	0.134	0.110
Asite	0.438	0.619	0.528	0.337	0.520	0.428	0.531
Sum of Cationes	15.438	15.62	15.528	15.337	15.52	15.428	15.53
Altotal	1.61	2.107	1.853	1.452	1.929	1.690	1.967
Fet/(Fet+Mg)	0.453	0.354	0.403	0.436	0.398	0.417	0.338



شکل ۷- سن مطلق هورنبلند سبز در نمونه آندزیت (نمونه ۷۴-۵)

جدول ۴- نتایج سن‌سنجی با روش ⁴⁰Ar/³⁹Ar بر روی نمونه نیمه‌عمیق میکرودیوریتی (نمونه ۴-۳)

Results	40(t)/39(k)	± 2σ	Age (Ma)	± 2σ	MSWD	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2σ
Weighted Plateau	59.2334	± 0.1862	160.12	± 0.88	1.76	9	0.087	± 0.001
External Error		± 0.31%		± 0.55%				
Analytical Error		± 0.50		± 2.69	2.31			
				± 0.48	1.3260			
Total Fusion Age	54.5579	± 0.0940	147.99	± 0.72		19	0.003	± 0.000
		± 0.17%		± 0.49%				
				± 2.46				
				± 0.24				



شکل ۸- سن مطلق هورنبلند سبز در نمونه میکرودیوریت (نمونه ۴-۳۰)

برده‌اند. Ghasemi و همکاران (۲۰۰۹) در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش جادگان، توالی چین‌شکناسی از مرز تریاس-زوراسیک تا زوراسیک-کرتاسه در ناحیه شمال شهرکرد را به ۹ واحد (بخش) تقسیم‌بندی کرده‌اند. اولین واحد شامل: مجموعه سنگ‌های آذرین بیرونی تریاس-زوراسیک بوده که با ضخامت بیش از ۱۰۰۰ متر بر روی واحد تخریبی-کربناته تریاس و در زیر طبقات آهکی کرتاسه می‌شود در مطالعات و تحقیقات پیشین سن دقیقی برای روینداد آتشفشانی و سایر سنگ‌های وابسته ارائه نشده و در مواردی سنی متناقض از تریاس تا زوراسیک پیشنهاد شده است. در پژوهش حاضر با تکیه بر روش کمی تعیین سن، ابعاد مهمی از این ماگماتیسم شناسایی و سن مطلق سنگ‌شناسی غالب منطقه تعیین شده است. در جدول ۳ نتایج واپاشی و سن تعیین شده بر روی آمفیبول کرسویت نمونه سنگ آندزیتی ارائه شده است. با توجه به نمودار شکل ۷ سن آمفیبول یاد شده ۱۶۸/۱۹ ± ۰/۸۹ میلیون سال تعیین

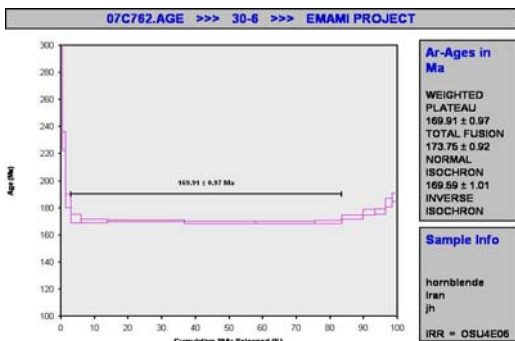
شده است. با توجه به فقدان کانی مافیک دیرگدازتر از آمفیبول در سنگ یاد شده، می‌توان این کانی را اولین جزو متیلور شده در سنگ تلقی نمود و سن یاد شده را به عنوان سن قطعی چینه آندزیتی بررسی شده پذیرفت. در جدول چینه شناسی ایران، این سن مربوط به اشکوب تیتونین (Tithonian) در زوراسیک فوقانی (مالم فوقانی) است. در جدول ۴ و شکل ۸ نتایج سن‌سنجی بر روی نمونه آمفیبول موجود در نمونه سنگ اساس، سن مطلق این کانی معادل ۱۶۰/۱۲ ± ۰/۸۸ معرف اشکوب آکسفوردین (Axfordian) متعلق به زوراسیک فوقانی (مالم تحتانی) است. همین آزمایش بر روی آمفیبول در نمونه میکرودیوریتی نیمه‌عمیق میکرودیوریتی ارائه شده است. این عدد معادل ۱۶۹/۹۱ ± ۰/۹۷ شده که در جدول ۵ و شکل ۹ ارائه شده است. سن مطلق این کانی معادل ۱۶۹/۹۱ ± ۰/۹۷ در ستون چینه‌شناسی این عدد معادل مرز اشکوب‌های باتونین-کالوین از زوراسیک میانی (دوگر فوقانی) است.

جدول ۳- نتایج سن‌سنجی با روش ⁴⁰Ar/³⁹Ar بر روی نمونه آندزیتی (نمونه ۷۴-۵)

Results	40(t)/39(k)	± 2σ	Age (Ma)	± 2σ	MSWD	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2σ
Weighted Plateau	55.0804	± 0.1923	148.19	± 0.89	1.35	59.16	0.064	± 0.004
External Error		± 0.35%		± 0.60%		4		
Analytical Error		± 2.52		3.18				
				± 0.50	1.1626			
Total Fusion Age	51.7157	± 0.1292	139.48	± 0.77		15	0.002	± 0.000
		± 0.25%		± 0.56%				
				± 2.35				
				± 0.34				

جدول ۵- نتایج سن‌سنجی با روش ⁴⁰Ar/³⁹Ar بر روی نمونه میکرودیوریتی (نمونه ۴-۳۰)

Results	40(t)/39(k)	± 2σ	Age (Ma)	± 2σ	MSWD	39Ar(k) (%)	K/Ca	± 2σ
Weighted Plateau	63.2838	± 0.2064	169.91	± 0.97	1.53	80.42	0.050	± 0.009
External Error		± 0.33%		± 0.57%		6		
Analytical Error		± 2.87		2.57				
		± 0.53		1.2377				
Total Fusion Age	64.7825	± 0.1605	173.75	± 0.92		15	0.001	± 0.000
		± 0.25%		± 0.53%				
				± 2.91				
				± 0.41				



شکل ۸- سن مطلق هورنبلند سبز در نمونه میکرودیوریت (نمونه ۴-۳۰)

محسوب می‌شود، در مقطع زمانی اشکوب تیتونین در زوراسیک فوقانی (مالم فوقانی) به وجود آمده‌اند. به منظور استنتاج صحیح از سنین مطلق تعیین شده برای ولکانیسم در کمرند سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد، بررسی شواهد و استناد به یافته‌های ذیل راه گشا خواهد بود: الف) بر اساس مشاهدات صحرایی که در جریان این پژوهش انجام شده، سنگ‌های بی‌زالتی و بازالت

نتیجه‌گیری

آن گونه که از نتایج آزمایشات سن‌سنجی با روش ⁴⁰Ar/³⁹Ar مشخص شد، سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریتی در حداثصل زمانی اشکوب‌های باتونین-کالوین از زوراسیک میانی (دوگر فوقانی) تا آکسفوردین متعلق به زوراسیک فوقانی (مالم تحتانی) تشکیل شده و سنگ‌های آندزیتی که شاید معادل بیرونی سنگ‌های نیمه‌عمیق دیوریتی

آندزیتی در قاعده تمام واحدهای سنگ‌شناسی شامل: سنگ‌های آتشفشانی، نیمه‌عمیق و آذرآواری قرار گرفته و بنابراین، قدیمی‌ترین واحد سنگ‌شناسی در منطقه است. نفوذ استوک‌های میکرودیوریتی درون مجموعه بازیک نشان‌دهنده جوان تر بودن این سنگ‌ها است. آندزیت‌ها با فاصله حدود ۵ کیلومتری شرق مجموعه‌های بازیک و استوک‌های میکرودیوریتی در شرق ناحیه رخنمون یافته‌اند و دایک‌های دولریتی درون آنها نفوذ کرده‌اند. بنابراین، دولریت‌ها جوان‌تر از آندزیت‌ها هستند. بنابراین، از نظر توالی سنی و از قدیم به جدید به ترتیب سنگ‌های بازیک، میکرودیوریت‌ها، آندزیت‌ها و در نهایت دولریت‌ها تشکیل شده‌اند. ب) آندزیت‌ها به صورت گنبدهایی در شرق منطقه و عدسی‌های کم وسعت در مرکز رخنمون‌های بی‌زالتی قابل مشاهده‌اند. روابط زنتیکی و عملکرد تفریق از مایع لرزولیتی-اکلوژی به اثبات رسیده و بدین ترتیب، بازالت‌ها و آندزیت‌ها در جریان یک تفریق ماگمایی هم منشأ حاصل آمده‌اند (Emami, 2008). بدین ترتیب، سن بازالت‌ها قطعاً از آندزیت‌ها قدیمی‌تر بوده اما بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی سرعت فوران سریع تشخیص داده شده است. بنابراین، نمی‌توان اختلاف زمان قابل ملاحظه‌ای بین تیلور کامل سنگ‌های مافیک (بازالتی) و جدواس (آندزیتی) در نظر گرفت. ج) سنگ‌های نیمه‌عمیق دیوریتی با کانی‌شناسی کاملاً مشابه آندزیت‌ها، به لحاظ آن که بافتی جدواس سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی را نشان می‌دهد، از سویی واحد قرابت زنتیکی با آندزیت‌ها بوده و از سویی به لحاظ توقف بیشتر در مجاری و شکستگی‌های مسیر (که بیشتر متشکل از بازالت‌های سرد شده قبلی است)، بافتی متفاوت از آنها را نشان می‌دهد. به لحاظ آن که سن به دست آمده برای این گروه از سنگ‌ها بیش از

آندزیت‌هاست، می‌توان آنها را سنگ‌های نیمه‌عمیق (یا معادل نفوذی) آندزیت‌های منطقه دانست. توجه به شواهد بالا و در نظر گرفتن نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی و مدل ژئودینامیکی تکنونوماگمایی به دست آمده توسط Emami (۲۰۰۸) می‌توان سن ولکانیسم منطقه را زوراسیک میانی (دوگر فوقانی) تا مرز زوراسیک-کرتاسه (مالم فوقانی) در نظر گرفت که معادل با اشکوب‌های کالوین تا تیتونین است. بنابراین، فعالیت آتشفشانی در دو مقطع زمانی به فاصله بیست و یک میلیون سال انجام شده است. Aghanabati (۲۰۰۶) برای نخستین بار از رخداد سیرمین میانی یاد کرده است. بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی زوراسیک ایران گویای آن است که روینداد سیرمین میانی رویندادی کوهراد است که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه است. همین یافته‌ها گویای آن است که بسیاری از نشانه‌های منسوب به روینداد سیرمین، پسین، در واقع از پیامدهای سیرمین میانی است و به احتمال زیاد، بر خلاف برداشت‌های پیشین، سیرمین پسین تنها خشکی‌زا بوده است. بدین ترتیب، می‌توان ولکانیسم زوراسیک میانی تا فوقانی شمال شهرکرد را به فاز کوهرایی سیرمین میانی نسبت داد. Esnaashari و همکاران (۲۰۱۱) در مطالعه گرانیتوئیدهای الگودوز در پهنه سنندج-سیرجان این سنگ‌ها را حاصل تشکیل ماگما در یک محیط کمان قاره‌ای دانسته‌اند که بر اساس شواهد می‌تواند به فرورانش لیئوسفر اقیانوسی نسبتین به زیر پوسته ایران مرکزی نسبت داده شود. با توجه به این که سن این توده‌های گرانیتوئیدی و توده‌های مشابه در پهنه سنندج-سیرجان با استفاده از سن‌سنجی با روش اورانیوم-سرب بر روی زیرین حدود ۱۶۵ تا ۱۶۹ میلیون سال اندازه‌گیری شده (Esnaashari et al., Mahmoudi et al., 2011)

- Ghasemi, A., Haj Hosseini, A. and Hosceini, M. (2009) Geological Map of Chadegan 1:100000, No. 6155, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Hawthorn, F. C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 9A(1): 102-112.
- Ivanov, A. V., Boven, A. A., Brandt, S. B., Brandt, I. S. and Rasskazov, S. V. (2002) Achievements and limitation of the K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods: what's in it for dating the Quaternary sedimentary deposits? International symposium-speciation in Ancient lake, SIAL III-Irkutsk, Berlin, Germany.
- Lanphere, M. A. and Dalrymple, G. B. (2000) First-principles calibration of ^{39}Ar tracers, implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar fluence monitors. United States Geological Survey, Professional Paper 1621.
- Leake, B. E. (1997) Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. European Journal of Mineralogy 9: 623-651.
- Mahmoudi, Sh., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 41(3): 238-249.
- Merrillue, C. (1965) Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Journal of American Geophysical (Abstract) 46: 125.
- Pokhilenko, L. N., Alifirova, T. A. and Yudin, D. S. (2013) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating of phlogopite from mantle xenoliths: evidence for deep ancient metasomatism of the Siberian craton lithosphere. Doklady Earth Sciences 449(1): 309-312.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C. K. and Vossoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences. 39(6): 668-683.
- Turner, G. (1972) ^{40}Ar - ^{39}Ar age and cosmic ray irradiation history of the Apollo 15 anorthosite, 15415. Earth and Planetary Science Letters 14(2): 169-175.
- Zahedi, M. (1996) Explanatory text of Shahrekord, Geological Quadrangle Map 1:250000, No. E8, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

طرح‌های ژئودینامیکی و ماگمایی طی کرتاسه بالایی تا اواخر تریاری در بخش‌های گسترده‌ای از پهنه‌های ساختاری ایران به ویژه شرق ایران سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی آهکی-قلیایی به شکل‌های مختلف هم‌زمان-تأخیری تا پس از برخورد شده است که نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان یکی از نمونه‌های بارز این ماگماتیسم است (Ghasemi *et al.*, 2010). نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۲۵ کیلومتر با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و بساط طیف ترکیبی گسترده در مجموعه فلیشی دگرگون شده پهنه فلیش شرق ایران نفوذ کرده است (Ghasemi *et al.*, 2010).

منطقه شش‌سوراخ در استان سیستان و بلوچستان، ۶۰ کیلومتری جنوب‌شرق زاهدان و ۲ کیلومتری جنوب روستای شش‌سوراخ قرار گرفته است (شکل ۱). توده نفوذی موجود در این منطقه بخشی کوچکی از حاشیه جنوبی نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان است. در منطقه شش‌سوراخ رگه‌های سیلیسی متعددی وجود دارد که دارای کانی‌زایی آنتیموان و طلا است. این کانی‌زایی ممکن است در ارتباط با گرانیتوئیدهای بررسی شده باشد. سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه شش‌سوراخ مراحل مختلفی از دگرشکلی را نشان می‌دهد و در کانی‌زایی آنتیموان این منطقه نیز اهمیت دارد. از سوی دیگر، بر خلاف سایر قسمت‌های نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان، بر روی گرانیتوئیدهای این منطقه مطالعه چندانی انجام نشده است. بنابراین، در این پژوهش به بررسی زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی این سنگ‌ها پرداخته می‌شود.

زاهدان می‌تواند به کارهای Camp و Griffiths (۱۹۸۲)، Sahebzadeh (۱۹۹۶)، Hosseini

زمین‌شناسی منطقه

منطقه شش‌سوراخ از نظر زمین‌شناسی در پهنه فلیش شرق ایران واقع شده است. توده‌های نفوذی مرتبط با باتولیت زاهدان به صورت توده‌ای، استوک، دایک‌های آلپیتی و رگه‌های سیلیسی همراه با رگه‌های استینیت است. سنگ میزبان این توده‌های نفوذی سنگ‌های سیلیسی کلاستیک شامل: شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرای ریزانه با میان‌لایه‌های نازک و معدودی از آهک و همچنین، سنگ‌های دگرگونی از جمله: شیست، اسلیت و فیلیت هستند (شکل‌های ۳ و ۴). از نظر ساختاری به احتمال زیاد محدوده بررسی شده یک پهنه برشی است و آثار و شواهد عملکرد گسل‌ها به فراوانی و در مقیاس‌های مختلف مشاهده می‌شود. روند گسل‌های اصلی منطقه که پهنه کانی‌زایی و دگرمان شده را در بر گرفته است شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است. در این محدوده گسلش بسپار وسیع بوده و به طور عمده شیب گسل‌ها به سمت شمال‌شرقی است. وجود سطوح گسلی چین‌خورده در منطقه نشان می‌دهد که حداقل در برخی از آنها گسلش قبل از چین‌خوردگی‌های عمده عمل کرده است. گسترش سنگ‌های منطقه شش‌سوراخ در شکل ۱ نشان داده شده است.

می‌توان سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرکرد را واجد سرشتی مشابه توده‌های گرانیتوئیدی یاد شده در نظر گرفت که به لحاظ تطبیق زمانی، تکنونیک مشابهی را متحمل شده‌اند. به علاوه Shahbazi و همکاران (۲۰۱۰) سن مجموعه نفوذی الوند را نیز با روش پیش گفته بین ۱۵۳ میلیون سال در سنگ‌های اسید تا ۱۶۶/۵ میلیون سال در سنگ‌های بازیک تعیین نموده‌اند که نشان‌دهنده قرابت سنی و ژئوتکتونیک با سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در شمال شهرکرد است. بدین ترتیب، پدیده ولکانیسم منطقه در فاز کوهزایی سیمیرین میانی برای نخستین بار در بخش میانی پهنه سنندج سیرجان گزارش می‌شود. بنابراین، سن تریاس و ژوراسیک آغازین که برای مجموعه سنگ‌های

سپاسگزاری

در راستای انجام این پژوهش، نگارندگان از دانشگاه ایالت اورگون و دانشگاه آکلاهماستی (نورمن) آمریکا به سبب انجام آزمایش‌های سن‌سنجی و تجزیه ریزکاو الکترونی تشکر می‌نمایند. همچنین، از زحمات سراسر خانم مهندس الیاسی که ویرایش علمی و ادبی مقاله را به انجام رساندند سپاس و امتنان به عمل می‌آورند.

منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Dallmeyer, R. D. (1975) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of biotite and hornblende from a progressively remetamorphosed basement terrain: their bearing on interpretation of release spectra. Geochimica et Cosmochimica Acta 39: 1655-1669.
- Dallmeyer, R. D. (1982) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the Narragansett basin and southern Rhode island basement terrain: their bearing on the extent and timing of Alleghenian tectonothermal events in New England. Geological society bulletin 93(11): 1118-1130.
- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A. (1974) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 716-738.
- Emami, S. N. (2008) petrological investigation with emphasize on the alteration zones and evaluation of their environmental effects in the volcanic terrain of the north of Shahrekord. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Esmashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A. (2012) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 43(1): 11-22.
- Esmashari, A., Valizadeh, M., Soltani, A. and Sepahi, A. (2011) Petrology and geochemistry of Aligoodarz, western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoides. Journal of Geopetrology 1(2): 67-86.
- Faur, G. and Mensing, T. M. (2005) Isotopes: principles and applications. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26 (6): 683-693.

پتروگرافی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۵-۲۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۱/۱۶

پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی در منطقه آنتیموان دار شوراخ جنوب‌شرق زاهدان

راحله مرادی، محمد بومری * و ساسان باقری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

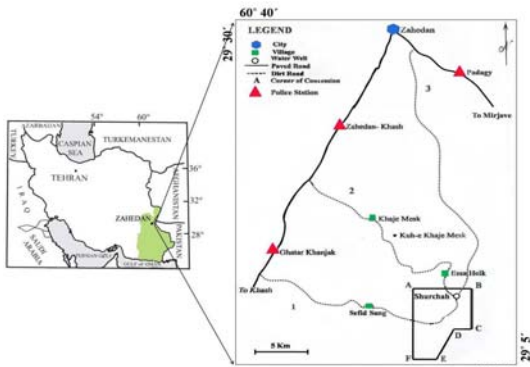
منطقه آنتیموان دار شوراخ در پهنه فلیش شرق ایران واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناسی در این منطقه شیست‌ها و فیلیت‌های کرتاسه تا نوسن است. این سنگ‌ها به وسیله توده‌های گرانیتی، دایک‌های فلسیک و رگه‌های کوارتز و استینیتی قطع شده‌اند. سنگ‌های نفوذی این منطقه شامل: توده‌ها، رگه‌ها و دایک‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و آلپیتی است. گرانیت‌ها به طور عمده توده‌ای، خاکستری رنگ، داندرشت و دارای بافت‌های گرانولار، پورفیری و کاتاکلاستیک هستند و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، موسکویت و اپاک تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها به طور عمده برآوین تا متالوین، کالک‌الکان و مربوط به گمان ماگمایی است. دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های نفوذی از ۶۱ تا ۷۵ است. نمودارهای تغییرات نشان‌دهنده روند خطی کاهش در CaO ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO و TiO_2 یا افزایش SiO_2 هستند؛ در حالی که K_2O و Na_2O با افزایش SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهد. بر اساس نمودارهای تنکیتی بهنجار شده نسبت به موز و پلاژیوکلاست‌های شکاف میان اقیانوسی، ناهنجاری‌های منفی Nb و Ti و ناهنجاری‌های مثبت K، Rb، Th و U و به ویژه Pb بیانگر خاستگاه آذرین گوشته‌ای و به ویژه نقش پوسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوه گوشته‌ای روی آن در تشکیل ماگمای سازنده و نقش پوسته قاره‌ای در آلاش ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌زایی آنتیموان، منطقه شش‌سوراخ، سیستان و بلوچستان، پهنه فلیش شرق ایران

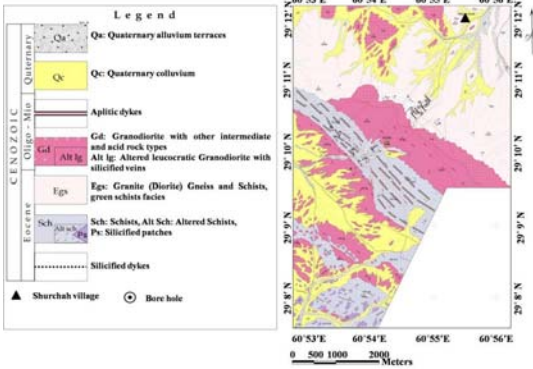
مقدمه

گرانیت‌ها سازنده اصلی پوسته قاره‌ای هستند که در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و از طریق فرآیندهای گوناگون به وجود می‌آید (Aydoğan *et al.*, 2008). تغییرات زمین‌ساختی از فرآیندهای فشارشی

* boomeri@hamoon.usb.ac.ir



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه شورجاء



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ۱:۲۰,۰۰۰ منطقه شورجاء (اصلاح شده از نقشه ۱:۲۰,۰۰۰ شرکت Zarcen Minerals (۲۰۰۴).

کمبر است و در امتداد فولیاسیون آرایش پیدا کرده‌اند که این آرایش به دلیل جهت گیری تدریجی در نتیجه استرس جهت یافته به وجود آمده است. در این دایکها موسکویت به صورت پراکنده در زمینه و دارای جهت یافتگی، قابل مشاهده است. پدید ریزیلوری شدن در هنگام تبلور مجدد دینامیکی قابل مشاهده است اما بخش‌هایی که از این پدیده در امان مانده‌اند، به صورت پورفیروگلاست‌هایی در زمینه دیده می‌شود. اکثر کانی‌ها بی‌شکل و دانرئز بوده و نمونه‌های سنگی مورد نظر شاید آپلیت باشد (شکل ۴-۲).

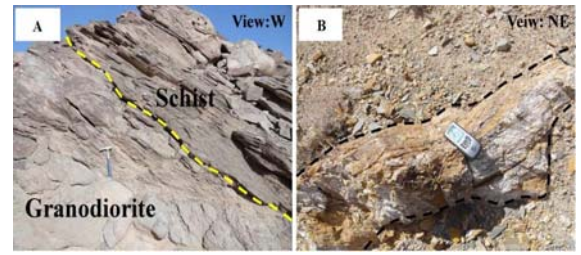
دایک‌های گرانودیوریتی با بافت پورفیری: این واحد دارای رنگ خاکستری روشن (شکل ۴-۲) با بافت پورفیری است. به طوری که ۶۰ درصد را درشت بلورها و ۳۰ درصد را زمینه‌ای از کوارتزهای ریزیلور تشکیل می‌دهد. درشت‌بلورها از جنس بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز است. کانی بیوتیت دارای جهت یافتگی بوده و ماکل مکانیکی نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل دار بوده و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تغییر می‌کند. فلدسپارهای پتاسیم نیز به صورت بی‌شکل و در اندازه‌هایی بین ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر در این دایکها دیده می‌شود (شکل ۴-۲).

دایک‌های گرانودیوریتی با بافت گرانولار: این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن هستند (شکل ۴-۳). بافت قابل مشاهده گرانولار است. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل پلی‌سنتتیک و آپلیتی بوده، گاهی نیز زونینگ نشان می‌دهد و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۸ میلی‌متر تغییر می‌کند. فلدسپارهای پتاسیم به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل و واجد شکستگی‌ها و ترک‌های ریز میکروسکوپی است و

برخی دگرسانی سربستی نشان می‌دهد و اندازه آنها به ۰/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. کوارتزهای نیمه شکل دار تا بی‌شکل، بیشتر دارای حاشیه‌های مضرس و خاموشی موجی است و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۶ میلی‌متر تغییر می‌کند. بیوتیت کانی آهن و منیزیم‌دار عمده در این دایکها است که به طور غالب نیمه شکل دار بوده و به صورت پراکنده، تجمعات موضعی و گاهی به شکل نوارهای جهت یافته ظاهر می‌شود (شکل ۴-۳).

استوک‌ها: به طور عمده از گرانیت‌گنیس، گرانیت دگرسان و میلیونیتی شده، گرانیت مگاپورفیری و گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. گرانیت‌گنیس: این سنگ‌ها در قسمت جنوب و جنوب غرب منطقه شورجاء واقع شده‌اند و بیشتر حالت توده‌ای داشته و دارای بافت کاتاکلاستیک و تورق میلیونیتی در برخی قسمت‌ها هستند. رنگ این واحد خاکستری تیره بوده و کانی‌های تشکیل دهنده گروهی از این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، اسفن، هورنبلند و کلریت است و در گروهی دیگر موسکویت، گارنت و بیوتیت دیده می‌شود. اما هورنبلند و اسفن در آنها وجود ندارد. هورنبلندهای موجود، بیوتیتی و کلریتی شده‌اند و تشکیل شکل‌های دروغین را داده‌اند (شکل ۵-۱ و ۵-۲). این امر می‌تواند به دلیل هجوم سیال‌های متاسوماتیسم کننده حاوی پتاسیم به این سنگ‌ها باشد که سبب تبدیل هورنبلندها به بیوتیت شده‌اند. (Ghasemi et al., 2010)

دیگر کانی‌ها نیز شکل اولیه خود را از دست داده و فرم دوکی یا چشمی به خود گرفته‌اند. در این گرانیت‌ها بافت‌های پرومیلونیتی، میلیونیت (شکل ۵-۲) و اولترامیلونیت مشاهده می‌شود که به احتمال زیاد منشأ دگرشکلی دارد.



شکل ۳- نمای از گرانودیوریت نفوذ کرده در میان شیست‌های منطقه شورجاء (B) نمای از رگه سیلیسی در منطقه شورجاء

روش انجام پژوهش

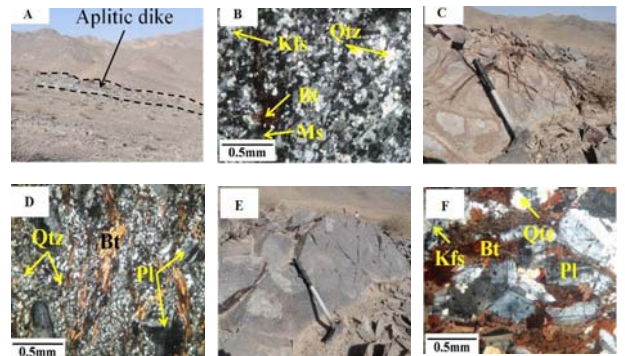
ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۰,۰۰۰، ۱:۵,۰۰۰ و ۱:۱۰,۰۰۰ منطقه شورجاء بررسی و مطالعات صحرائی با تأکید بر تفکیک سنگ‌های نفوذی منطقه، ارتباط سنی آنها، دگرسانی و ارتباط آنها با کانی‌زایی انجام شد. تعداد بیش از صد نمونه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه دقیق پتروگرافی، تعداد ۹ نمونه نفوذی با کمترین میزان دگرسانی برای تعیین عناصر اصلی و کمیاب با روش XRF به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال گردید. تجزیه توسط دستگاه فلیپس مدل PW 2004 انجام شده است. همچنین، از نتایج تجزیه XRF نمونه‌های گرانیتیوید چشمه بید (Kord, 2005) که قسمتی از گرانیتیوید زاهدان است نیز برای مقایسه استفاده شده است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی به کمک نرم‌افزارهای مختلف سنگ‌نگاری از جمله GCDKit پردازش شد و همراه با ویژگی‌های صحرائی و پتروگرافی منبای تجزیه و تحلیل پتروزنز و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی مورد نظر قرار گرفت.

دایک‌ها: در جهات مختلفی رخنمون داشته اما بیشتر در امتداد شمال غرب-جنوب شرق قرار دارند و دارای انواع مختلفی هستند که در ادامه به توصیف آنها پرداخته شده است.

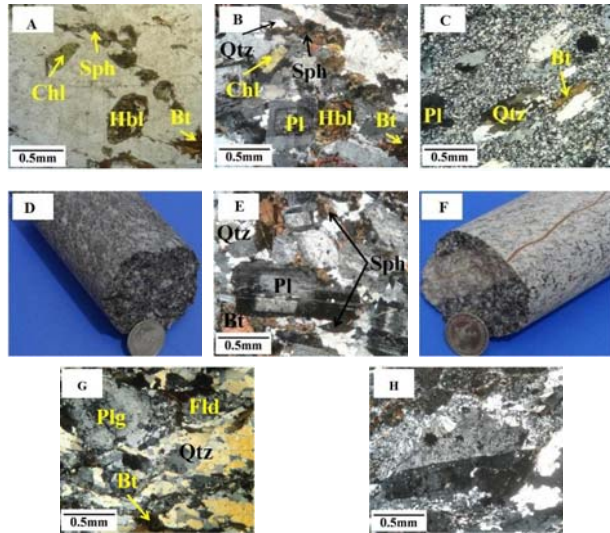
دایک‌های آپلیتی: به رنگ سفید، گاهی متمایل به زرد یا کرم است (شکل ۴-۲). بافت‌های قابل مشاهده در این دایکها گرانولار ریزانه و یا آپلیتی و در قسمت‌های حاشیه‌ای تا حدودی میلیونیتی شده است. زمینه از کوارتزهای ریز و هم‌اندازه یا حواشی مضرس و خاموشی موجی تشکیل شده است. درشت‌بلورها از جنس کوارتز و فلدسپارهای پتاسیم بوده که در برخی موارد به سربست دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازهای دانرئز نیز در برخی موارد دچار دگرسانی سربستی شده و به صورت پراکنده یافت می‌شود. فراوانی بیوتیت در این دایکها نسبت به دایک‌های گرانودیوریتی

پروتومیلونیت در این واحد به دو صورت دگرسان شده و دگرسان نشده مشاهده می‌شود. نوع دگرسان نشده دارای رنگ سبز تیره بوده و عموماً تازه است (شکل ۵-۱ و ۵-۲) و نوع دگرسان شده به سبب عملکرد گسل‌ها و میکروگسل‌های فراوان موجود در منطقه شورجاء تحت تأثیر سیال‌های هیدروترمال قرار گرفته است. این واحد دارای رگه‌های کوارتز ± اکسیدان بوده که به نظر می‌رسد در اثر هوازدگی یا دگرسانی، عناصر آهن و منیزیم از کانی‌های مافیک جدا شده‌اند و در دره و شکاف‌های موجود در سنگ به صورت گوتیت و یا سایر اکسیدهای آهن قرار گرفته‌اند.

(شکل ۵-۱ و ۵-۲). از جمله ساختارهایی که در این نوع سنگ‌ها مشاهده می‌شود می‌توان به ساختار هسته و پوشش اشاره نمود (شکل ۵-۲). که در شرایط دگرگونی درجه پایین بین کوارتز و فلدسپار رخ می‌دهد و حکایت از دگرشکلی درجه متوسط (حرارت ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد) و عمق بیش از ۱۵ کیلومتر دارد (Passchier and Trouw, 2005). بر طبق مشاهده‌های صحرائی بیشتر سنگ‌های منطقه شورجاء از شیست همراه با میان‌لایه‌های گرانودیوریتی تا گرانیت گنیسی تشکیل شده و دارای فابریک نواری است.



شکل ۴- (A) دایک آپلیتی، جهت عکس به سمت جنوب غرب (B) مقطع میکروسکوپی دایک آپلیتی (XPL) (C) دایک گرانودیوریتی با بافت پورفیری، جهت عکس به سمت شمال غرب (D) مقطع میکروسکوپی دایک گرانودیوریتی با بافت پورفیری (XPL) (E) دایک گرانیتی با بافت گرانولار، جهت عکس به سمت شمال غرب (F) مقطع میکروسکوپی دایک گرانیتی با بافت گرانولار (XPL). علامت اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۵-۵: مقطع میکروسکوپی هورتلند بیوتیتی و کلریتی شده در گرانیت پروتومیلونیتی از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده در منطقه شوره‌جاء (PPL) (B) و (XPL) (C) گرانیت میلوئیتی (D) نمونه دستی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان نشده از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده؛ (E) مقطع میکروسکوپی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان شده (F) نمونه دستی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان شده از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده؛ (G) مقطع میکروسکوپی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان شده؛ (H) مقطع میکروسکوپی از ساختار هسته و پوشش در گرانیت گیس (XPL)

فلدسپارهای پتاسیم در حال تجزیه به کانی‌های رسی بوده و بیوتیت‌ها به اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند و داخل شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. میزان دگرسان شدن در نمونه‌های مختلف متفاوت بوده به صورتی که در بعضی از نمونه‌ها شدت آن در خور توجه است (شکل ۶-۵).
گرانیت مگماپورفیری: این سنگها در میان شیبست‌ها قرار گرفته و از جمله ویژگی‌های آنها،

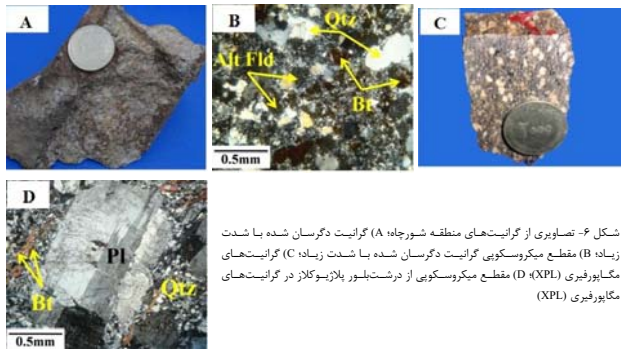
گرانیت دگرسان شده: این نوع سنگها بیشتر در ارتباط با رگه‌های کانی‌زایی شده هستند و از مجاورت رگه‌ها برداشته شده‌اند. رنگ این گرانیت‌ها خاکستری بوده و اکسیدهای آهن به رنگ زرد تا نارنجی بر روی آنها مشخص است (شکل ۶-۵). بافت این نمونه‌ها گرانولار است. کوارتزها به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۸ میلی‌متر تغییر می‌کند.

جدول ۱- نتایج تجزیه سنگهای آذرین نفوذی منطقه شوره‌جاء با روش XRF برای اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و برای عناصر فرعی بر حسب ppm

Sample	SH-21	SH-26	SH-30	SH-31	SH-38	SH-42	SH-43	SH-44	T23
SiO ₂	65.85	66.81	64.12	64.75	67.86	60.95	71.78	68.79	74.757
Al ₂ O ₃	16.29	16.57	14.51	15.92	15.06	15.96	15.18	13.89	12.99
Fe ₂ O ₃	4.93	4.01	5.64	5.32	3.35	6.27	2.07	3.03	1.19
CaO	3.76	3.92	4.14	3.98	3.12	5.78	1.61	2.81	1.69
Na ₂ O	2.94	2.93	2.03	2.55	3.69	2.81	3.46	3.63	2.86
K ₂ O	2.31	1.94	2.11	2.36	3.66	2.68	3.28	3.31	3.82
MgO	2.06	1.63	2.79	2.54	1.18	2.51	0.44	1.02	0.18
TiO ₂	0.650	0.583	0.722	0.699	0.559	0.938	0.233	0.343	0.146
MnO	0.061	0.064	0.076	0.085	0.050	0.096	0.044	0.064	0.011
P ₂ O ₅	0.171	0.153	0.168	0.151	0.160	0.197	0.061	0.099	0.024
SO ₃	0.003	0.005	0.002	0.004	0.002	0.001	0.005	0.004	0.003
L.O.I	0.74	1.09	3.33	1.36	1.18	1.62	1.59	2.75	2.15
Total	99.77	99.70	99.62	99.73	99.88	99.81	99.75	99.74	99.82
Ba	160	173	141	116	191	141	82	117	93
Sr	598	599	571	557	637	601	313	387	248
Cu	33	19	25	46	24	25	24	25	20
Zn	82	73	79	81	78	68	56	73	33
Pb	28	27	25	29	26	21	48	24	47
Ni	69	54	152	91	37	58	33	41	33
Cr	38	421	225	58	14	2054	69	193	9
V	90	80	123	108	71	125	30	41	21
Ce	36	34	17	29	31	25	58	40	8
La	12	10	8	11	9	8	14	11	4
W	1	12	1	2	1	2	6	3	2
Zr	221	212	220	202	250	180	158	179	147
Y	26	31	29	36	42	34	46	41	51
Rb	105	96	85	106	129	96	161	132	194
Co	3	2	3	1	4	7	6	3	1
As	4	25	29	70	73	55	5	261	3
U	7	1	3	2	4	2	10	5	13
Th	2	2	1	3	4	1	10	2	18
Mo	53	26	19	50	40	23	29	42	10
Ga	23	23	19	19	23	17	25	23	24
Nb	1	2	3	4	5	2	3	1	4

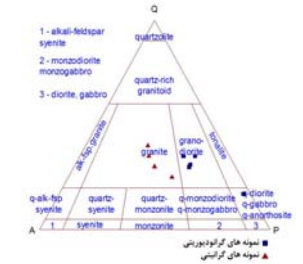
تفریق فلدسپار سدیم‌دار است (شکل ۹-۵). در گرانودیوریت‌ها K₂O کاهش می‌یابد که وجود فلدسپار سدیک، به ویژه پلاژیوکلاز آلبیتی در آنها مؤید این موضوع است. در نمونه‌های گرانیتی K₂O در مقابل SiO₂ روندی افزایشی دارد که می‌تواند در ارتباط با متاسوماتیسم پتاسیک باشد (شکل ۹-۵). با افزایش SiO₂ مقدار TiO₂ کاهش پیدا می‌کند که در نمونه‌های بررسی شده این امر می‌تواند به دلیل افزایش سیلیس در اثر میلوئیتی شدن باشد (شکل ۹-۵). در شکل ۹-۵ با افزایش SiO₂ مقدار P₂O₅ نیز کاهش می‌یابد که شاید ناشی از ورود فسفر در ساختمان آتایت در انتهای تفریق است (Norman and Leeman, 1990). با توجه به شکل ۹-۵ و H با افزایش روند تفریق، FeO و MgO کاهش می‌یابد. آهن به دلیل سازگاری خود، طی تفریق ماگمایی در ساختمان مگنتیت و کانی پیروکسن وارد شده و میزان آن در مراحل آخر تفریق کاهش می‌یابد (Mason and Moore, 1982).

وجود پلاژیوکلازهای بزرگ است (شکل ۶-۵). این سنگها بافت پورفیری، تورق میلوئیتی و فولیاسیون دارد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز دارای

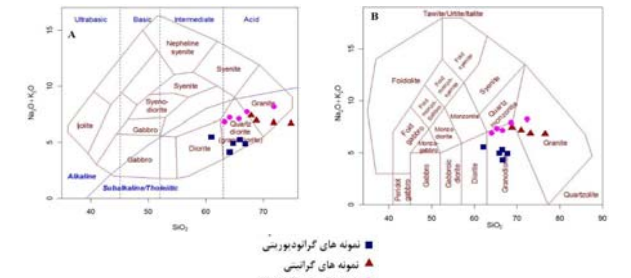


ژئوشیمی

برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی، از نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی تقریباً سناله، فاقد دگرگونی و دارای کمترین دگرشکلی استفاده شده است. ترکیب سنگهای آذرین منطقه شوره‌جاء شامل: انواع گرانودیوریت، گرانیت و دیوریت است (شکل ۷). از سوی دیگر، بر طبق نتایج تجزیه XRF که در جدول ۱ گزارش شده است و بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی Cpx و همکاران (۱۹۷۹) و Middlemost (۱۹۸۵) نیز سنگهای گرانیتی در مطالعه شده در گسترده‌های گرانودیوریت، گرانیت و دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۸).

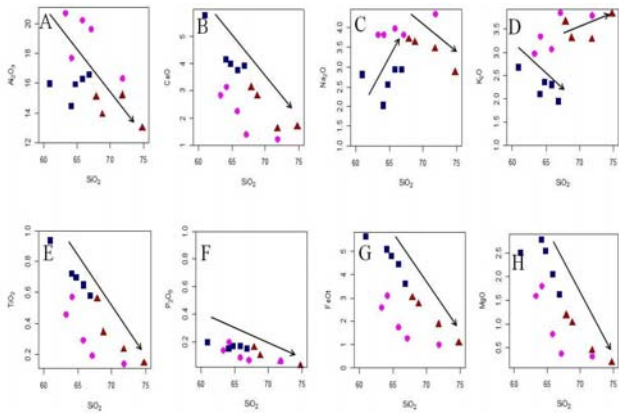


شکل ۷-۷: طبقه‌بندی نمودار سنگهای آذرین درونی همراه با موقعیت نمونه‌های منطقه شوره‌جاء (Streckeisen, 1980)



شکل ۸-۸: طبقه‌بندی سنگهای آذرین درونی منطقه شوره‌جاء (A) بر اساس طبقه‌بندی Middlemost (۱۹۸۵)، علایم استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی بررسی شده در تمامی نمودارها همانند این شکل است.

ژئوشیمی عناصر اصلی
 برای بررسی تغییرات احتمالی عناصر در سنگهای مطالعه شده از نمودارهای هارکر استفاده شده است. با افزایش SiO₂ مقدار Al₂O₃ کاهش می‌یابد (شکل ۹-۸). همرا با افزایش SiO₂ مقدار CaO کاهش پیدا می‌کند؛ زیرا CaO تمایل دارد در مراحل اولیه تفریق وارد فازهای حرارت بالا مانند: پیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار شود. بنابراین، با ادامه روند تفریق و خروج این کانی‌ها، مقدار CaO کاهش می‌یابد که این امر همچنین، می‌تواند مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در هنگام تبلور بخشی ماگما باشد. با افزایش تفریق ماگمایی، پلاژیوکلازهایی که متبلور می‌شوند حاوی مقدار CaO کمتری است (شکل ۹-۸). با افزایش مقدار SiO₂ در نمونه‌های گرانودیوریتی Na₂O افزایش می‌یابد که بیانگر تفریق فازهای آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیک است. در صورتی که در نمونه‌های گرانیتی روندی کاهش مشاهده می‌شود که به احتمال زیاد مربوط به شروع



شکل ۹- نمودارهای هارکر عناصر اصلی منطقه شوره‌چاه

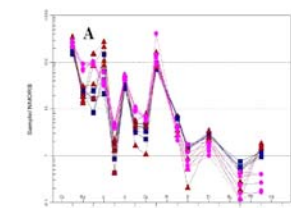
بر زیرکون در آمفیبول نیز وارد می‌شود (Rollinson, 1993). نمودار روبیدیم برآیسی SiO_2 روندی صعودی دارد که در نمونه‌های گرانیتی شدیدتر از نمونه‌های گرانودیوریتی است (شکل ۱۰- D). از آنجایی که شعاع یونی این عنصر بسیار نزدیک به شعاع یونی پتاسیم است؛ بنابراین، می‌تواند جانشین پتاسیم شود (Taylor, 1965). افزایش روبیدیم با افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم مانند: بیوتیت و ارتوکلاز سازگار است. منیزیم با افزایش SiO_2 روندی کاهشی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۰- E). کاهش وانادیوم با افزایش SiO_2 شاهد خوبی برای تفریق اکسیدهای Fe-Ti است (شکل ۱۰- F). تغییرات وانادیم شبیه تغییرات TiO_2 و FeO است. این عنصر در سنگهای گرانیتی حداقل مقدار خود را دارد.

عناصر فرعی

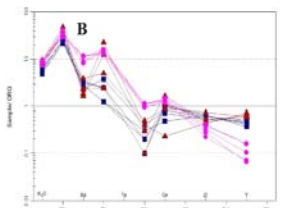
با توجه به شکل A-10 با افزایش SiO_2 ، باریم کاهش می‌یابد. همبستگی منفی باریم با SiO_2 ممکن است شواهدی از تفریق فلدسپار درجه حرارت بالا تا تفریق بیوتیت و آمفیبول باشد (Rollinson, 1993; Albeyli et al., 2004). با افزایش SiO_2 ، استرانسیم روندی نزولی نشان می‌دهد که به طور کلی، ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در ساختار کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکان است؛ اما در نمونه‌های منطقه شوره‌چاه این امر ممکن است ناشی از افزایش سیلیس به دلیل میلسونیتی شدن باشد (شکل ۱۰- B). در نمودار شکل ۱۰- C، مقدار زیرکونیم با افزایش SiO_2 روندی نزولی نشان می‌دهد. زیرا، زیرکونیم علاوه

نمونه‌های بررسی شده از عناصر Th و Rb نسبت به Nb غنی شده‌اند. همچنین، Ce نیز نسبت به عناصر مجاور خود غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی‌ها ناشی از تمرکز این عناصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی است و همچنین، می‌تواند انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی مولد این سنگها باشد (Harris et al., 1983).

(Wilson, 1989) و همچنین، این فقیرشدگی شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده که ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی گرانیتوئیدهای پنج‌جدار شده نسبت به پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (ORG) در شکل B-11 نشان داده شده است.



شکل ۱۰- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه شوره‌چاه که نسبت به A) مورب (Sun and McDonough, 1989) و B) پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (Pearce et al., 1984) پنج‌جدار شده‌اند.

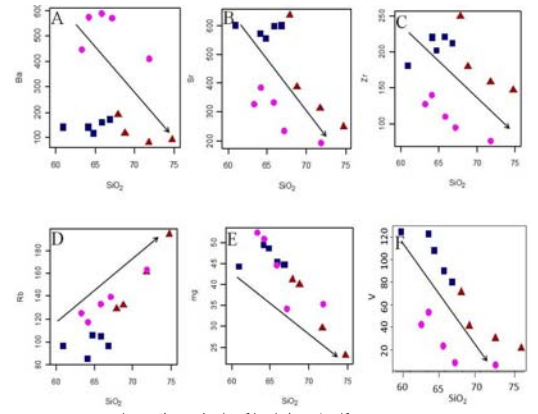


شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه شوره‌چاه که نسبت به A) مورب (Sun and McDonough, 1989) و B) پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (Pearce et al., 1984) پنج‌جدار شده‌اند.

محیط زمین‌ساختی

برای پی بردن به وابستگی زمین‌ساختی سنگها از ویژگی‌ها و نمودارهایی استفاده می‌شود که در آنها ماگماهای تولید شده بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی از یکدیگر متمایز می‌شود و محیط زمین‌ساختی آنها تا حدی مشخص می‌شود. با توجه به نمودارهای Baragar and Irvine (۱۹۷۱) نمونه‌های مطالعه شده در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۱۲- A). نسبت Nb/Th در سنگ‌های منطقه از ۰/۲۲ تا ۳ تغییر است که با توجه به مقدار ارایه شده توسط Whalen و همکاران (۲۰۰۶) (Nb/Th < ۳) ویژگی سنگ‌های کالک‌آلکان در کمان آتشفشانی است. گرانیت‌های زاهدان در منطقه لخشک توسط Griffis و Camp (۱۹۸۲) از نوع S و در منطقه

لوجمان توسط Sahebzadeh (۱۹۹۶) از نوع I معرفی شده‌اند. Valizadeh و Sadeghian (۲۰۰۲) این گرانیت‌ها را در هر دو منطقه بالا بررسی و به هر دو نوع S و I تقسیم‌بندی کرده‌اند. با توجه به شکل B-۱۲ که در آن A/CNK در نمونه‌های منطقه شوره‌چاه در محدوده I و تعدادی از نمونه‌های منطقه شوره‌چاه در محدوده I و تعدادی از نمونه‌های منطقه شوره‌چاه در محدوده S قرار می‌گیرد. بر خلاف اینکه بیشتر نمونه‌ها در محدوده S قرار می‌گیرد، می‌توان آنها را با توجه به وجود اسفن و هورنبلند از نوع I به حساب آورد که به دلیل میلسونیتی شدن، دگرسانی و وجود کانی‌های ثانویه در محدوده S واقع شده‌اند. نمونه‌های بررسی شده از نوع متاآلوئین تا برائوئین است (شکل ۱۲- C). طبقه‌بندی ارایه



شکل ۱۰- نمودارهای هارکر عناصر فرعی منطقه شوره‌چاه

نمونه‌های مطالعه شده از عناصر نیوبیم و تیتانیوم فقیر شده‌اند. این عناصر به دلیل دارا بودن بار الکتریکی بالا و شعاع اتمی پایین تمایل چندانی برای ورود به فاز مایع ندارد و میزان انحلال‌پذیری این عناصر در سیال‌های آبدار پایین است (Tatsumi et al., 1986). فقیرشدگی تیتانیوم توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند: اسفن، ایلمنیت، روتیل، تیتانومگنتیت و بعضی از آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حرارت کانی‌های تیتان‌دار در سیال‌های آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده طی فرآیندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر به صورت فازهای برج‌باقی می‌ماند؛ بنابراین، سبب ایجاد ناهنجاری منفی در تیتانیوم می‌شود (Glenn, 2004). فقیرشدگی نیوبیم در ماگماها بازیک تا حد واسطه‌دلیلی بر وجود ارتباط با فرآیند فرورانش است.

نمودارهای عنکبوتی

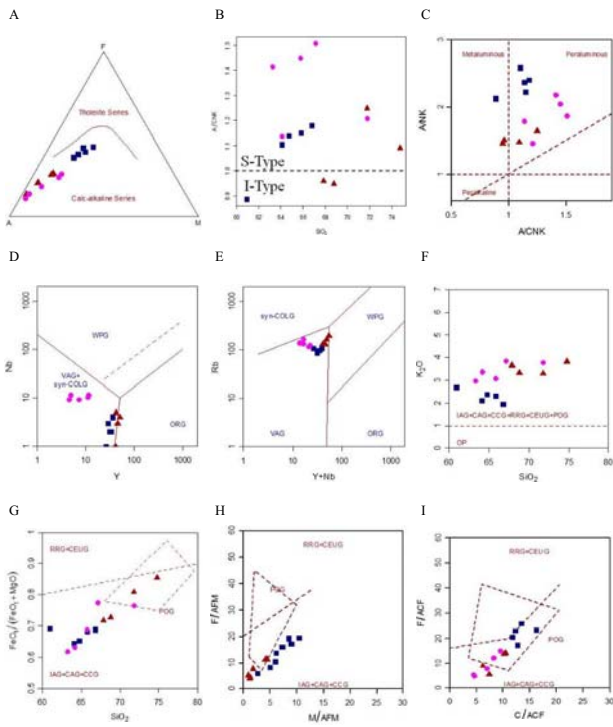
نمودار عنکبوتی گرانیتوئیدهای پنج‌جدار شده نسبت به مورب (MORB) در شکل A-۱۱ نشان داده شده است. نمونه‌های مطالعه شده از عناصری نظیر: روبیدیم، اورانیوم، پتاسیم و توریوم غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند که شاید به دلیل تأثیر پوسته قاره‌ای در ماگمای سازنده آنها باشد. این عناصر به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین، در دما و فشار بالا به آسانی در سیال آبدار حل می‌شود و انتقال می‌یابد (Green and Pearson, 1986) و همچنین، این عناصر به دلیل اینکه دارای شعاع اتمی بزرگی است، به سادگی طی آب‌زدایی وارد فاز مایع می‌شود. سرب نیز غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد.

نیوبیم نیز می‌تواند تأییدی بر محیط کمان ماگمایی برای سنگ‌های نفوذی مورد نظر باشد (Whalen et al., 1997; Swinden et al., 1997; Whalen et al., 2006).

نتیجه‌گیری

مجموعه شواهد صحرائی، پetroگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه شوره‌چاه اسیدی بوده و بیشتر از نوع گرانودیوریت و بیوتیت‌گرانیت است. توده نفوذی موجود در منطقه شوره‌چاه بخشی از باتولیت زاهدان بوده که در مجموعه فلیشی دگرگون شده پهنه فلیش شرق ایران به سن ائوسن میانی نفوذ کرده است. وجود بافت‌های حاصل از شکستگی و میلسونیتی شدن فراوان در سنگ‌های آذرین به ویژه در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها بیانگر عملکرد زیاد نیروهای زمین‌ساختی در این منطقه است. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و نمودارهای ارایه شده برای تفکیک انواع محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتوئیدها، می‌توان نتیجه گرفت که گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده از نوع گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قاره (VAG) است که در اثر بسته شدن اقیانوس نتوانستند واقع بین بلوک‌های لوت و هلمند در شرق ایران ایجاد شده‌اند. با توجه به نمودارهای هارکر عناصر اصلی و فرعی، در نمونه‌های مطالعه شده دو روند به وضوح قابل تشخیص بوده که شاید ناشی از میلسونیتی شدن و دگرسانی است. از سوی دیگر، این دو روند می‌تواند بیانگر وجود یک ماگمای مشترک برای نمونه‌ها باشد که با پوسته آرایش پیدا کرده است. این مطلب با توجه به نمودار عنکبوتی ترسیم شده نیز قابل استنباط است.

شده برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نشان می‌دهد که نمونه‌های مطالعه شده در محدوده گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد و گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی قرار می‌گیرد (شکل D-۱۲ و E). از دیگر طبقه‌بندی‌ها برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر مبنای عناصر اصلی، طرحی پیوسته است که توسط Picozzi و Maniar (۱۹۸۹) ارایه شده است. در این طرح، مراحل متوالی برای تعیین محیط‌های زمین‌ساختی نشان داده است. در هنگام استفاده از این طرح لازم است به طور مرحله‌ای پیش برویم زیرا هنگامی که یک محیط شناسایی شود، داده‌های نشان‌دهنده آن محیط در مراحل بعدی، در محدوده ترکیبی آن محیط قرار نمی‌گیرد. این طرح چند مرحله‌ای در شکل F-۱۲ تا I نشان داده شده است. در تمام مراحل، نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند و در مرحله آخر بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای پس از برخورد واقع می‌شود. با توجه به نمودارهایی که در قبل ارایه شد و همچنین، با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری، این گرایش یک گرایش منطقی و منطبق با شواهد زمین‌شناسی نیست؛ زیرا گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی گرانیتوئیدهای هستند که پس از خاتمه دگرشکلی تولید شده‌اند (Rogers and Greenberg, 1990) و از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی نیز صرفاً گرانیت‌ها را در بر می‌گیرد. اما دگرشکلی ویژگی بارز گرانیتوئیدهای منطقه شوره‌چاه بوده و طیف ترکیبی این توده‌های گرانیتوئیدی نیز صرفاً گرانیتی نیست. بنابراین، احتمال پس از برخورد بودن نمونه‌های مطالعه شده منطقی است. غنی‌شدگی توریوم نسبت به



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه شوره‌جاء: (A) بر روی نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی؛ (B) بر روی نمودار A/CNK-SiO₂ برای تفکیک گرانیتوئیدهای تیپ S و I (Chappell and White, 1974)؛ (C) بر روی نمودار تشخیص اشباع آلومینوم (Shand, 1943)؛ (D) و (E) نمودار تفکیک انواع محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتوئیدها؛ (F) H.G.F. و I نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها

Mani, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America 101: 635-643.

Mason, B. and Moore, C. (1982) Principles of geochemistry. 4th edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.

Middlemost, E. A. K. (1985) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37: 215-224.

Moradi, R. (2012) Style and origin of Sb and Au mineralization in Shurchah, southeast of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).

Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2012a) Petrography, mineralization and alteration associated with Shurchah antimony deposit, southeast of Zahedan. 30th Meeting of Earth Sciences. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2012b) Mineralization and igneous rocks petrography associated with Shurchah antimony deposit, southeast of Zahedan. 3rd Symposium of Society of Economic Geology, Shahid Chamran University, Ahwaz, Iran, (in Persian).

Norman, M. D. and Leeman, W. P. (1990) Open system magmatic evolution of andesites and basalts from the Salmon Greek volcanic, southwestern Idaho. United States of America. Chemical Geology 81: 167-189.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) Microtectonics. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. Petrology 25: 956-983.

Rahnama-Rad, J., Sahebzadeh, B. and Mirhajizadeh, A. A. (2008) Weathering and weakness of Zahedan granitoids: a rock engineering point of view. Applied Geology 4(4):247-257 (in Persian).

Rogers, J. W. and Greenberg, J. K. (1990) Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major elements and trace-elements chemistry and possible origins. Petrology 98(3): 291-309.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, London.

Sadeghian, M. (2005) Magmatism, metallogeny and emplacement mechanisms of Zahedan granitoidic pluton. PhD thesis, University of Tehran, Tehran (in Persian).

Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2002) Petrology and geochemistry Zahedan granitoids. 6th Iranian Congress of Geology, University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).

Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2007) Emplacement mechanism of Zahedan granitoidic pluton with the aid of AMS method. Earth Sciences 17(66): 126-143 (in Persian).

Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne de Iec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V. (2005) The granite pluton of Zahedan (southeast of Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. Asian Earth Science 25: 301-327 (in Persian).

Sahebzadeh, B. (1996) Petrography and petrology of igneous intrusive of Zahedan-Lochan. MSc thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran (in Persian).

Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. D. Van Nostrand Company, New York.

Streckeisen, A. L. (1980) Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen 107: 144-214.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and

سیاسگزار

آقای ناصر شهرکی برای انجام این پژوهش سیاسیگری می‌نمایند.

نگارندگان از تلاش‌های بی دریغ آقای محمودرضا مرادی، آقای مالک کرد و همچنین...

منابع

Arslan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. Asian Earth Sciences 27: 177-193.

Aydoğan, M. S., Ilbeyli, N., Çoban, H., Akinci, Ö., Bozcu, M. and Kusu, M. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Balkan granite from the Muratdağı region (Banaz, Uşak), western Turkey: implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. Asian Earth Sciences 33: 155-176.

Boomeri, M., Lashkaripour, G. R. and Gorgij, M. N. (2005) F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13(1): 79-94 (in Persian).

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.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-174.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Kord, M. and Khanalizadeh, A. (2010) The evolution mechanism's of Zahedan granitoidic batholith, southeast Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17(4): 551-578 (in Persian).

Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. Mineralogy and Petrology 147: 511-527.

Green, T. H. (1981) Anatectic of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: Andesites: orogenic andesites and related rocks (Ed. Thorpe, R. S.) 465-478. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P.T. Chemical Geology 54: 185-201.

Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almond, D. C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. Geological Society of London 140: 245-256.

Hosseini, M. R. (2002) Petrology and geochemistry of SW-Zahedan granitoids. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Ilbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. Lithos 72: 163-182.

Iran Itok. (2007) Antimony exploration project in Shurchah and Tuzgi area. Iran Minerals Production and Supply Company. Engineering, Procurement and General Contracting (in Persian).

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Kord, M. (2005) Petrology and geochemistry of Cheshme bid granitoids, southeast of Zahedan. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-278.

Norry, M.) Special publication 42: 313-345. Geological Society, London.

Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. In: The nature of magmatism in the Appalachian orogen (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society, America.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase release from a subduction lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiment and natural rocks. Volcanology and Geothermal Research 29: 293-309.

Taylor, S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. Physics and Chemistry of the Earth 6: 133-213.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd, O, Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central mobile belt, Newfoundland Appalachians. In: The nature of magmatism in the Appalachian orogen (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society, America.

Whalen, J. B., McNICOLL, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Van Breeman, O. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. Lithos 89: 377-404.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, Inc, Winchester, Massachusetts.

Zarcan Minerals (2004) Final report of antimony mineralization exploration in shurchah area, Zarcan International Resources Inc (in Persian).

کیلومتر از شمال غرب کشور تا جنوب شرق ایران گسترده شده است و شامل: سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نفوذی‌هایی با ویژگی کلسیمی-قلیایی است. این کمربند میزبان تعداد زیادی از ذخایر پورفیری مس-مولیبدن است که از آن جمله می‌توان به ذخیره بزرگ سونگون واقع در شمال غرب ایران اشاره کرد (Tabatabai Rezaei, 2001). کانسار مس پورفیری سونگون در ۷۵ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی، بین طول‌های جغرافیایی ۴۱° ۴۶' تا ۴۵° ۴۶' و عرض‌های جغرافیایی ۴۱° ۳۸' تا ۴۳° ۳۸' واقع شده است.

بسیاری از پژوهشگران به بررسی تحرک، تفکیک و انحلال‌پذیری REE در محیط‌های گرمایی پرداخته‌اند. بر همین اساس، Rollinson (۱۹۹۳) معتقد است که عناصر نادر خاکی با انحلال‌پذیری ناچیز هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازادگی و دگرسانی‌های گرمایی به نسبت نامتحرک اند، مگر در شرایطی که نسبت سیال به سنگ بالا باشد (Rolland, Michard, 1989) و همکاران (۲۰۰۳) نیز تحرک REE را به تغییرات در pH، فوگاسیته اکسیژن و وجود لیگاندهای $(CO_3)^{2-}$ ، $(OH)^-$ ، F^- ، $(PO_4)^{3-}$ در سیال و شرایط P-T نسبت می‌دهند. یکی از کاربردهای مهم عناصر نادر خاکی به کارگیری رفتار این عناصر برای شناخت ماهیت سیالات دگرسان کننده و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی محیط است. مطالعه زمین‌شیمی عناصر کمیاب و دگرسانی‌های گرمایی کوهستان کبرکن نشان داده است که پهنه سیلیسی از تمامی عناصر کاهش شدیدی، پهنه آرزلیک پیشرفته در LREE غنی‌شدگی و در HREE نهی‌شدگی و پهنه

آرزلیک از تمامی عناصر غنی‌شدگی دارد (Mackizadeh and Taghipour, 2011). بی‌هنجاری مثبت و منفی Eu در دگرسانی‌های کانسار طلا قلقله کردستان به ترتیب نشان‌دهنده دگرسانی ضعیف و پیشرفته در این کانسار است (Taghipour and Ahmadian, 2012). عناصر کمیاب در گرانیتهای تیپ A می‌شود نشان‌دهنده اثر تتراد در این سنگ‌ها است. الگوی تتراد توسط تفریق بلورهای غنی از REE طی تبلور تفریقی مذاب، از واکنش یا سیالات مراحل نهایی کنترل می‌شود (Ahankub et al., 2012).

با وجود بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی متعدد انجام شده بر کانسار مس سونگون (Mehrpour and Tarkian 1993; Mehpartou and Tarkian, 1993; Etmianan, 2003; Calagari, Calagari, 2003; Hezarkhani, 2009; 2004) تاکنون مطالعه‌ای بر روی رفتار عناصر نادر خاکی در پهنه‌های مختلف دگرسانی این کانسار انجام نشده است. بنابراین، در این پژوهش سعی شده تا علاوه بر بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی، الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی نیز در هر یک از پهنه‌های دگرسانی به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار مس پورفیری سونگون در کمربند ساختاری پهنه سهند-زیمان به سن تریاسی قرار دارد. سنگ میزبان این کانسار، یک استوک کوارتزموونزیتی است که توسط سامانه‌ای از دایک‌های موازی آندزیتی فاقد کانی‌زایی با روند NNW-SSE، NNE-SSW و جهت شییبی به سمت غرب قطع شده است. نفوذ استوک سونگون به داخل واحد کربناته کوتاه سبب اسکارکن‌زایی

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۲۳-۲۸
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۵/۲۶

بررسی رفتار عناصر کمیاب و نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی گرمایی کانسار مس پورفیری سونگون

بتول تقی پور^۱، محمدعلی مکی‌زاده^۲، سید وحید محمدی^۱ و فرهاد احمدزاد^۳

^۱ بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

کانسار مس پورفیری سونگون در ۷۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان اهر در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. کانسار پورفیری در ارتباط با توده نفوذی مونزونیتی-کوارتزموونزیتی و دیوریتی-گرانودیوریتی میوسن رخ داده است. در این کانسار چهار رخساره دگرسانی شاخص پتاسیک، فلیک، آرزلیک و پروپلیتیک معرفی شده است که تقریباً به صورت متداخل‌المرکز توده کانسار را بر می‌گیرد. در این پژوهش، به مطالعه رفتار عناصر نادر خاکی در سه پهنه دگرسانی پتاسیک، فلیک و آرزلیک با توجه به اهمیت زمین‌شیمیایی و رخنمون آنها در زمان نمونه‌برداری پرداخته شده است. نتایج آزمایش‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب نشان می‌دهد که شباهت‌های زیادی در الگوی عناصر نادر خاکی در پهنه‌های مختلف دگرسانی و سنگ میزبان وجود دارد. در هر سه پهنه دگرسانی، عناصر LREE غنی‌شدگی و HREE نهی‌شدگی نشان می‌دهد. بی‌هنجاری Eu در پهنه پتاسیک منفی ضعیف، در پهنه فلیک اندکی مثبت و در پهنه آرزلیک بی‌هنجاری Eu دیده نمی‌شود. نسبت پاترنین Ce/Ce^* (۰/۹۵) در پهنه پتاسیک، شرایط کاهش‌یافته را نشان می‌دهد و در پهنه فلیک و آرزلیک این نسبت بیشتر است که حضور سیالات دگرسان کننده با شرایط اکسایشی بالا را نشان می‌دهد. در مجموع، با توجه به شباهت الگوی عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی، پیشنهاد می‌شود که عوامل فیزیکوشیمیایی مشابهی مانند pH در دسترس بودن کمپلکس‌های مناسب در سیال و حضور کانی‌های ثانویه برای میزبانی HREE، بر هر سه پهنه دگرسانی حاکم بوده است. **واژه‌های کلیدی:** بی‌هنجاری Eu، عناصر نادر خاکی و کمیاب، دگرسانی گرمایی، کانسار مس پورفیری سونگون، کمربند ولکانو-پلوتونیک اوریجه - دختر

مقدمه

صربستان، بلغارستان، ترکیه، ایران تا افغانستان ادامه دارد. کمربند ولکانو-پلوتونیک اوریجه-دختر با طول بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۴۰ کیلومتر از غرب تا شرق ناحیه معدنی سونگون و اهر بخشی از کمربند کوهزایی-فلزآزایی آلپ-همالیاست که از شرق

شامل: ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی پتاسیک، ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی فلیک، ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی آرزلیک و ۱۰ نمونه از سنگ غیر دگرسان است. ویژگی‌هایی نظیر: اندازه دانه، رنگ، نازکی یا دگرسانی در این نمونه‌ها مورد توجه قرار گرفته است. شدت دانه‌ها ۸۵ نمونه برداشت شده، تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک تهیه شد. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BHT2 در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه شیراز و اصفهان انجام شد. در مجموع ۸ نمونه از پهنه‌های دگرسان شده و توده‌های نفوذی کلسیم برای اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی و انجام آزمایش‌های ICP-MS به شرکت زرازا ارسال شد. همچنین، تجزیه عناصر اصلی ۱۰ نمونه از توده نفوذی و ۶ نمونه از سنگ‌های دگرسان شده توسط دستگاه XRF در دانشگاه اصفهان انجام پذیرفت.

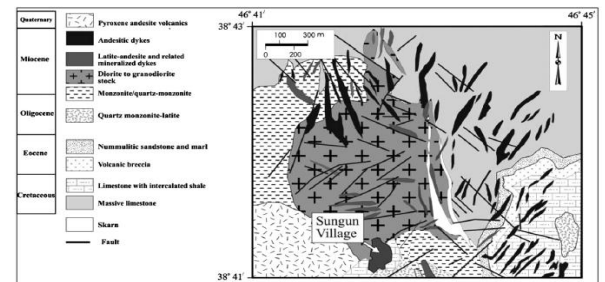
پتروگرافی پهنه‌های دگرسانی

با توجه به مطالعات انجام شده توسط پژوهشگران پیشین در کانسار سونگون (Mehrpour and Tarkian, 1993) پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه رده‌بندی شده که نمونه‌برداری از هر کدام از پهنه‌ها به تفکیک انجام شد (شکل ۲). بر اساس مطالعات نوری، نمونه‌هایی که از پهنه‌های دگرسانی برداشت شده است دگرسانی بسیار شدیدی را نشان می‌دهد. به صورتی که بیشتر کانی‌های مشاهده شده در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص نبوده یا به سختی شناسایی شده است. سرسیت و کوارتز در بیشتر مقاطع فازهای اصلی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۲). شدت دگرسانی تا حدی است که در برخی مواقع شبیهی از کانی‌ها در برش نازک قابل مشاهده است (شکل ۳-۲).

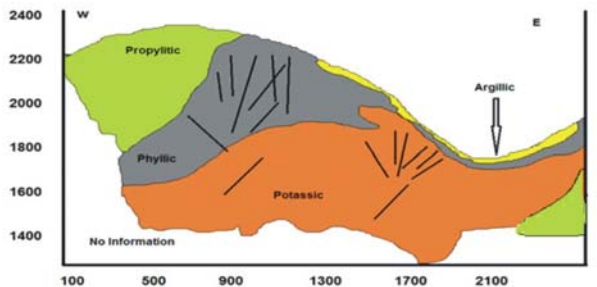
همراه با کانی‌زایی مس در داخل استوک و حاشیه‌ای در نوار شمالی استوک شده است. عملکرد فرآیندهای گرمایی بر روی استوک سونگون باعث ایجاد الگوهای دگرسانی پتاسیک، پروپلیتیک، فلیک و آرزلیک در کانسار سونگون شده است که فرآیندهای ثانویه پس از کانی‌زایی باعث تفکیک آن به مناطق فروست، برون‌زاد و درون‌زاد شده است (Mehrpour and Tarkian; Hezarkhani, 2006; Calagari, 2003; 1993). واحدهای آتشفشانی اوسن شامل: داسیت، تراکی‌اندزیت، آذرآواری‌ها و توف است که در قسمت‌هایی که در هم‌جواری توده نفوذی بوده است به علت متاسوماتیسم از نظر ترکیب، بافت و کانی‌سازی نیز در آن تغییراتی انجام گرفته است. واحدهای یاد شده توسط توده‌های نفوذی هم‌زمان با کانی‌سازی، بعد از کانی‌سازی و دایک‌ها قطع شده‌اند. بعد از این واحدها گدازه‌های تراکییتی و تراکی‌اندزیتی رخنمون دارد که بخشی از مجموعه سونگون را می‌پوشاند. واحد سنگی جوان این ناحیه از گدازه‌های لایت، آندزیت بازالتی به سن کواترنر تشکیل شده است (Mehrpour, 1993; Hezarkhani, 2009). سنگ‌های نفوذی در سونگون شامل سه گروه سنگی: الف) مونزونی-کوارتزموونزیتی، ب) دیوریت-گرانودیوریت و ج) آندزیت و دایک‌ها است (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

نخست بررسی‌های صحرائی طی چندین مرحله برای نمونه‌برداری از پهنه‌های دگرسانی و توده نفوذی انجام گرفت. ۸۵ نمونه با وزن تقریبی یک کیلوگرم از پهنه‌های پتاسیک، آرزلیک، فلیک و همچنین، توده نفوذی کانسار ساز برداشت شد که



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه معدنی سونگون با تغییرات (Hezarkhani, 2006; Mehpartou, 1993)



شکل ۲- گسترش پهنه‌های دگرسانی در مقطع شرقی-غربی معدن مس پورفیری سونگون

این پهنه بافت بازمانده پورفیری و گرانولار نیز دیده می‌شود (شکل ۲-۳ و B). به طور معمول کانی‌های بیوتیت و آمفیبول توسط موسکویت پر می‌شود و بافت دروغین را به وجود می‌آورد. در این پهنه زاروسیت به مقدار اندک وجود دارد که نتیجه دگرسانی پیریت است که بر موسکویت

پهنه دگرسانی پتاسیک: در بخش بالایی استوک قرار داشته و عمیق‌ترین پهنه دگرسانی ذخایر مس پورفیری است. کانی‌های این پهنه شامل: فلدسپار پتاسیم، بیوتیت اولیه، بیوتیت ثانویه، سرسیت، پلاژیوکلاز، کوارتز، آندزیت، اسفن، موسکویت، اکتینولیت و زیرکن است. در

پتروژئولوژی توده‌های نفوذی سونگون پورفیوری

خلاصه نتایج داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرسان شده در جدول ۱ نمایش داده شده است. از نتایج مربوط به توده‌های نفوذی برای نامگذاری و بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین استفاده شده است. در نموسودار $\text{SiO}_2(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Middlemost, 1994) توده‌های نفوذی سونگون در محدوده دیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرد (شکل ۴-A). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های توده نفوذی از نمودار تفکیکی سری

قلیایی از نیمه قلیایی بر اساس مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Irvine and Baragar, TAS) (1971) استفاده شده است. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۴-B). موقعیت نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۴-C). در نمودار Y-Nb (Pearce et al., 1984) موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه در محدوده گرانودیوریت مرتبط با قوس قرار می‌گیرد (شکل ۴-D).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی از پهنه‌های مختلف دگرسانی و توده نفوذی غیر دگرسان

samples	Unaltered rocks															
	potassic zone		phylic zone		argillic zone		Su-30	Su-35	Su-40	Su-50	Su-54	Su-57	Su-60	Su-62	Su-71	Su-75
(wt%)	Su-1	Su-8	Su-12	Su-15	Su-17	Su-20	Su-30	Su-35	Su-40	Su-50	Su-54	Su-57	Su-60	Su-62	Su-71	Su-75
SiO ₂	63.52	64.31	71.25	70.17	67.45	67.32	65.91	50.31	58.64	56.64	58.4	58.03	57.94	59.61	61.31	61.41
Al ₂ O ₃	15.87	15.01	15.68	15.43	16.80	17.01	15.45	16.62	16.32	17.41	17.41	16.32	16.76	15.32	15.21	15.04
Fe ₂ O ₃	3.14	3.24	2.45	2.45	2.36	2.51	2.76	6.32	5.67	4.73	3.65	3.36	3.07	3.36	2.16	3.62
MnO	0.03	0.04	0.02	0.02	0.24	0.25	0.06	0.08	0.09	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06
MgO	1.67	1.63	0.99	0.97	1.81	0.83	1.76	7.28	5.64	6.03	5.94	6.81	5.41	5.36	3.94	5.98
CaO	2.25	2.26	0.68	0.76	0.80	0.36	3.24	8.35	5.31	5.42	4.36	5.58	4.31	5.46	4.63	4.21
Na ₂ O	1.81	2.45	0.41	0.37	1.32	1.37	3.63	4.35	3.61	4.67	4.67	4.06	5.12	5.75	5.05	3.62
K ₂ O	5.25	4.36	3.67	3.61	4.45	4.56	3.25	1.03	2.31	2.12	2.04	2.06	2.16	3.26	4.61	3.75
TiO ₂	0.45	0.45	0.46	0.50	0.58	0.61	0.51	0.67	0.52	0.47	0.51	0.52	0.56	0.49	0.48	0.50
P ₂ O ₅	0.31	0.46	0.31	0.32	0.20	0.25	0.24	0.23	0.31	0.21	0.22	0.24	0.21	0.24	0.24	0.21
LOI	4.70	4.35	4.42	4.43	3.82	3.75	1.72	1.31	1.21	1.03	1.01	1.12	0.97	0.87	0.96	0.89
Total	98.72	99.04	100.34	99.04	99.83	98.87	98.53	98.55	99.63	98.91	98.26	95.13	99.13	93.87	98.53	99.29

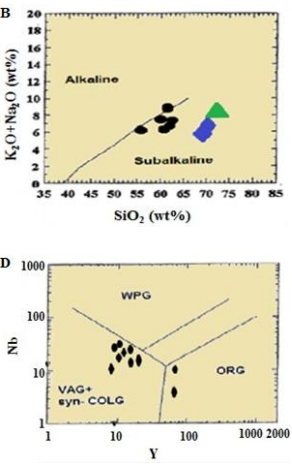
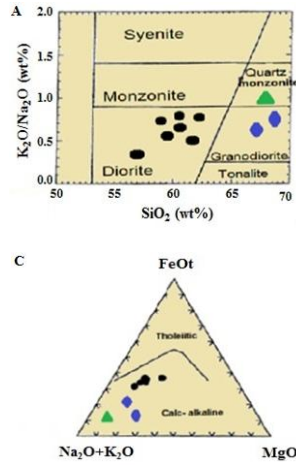
مشابهی دارد. بنابراین، تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی عناصر، مربوط به دگرسانی است. میانگین مقدار SiO_2 در سنگ‌های غیر دگرسان ۵۸/۸۲ درصد است. این مقدار در پهنه دگرسانی پتاسیک ۶۳/۹۱ درصد، در پهنه دگرسانی فلیک ۷۰/۷۱ درصد و در پهنه آرژیلیک ۶۷/۳۸ درصد است. بنابراین، بیشترین مقدار سیلیس مربوط به پهنه دگرسانی

زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی گرمایی

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی به منظور بررسی رفتار عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی مختلف و مقایسه آن با نمونه‌های غیر دگرسان نمودارهای غنی‌شدگی-تهی‌شدگی رسم شد (شکل ۴). بر اساس مطالعات انجام شده، سنگ میزبان برای دگرسانی ترکیب

درصد است. مقدار Al_2O_3 در سنگ غیر دگرسان ۱۶/۲۲ درصد، در پهنه پتاسیک ۱۵/۴۳ درصد، در پهنه فلیک ۱۵/۵۵ درصد و در پهنه آرژیلیک به ۱۶/۹۰ درصد می‌رسد. افزایش Al_2O_3 و TiO_2 در پهنه دگرسانی آرژیلیک، به دلیل آبشویی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی است که سبب افزایش ظاهری این عناصر نسبت به عناصر متحرک شده است.

فلیک و کمترین مقدار آن مربوط به پهنه دگرسانی پتاسیک است. مقدار K_2O از پهنه دگرسانی پتاسیک به سمت پهنه دگرسانی فلیک کاهش می‌یابد. مقدار MgO از پهنه دگرسانی پتاسیک به فلیک کاهش دارد (شکل ۵). مقدار TiO_2 در سنگ‌های نفوذی غیر دگرسان ۰/۵۳ درصد، در پهنه پتاسیک ۰/۴۵ درصد و در پهنه فلیک ۰/۴۸ درصد و در پهنه آرژیلیک ۰/۵۹



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در نمودار مجموع عناصر قلیایی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994) (B) نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه قلیایی و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در آن (Irvine and Baragar, 1971) (C) قرار گرفتن نمونه‌های توده نفوذی در محدوده کلسیمی-قلیایی در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (D) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در ارتباط با تعیین محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) • دیوریت، • گرانودیوریت، ▲ کوارتز مونزونیت

شکل ۵- نمودار غنی‌شدگی-تهی‌شدگی عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی پتاسیک (A) فلیک (B) آرژیلیک (C) و (D) پتاسیک

شکل ۵- نمودار غنی‌شدگی-تهی‌شدگی عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی پتاسیک (A) فلیک (B) آرژیلیک (C) و (D) پتاسیک

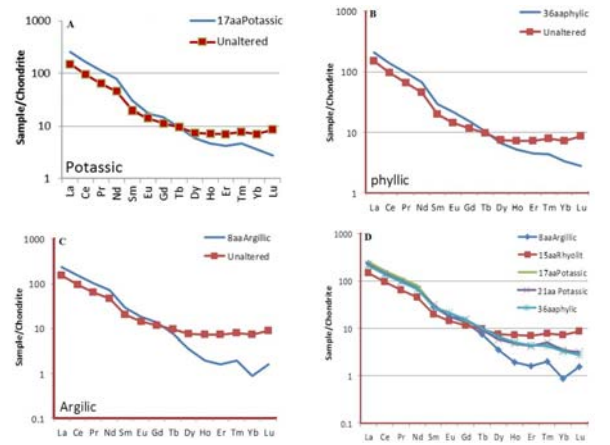
رفتار زمین‌شیمیایی عناصر مس، مولیبدن و آرسنیک به علت اهمیت این عناصر در کانسار پورفیوری، بررسی شد. آرسنیک به عنوان عنصر نشانگر کانه‌زایی دارای منشأ ماگمایی است. این عنصر می‌تواند با مس یا مولیبدن دیده شود. بنابراین، معمولاً تغییرات این عنصر در مقایسه با مس، مولیبدن و طلا در سیستم‌های پورفیوری بررسی می‌شود.

در پهنه دگرسانی پتاسیک مقدار مس بین ۵۱۶۰ تا ۱۴۰۰۰ گرم بر تن در تغییر است. در این پهنه دگرسانی همبستگی مثبت بین مولیبدن-آرسنیک و مس-آرسنیک دیده می‌شود (شکل ۶-A و B). مقدار مولیبدن در پهنه پتاسیک و فلیک نسبت به پهنه آرژیلیک بیشتر است. همبستگی مس با نقره در این پهنه منفی است (شکل ۶-C). همبستگی مثبتی بین نسبت Cu/Ag و نسبت Cu/Ag در تمامی پهنه‌های

دگرسانی دیده شده است (شکل ۶-D). ضریب همبستگی آرسنیک-نقره از پهنه دگرسانی پتاسیک به سمت دگرسانی آرژیلیک افزایش می‌یابد و بیشترین مقدار آن در پهنه فلیک است.

زمین‌شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

به منظور بررسی رفتار REE، تعداد هشت نمونه از پهنه‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و توده نفوذی (با کمترین میزان دگرسانی) با روش ICP-MS تجزیه شد (جدول ۲). مقادیر عناصر نادر خاکی به دست آمده نسبت به کندریت بهنجار شده است (Nakamura, 1974) (شکل ۷). همان‌طور که در شکل دیده می‌شود الگوی پراکندگی REE در هر یک از پهنه‌های دگرسانی پتاسیک (ZREE=۲۱۹/۹۰)، فلیک (ZREE=۱۸۶/۴۱) و



شکل ۵- A) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی پنجگانه شده در پهنه پتاسیک، B) الگوی عناصر نادر خاکی پنجگانه شده در پهنه فیلیک، C) الگوی عناصر نادر خاکی پنجگانه شده در پهنه آرژلیک، D) الگوی عناصر نادر خاکی پنجگانه شده در تمامی پهنه‌های دگرسانی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

نسبت $(Eu/Eu^*)_{cn}$ مقیاسی از بی‌هنجاری یورونیوم است و مقادیر بالاتر از یک بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از یک بی‌هنجاری منفی را نشان می‌دهد. نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های دگرسان، به استثنای پهنه فیلیک، پایین‌تر از نمونه توده نفوذی است (شکل ۸-A). بیشترین مقدار این نسبت متعلق به پهنه فیلیک $(Eu/Eu^*)_{cn} = 1.01$ است که بی‌هنجاری مثبت را نشان می‌دهد. Peter و همکاران (۱۹۹۷) معتقدند که طی طیف فرآیندهای گرمایی با اکسیدها و سولفیدهای گرمایی متمرکز با همزمان با آن

تشنین می‌شود. بنابراین، با توجه به حضور سولفیدهای گرمایی، به ویژه پیریت در پهنه فیلیک، بالا بودن نسبت Eu/Eu^* قابل توجهی است. علاوه بر این، حضور گسترده پلاژیوکلاز در نمونه‌های مطالعه شده بیانگر ارتباط تنگاتنگ این کانی با بی‌هنجاری‌های مثبت Eu مشاهده شده در این پهنه است. افزایش ناچیز در بی‌هنجاری Eu و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE از ویژگی این پهنه است. این نسبت در پهنه آرژلیک $(Eu/Eu^*)_{cn} = 0.89$ بسیار شبیه به نمونه غیر دگرسان $(Eu/Eu^*)_{cn} = 0.94$ است که گویای عدم

مس پورفیری پهنه پتاسیک دارای pH قلیایی بوده و شرایط کاهشی را نشان می‌دهد.

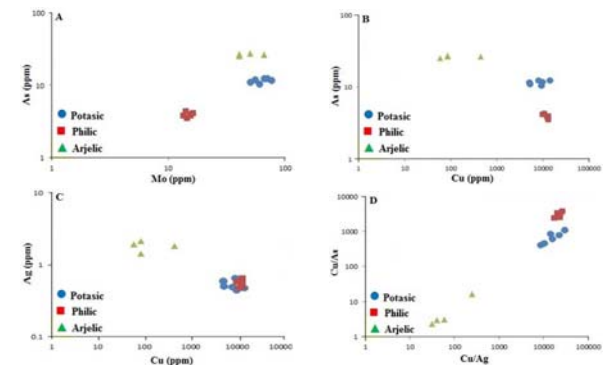
بحث

بیشتر مطالعات اخیر بر روی سنگ‌های دگرسانی در محیط‌های اپی‌ترمال و کانسارهای مس پورفیری نشان داده که در شرایط ویژه‌ای عناصر نادر خاکی توسط دگرسانی سیالات گرمایی متحرک می‌شود (Arribas, 1995; Bissig et al., 2002) و همکاران (۱۹۸۹) تحرک یا عدم تحرک REE را به پایداری و فراوانی فازهای LREE، نقش pH دما، شرایط کاهشی و غلظت لیگاندهای کمپلکس‌ساز با REE مربوط می‌دانند. مجموع عناصر نادر خاکی در پهنه پتاسیک ۲۱۹/۹ و در پهنه فیلیک ۱۸۶/۴۱ است. این کاهش مقدار در عناصر نادر خاکی در پهنه فیلیک نسبت به پتاسیک همراه با افزایش نسبت سیال/سنگ و کاهش pH یا افزایش عامل H^+ است (Pirajno, 2009). الگوی عناصر نادر خاکی همچنین، بیانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در پهنه‌های دگرسانی بررسی شده است. الگوی کلی این نمونه‌ها شیب منفی ضعیفی از LREE به سمت HREE را نشان می‌دهد که به سمت HREE دچار پهن‌شدگی می‌شود. نسبت Eu/Eu^* به عنوان مقیاسی از بی‌هنجاری یورونیوم برای نمونه تقریباً غیر دگرسان و نمونه‌های پهنه‌های دگرسان (به جز پهنه فیلیک) مقادیر کمتر از یک را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی ضعیف است. در فوگاسیته بالای اکسیژن بی‌هنجاری مثبتی از یورونیوم و در دمای بالا بی‌هنجاری منفی از این عنصر دیده می‌شود. همچنین، بی‌هنجاری مثبت

نسبت $(Tb/Yb)_{cn}$ در پهنه‌های پتاسیک $(Tb/Yb)_{cn} = 2.03$ و فیلیک $(Tb/Yb)_{cn} = 2.45$ است که نشان‌دهنده پیکناخت بوده و کمی بیش از نمونه غیر دگرسان $(Tb/Yb)_{cn} = 1.34$ است. اما این نسبت در پهنه آرژلیک $(Tb/Yb)_{cn} = 0.48$ بسیار بیشتر از سایر پهنه‌های دگرسان و نمونه غیر دگرسان است که نشان‌دهنده تهی‌شدگی در خور توجه HREE در این پهنه است (شکل ۸-C). بررسی‌ها نشان می‌دهد که نسبت $(La/Yb)_{cn}$ در پهنه‌های پتاسیک $(La/Yb)_{cn} = 6.95$ و فیلیک $(La/Yb)_{cn} = 6.27$ بیشتر از نمونه غیر دگرسان $(La/Yb)_{cn} = 2.09$ است (شکل ۸-D). این امر نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE است. غنی‌شدگی بالای LREE نسبت به HREE در پهنه آرژلیک به دلیل وجود کانی‌های رسی در این پهنه دگرسانی است. نسبت Ce/Ce^* در نمونه‌های متعلق به پهنه‌های فیلیک $(Ce/Ce^*)_{cn} = 0.96$ و آرژلیک $(Ce/Ce^*)_{cn} = 0.96$ مقادیر بیشتری را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده شرایط اکسایشی حاکم در این سامانه‌های دگرسانی است (Rollinson, 1993). همچنین، مقدار بالاتر Ce در پهنه‌های دگرسانی آرژلیک و فیلیک به دلیل وارد شدن این عنصر در ساختار کانی‌های رسی است. همان‌طور که شکل ۸-E نیز نشان می‌دهد تنها در پهنه پتاسیک مقدار $(Ce/Ce^*)_{cn} = 0.95$ کاهش اندکی را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده شرایط کاهشی حاکم بر این پهنه است. در کانسارهای

آرژلیک $(ZrEE)_{cn} = 2.0/5$ نشان‌دهنده غنی‌شدگی مجموع این عناصر در پهنه‌های دگرسان نسبت به نمونه غیر دگرسان استونوک پورفیری $(ZrEE)_{cn} = 1.32/8.9$ است. همچنین، غنی‌شدگی در

پهنه‌های دگرسانی مشابه است (شکل ۷). عناصر LREE و تهی‌شدگی در عناصر HREE توده نفوذی و پهنه‌های دگرسان به خوبی مشخص است. الگوی پراکندگی REE در توده نفوذی و پهنه‌های دگرسانی مشابه است (شکل ۷).



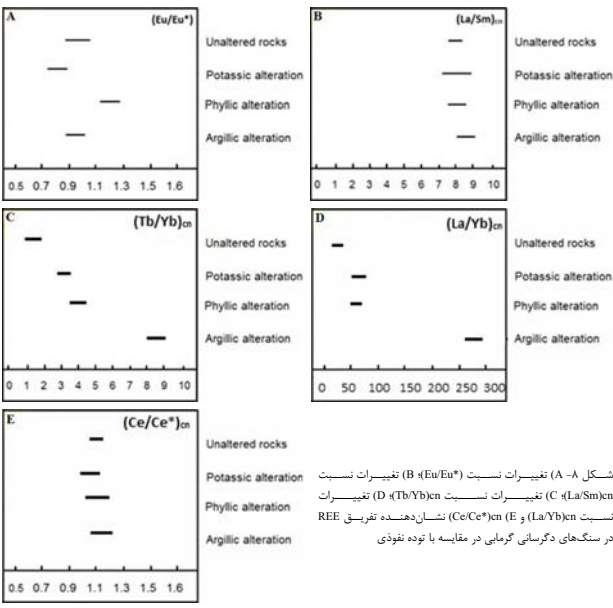
شکل ۶- تغییرات عناصر مس، آرسنیک، مولیبدن و تفرقه در پهنه‌های پتاسیک، فیلیک و آرژلیک

جدول ۲- میانگین نتایج A نمونه تجزیه‌های زمین‌شیمیایی عناصر نادر و نادر خاکی با روش ICP-MS

REE(ppm)	potassic	phyllic	Argillic	unaltered
La	59.7	49	54.8	35.2
Ce	100	83.9	92	58.4
Pr	10.8	9.09	9.76	6.11
Nd	37	31.6	33.9	21.2
Sm	4.62	4.39	4.36	3.03
Eu	1.03	1.24	1.02	0.83
Gd	3.1	3.15	2.76	2.63
Tb	0.36	0.38	0.28	0.36
Dy	1.52	1.62	0.89	1.9
Ho	0.27	0.29	0.11	0.41
Er	0.7	0.74	0.27	1.18
Tm	0.12	0.11	0.05	0.2
Yb	0.62	0.57	0.15	1.22
Lu	0.07	0.07	0.04	0.22
ZrEE	219.91	186.41	200.5	132.89
(La/Yb) _{cn}	69.95	62.45	265.41	20.96
(La/Sm) _{cn}	8.44	7.29	8.21	7.59
(Tb/Yb) _{cn}	2.63	3.03	8.48	1.34
(Eu/Eu*) _{cn}	0.83	1.01	0.89	0.94
(Ce/Ce*) _{cn}	0.95	0.96	0.96	0.97

می‌دهد (شکل ۸-B). در پهنه فیلیک این نسبت از دیگر نمونه‌ها کمتر است $(La/Sm)_{cn} = 7.19$]. به طور کلی، نسبت La/Sm تغییرات کمی را نسبت به توده نفوذی نشان می‌دهد و بنابراین، تفریق LREE نسبت به MREE کمتر انجام شده است.

تحرک این عنصر طی دگرسانی است. نسبت $(La/Sm)_{cn}$ که برای تفکیک MREE مورد استفاده قرار می‌گیرد، در پهنه‌های پتاسیک $(La/Sm)_{cn} = 8.44$ و آرژلیک $(La/Sm)_{cn} = 7.19$ تقریباً یکپناخت بوده و مقادیر بالاتر از نمونه غیر دگرسان را نشان



شکل ۷- A) تغییرات نسبت $(Eu/Eu^*)_{cn}$ (B) تغییرات نسبت $(La/Sm)_{cn}$ (C) تغییرات نسبت $(Ce/Ce^*)_{cn}$ (D) تغییرات نسبت $(La/Yb)_{cn}$ (E) تغییرات نسبت $(Tb/Yb)_{cn}$ در پهنه‌های دگرسانی گرمایی در مقایسه با توده نفوذی

پتاسیک و همچنین به دلیل تجزیه پلازیوکلاز در این پهنه است. بنابراین، تهی‌شدگی Eu در این پهنه دگرسانی نشانگر حرارت بالا، PH پایین و شرایط کاهش‌یافته است. از دیگر شواهدی که شرایط کاهش‌یافته پهنه پتاسیک را نشان می‌دهد؛ نسبت پایین Ce/Ce^* در این پهنه دگرسانی است. از ویژگی‌های بارز پهنه‌های دگرسانی غنی‌شدگی در عناصر سبک و تهی‌شدگی در عناصر سنگین هست. عاملی که سبب خروج HREE در پهنه‌های دگرسانی می‌شود، حضور لیگاندهای F^- و OH^- در سیال دگرسان کننده است. وجود فلونور در سیال در ارتباط با کانی‌های میکایی مثل: بیوتیت نسبت داده می‌شود. مجموع REE در پهنه فیلیک نسبت به پهنه پتاسیک بیشتر است که می‌تواند در ارتباط با فعالیت بالای عامل H^+ که سبب کاهش pH می‌شود، باشد. همچنین، نسبت بالای سیال/سنگ در این پهنه سبب افزایش مقدار REE می‌شود.

نسبت Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در این پهنه بیشتر از پهنه پتاسیک است که به دلیل شرایط اکسایشی بیشتر سیال در این پهنه دگرسانی است. همان گونه که بررسی‌های ایزوتوپی و میانبراهای سیال توسط پژوهشگران بر کانسار سونگون نشان

منابع

- Ahankub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrader effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid complex, NW of Iran. *Petrology* 10(3): 65-78 (in Persian).
- Arribas, A. J. (1995) Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook* 23: 419-454.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W. and Hodgson, C. J. B. (2002) Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 79: 971-996.
- Bonin, B., Brandelin, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U. and Finger, F. (1993) Late variscan magmatic evolution of the Alpine basement. In: *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (Eds. Raumer, J. F. and Neubauer, F.) 171-201. Springer, Berlin, New York.
- Calagari, A. A. (2003) Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration

- Earth Planetary Science Letter 214: 203-219.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman, Scientific & Technical, London.
- Tabatabai Rezaei, M. D. (2001) Geochemical investigation of the lithochemical haloes in the Sungun (Cu-Mo) porphyry and (Cu, Ag, Au) skarn deposits, Ahar, Azarbaijan. MSc thesis, University of the Shahid Bahonar Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Taghipour, B. and Ahmadnejad, F. (2012) Geochemistry of alteration zones and shear zone with an emphasis on the behavior of rare earth elements (REE) in the Qolqoleh gold deposit, Kurdistan. *Petrology* 10(3):45-64.
- Wendlandt, R. F. and Harrison, W. J. (1979) Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO_2 vapour: results and implications for the formation of light rare-earth-enriched rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 409-419.
- Wood, S. A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and Yttrium. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.

یورویوم در سیالات گرمایی نشان‌دهنده وجود سیالات غنی از کلر است (Michard, 1989). بی‌هنجاری به نسبت منفی یورویوم (10^{-3} - 10^{-4}) می‌تواند بیانگر فعالیت اندک اکسیژن در زمان تبلور همراه با جدایش پلازیوکلازهای کلسیک و نیز نسبت بالای گریزندگی CO_2/H_2O باشد.

برخی از پژوهشگران تحرک REE و تفکیک ترجیحی LREE در مقابل HREE را به حضور کمپلکس‌های سولفاتی و سیالات کربن‌دار (Wendlandt and Harrison, 1979) نسبت می‌دهند. به عقیده Pirajno (۲۰۰۹) غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین از ویژگی‌های پهنه پتاسیک است.

Wood (۱۹۹۰)، Bonin و همکاران (۱۹۹۳) و Haas و همکاران (۱۹۹۵) و نیسز عامل انحلال‌پذیری REE در سیستم‌های گرمایی را عموماً کمپلکس‌های کربناتی و فلونوریدی می‌دانند. نکته مهم و درخور توجه در این بررسی‌ها تأکید بر نقش کمپلکس‌ها در تغییر غلظت REE در محیط‌های گرمایی است. آنها بر این باورند که غلظت بالای REE می‌تواند منعکس کننده وجود عوامل کمپلکس‌ساز مانند: Cl^- و SO_4^{2-} برای انتقال LREE و F^- برای انتقال HREE باشد. این لیگاندها ممکن است به علت تغییر در شیمی سیال، REE را حمل یا ته‌نشین سازند که این خود در پاسخ به واکنش سیال/سنگ یا فرآیندهای آمیختگی سیال است. غنی‌شدگی LREE در پهنه‌های پتاسیک و فیلیک می‌تواند در ارتباط با کمپلکس‌های سولفاتی باشد. زیرا SO_4^{2-} به طور ترجیحی با LREE کمپلکس می‌سازد (Lewis et al., 1997). به دلیل آن که

LREE کمپلکس‌های ناپایدارتری را نسبت به HREE تشکیل می‌دهد در حضور کانی‌های ثانویه موجود در این پهنه سریع‌تر از HREE رسوب می‌کند (Haas et al., 1995).

Rolland و همکاران (۲۰۰۳) نیز $pH=7$ و فوگاسیته پایین سولفور را برای ته‌نشین کمپلکس‌های OH-REE مناسب می‌داند که سبب غنی‌شدگی HREE می‌شود. این در حالی است که پهنه‌های پتاسیک و فیلیک دارای دما بالا، $pH=7$ و فوگاسیته سولفور بالا است. همچنین، ممکن است بخشی از تهی‌شدگی HREE با رانده شدن سیالات فلونوردار که کمپلکس‌های پایدارتری با HREE می‌سازد در ارتباط باشد.

نتیجه‌گیری

ناحیه معدنی مس سونگون بخشی از کمرند کوهزایی فلزآزایی آلپ-همالیاست. کانه‌زایی بورفری در ارتباط با توده نفوذی مونوزیتی-کوارتز مونوزیتی و دیوریتی-گرانودیوریتی به سن میوسن رخ داده است. در این کانسار چهار پهنه دگرسانی شاخص پتاسیک، فیلیک، آرزیلیک و پروپیلتیکی وجود دارد. مقایسه الگوی REE در پهنه‌های دگرسانی پتاسیک، فیلیک و آرزیلیک و توده نفوذی رفتار به نسبت مشابهی را نشان می‌دهد. در تمامی این واحدها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE دیده می‌شود. سه پهنه پتاسیک، فیلیک، آرزیلیک دارای الگوی REE مشابهی هستند که نشان‌دهنده عوامل فیزیکوشیمیایی به نسبت مشابهی بر تحرک یا رسوب این عناصر بوده است.

بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه پتاسیک به دلیل ماهیت سیال کانه‌ده حاکم بر پهنه دگرسانی

- zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 767-780.
- Calagari, A. A. (2004) Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, east-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 179-189.
- Etmnan, H. (1994) Usage of fluid inclusion in the genesis and exploration of deposits. *Journal of Geoscience* 11: 16-31 (in Persian).
- Fourcade, S., Marquer, D. and Javoy, M. (1989) ^{18}O variations and fluid circulation in a deep shear zone: the case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology* 77: 119-131.
- Haas, J. R., Shock, E. L. and Sassani, D. C. (1995) Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 59: 4329-4350.
- Hezarkhani, A. (2006) Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 326-340.
- Hezarkhani, A. (2009) Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration* 101: 254-26.
- 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: 523-548.
- Lewis, A. J., Palmer, M. R., Sturchio, N. C. and Kemp, A. J. (1997) The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 61: 695-706.
- Mackizadeh, M. A., Taghipour, B. (2011) Geology, geochemistry and behavior of rare earth element in the hydrothermal alteration zones, Karkas mountain north of Isfahan. *Petrology* 8(2): 55-68 (in Persian).
- Mehrpour, M. (1993) Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, NW of Iran. PhD thesis, University of Hamburg, Hamburg, Germany.
- Mehrpour, M. and Tarkian, M. (1993) Contribution to the fluid inclusion studies, Sungun Cu-Mo porphyry (west of Ahr-Azrbayzan). *Journal of Geoscience* 10: 2-27 (in Persian).
- Michard, A. (1989) Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 53: 745-750.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma, igneous system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peter, J. M., Good Fellow, W. D. and Doherty, W. (1997) Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steel Belt. Bathurst mining camp, New Brunswick.
- Pirajno, F. (2009) Hydrothermal mineral deposits, principle and fundamental concept for the exploration geologist. Springer, Verlage, Berlin.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N. (2003) Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc massif (western Alps).

سوربان، منشأ این سنگها تاکنون ناشناخته مانده است. حضور رخساره‌های معدنی متفاوت مس و همراهی نزدیک اغلب آنها با سنگهای دگرگونی، تعیین منشأ این سنگها را دارای اهمیت زمین‌شناسی مضاعف می‌کند. از بررسی‌های پیشین که با اهداف بی‌جوبی و تعیین نحوه کانه‌زایی مس، سرب، روی و باریت در منطقه پوانات انجام شده است می‌توان به Oveisi و Jusefi (۱۹۹۶)، Taghipour (۲۰۰۱) و Mousivand (۲۰۰۳) در قالب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد اشاره کرد. در این بررسی‌ها، منشأ متفاوتی برای فلزات در نظر گرفته شده است در حالی‌که به مطالعه دقیق پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای دگرگونی میزبان در منطقه پوانات پرداخته نشده است. در این پژوهش سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان از نظر منشأ و خاستگاه زمین‌ساختی با داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، مورد بحث و تفکیک قرار گرفته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان در لبه شرقی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با سن پرموتریاس در طول دره پوانات استان فارس به طول ۸۰ کیلومتر و عرض ۵ تا ۱۰ کیلومتر با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق به صورت تپه ماهورهای نه چندان مرتفع رخنمون یافته‌اند (Oveisi and Jusefi, 1996) از نظر چینه‌شناسی این مجموعه به صورت دگرشیب بر روی سنگ مرمر اسپاریتی-میکاشیستی مربوط به کمپلکس توتک با سن دنین بالایی-کریوفیر زیرین قرار می‌گیرد. بخش بالایی این کمپلکس نیز دارای یک مرز نامشخص با مجموعه کربناتی-آواری-اتشفشانی کولی‌کش است. از لحاظ ساختاری، کمپلکس سوربان بین دو گسل سوربان در شمال‌شرق و گسل جیان در

جنوب‌غرب محصور است. گسل بزرگ تراستی سوربان در مرز بین پهنه سنندج-سیرجان و ایران مرکزی قرار می‌گیرد و گسل بزرگ جیان لبه کم شیب یک گسل قاشقی با سازوکار انقباضی است که مرز بین پهنه سنندج-سیرجان با زاگرس خرد شده را نشان می‌دهد (Oveisi and Jusefi, 1996). این گسل‌ها دارای امتداد NW-SE به موازات امتداد عمومی زاگرس است (شکل ۱). میکاشیست‌ها واحدهای سنگی بایستی کمپلکس سوربان را تشکیل می‌دهد و سنگ‌های کربنات‌آیدوت‌شیت و سنگ‌های کربنات‌کلیت‌شیت اغلب در بخش‌های میانی و بالایی کمپلکس همراه با میان‌لایه‌هایی از میکاشیست و کوارتز کربنات‌شیت قرار می‌گیرد. ضخامت واحدهای سنگی از حدود چند سانتی‌متر تا چند ده متر در تغییر است. تغییرات سریع در ضخامت رخساره‌ها، شکل‌های عدسی و گاهی ناپیوسته واحدهای سنگی در ناحیه بررسی شده نشانگر عملکرد گسل‌ها در زمان تشکیل سنگ‌های اولیه و فعال بودن محیط زمین‌ساختی به صورت تغییرات مکرر در بسالا و پایین رخنمون حوضه زمین‌ساختی است (Xia et al., 1999).

بر اساس پژوهش‌های Mousivand (۲۰۰۳) و Hoshmandzadeh و همکاران (۱۹۹۰) دگرگونی در این منطقه تا حد رخساره شیت سبز-آمفیبولیت زیرین رخ داده است که همراه با فازهای دگرسانی به صورت تشکیل رگه‌های پراکنده کوارتز و خرد شدگی سنگ‌ها است. آثار کانه‌زایی مس اغلب در کمپلکس سوربان بیشتر در واحدهای سنگی میانی و بالایی مشاهده می‌شود. از این ذخایر می‌توان به نهشته‌های مس دیدهبانکی، مزایجان، بنو و چیر اشاره کرد که نشان‌دهنده کانه‌زایی مس در افق‌های خاص (شکل ۲) (Mousivand et al., 2007)

بررسی منشأ و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان در استان فارس با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی

محمدعلی رجب‌زاده * و سهیلا اسماعیلی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده

سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان در لبه شرقی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و در طول دره پوانات در شمال‌شرق استان فارس بین دو گسل سوربان در شمال‌شرق و گسل جیان در جنوب‌غرب رخنمون یافته است. این سنگ‌ها شامل: آیدوت‌کربنات‌شیت، کربنات‌کلیت‌شیت، کوارتز کربنات‌شیت، میکاشیست و آندالوزیت-مسکویت‌شیت است. داده‌های ژئوشیمیایی بر روی میزان $SiO_2, P_2O_5, Ni, MgO, CaO, Al_2O_3$ و REE نشانگر منشأ رسوبی برای سنگ‌های آندالوزیت-مسکویت‌شیت، کوارتز کربنات‌شیت و میکاشیست از یک سو و منشأ آذرین برای سنگ‌های کربنات‌کلیت‌شیت و آیدوت‌کربنات‌شیت از سوی دیگر است. میزان عناصر اصلی نامتحرک مانند: Al, Ti, Nb عناصر با شدت میدان بالا نظیر: Zr, V, Nb به همراه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ‌های با منشأ رسوبی، جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای همراه با توربیدایت‌های عمیق کف دریا و در سنگ‌های با منشأ آذرین محدود به بازالت‌های توله‌ایابی حوضه‌های ریفتی را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، پتروگرافی، سنگ دگرگونی، کمپلکس سوربان، سنندج-سیرجان

مقدمه

در مناطق دگرگونی که فرآیندهای زمین‌شناسی مختلف موجب تخریب مجموعه‌های کانی‌شناسی و بافتی اولیه سنگ‌ها شده باشد از داده‌های ژئوشیمیایی برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی، منشأ و نحوه تکوین سنگ مادر استفاده می‌شود (Zhu et al., 2005; Cullers, 1995) بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و رسوبی

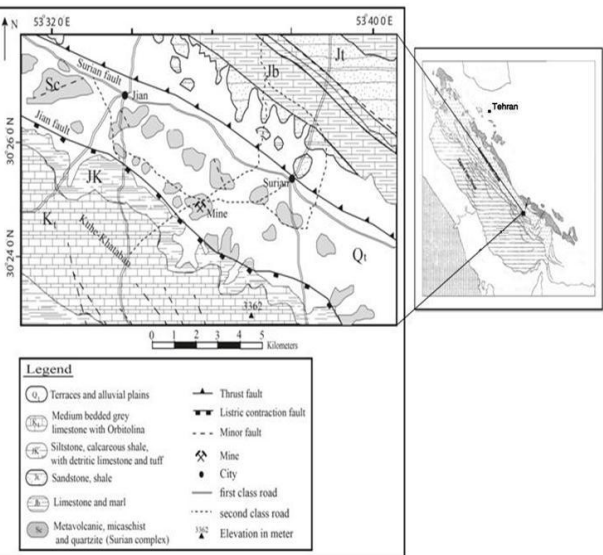
دگرگون شده برای تعیین محیط تکنوتیکی و ماهیت سنگ‌های آذرین و رسوبی دگرگون شده دارای اهمیت است. نظر به اینکه در محیط‌های دگرگونی عناصر اصلی به ویژه عناصر قلیایی طی دگرگونی تحرک زیادی دارد از عناصری مانند: Nb, Ti, Zr که در دگرگونی کمتر تحت تأثیر تحرک قرار می‌گیرد استفاده شده است. بر خلاف گستردگی و تنوع سنگ‌های دگرگونی در کمپلکس

* rajabzad@susc.ac.ir

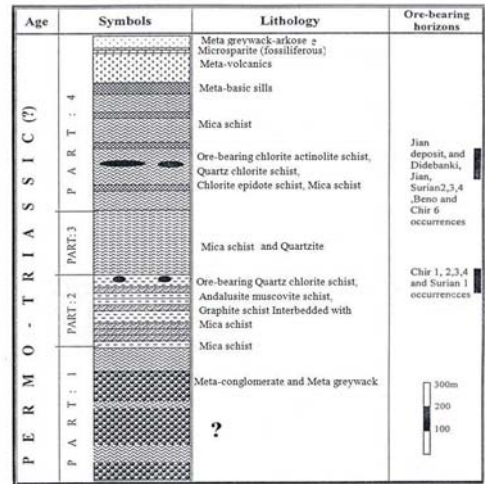
روش انجام پژوهش

تعداد هشتاد و چهار نمونه در امتداد دوازده پیمایش هدفمند عمود بر جهت طولی سنگ‌های مختلف کمپلکس دگرگونی سوربان برداشت شد. بررسی‌های میکروسکوپی با روش‌های میکروسکوپی نوری انعکاسی و انکساری بر روی تعداد چهل و دو مقطع نازک و هجده مقطع صیقلی از نمونه‌های برجسته انجام گردید. تعداد دوازده نمونه سنگ کمتر دگرسان شده (سه نمونه کربنات‌آیدوت‌شیت، سه

نمونه کربنات‌کلیت‌شیت، دو نمونه کوارتز کربنات‌شیت، دو نمونه میکاشیست و دو نمونه آندالوزیت-میکاشیست) با دستگاه آسیاب کاربید تنگستن پودر شد. نمونه‌های سنگ در آزمایشگاه شرکت ACME بسا دو روش ICP-AES برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی و ICP-MS برای تعیین عناصر نادر خاکی، عناصر پایه و برخی عناصر فرعی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کمپلکس سوربان (بر گرفته از Hoshmandzadeh و همکاران (۱۹۹۰) با کمی تغییرات)



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی کمپلکس سوربان با تغییرات (Mousivand, 2003)

می‌شود. کربنات نیز اغلب به صورت دانه‌های ریز تا متوسط با فراوانی ۱۰ تا ۵۰ درصد وجود دارد. کانی‌های آلپیت، پلازیوکلاز و کلسیت فازهای فرعی تشکیل‌دهنده کربنات‌آیدوت‌شیت است (شکل ۳-۲).

کربنات‌آیدوت‌شیت: حاوی کانی‌های کربنات، اکتینولیت، پلازیوکلاز و مقادیر کمتری کانی‌های کلسیت، آلپیت، آیدوت و ترمولیت است. اکتینولیت با اشکال ستونی، رشته‌ای و منشوری دیده می‌شود. اورالیتی شدن موجب تبدیل کانی پیروکسن به کربنات و اکتینولیت شده است با این حال بقایای کانی‌های پیروکسن با بافت‌های اولیه

پتروگرافی
مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های کمپلکس سوربان نشانگر حضور انواع سنگ‌های دگرگونی مختلف شامل: کربنات‌آیدوت‌شیت، کربنات‌کلیت‌شیت، کوارتز کربنات‌شیت، میکاشیست و آندالوزیت-مسکویت‌شیت است.

کربنات‌آیدوت‌شیت: اغلب به صورت لایه‌های چند سانتی‌متری تا چند ده متری در بخش بالایی لایه‌های کربنات‌آیدوت‌شیت دیده می‌شود. آیدوت با فراوانی ۲۰ تا ۶۰ درصد عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ بوده و اغلب به صورت بی‌شکل یا بی‌فرم‌ساز بالا دیده

به موازات برگوارگی تشکیل شده‌اند و در گروه دوم به صورت عمود بر برگوارگی دیده می‌شود. بلورهای کوارتز در این سنگ دارای بافت موزائیکی با مرز ۱۲۰ درجه است. در سنگ میکالیتست دو بخش شامل یک بخش غنی از میکا و دیگری بخش غنی از کوارتز قابل تشخیص است که شاید به دلیل لایه‌بندی اولیه سنگ ایجاد شده‌اند. با توجه به جهت یافتگی کامل میکاها و فراوانی آنها در بخش غنی از میکا، بافت این بخش لیبیدوبلاستیک و در بخش غنی از کوارتز با توجه به فراوانی کوارتز، بافت گرانوبلاستیک غالب است. با استناد به این دو بافت می‌توان بافت عمومی گرانولیدوبلاستیک را در میکالیتست به کار برد.

آندالوزیت‌میکالیتست: با حضور بلورهای آندالوزیت به شکل مربع در داخل زمینه سنگ مشخص می‌شود. در برخی از نمونه‌های این سنگ دو بخش غنی از آندالوزیت و غنی از کوارتز دیده می‌شود. این اختلاف شاید ناشی از تفاوت ترکیب اولیه سنگ است. به نحوی که طی دگرگونی در بخش‌های غنی از رس، آندالوزیت ایجاد شده است. در حالی که در بخش غنی از کوارتز که ماهیت سیلتستونی داشته است در اثر کمبود عنصر آلومینیوم این کانی تشکیل نشده است. بلورهای آندالوزیت از نوع کیساتولیت با میان‌راهی فراوان گرافیت به حالت نیکول‌های عمود بر هم است که با بیفرنزانس خاکستری در زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شود. آندالوزیت یکی از کانی‌های برجسته در سنگ‌های پلینی دگرگون شده به شمار می‌رود و تحت شرایط دمافشار بالا پلی‌مورف‌های دیگر این کانی (کاینیت و سیلیمانیت) تشکیل می‌شود (Yardley, 1989). حضور مقادیر قابل ملاحظه آندالوزیت و میکا می‌تواند نشانگر تشکیل این سنگ در اثر دگرگونی شیل‌ها باشد (شکل F-3).

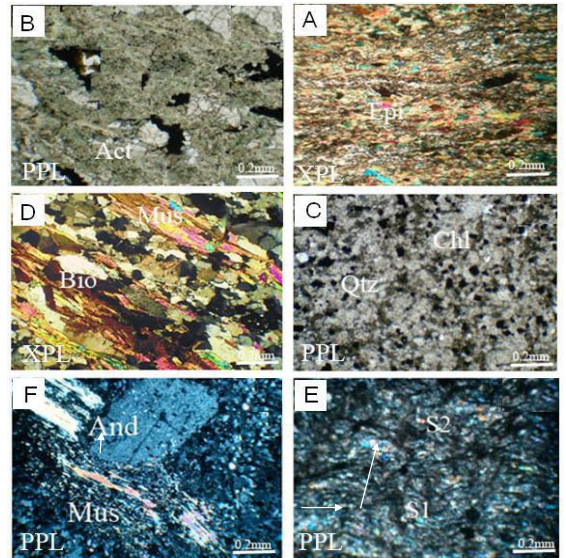
نظیر: بافت ساب‌افیتییک و پورفیری در برخی از سنگ‌ها به خوبی مشاهده می‌شود (شکل B-3). **کوارتز کلریت‌شیتست:** به رنگ سبز و با گسترش فراوان در مجموعه سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان دیده می‌شود. کانی‌های اصلی آن شامل: کوارتز و کلریت است. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کلسیت و اپاک اشاره کرد. کوارتز در این سنگ با اندازه‌های ۰.۱۲ تا ۵ میلی‌متر و به صورت بی‌شکل، نیمه خودمشکل تا خودمشکل همراه با خاموشی موجی دیده می‌شود. کانی‌های اپاک بیشتر به صورت پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شود. مطالعه مقاطع صیقلی سنگ‌ها نشانگر حضور بپریت به عنوان کانی اصلی است. همچنین، این سنگ‌ها توسط یک سری رگچه‌های کربناتی قطع شده‌اند که در جهت عمود بر جهت شیب‌سوزینه سنگ قسار قرار گرفته‌اند (شکل C-3).

میکالیتست: در کمپلکس سوربان بیشتر حاوی کوارتز، مستکویت، بیوتیت و گارنت است. در برخی از نمونه‌ها، حضور مقادیر زیادی از کانی گرافیت موجب ایجاد رنگ خاکستری تیره در سنگ شده است. میزان گرافیت در برخی از نمونه‌ها به حدی است که می‌توان نام گرافیت‌شیتست را به سنگ اطلاق کرد (شکل D-3). در برخی از نمونه‌های میکالیتست، کانی‌های کلریت، کلسیت و اپاک به مقدار زیادی مشاهده می‌شود. برگوارگی غالب این سنگ‌ها S1 دارای روند شمال‌غرب-جنوب است اما به علت چین‌خوردگی‌های محلی، برگوارگی S2 نیز در این سنگ‌ها به موازات سطح محوری چین‌ها مشاهده می‌شود (شکل E-3). سنگ میکالیتست در منطقه بررسی شده دارای ضخامت در خور توجیه بوده و در سرتاسر طول دره پوناات رخنمون دارد. این سنگ، میزبان دو گروه رگه‌ای و عدسی شکل کوارتزی است. در یک گروه کانی‌های کوارتز

جدول ۱- کوارتز کلریت‌شیتست: 2B-1B؛ میکالیتست: 4B-3B؛ آندالوزیت‌میکالیتست: 6B-5B؛ کلریت‌اکتینولیت‌شیتست: 6B-6B؛ کلریت‌اپیدوت‌شیتست: 10B-2B؛ (عناصر اصلی و LOI در حسب درصد و عناصر جزئی بر حسب ppm است).

samples	1B	2B	3B	4B	5B	6B	7B	8B	9B	10B	11B	12B
SiO ₂	75.68	67.08	68.76	72.07	70.42	73.24	47.18	45.08	46.13	47.52	46.3	45.69
TiO ₂	0.5	0.5	0.66	0.62	0.64	0.63	1.533	2.97	2.25	1.27	2.12	2.54
Al ₂ O ₃	11.9	12.06	13.29	14.03	13.16	13.1	15.73	13.47	14.6	13.93	15.7	14.59
Fe ₂ O ₃	2.92	3.64	6.03	5.39	5.715	4.55	7.06	9.11	8.088	9.25	9.18	9.14
MnO	0.37	0.31	0.3	1.93	1.035	1.48	0.26	0.28	0.27	0.14	0.21	0.24
MgO	3.85	4.27	2.46	2.32	2.39	13.76	9.94	11.85	7.35	8.64	9.29	9.29
CaO	0.19	1.49	1	0.14	0.57	0.35	8.69	7.04	7.865	9.12	9.08	9.56
Na ₂ O	0.01	0.78	1.73	0.03	0.88	4.5	2.68	3.04	2.86	2.92	2.98	3.01
K ₂ O	0.02	0.01	2.99	2.93	3.96	2.94	0.26	0.1	0.18	0.03	0.065	0.08
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.15	0.146	0.148	0.14	0.49	0.39	0.44	0.18	0.285	0.33
Cr ₂ O ₃	0.008	0.009	0.014	0.015	0.015	0.005	0.005	0.005	0.006	0.021	0.011	0.011
LOI	5.1	7.9	3.6	5.4	4.5	4.95	4.4	7.3	5.85	4	5.65	6.47
Sum	99.79	99.12	99.79	99.45	99.62	99.54	99.37	99.72	99.55	99.71	99.72	99.72
Cu	96.9	129.3	9.4	31	20.2	25.6	21	49	35	61.6	55.3	52.15
Pb	16.6	175.5	94.4	62	78.2	70.1	11	23.1	17.05	2.4	12.75	17.93
Zn	316	345	56	367	211.5	289.3	204	118	161	61	89.5	103.8
As	1	0.7	1.3	49	25.15	37.08	2.3	1.7	2	0.9	1.3	1.5
Gd	0.1	7.3	0.1	2.3	1.2	1.75	1	0.1	0.55	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	2	0.1	1.05	0.3	0.2	0.15
Bi	0.1	23	0.9	12	6.45	9.225	11	0.1	5.55	0.1	0.1	0.1
Ni	18	37	44	34	49	51.5	62	51	85.5	86	56.5	41.75
Sc	12	11	14	13	13.5	13.25	36	37	36.5	35	36	36.5
Ba	8	4	309	389	349	369	71	44	57.5	9	26.5	35.25
U	1.2	1.9	1.3	1.7	1.3	1.6	0.5	0.2	0.4	0.1	0.4	0.3
Co	67.6	70.5	86	59	72.5	65.75	33	73.1	53.05	75.8	74.45	73.78
Cs	0.1	0.3	4.1	3.1	3.6	3.35	0.5	0.3	0.4	0.1	0.2	0.25
Hf	3.2	3	6.2	6.2	6.2	6.2	4.8	5.1	4.95	2.5	3.8	4.45
Nb	7.4	7.6	11.2	13	12.1	12.55	6	7	6.5	7.5	7.25	7.12
Rb	0.4	0.1	72	65	68.5	66.75	15	2.1	8.55	0.1	1.1	1.6
Sr	2.5	13.5	43	14	28.5	21.25	48.7	19.71	34.21	315.5	256.3	226.7
Ta	0.9	0.8	1.8	1.7	1.75	1.75	0.6	0.6	0.9	0.75	0.75	0.75
Th	9.5	8.9	10.7	10.2	10.45	10.33	1.3	1.2	1.25	1	1.1	1.15
V	83	79	96	77	86.5	81.75	386	392	209	303.5	303.5	350.8
Zr	105.5	102.5	216	195	205.5	200.3	148	196.7	172.4	88.2	142.5	169.6
Y	18	13.3	21.8	21.7	21.75	21.73	45.2	46.4	45.8	23.3	34.85	40.63
La	15.5	7.9	31.8	15	23.4	19.2	14.3	14.5	14.4	8.8	11.65	13.08
Ce	36.2	19.9	57.5	54.3	55.9	55.1	34.1	35.4	34.75	18.9	27.15	31.28
Pr	4.58	2.92	6.63	6.32	6.475	6.39	5.22	5.25	5.235	2.61	3.93	4.59
Nd	17.2	12.4	24.9	24.1	24.5	24.3	24.3	24.3	24.3	11.5	17.95	21.1
Sm	3.69	2.94	4.52	4.3	4.41	4.35	6.63	6.65	6.64	3.26	4.955	5.80
Eu	0.78	0.48	1.17	0.98	1.075	1.02	2.21	2.24	2.225	1.21	1.725	1.98
Gd	3.35	2.66	4.15	4.21	4.18	4.195	7.92	7.915	7.915	3.91	5.91	6.91
Tb	0.57	0.46	0.63	0.61	0.62	0.615	1.35	1.36	1.355	0.68	1.02	1.19
Dy	3.12	2.44	3.82	3.1	3.46	3.28	8.15	8.13	8.14	4.19	6.16	7.145
Ho	0.67	0.48	0.78	0.73	0.755	0.743	1.78	1.77	1.775	0.94	1.355	1.563
Er	1.92	1.38	2.22	2.25	2.235	2.243	4.97	4.95	4.96	2.54	3.745	4.348
Tm	0.31	0.23	0.33	0.36	0.345	0.353	0.74	0.75	0.745	0.37	0.56	0.655
Yb	1.86	1.43	2.34	1.98	2.16	2.07	4.63	4.69	4.66	2.39	3.54	4.115
Lu	0.31	0.25	0.34	0.41	0.41	0.41	0.76	0.72	0.74	0.36	0.54	0.63

می‌گیرد (شکل ۷).



شکل ۲- حضور گسترده اپیدوت در سنگ کلریت‌اپیدوت‌شیتست؛ (A) سنگ کوارتز کلریت‌شیتست همراه با کانی‌های اپاک؛ (B) سنگ کوارتز کلریت‌شیتست همراه با کانی‌های اپاک؛ (C) سنگ کوارتز کلریت‌شیتست همراه با کانی‌های اپاک؛ (D) میکالیتست حاوی کوارتز، مستکویت و بیوتیت؛ (E) سنگ میکالیتست دارای برگوارگی S1 و چین‌خوردگی‌های ناخبری (F) سنگ آندالوزیت‌میکالیتست حاوی بلورهای آندالوزیت و میکا در زمینه کوارتز ریزه‌دانه؛ (کوارتز= Qtz، آندالوزیت= And، مستکویت= Mus، کلریت= Chl، اپاک= Opl، اپیدوت= Epi، بیوتیت= Bio، اکتینولیت= Act).

ژئوشیمی

با توجه به اینکه سنگ‌های آذرین و رسوبی اولیه منطقه بررسی شده تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند می‌توان برای تشخیص منشأ انواع سنگ‌های دگرگونی و خاستگاه زمین‌ساختی آنها در کمپلکس سوربان از داده‌های ژئوشیمیایی استفاده کرد. در این بین عناصر اصلی و جزئی نامتحرک مانند: Al و Ni، عناصر با شدت میدان بالا نظیر: Y، Ti، P، Nb، Zr و هم‌عناصر نادر خاکی اهمیت ویژه ای دارد (Bayat et al., 2012). نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ‌های کمپلکس سوربان در جدول ۱ آورده شده است.

منشأ متفاوت برای سنگ‌های این کمپلکس است. سنگ‌های کلریت‌اکتینولیت‌شیتست، کلریت‌اپیدوت‌شیتست دارای یک الگوی به نسبت مسطح یا شیب کم با میانگین نسبت $(La/Lu) = 2/9$ است که مشابه با الگوی سنگ‌های آذرین بازالتی دگرگون شده است (شکل A-6). وجود این ویژگی در الگوی REE نشانگر این ماجمای توله‌ای با منشأ چینه‌ای همراه با تفریق ناچیز است (Finamore et al., 2008).

تغییر ترکیب ژئوشیمیایی از بازالت‌های درون قارهای (WPB) به سمت بازالت‌های نوع میان اقیانوسی غنی شده (E-MORB) و ویژگی‌های مهم بازالت‌های محیط‌های ریفتی است که با الگوی REE یکنواخت دارای شیب کم، از بازالت‌های محیط حاشیه مخرب با شیب تند در LREE (شاید نشانگر تفریق پلازموکلاز و ذوب بخشی‌هایی از سنگ‌های لبه فرورونده در مذاب) متمایز می‌شود (Taylor et al., 2008).

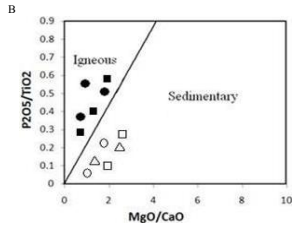
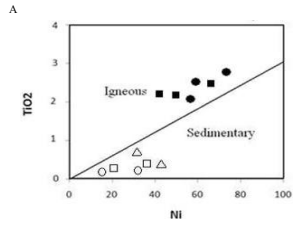
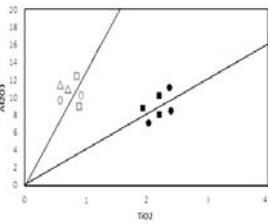
سنگ‌های آندالوزیت‌میکالیتست، کوارتز کلریت‌شیتست، میکالیتست دارای الگوی شیب‌دار با میانگین نسبت $(La/Lu) = 9/7$ یا بی‌هنجاری منفی از Eu است که مشابه با الگوی شیل‌های آمریکای شمالی است (شکل B-6).

ژئوشیمی سنگ‌های با منشأ آذرین

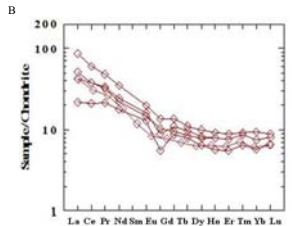
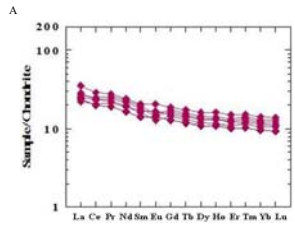
سنگ‌های با منشأ آذرین کمپلکس سوربان (کلریت‌اکتینولیت‌شیتست و کلریت‌اپیدوت‌شیتست) در نمودار دو تایی Zr/TiO_2 در مقابل Zr و Nb/Y در مقابل Y دارای موقعیتی مشابه بوده و در محدوده سنگ‌های بازالتی با گرایش توله‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۵).

الگوی پهنجارد شده فراوانی عناصر REE در سنگ‌های دگرگون شده کمپلکس سوربان نسبت به غلظت این عناصر در کندریت (Pearce, 1996) دارای دو نوع الگوی متفاوت است که نشانگر دو

شکل ۴- محل قرارگیری سنگ‌های کلازیت‌اکتینولیت‌شیت کلازیت‌اپیدوت‌شیت، آندالوزیت‌میکائلیت، کلازیت‌شیت و میکائلیت بر روی نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2



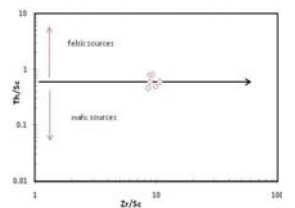
شکل ۵- محل قرارگیری سنگ‌های کلازیت‌اکتینولیت‌شیت، کلازیت‌اپیدوت‌شیت، آندالوزیت‌میکائلیت، کلازیت‌شیت، میکائلیت بر روی نمودار (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است). A) TiO_2 در برابر Ni (Floyd and Winchester, 1989) و B) نمودار P_2O_5/TiO_2 در برابر MgO/CaO (Floyd and Winchester, 1989, 1977).



شکل ۶- الگوی توزیع پهن‌بند شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (Pearce, 1996) در سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان؛ A) سنگ‌های کلازیت‌اکتینولیت‌شیت و کلازیت‌اپیدوت‌شیت، B) سنگ‌های آندالوزیت‌میکائلیت، کلازیت‌شیت و میکائلیت

برای La/Sc استفاده شده است. فرض اساسی در خصوص به کارگیری نمودارهای متمایز کننده سنگ‌های رسوبی این است که رابطه نزدیکی بین جایگاه تکتونیکی و منشأ رسوب وجود دارد (Cingolani et al., 2003).

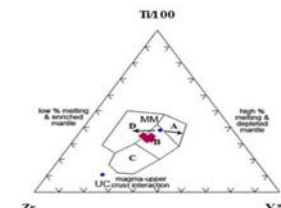
نمونه‌های سنگ رسوبی دگرگون شده مطالعه شده در نمودار شکل ۱۱ در محدوده سنگ‌های رسوبی حاشیه فعال قرارهای همراه با سنگ‌های توربیدیتی عمیق کف دریا قرار می‌گیرد. حضور میکاشیست‌های ریزدانه، به همراه سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که در اثر نیروهای کششی، منطقه بررسی شده به طور مرتب در حال نشست بوده است و ضمن نهشته شدن رسوبات آواری و توربیدیتی در این حوضه، نفوذ و خروج ماگماها بازالتی نیز صورت می‌گرفته است. سرانجام با تغییر رژیم زمین‌ساختی و شروع فرورانش، این مجموعه دچار دگرگونی شده است.



خاکی طی دگرگونی و دگرسانی، از نمودار تفکیکی Zr/Se در برابر Th/Se استفاده شده است که نشانگر قرارگیری سنگ‌های محدوده بررسی شده در مرز بین سنگ‌های فلسیک و مافیک است (شکل ۹).

همبستگی مثبت بین جفت عناصر نامتحرک $V-Sc$ ، $U-Th$ و نیز تأیید کننده حالت دو منشأی سنگ‌های فلسیک و مافیک برای سنگ‌های رسوبی دگرگون شده منطقه مطالعه شده است (Kolb et al., 2004) (شکل ۱۰).

از برخی نمودارهای متمایز کننده می‌توان به محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های رسوبی پی برد. اگر چه به دلیل تحرک بعضی از عناصر مانند: Ca و Na طی دگرگونی، باید در به کار بردن نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های رسوبی احتیاط کرد. به این منظور در نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی سنگ‌های رسوبی از میزان نسبت‌های عناصر بین Ti/Zr



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده منطقه بررسی شده در نمودار سه تایی $Zr-Ti/100-3Y$ (Pearce and Cann, 1973). (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است)؛ A) میدان بازالت‌های توله‌بایستی جزایر کماتی؛ B) میدان بازالت‌های میان اقیانوسی و توله‌بایستی درون صفحه‌ای؛ C) میدان بازالت‌های کلسیمی قلیایی؛ D) میدان بازالت‌های میان قاره‌ای؛ (UC) میانگین پوسته بالایی و (MM) میانگین بازالت‌های نوع میان اقیانوسی معمولی.

شکل ۹- نمودار تفکیک کننده منشأ سنگ‌های رسوبی بر اساس Zr/Se در برابر Th/Se (Cullers, 2000) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۶ است).

شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده منطقه بررسی شده در نمودار سه تایی $Zr-Ti/100-3Y$ (Pearce and Cann, 1973). (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است)؛ A) میدان بازالت‌های میان اقیانوسی و توله‌بایستی درون صفحه‌ای؛ B) میدان بازالت‌های کلسیمی قلیایی؛ C) میدان بازالت‌های میان قاره‌ای؛ (UC) میانگین پوسته بالایی و (MM) میانگین بازالت‌های نوع میان اقیانوسی معمولی.

شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

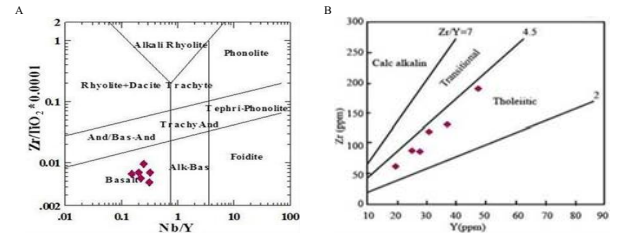
شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).

شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در نمودار $Zr-Ti/100-3Y$ (Floyd and Winchester, 1977) (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است).



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های سنگ آذرین دگرگون شده در کمپلکس سوربان (علامه استفاده شده مطابق شکل ۴ است)؛ A) نمودار Nb/Y در برابر $Zr/TiO_2 \times 0.0001$ (Barrett and MacLean, 1994) و B) نمودار Zr در برابر Y (Floyd and Winchester, 1977) $Zr/TiO_2 \times 0.0001$

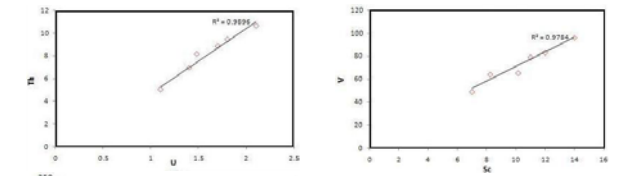
ژئوشیمی سنگ‌های با منشأ رسوبی

اغلب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده کوارتزکلیست‌شیت، میکاشیست و آندالوزیت‌میکاشیست (کمپلکس سوربان در منطقه مورد بررسی دارای ۶۸ تا ۷۶ درصد وزنی سیلیس است. میزان اکسید آلومینیم در بیشتر این سنگ‌ها در محدوده ۱۱ تا ۱۴ درصد وزنی قرار می‌گیرد. مجموع اکسیدهای آهن (به صورت آهن سه ظرفیتی گزارش شده است) بین ۲ تا ۵ و میزان اکسید منیزیم اغلب از ۱ تا ۴ درصد در تغییر است. مقدار اکسید تیتانیوم کمتر از ۱ درصد و فراوانی منگنز بین ۰/۳ تا ۱/۵ درصد وزنی است. تغییرات مربوط به کلسیم، سدیم، پتاسیم با میزان سیلیس غیر خطی و پراکنده است که به فرایندهای ثانویه نظیر: دگرسانی فلدسپارها و کانی‌های متفرقه مربوط می‌شود.

با استفاده از نسبت عناصر موجود در سنگ‌ها می‌توان ماهیت سنگ مادر را در سنگ‌های آواری تشخیص داد (Cullers, 2000; 1995; 1994) در این پژوهش با توجه به تحرک عناصر قلیایی و قلیایی

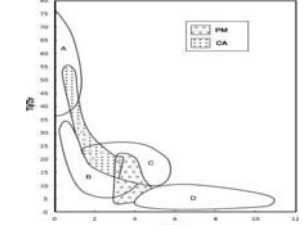
استفاده از نمودار سه تایی $Zr-Ti/100-3Y$ از مؤثرترین روش‌ها برای تفکیک بازالت‌های درون قاره‌ای (WPB) از انواع پوسته اقیانوسی مخرب (VAB) است (Pearce and Cann, 1973). در این نمودار موقعیت میانگین پوسته بالایی (UC) و میانگین بازالت‌های نوع میان اقیانوسی معمولی (MM) نشان داده شده است. نمونه‌های نزدیک به بازالت‌های نوع میان اقیانوسی معمولی (N-MORB) نشانگر تشکیل آنها از یک ماگمای با منشأ ذوب جبهه‌ای بوده و نمونه‌های با ترکیبی نزدیک به بازالتی در اثر هضم پوسته، به شدت آلوده شده است (Finamore et al., 2008).

سنگ‌های آذرین دگرگون شده کمپلکس سوربان در محدوده بازالت‌های نوع میان اقیانوسی و توله‌بایستی درون صفحه‌ای (ناحیه B) قرار می‌گیرد که نشانگر عدم آلودگی پوسته‌ای و درجه ذوب بخشی پایین‌تری نسبت به بازالت‌های نوع میان اقیانوسی معمولی هستند و نشانگر یک محیط کششی (ریفتی) است (شکل ۸).



شکل ۱۰- همبستگی عناصر $Zr-Hf$ ، $V-Sc$ ، $U-Th$ در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده کمپلکس سوربان (علامه استفاده شده مطابق شکل ۶ است).

شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های کمپلکس سوربان در نمودار تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های تخریبی بر اساس عناصر نامتحرک Ti/Zr در برابر La/Sc (علامه استفاده شده مطابق شکل ۶ است). A) جزایر قوسی اقیانوسی؛ B) جزایر قوسی قاره‌ای؛ C) حاشیه فعال قاره‌ای؛ D) حاشیه غیر فعال قاره‌ای؛ E) توربیدیت‌های عمیق دریا مشتق شده از حاشیه غیرفعال قاره‌ای؛ CA) توربیدیت‌های عمیق دریا مشتق شده از حاشیه فعال قاره‌ای (Cingolani et al., 2003).



کلازیت‌اپیدوت‌شیت با منشأ آذرین است. سنگ‌های با منشأ آذرین در محدوده بازالت توله‌بایستی با یک منشأ جبهه‌ای با درجه ذوب بخشی پایین نسبت به N-MORB و در محیط ریفتی قرار می‌گیرد. سنگ‌های با منشأ رسوبی نیز با ماهیت دومنشأی نشانگر همزمانی فعالیت‌های آتشفشانی مافیک درون یک حوضه ریفتی همزمان با ورود سنگ‌های تخریبی خارج از حوضه هستند که از نظر جایگاه زمین‌ساختی بر روی محیط حاشیه فعال قاره‌ای همراه با توربیدیت‌های عمیق

نتیجه‌گیری
سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوربان شامل: کلازیت‌اپیدوت‌شیت، کلازیت‌اکتینولیت‌شیت، کوارتزکلیست‌شیت، میکاشیست و آندالوزیت‌میکاشیست با سن پرموتریاس در پهنه سهندج-سیرجان در طول دره بوئانات استان فارس رخنمون دارد. داده‌های ژئوشیمیایی نشانگر تشکیل سنگ‌های میکاشیست، آندالوزیت‌میکاشیست، کوارتزکلیست‌شیت با منشأ رسوبی و سنگ‌های کلازیت‌اکتینولیت‌شیت،

- Mousivand, F. (2003) Mineralogy, geochemistry and copper mineralization in the Surian volcano sedimentary complex, Bavanat area, Fars province. MSc thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (in Persian).
- Mousivand, F., Rastad, E., Hoshino, K. and Watanabe, M. (2007) The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody: first recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 183: 297-315.
- Oveisi, B. and Jusefi, T. (1996) Prospecting and preliminary exploration project for lead and barite deposits in Bavanat area, Fars province. *Geological Survey and Mineral Exploration of Iran* (in Persian).
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 2: 290-300.
- Pearce, J. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Taghipour, N. (2001) Geology and origin of Jian copper occurrence, Fars province. MSc thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran (in Persian).
- Taylor, C. D., Premo, W. R., Meier, A. L. and Taggart, E. T. (2008) The metallogeny of late Triassic rifting of the Alexander Terrain in southeastern Alaska and northwestern British Columbia. *Economic Geology* 103: 89-115.
- Xia, X., Changtao, L. and Zhongmo, L. (1999) Geology and mineralizing action of polymetallic sulfur-iron deposit in eastern Hebei. *Geology of Chemical Minerals* 3: 38-49.
- Yardley, B. W. D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman, London.
- Zhu, B., Kidd, W. S. F., Rowley, D. B., Currie, B. S. and Shafiqe, N. (2005) Age of initiation of the Indiana-Asia collision in the east-central Himalaya. *Journal of Geology* 113: 265-285.

ویدگی‌های زمین‌شناسی این ایالت ساختاری تبعیت می‌کند. پهنه ساختاری زمین‌درز سیستان ناشی از برخورد بلوک قاره‌ای لوت با افغان است (Tirrul *et al.*, 1983). باریکه اقیانوسی موجود بین این دو ورق قاره‌ای، قبل از کرتاسه فوقانی بسته شده است (Brocker *et al.*, 2010). Zarrinkoub *et al.*, 2010 (Zarrinkoub *et al.*, 2010) بسته شدن این حوضه دارای آب باعث جایگیری بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی به همراه نهشته‌های تپ‌فلیش شده و مجموعه افیولیت ملاژ-خاور ایران را ایجاد کرده است. بخشی از این مجموعه افیولیت ملاژ-ی به همراه مجموعه‌های آتشفشانی، نیمه نفوذی، نفوذی و آذرآوری با سن تریسری در شمال‌غرب بیرجند رخمون دارد. توده نفوذی تخت باز در زیر مجموعه‌ای مرکب از آندزیت، آندزیت بازالتی و آذرآوری به طور عمده توفی قرار گرفته است (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

پژوهش حاضر بر مبنای مشاهدات صحرایی، مطالعه مقاطع نازک، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، سن‌سنجی با روش زیرکن-اورانیوم سرب و تغییر و تفسیر داده‌ها انجام شده است. در این راستا از گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده به صورت سیستماتیک تعداد ۴۰ نمونه، نمونه‌برداری شد. از آنها مقاطع نازک تهیه و مطالعه شد. تعداد ۸ نمونه از گرانیتوئیدهایی که حداقل دگرسانی را نشان می‌داد انتخاب و برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزئی به دانشگاه ملی تایوان ارسال شد. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی، برای تعیین مقدار I.O.I. به مدت چهار ساعت در دمای ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد قرار گرفت. تجزیه

دانشته باشد (Mitchell and Garson, 1981; Sawkins, 1984) توده‌های گرانیتوئیدی در بسیاری از نقاط ایران توسط پژوهشگران مختلف برای تشخیص نوع گرانیتوئید و رژیم تکنونیک آنها مطالعه شده است (Tahmasbi *et al.*, 2010). Sadeghian *et al.*, 2011 (Ghaffary, 2011; Tabatabaieanesh *et al.*, 2011; Ahankoub *et al.*, 2012; Torikain, 2011; Nasr Eshahani and Aliani *et al.*, 2012) در شمال و شمال‌غرب بیرجند یک مجموعه افیولیت ملاژ-ی متناسب به کرتاسه به همراه مجموعه‌های آتشفشانی، نیمه نفوذی، نفوذی و آذرآوری با سن تریسری همراه مارن و کنگلومرای با سن سن نفوژن رختمون دارد (Eftekhamezhad, 1986). گستره بررسی شده با وسعت حدود ۳ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی "۵۹°۰۰'۰۰" تا "۵۹°۰۵'۲۰" خاوری و "۳۳°۵۶'۳۰" تا "۳۳°۵۸'۱۲" عرض شمالی در ۲۸ کیلومتری شمال‌غربی شهرستان بیرجند و در ۵ کیلومتری غرب روستای اشکنفوک واقع شده است (شکل ۱). سنگ‌های بررسی شده در کارهای قبلی با نام میکروبیوریت و سن نامشخص توسط Eftekhamezhad (۱۹۸۶) و گرانیتیت با سن تریسری، معرفی شده (Eftekhamezhad, 1991). با توجه به این که تاکنون هیچ گونه مطالعه پتروژئولوژیکی دقیقی بر روی این توده انجام نشده، این پژوهش با هدف پتروگرافی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و جایگاه تکنونیک این مجموعه انجام شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان واقع شده است و بنابراین، از

کف دریا در یک محیط ریفت درون قاره‌ای قرار می‌گیرد. شاید در اواخر پالئوژئوئیک بالایی تا تریاس میانی در پهنه سسندج-سیرجان در منطقه مطالعه شده، پدیده کافتش و خروج ماگماهای بازالتی همراه با رسوبگذاری اتفاق افتاده باشد که نشانگر رژیم زمین‌ساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس تئوتیس است؛ سپس با تغییر رژیم زمین‌ساختی و شروع فرورانش، دگرگونی در منطقه بررسی شده رخ داده است. این حوضه‌های کششی (ریفیتی) با

تمرکز سیالات گرمایی با دمای بالا، محیط مناسبی را برای تشکیل کانسازهای آتشفشانی زیر دریایی فراهم می‌کند.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت‌های مالی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز در انجام این پژوهش تشکر نمایند. همچنین، از همکاری مدیریت معدن مس جیان در طول بررسی‌های صحرایی قدردانی می‌شود.

منابع

- Barrett, T. J. and MacLean, W. H. (1994) Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology* 3: 131-160.
- Bayat, F., Torabi, G. and Koepke, J. (2012) Mineralogical study of metabasites in Me'rjari and Chah Palang mountains (south of Chupanan, NE Esfahan province). *Journal of Petrology* 10: 48-67 (in Persian).
- Cingolani, C. A., Manassero, M. and Abre, P. (2003) Composition, provenance, and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 91: 93-106.
- Cullers, R. L. (1994) The controls on the major and trace element variation of shales, siltstone and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado of platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 4955-4972.
- Cullers, R. L. (1995) The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet mountain region, Colorado, USA. *Chemical Geology* 123: 107-131.
- Cullers, R. L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51: 181-203.
- Finamore, S. M., Gibson, H. L. and Thurston, P. C. (2008) Archean synvolcanic intrusions and volcanogenic massive sulfide at the Genex mine Kamiskotia Area, Timmins, Ontario. *Economic Geology* 103: 1203-1218.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1989) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology* 21: 291-306.
- Hoshmand zadeh, A., Soheili, M. and Hamdi, B. (1990) Eqlid geological map 1: 250000, No. G10, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (in Persian).
- Kolb, J., Hellmann, A. and Rogers, A. (2004) The role of transcrustal shear zone in orogenic gold mineralization at the Ajjanahalli mine, Dharwarcraton, south India. *Economic Geology* 99: 743-759.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P. (1987) Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology* 82: 951-962.

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۲، صفحه ۶۲-۷۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۲/۰۷
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۱/۰۵

پتروگرافی، ژئوشیمی و سن‌سنجی گرانیتوئید تخت باز شمال‌غربی بیرجند، خاور ایران

محمدحسین زرین‌کوب^۱، سید سعید محمدی^۱، سون لین چانگ^۲ و محمدمهدی خنطیپ^۱
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

چکیده

گرانیتوئید تخت باز در شمال‌غربی بیرجند، در مجاورت مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآوری مرکب از توف، توف مارنی و برش رخمون دارد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و تجزیه عناصر اصلی، این توده آتالی‌گرنیت تا گرانیت است. یافته‌های متداول در این سنگ‌ها، گرانولار، گرافیک، میرومیکش، گرانوفیریک و بریتینی است. کانی‌های سازنده اصلی شامل: فلدسپار پتاسیم (اورتوکلاز و میکروکلین بریتینی)، کوارتز و پلازئوکلازهای سدیک است. بیوتیت تنها کانی ماژیک این سنگ‌ها است. زیرکن، اسفن و اکسید آهن کانی‌های فرعی را می‌سازد. بیوتیت به کلریت و فلدسپارها به سربیت، کرنات کلسیم و کانی‌های رسی دگرمان شده‌اند. سن‌سنجی با روش زیرکن-اورانیوم سرب، سن توده گرانیتوئیدی را ۵۵۱۶±۰۱۶ میلیون سال (اولیل اوسن) تعیین نمود. این مجموعه سنگی از نظر شیمیایی دارای مقادیر بالای مجموع اکالی‌ها، REE، Hf، Ga/Al، Fe/Mg (جز به استثناء SiO₂ و Zr) و مقادیر پایین MgO، CaO، Ba، Sr و P₂O₅ است. این ویژگی‌ها به همراه نمودارهای ژئوشیمیایی بیانگر این است که گرانیتوئید تخت باز از نوع A پس‌بخوردی (نپ A2) است. این مجموعه می‌تواند از ذوب پوسته قاره‌ای در یک سیستم کششی پس از برخورد بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان در خاور ایران مشتق شده باشد.

واژه‌های کلیدی: سن‌سنجی، زیرکن-اورانیوم سرب، آتالی گرنیت، تخت باز، زمین درز سیستان

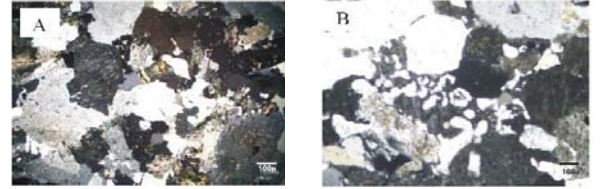
مقدمه

سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان به دو گروه مهم تقسیم نمود که هر گروه در شرایط تکنونیک خاصی تشکیل می‌گردد. گرانیتوئیدهایی که در کمریندهای چین‌خورده تشکیل می‌شوند (گرانیتوئیدهای نوع کوهرایی) و گرانیتوئیدهایی که

همراه با گسلش‌های مهم امتداد لغز یافت می‌شود (گرانیتوئیدهای نوع غیر کوهرایی) (Whalen *et al.*, 1987; Bonin, Blatt *et al.*, 2006; Pitcher, 1997). (2007) تشخیص نوع گرانیتوئید و رژیم تکنونیک تشکیل آن می‌تواند در امر پی‌جویی مواد معدنی و یسزهای از جمله: قلع، تنگستن، مولیبدن اهمیت

دگرگونی شیبست سبزه حادث می‌شود (Passchier and Trow, 2005) and عدم مشاهده نشانه‌هایی از بروز این بافت در نمونه‌های بررسی شده، می‌تواند بیانگر ایجاد آنها در شرایط هیبرسالیوس باشد که در گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی متداول است (Blatt et al., 2006). کانی‌های سازنده اصلی شامل: الکلای فلدسپار (اورتوکلاز و میکروکلین پرتیتی) ۴۰ تا ۴۵ درصد، کوارتز ۳۰ تا ۳۵ درصد (و

پلازوکلازهای سدیک (۲۰ تا ۲۵ درصد) است. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌ها به همراه زیرکن، اسفن و اکسید آهن، کانی‌های فرعی را می‌سازد. White و Chappell (۱۹۹۲) حضور الکلای فلدسپارهای صورتی رنگ را نشانه‌ای از شرایط اکسیدان در مرحله تیلور دانسته‌اند. بیوتیت به کلریت و فلدسپارها به سریسیت، کربنات کلسیم و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند.



شکل ۸-۲. بافت اورتوکلاز (B) بافت میرمکتیک در گرانیتوئید تخت باز (XPL)

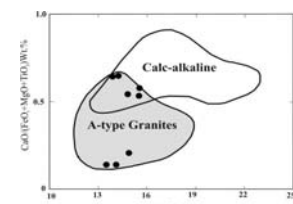
ژئوشیمی

مختصات جغرافیایی هشت نمونه تجزیه شده از گرانیتوئیدهای تخت باز در جدول ۱ و نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی آنها در جدول‌های ۲ و ۳ آمده است. برای نامگذاری این سنگ‌ها از تجزیه شیمیایی بر مبنای مجموع الکلای‌ها در مقابل سیلیس استفاده شد (Middlemost, 1994) در این دیدگاه گرم نمونه‌ها در محدوده گرانیت تا الکلای گرانیت قرار می‌گیرد (شکل ۳). این نمونه‌ها بر روی نمودار Dall'Agnol و Oliveira de (۲۰۰۷) کلسیم در آن $CaO/(FeO+MgO+TiO_2)wt\%$ و عناصر نادر خاکی به جز Eu ، و $CaO+Al_2O_3wt\%$ قرار گرفته است، در قلمرو گرانیت‌های تیپ A قرار می‌گیرد (شکل ۴). گرانیت‌های تیپ A از نظر ژئوشیمیایی می‌تواند از

برآلکان تا پراآلومین تغییر نماید (Blatt et al., 2006; Bonin, 2007; Oliveira, 2007). گرانیت‌های بررسی شده بر طبق نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) ماهیت پراآلومین (شکل ۵) دارد. میانگین مقدار P_2O_5 در گرانیتوئیدهای نوع A پراآلومین کمتر از ۰/۰۵ درصد است (Bonin, 2007). میانگین P_2O_5 نمونه‌های بررسی شده برابر ۰/۰۴۷ درصد است (جدول ۱). مقدار بالای $Na_2O+K_2O.Fe_2O_3/MgO$ و SiO_2 (جدول ۱)، عناصر کمیاب ناسازگار از LILE از جمله: Zr, Hf و عناصر نادر خاکی به جز Eu ، و محتوای پایین Sr, P, Ba, MgO, CaO, Sr و P_2O_5 و عناصر کمیاب سازگار (مثل: Ni و Co) (جدول ۲) از ویژگی‌های این مجموعه گرانیتوئیدی است که

جدول ۳-۲. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر جزئی توسط ICP بر حسب گرم بر تن

sample	007-zs-		09-zm-		09-zm-		09-zm-	
	007-zs-	007-zs-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	
V	26.8	15.8	12	14	15	32	15	12
Co	3.86	2.65	1.3	1	4.2	3.5	3.1	0.9
Ni	6.50	4.37	17	10	10	9	9	5
Cu	3.19	3.78	5.5	4.78	3.90	5	12	7
Zn	35.7	31	20	15	17	18	12	6
Ga	16.7	16.4	16	17	17	17	17	17
Rb	172	115	145	188	85.9	116	131	138
Sr	101	134	40	60	160	100	130	60
Y	30.8	38.7	21.3	21.1	32.2	29.6	22.3	22.4
Zr	311	299	210	270	310	270	310	270
Nb	7.87	7.51	6	6	8	7	8	8
Sr	5.23	4.60	8	7	5	5	3	5
Cs	6.87	4.62	7	7	2.4	5.4	2.5	1.3
Ba	315	285	280	300	290	520	330	330
La	32.5	34.8	30.4	15	34.1	36.9	24.2	39
Ce	65.3	70.1	59.5	61.9	71.6	75.4	48.9	57
Pr	7.39	8.01	6.21	2.99	7.36	7.41	4.91	8.32
Nd	26.8	29.2	22.5	11	26.5	26.8	17.9	28.8
Sm	5.41	6.07	4.5	2.3	5.3	5.5	3.7	5.2
Eu	0.612	0.711	0.44	0.34	0.63	0.51	0.64	0.45
Gd	5.47	6.27	4.23	2.36	4.78	5.10	3.50	4.32
Tb	0.821	0.970	0.67	0.46	0.86	0.81	0.62	0.61
Dy	5.00	6.01	4.11	3.30	5.72	5.28	4.16	4.17
Ho	1.07	1.31	0.84	0.78	1.20	1.08	0.83	0.83
Er	2.97	3.57	2.45	2.35	3.42	3.19	2.64	2.61
Tm	0.482	0.566	0.36	0.37	0.55	0.49	0.42	0.43
Yb	3.16	3.59	2.4	2.7	3.5	3.2	3.1	3
Lu	0.461	0.521	0.34	0.41	0.52	0.55	0.46	0.42
Hf	7.63	7.39	5	7	8	7	8	8
Ta	0.837	0.818	0.6	0.6	0.8	0.7	0.7	0.8
W	0.921	1.31	1	2	2	2	1	1
Tl	3.32	2.19	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	20.3	20.2	14.2	21.9	23.4	20.9	13.7	22.2
U	2.37	1.79	1.98	2.87	2.56	2.87	3.38	2.43

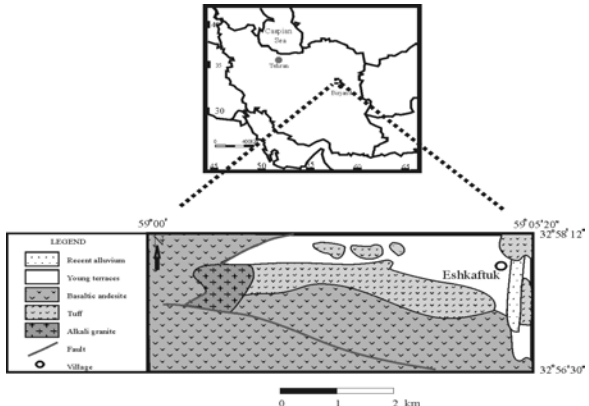


شکل ۴-۳. نامگذاری سنگ‌های منطقه بررسی شده بر اساس نمودار K_2O+Na_2O vs SiO_2 (Middlemost, 1994).

شکل ۴-۳. سنگ‌های بررسی شده بر روی نمودار Dall'Agnol و Oliveira de (۲۰۰۷) در قلمرو گرانیت‌های تیپ A قرار می‌گیرد.

عناصر اصلی با روش فلوروسانس پرتو مجهول (XRF) پس از تهیه مهره شیشه‌ای (Glass bead) (به صورت ۱:۵ $Li_2B_4O_7$ Sample) - با دستگاه نوع Rogak اندازه‌گیری شد. تجزیه عناصر جزئی با روش ICP انجام شده است. دو نمونه گرانیتوئید برای جداسازی زیرکن به

انستیتی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک یکن در کشور چین ارسال شد. زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های یاد شده به دانشگاه ملی تایوان در شهر تایپه انتقال داده و سن‌سنجی با روش زیرکن-اورانیوم-سرب با دستگاه Agilent 7500 LA- ICP-MS انجام شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه تخت باز در شمال‌غربی بیرجند

پتروگرافی

مطالعه مقاطع میکروسکوپی توده گرانیتوئیدی تخت باز نشان می‌دهد که این سنگ‌ها الکلای گرانیت تا گرانیت است. بافت‌های متداول در این سنگ‌ها، گرانولار (شکل ۲-۱)، گرانوفیریک، میرمکتیک، گرافیک (شکل ۲-۲) و پرتیتی است. بافت‌های هم‌رشدی (گرافیک، گرانوفیری، میرمکتیک و پرتیتی) می‌تواند معرف همزمان از یک منذب،

واکنش یک جامد و یک منذب، یا حالت اختلاط‌ناپذیری دو جامد باشد (Clarke, 1992). این بافت‌ها می‌تواند در شرایط ساب‌سالیدوس و بدون تأثیر دگرریختی یا در شرایط دگرگونی بروز نمایند (Yuguchi and Nishiyama, Vernon, 2004). چهاردهی ظاهری این بافت‌ها می‌تواند (2008) چهره‌های ظاهری این بافت‌ها می‌تواند اطلاعاتی را در مورد شرایط تشکیل آنها به دست دهد؛ از جمله: پرتیت‌های شعله‌ای در شرایط

تأییدکننده شباهت گرانیتوئید تخت باز به نوع A است (Wu et al., 2002; Whalen et al., 1987; Martin, 2006; Bonin, 2007; Yang et al., 2006; Dargahi et al., 2010; Zhang et al., 2007). نمونه‌های بررسی شده در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب پنج‌جاری شده با گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) (شکل ۶) تهی‌شدگی از عناصر Ti و Sr, P, Ba را نشان می‌دهد. این نمونه‌ها در نمودار عناصر نادر خاکی پنج‌جاری شده با کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۷) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین را نشان می‌دهد که این غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک، بیشتر محسوب است (نسبت غنی‌شدگی LREEs به HREEs اندک است، به طوری که La/Sm تا Eu/Yb و $(Ce+Yb)/(Eu+Sm)$ منفی است $Eu/Eu^* = -0.15$ در نمودار عنکبوتی

عناصر کمیاب پنج‌جاری شده با ORG (Pearce et al., 1984) (شکل ۸) غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مثل: پتاسیم، روبیدیم، باریم و توریم) نسبت به عناصر کوچک با بار زیاد (HFSEs) (مثل: تانتالیوم، نیوبیوم، هافنیم، زیرکونوم، ایتیریم و ایتربیوم) و غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (مثل سریوم) را نشان می‌دهد این ویژگی‌ها از مشخصه‌های گرانیتوئیدهای نوع A تلقی شده است (Bonin, Jarrar et al., 2003; Wu et al., 2002). دامنه تغییرات مقدار Ga/Al 10000 برای نمونه‌های بررسی شده برابر ۲/۶۶ است که بر اساس دیآگرام Whalen (۱۹۸۷) در محدوده گرانیت‌های نوع A و در نمودار Frost و همکاران (۲۰۰۱) که در آن $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ در مقابل SiO_2 قرار گرفته است، در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A غنی از آهن قرار می‌گیرد (شکل‌های ۹ و ۱۰).

جدول ۱- مختصات جغرافیایی نمونه‌هایی که تجزیه شیمی شده‌اند.

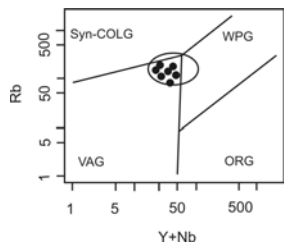
sample	طول جغرافیایی خاوری		عرض جغرافیایی شمالی	
	007-zs-	007-zs-	09-zm-	09-zm-
007-zs-07	59° 00' 38"	32° 57' 45"	32° 57' 45"	32° 57' 45"
007-zs-08	59° 00' 38"	32° 57' 45"	32° 57' 45"	32° 57' 45"
09-zm-01	59° 00' 41"	32° 58' 05"	32° 57' 55"	32° 57' 47"
09-zm-02	59° 00' 44"	32° 57' 55"	32° 57' 47"	32° 57' 47"
09-zm-03	59° 00' 38"	32° 57' 47"	32° 57' 47"	32° 57' 47"
09-zm-04	59° 00' 38"	32° 57' 47"	32° 57' 47"	32° 57' 47"
09-zm-05	59° 00' 26"	32° 57' 58"	32° 57' 58"	32° 57' 58"

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی توسط XRF بر حسب درصد وزنی. $Fe_2O_3^* = \text{as Fe total}$ و $FeO_{tot} = \text{Loss-on-ignition}$.

sample	007-zs-	007-zs-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-	09-zm-
SiO ₂	73.40	71.96	75.9	75.5	72.1	71.6	75.9
TiO ₂	0.40	0.38	0.17	0.28	0.39	0.38	0.28
Al ₂ O ₃	14.30	13.93	13.1	13.4	13.6	13.6	13.1
Fe ₂ O ₃ *	2.17	2.46	1.52	0.56	2.67	2.18	1.90
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
MgO	0.46	0.47	0.03	0.04	0.48	0.23	0.24
CaO	0.78	1.93	0.33	0.57	1.94	0.53	1.32
Na ₂ O	3.34	3.62	4	3.5	4.1	3.7	3.8
K ₂ O	3.74	2.86	4.32	4.86	2.71	3.58	4.23
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03
LOI	1.53	2.65	0.87	0.89	2.30	1.57	1.24
Total	100.21	100.35	100.4	99.4	100.4	101.1	99.8

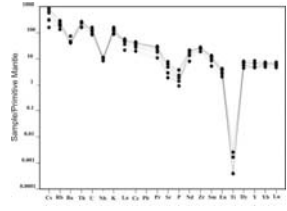
پنروژلوی

گرانیت‌های نوع A می‌توانند در رژیم‌های تکنونیک پس از کوهزایی و غیر کوهزایی تشکیل شوند (Sylvester, Whalen et al., 1987, 1996) Nedelec et al., 1989; Bonin, 1990; Pearce et al., 1995; Pitcher, 1997) با گرانیت‌های تیپ A پس بر خوردی مطابقت دارد (شکل ۱۱). گرانیت‌های نوع A به دو گروه A1 و A2 تقسیم شده است که گروه A1 از گوشته مشتق می‌شود و در رژیم‌های غیر کوهزایی مثل ریفتهای قاره‌ای یا دیگر محیط‌های درون ورق‌های (Bonin, 2007) جایگیری می‌شود در حالی که گروه A2 از ذوب پوسته قاره‌ای یا پوسته مافیک زیر ورق رانده شده مشتق می‌شود و در محیط‌های تکنونیک متنوع جایگیری می‌نماید (Eby, 1992). King و همکاران (۱۹۹۷) گرانیت‌های نوع A را به نوع آلومینوس و پراکالین تقسیم نموده‌اند و معتقدند که گرانیت‌های A نوع آلومینوس از ذوب بخشی منشأ پوسته‌ای حاصل شده‌اند و گرانیت‌های A نوع پراکالین از تفریق یک ماگمای

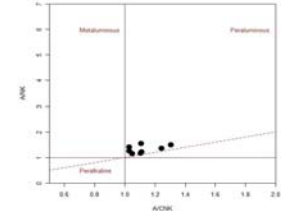


شکل ۱۱- نمونه‌های گرانیتوئید تخت باز در نمودار Rb-Y+ Nb توسط Pearce (۱۹۹۶) در محدوده پس برخوردی قرار می‌گیرد.

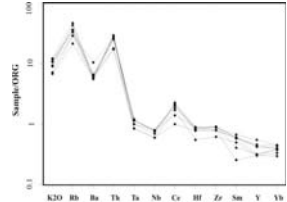
مافیک به دست می‌آید. Frost و Frost (۲۰۱۱) برای گرانیت‌های A سه منشأ شامل ذوب بخشی سنگهای کوارتزفلدسپاری پوسته‌ای، تفریق یک ماگمای بازالتی، و تلفیقی از هر دو منشأ ذکر شده را پیشنهاد نموده‌اند. گرانیتوئید تخت باز بر اساس نمودارهای Rb/Nb-Y/Ce و Nb-Y/Ce که توسط Eby (۱۹۹۲) ارائه شده است در محدوده A2 (شکل ۱۲) قرار می‌گیرد. گرانیت‌های نوع A2 می‌تواند دارای ترکیبات متنوعی از مثالومین، پراولومین تا پراکالین و دارای طبیعت الکان تا کالک‌الکان باشند (Frost and Frost 2011) and گرانیت‌های نوع A پراولومین در شرایط پس برخوردی رخ می‌دهد (Bonin, 2007). گرانیتوئیدهای غنی از آهن پراولومین ناشی از ذوب بخشی پوسته کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به نسبت اکسیدان رخ می‌دهد (Frost and Frost 2011) ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده بررسی شده (غنی از آهن پراولومین) می‌تواند تأیید کننده فرآیند ذوب بخشی پوسته قاره‌ای کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به نسبت اکسیدان، پس از برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان در خاور ایران باشد.



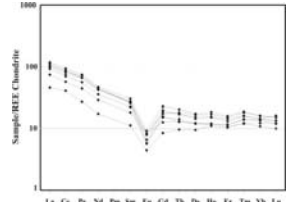
شکل ۶- نمودار عناصر کمیاب در سنگهای بررسی شده که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) پنجرار شده‌اند.



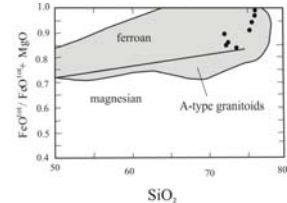
شکل ۵- سنگهای بررسی شده بر اساس دی‌اگرم Piccoli & Maniar (۱۹۸۹) در قلمرو پراولومین قرار می‌گیرد.



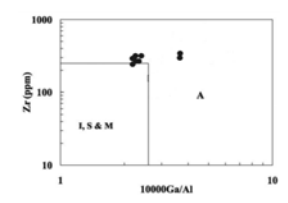
شکل ۸- نمودار عناصر کمیاب در سنگهای بررسی شده که نسبت به Pearce et al., (1984) ORG پنجرار شده‌اند.



شکل ۷- نمودار عناصر خاکی در سنگهای بررسی شده که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) پنجرار شده‌اند.



شکل ۱۰- نمونه‌های بررسی شده در نمودار Frost و همکاران (۲۰۱۱) در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A غنی از آهن قرار می‌گیرد.

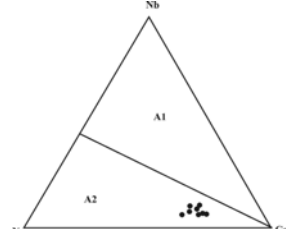


شکل ۹- نمونه‌های بررسی شده در نمودار Whalen و همکاران (۱۹۸۷) در محدوده A قرار می‌گیرد.

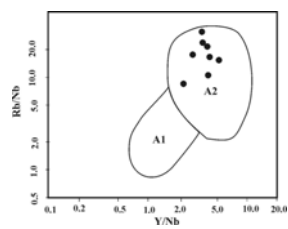
جدول ۴- نتایج حاصل از سن‌سنجی بیست نقطه از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئید تخت باز

نقطه تجزیه شده	Th/U	207Pb/206Pb ± 1σ	206Pb/238U ± 1σ	207Pb/235U ± 1σ	error corr.	206Pb/238U age (Ma ± 1σ)
01	0.543	0.04732 0.00320	0.00843 0.00020	0.05501 0.00466	0.280	54.0 1.0
02	1.020	0.04810 0.00060	0.00884 0.00018	0.05861 0.00161	0.741	57.0 1.0
03	0.840	0.04630 0.00227	0.00879 0.00018	0.05609 0.00358	0.321	56.0 1.0
04	0.621	0.04762 0.00292	0.00831 0.00019	0.05456 0.00433	0.288	53.0 1.0
05	1.010	0.04757 0.00109	0.00864 0.00018	0.05668 0.00225	0.525	55.0 1.0
06	0.523	0.04608 0.00234	0.00867 0.00017	0.05508 0.00352	0.307	56.0 1.0
07	0.935	0.04874 0.00047	0.00872 0.00018	0.05859 0.00118	0.668	56.0 1.0
08	0.847	0.04608 0.00116	0.00839 0.00017	0.05330 0.00213	0.507	54.0 1.0
09	0.787	0.04608 0.00163	0.00837 0.00017	0.05315 0.00263	0.410	54.0 1.0
10	1.042	0.04607 0.00084	0.00880 0.00018	0.05588 0.00183	0.625	56.0 1.0
11	0.980	0.04665 0.00217	0.00860 0.00020	0.05534 0.00346	0.372	55.0 1.0
12	0.885	0.04751 0.00096	0.00866 0.00018	0.05675 0.00208	0.567	56.0 1.0
13	0.833	0.04610 0.00193	0.00880 0.00017	0.05595 0.00304	0.356	57.0 1.0
14	0.526	0.05122 0.00326	0.00883 0.00020	0.06236 0.00517	0.273	57.0 1.0
15	0.926	0.04716 0.00067	0.00885 0.00018	0.05754 0.00169	0.693	57.0 1.0
16	0.694	0.05129 0.00333	0.00867 0.00021	0.06130 0.00515	0.288	56.0 1.0
17	0.952	0.04799 0.00258	0.00877 0.00020	0.05800 0.00421	0.314	56.0 1.0
18	0.714	0.04611 0.00191	0.00877 0.00020	0.05575 0.00329	0.386	56.0 1.0
19	0.887	0.04802 0.00112	0.00892 0.00019	0.05907 0.00240	0.524	57.0 1.0
20	0.719	0.05183 0.00145	0.00879 0.00019	0.06277 0.00288	0.471	56.0 1.0

نتیجه‌گیری
گرانیتوئید تخت باز دارای گنای شناسی ساده شامل: آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت است. این سنگها از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهد که غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک بیشتر است. Eu انومالی منفی مشخصی نشان می‌دهد. پایین بودن مقنندار P2O5، بالا بودن نسبت FeO/MgO، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مثل: پتاسیم، روبیدیم، باریم و توریم) نسبت به عناصر کوچک با بار زیاد (مثل: تانتالوم، نیوبوم، هافنیم، زیرکونیم، ایتیریم و ایتربوم)، از دیگر ویژگی‌های گرانیتوئید تخت باز است که این سنگها را در گروه گرانیتوئیدهای غنی از آهن (Ferroan)، تیپ A، پراولومین و در زیر گروه A2 قرار می‌دهد. این گرانیتوئید می‌تواند ناشی از ذوب بخشی پوسته کوارتزفلدسپاری تحت شرایط به



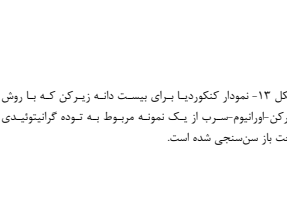
شکل ۱۲- نمونه‌های گرانیتوئید تخت باز در نمودارهای Nb-Y/Ce و Nb-Y/Nb توسط Eby (۱۹۹۲) ارائه شده در محدوده A2 قرار می‌گیرد.



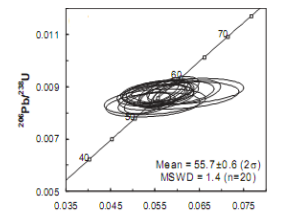
شکل ۱۲- نمونه‌های گرانیتوئید تخت باز در نمودارهای Nb-Y/Ce و Nb-Y/Nb توسط Eby (۱۹۹۲) ارائه شده در محدوده A2 قرار می‌گیرد.

مربوطه در شکل ۱۳ نمایش داده شده است. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، سن تبلور ۵۵/۷±۰/۶ میلیون سال (اوایل اوسن) تعیین شد. با توجه به باورهای موجود در مورد بسته شدن باریکه اقیانوسی سیستان و برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان، قبل از کرتاسه فوقانی، حاکم شدن یک رژیم کششی پس برخوردی، شرایط مناسبی را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ایجاد گرانیتوئیدهای نوع آلکان در پهنه سیستان را فراهم نموده است. ویژگی‌های گنای شناسی، ژئوشیمیایی و سن گرانیتوئید تخت باز این ایده را تقویت می‌نماید.

سن‌سنجی
برای سن‌سنجی با روش زیرکن-اورانیوم-سرب باید مقدار کافی از سنگ بررسی شده برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌نماید). دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جدا و سپس فرآیندهای لازم برای سن‌سنجی را طی می‌نمایند (Hoskin and Parrish and Noble, 2003) یک نمونه از توده گرانیتوئیدی بررسی شده با روش زیرکن-اورانیوم-سرب سن‌سنجی شده است. نتایج حاصل از سن‌سنجی بیست دانه از نمونه یاد شده در جدول ۴ و نمودار کنکوریدیای



شکل ۱۳- نمودار کنکوریدیای بیست دانه زیرکن که با روش زیرکن-اورانیوم-سرب از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئیدی تخت باز سن‌سنجی شده است.



شکل ۱۳- نمودار کنکوریدیای بیست دانه زیرکن که با روش زیرکن-اورانیوم-سرب از یک نمونه مربوط به توده گرانیتوئیدی تخت باز سن‌سنجی شده است.

منابع

- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrad effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid complex, NW of Iran. *Petrology* 3(10): 65-78 (in Persian).
- Aliani, F., Maanjou, M. and Miri, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3(9): 1-16 (in Persian).
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology*. Freeman and Company, New York.
- Bonin, B. (1990) From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25: 261-270.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Brockner, M., Fotoohi Rad, G. M. and Theunissen, S. (2010) New time constraints for HP metamorphism and exhumation of mélange rocks from the Sistan suture zone, eastern Iran, tectonic crossroads: evolving of Eurasia- Africa-Arabia, Ankara, Turkey.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, transactions of Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences* 83: 1-26.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London.
- Dall'Agnol, R. and De Oliveira, D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Uromich-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- Ebrahimiyan, Z., Torabi, G., Ahmadian, A. and Baharzadeh, H. (2011) Petrology of Mesr granitoid complex (NE of Isfahan province). *Petrology* 2(6): 1-16 (in Persian).
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Eftekhamezhad, J. (1986) Geological map of Birjand 1/100000. Sheet 7855, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Eftekhamezhad, J. (1991) Geological map of Birjand, Geological quadrangle map of Iran, No. K8. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Frost, C. D. and Frost B. R. (2011) On ferroan (A-type) Granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52(1): 39-53.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 47(42): 2033-2048.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Zircon (Eds. Hunchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 27-62. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Jarrar, G., Stern, R. J., Saffarini, G. and Al-Zubi, H. (2003) Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the east African orogen. *Precambrian Research* 123: 295-319.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.

- Maniar, P. D. and Piccolli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America (GSA) Bulletin Today* 101: 635-643.
- Martin, R. F. (2006) A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos* 91: 125-136.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Mitchell, A. H. G. and Garson, M. S. (1981) *Mineral deposits and global tectonic settings*. Academic Press, London.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica Cosmochemica Acta* 38: 757-775.
- Nasr Esfahani, A. and Shojaei, B. (2012) Petrology and genesis of Vash granitoid NW Natanz (Isfahan). *Petrology* 2(8): 99-114 (in Persian).
- Nedelec, A., Stephens, W. E. and Fallick, A. E. (1995) The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a postcollisional extensional setting. *Journal of Petrology* 36: 1367-1391.
- Parrish, R. R. and Noble, S. R. (2003) Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). In: Zircon (Eds. Hunchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 183-213. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Pearce, J. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episode* 19: 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pitcher, W. S. (1997) *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall, London.
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M. (2011) The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). *Petrology* 2(6): 47-70 (in Persian).
- Sawkins, F. J. (1984) *Metal deposits in relation to plate tectonics*. Springer, Verlag, Heidelberg, New York.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sylvester, P. J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *Journal of Petrology* 97: 261-280.
- Tabatabaieimanes, S. M., Mirlohi, A. S. and Movahedi, M. (2011) Petrology and mineral chemistry of Ocheestan granitoids (south of Mahallat, Markazi province). *Petrology* 2(7): 51-76 (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi khalaji, A. and Mackizadeh, M. A. (2010) Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (south western Arak). *Petrology* 2(1): 87-102 (in Persian).
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America (GSA) Bulletin Today* 84: 134-150.
- Torkain, A. (2011) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). *Petrology* 2(5): 49-66 (in Persian).
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-409.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. and Gariepy, C. (1996) *Geochemical and*

- isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology* 37(6): 1463-1489.
- Wu, F., Sun, D., Li, H., Jahn, B. S. and Wilde, S. (2002) A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology* 187: 143-173.
- Yang, J.-H., Yuan Wu, F.-Y., Chung, S.-L., Wilde, S. A. and Chu, M.-F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89: 89-106.
- Yuguchi, H. and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos* 106: 237-260.
- Zarrinkoub, M. H., Chung, Sun-Lin., Chiu, H. Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Lin, I.-J. (2010) Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran, tectonic crossroads: evolving of Eurasia- Africa-Arabia, Ankara, Turkey.
- Zarrinkoub, M. H., Kwan-Nang Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392-405.
- Zhang, H. F., Parrish, R., Zhang, L., Xu, W. C., Yuan, H. L., Gao, S. and Crowley, Q. G. (2007) A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan plateau: implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97: 323-335.

زمین‌شناسی آن می‌تواند مکمل مطالعات پیشین در نوار سهندج-سیرجان مانند: Sadeghian (۱۹۹۴)، Goudarzi (۱۹۹۵)، Sepahi (۱۹۹۹)، Ahmadi-Khalaji (۲۰۰۶) و Sepahi و همکاران (۲۰۱۲) روی توده‌های نفوذی بروجرد و همدان باشد. توده نفوذی ملایر توسط Madani (۱۹۸۰)، Majidi (۱۹۹۶)، Heidarian (۲۰۰۲) و Hosseinpour (۲۰۰۳) بررسی شده است. در پژوهش‌های پیشین بیشتر پتروژئولوژی و ژئوشیمی توده مد نظر بوده است اما در این پژوهش علاوه بر ژئوشیمی، شیمی کانی‌ها (بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز) و ترموبارومتري بخش گرانیتوئیدی این مجموعه مفصل‌تر بررسی شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه پلوتونیک ملایر در شمال نوار سهندج-سیرجان در غرب ایران قرار گرفته است. به لحاظ وضع تکتونیکی ویژه این پهنه ساختاری ارتباط واحدهای سنگی مختلف به طور معمول گسلی است. در منطقه بررسی شده گسل‌های راست‌لغز و راست‌دگی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی مشاهده می‌شود. در حاشیه این مجموعه پلوتونیک سنگ‌های دگرگونی متنوع اما بیشتر پلیتی با سن زوراسیک قرار دارد که متأثر از گرمای توده‌های نفوذی شده‌اند (Goudarzi, Sadeghian, 1994). (1995) مطالعات سن‌سنجی با روش U-Pb سن این توده را زوراسیک میانی تخمین زده است (Ahadnejad et al., 2011).

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های صحرایی، تعداد ۳۵ نمونه گرانیتوئید برای تهیه مقطع نازک و مطالعات میکروسکوپی انتخاب شد و سپس A نمونه از نمونه‌های یاد شده که کمترین هوازدگی و

دگرسانی را داشت برای مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای منطقه، انتخاب و به منظور تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب با روش‌های ICP-AES و ICP-MS به آزمایشگاه SGS کانادا ارسال شد (جدول ۱). در این پژوهش، از تعدادی تجزیه‌های شیمیایی قبلی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مربوط به Majidi (۱۹۹۶) نیز استفاده شده است. تعداد دو مقطع نازک صیقلی از سنگ‌های گرانودیوریتی نیز برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی کرج فرستاده شد. این تجزیه‌ها با دستگاه تجزیه نقطه‌ای مدل SMO ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط (ولتاژ) ۱۵ kV، فشار Torr^{-۷} ۴ × ۱۰^{-۷} و (امپراژ) ۲۰ nA انجام شده است. در این تجزیه‌ها کانی‌های بیوتیت (سه نقطه)، آمفیبول (سه نقطه) و پلاژیوکلاز (سه نقطه) تجزیه شد (جدول‌های ۲ تا ۴). سپس با استفاده از نرم‌افزارهایی مانند AX و Mincalculation نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شد.

پتروگرافی

ترکیب سنگ‌شناسی مجموعه پلوتونیک ملایر به ترتیب وفتور شامل: گرانودیوریت، توئالیت، مونوزگرایت، سینیوگرایت، آلکالی گرایت و لوکوگرایت است. بعضی توده‌های کوچک مافیک کابروی تا دیوریتی نیز در منطقه وجود دارد.

گرانودیوریت و توئالیت: گرانودیوریت‌ها در توده نفوذی سامن، بیشترین حجم را به خود اختصاص داده‌اند که گاهی با توئالیت‌ها همراه می‌شود. این سنگ‌ها متوسط تا دانه‌درشت و بافت آنها اغلب ساب‌هدرال گرانولار و گاهی دارای بافت‌های پریتت و میرمیکت است. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت و

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۷۷-۹۲
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۲۶

پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن (جنوب‌غرب ملایر، همدان)

علی‌اصغر سپاهی گرو^۱، فرحناز سپهوند^۱، احمد احمدی خلجی^۲ و صدیقه سلامی^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

مجموعه پلوتونیک ملایر در شمال نوار سهندج-سیرجان در غرب ایران قرار گرفته است. در مرکز این مجموعه، توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریت معروف به گرانودیوریت سامن قرار دارد که با توده‌های کوچک مافیک و سنگ‌های گرانیتی همراه است. بخش اصلی توده نفوذی را سنگ‌های توئالیتی-گرانودیوریتی تشکیل می‌دهد. سنگ‌های مونوزگرایتی که بر خلاف سایر مجموعه‌های پلوتونیک نوار سهندج-سیرجان مانند الوند قسمت تاجیری از این مجموعه را تشکیل می‌دهد، شاید بعد از توده توئالیتی-گرانودیوریتی تشکیل و جایگزین شده باشد و از نظر ژئوشیمیایی دارای ویژگی‌های کالک‌آلکان و برالومین و از نوع S است در حالی که سنگ‌های توئالیتی-گرانودیوریتی منطقه متالومین و از نوع A هست. این گرانیتوئیدها در نمودارهای عتیکو با (Rb و K) LILE، غنی‌شدگی از (P و Nb) HSE (Ti و P) و در این نمودارها LREE نسبت به HREE دارای غنی‌شدگی است که این ویژگی‌ها در سنگ‌های مناطق فرورانش و حوضی فعال قرارهای دیده می‌شود. ترکیب بیوتیت موجود در گرانودیوریت‌ها از نوع سیدروفیلیت، آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند و پلاژیوکلازها از نوع آندزین است. محاسبات فشارسنجی، فشار ۱ تا ۱/۲ کیلو بار (معادل عمق ۴ تا ۳ کیلومتر) را برای سنگ‌های نفوذی نشان داده است. دمای تبلور سنگ‌های گرانودیوریتی در فشار ۱ کیلو بار حدود ۵۹۲/۲ تا ۷۵۶/۹ درجه سانتیگراد و در فشار ۱/۲ کیلو بار، ۵۹۱/۲ تا ۷۵۷/۶ درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود.

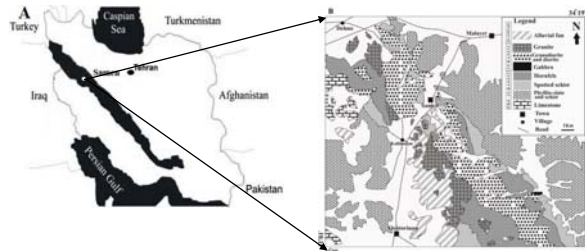
واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، کالک‌آلکان، قوس قرار، سامن، پهنه سهندج-سیرجان

مقدمه

توده گرانیتوئیدی سامن بین شهرهای ملایر و بروجرد واقع شده است. این مجموعه نفوذی قسمتی از بخش شمالی نوار دگرگونی سهندج-سیرجان و دارای امتداد NW-SE است (شکل ۱). همانند بیشتر توده‌های نفوذی تزریق شده در این نوار دگرگونی، این توده متشکل از گرانیتوئید و رخنمون‌های کوچکی از ترکیبات مافیک است که بررسی سنگ‌شناسی و

* sepahi@basu.ac.ir

مقدار کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها متغیر است. کوارتزها اغلب بی‌شکل و مرزهای مضرسی دارد.

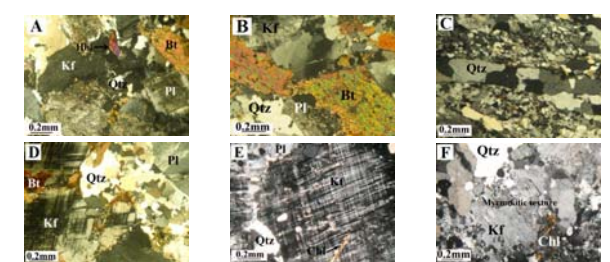


شکل ۱- (A) موقعیت زمین‌شناسی منطقه سامن در نوار سهندج-سیرجان؛ (B) نقشه سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی سامن، بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ رفته ملایر (Gafarian et al., 1980).

میکروکلین) و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل: بیوتیت، تورمالین، اسفن، زیرکن، آپاتیت است. **آلکالی‌گرایت:** بافت این نوع سنگ‌ها بیشتر از نوع گرانولار و پورفیروئید است. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (بیشتر از نوع میکروکلین) و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل: بیوتیت، تورمالین، زیرکن و آپاتیت است (شکل ۲-۲). دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته‌اند و به صورت دانه‌ریز تا دانه‌درشت با حاشیه مضرسی دیده می‌شود. بافت میرمیکت در اطراف بیشتر فلدسپارها تشکیل شده است (شکل ۲-۲). **لوکوگرایت:** حجم این سنگ‌ها در توده سامن بسیار اندک است و فقط در منطقه مالیجه مشاهده شده است. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل: کلریت، مسکویت، تورمالین و زیرکن است. بافت‌های پریتت و میرمیکت نیز در این نوع سنگ‌ها دیده می‌شود.

آمفیبول (هورنبلند) و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، اسفن، اپیدوت، آلایت است (شکل ۲-۲).

مونوزگرایت و سینیوگرایت: مونوزگرایت‌ها دانه‌متوسط تا درشت است و بافت آنها بیشتر پورفیروئید بوده و گاهی نیز بافت‌های میرمیکت و پریتت هم در آنها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین و ارتسوکلاز)، بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های فرعی شامل: زیرکن، تورمالین، اسفن و روتیل است (شکل ۲-۲). هورنبلند معمولاً در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود و سوزن‌های روتیل به صورت ادخال در بیوتیت‌ها دیده می‌شود. دانه‌های کوارتز بیشتر دچار تبلور مجدد شده‌اند و به صورت دانه‌های ریز تشکیل یافته‌اند. کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (بیشتر از نوع



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های مجموعه پلوتونیک ملایر؛ (A) گرانودیوریت؛ (B) مونوزگرایت؛ (C) دانه‌های کوارتز ریزه‌زاده حاصل از تبلور مجدد و تشکیل باندهای غنی از کوارتز در نمونه‌های سنگی مونوزگرایت؛ (D) سینیوگرایت؛ (E) آلکالی‌گرایت؛ (F) تشکیل بافت میرمیکت در اطراف فلدسپار در نمونه‌های سنگی آلکالی‌گرایت؛ (علامت اختصاری کانی‌ها بر اساس Kretz (۱۹۸۲) است.

ژئوشیمی

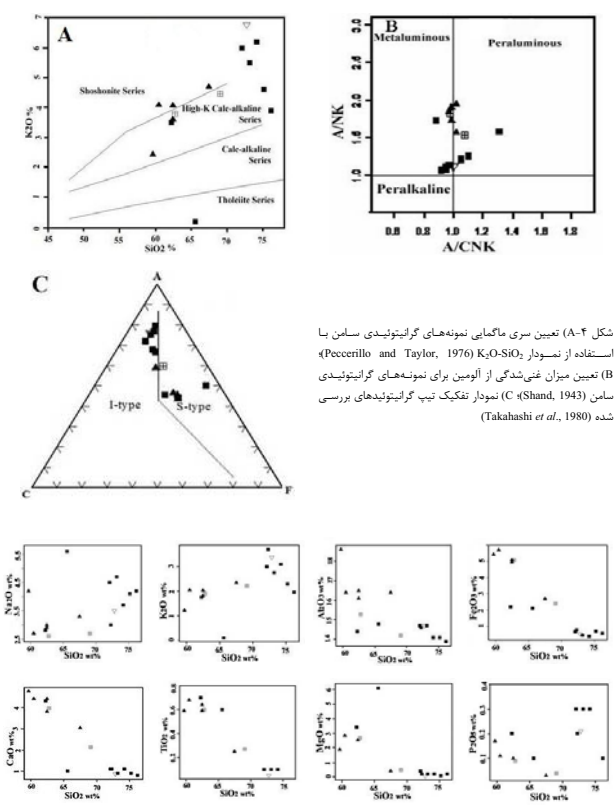
نتایج مربوط به تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های سنگ کل با روش ICP-AES و ICP-MS در جدول ۱ ارائه شده است. به منظور نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار Middlemost (۱۹۸۵) استفاده شده است (شکل ۳-۳). پراکندگی غالب نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانودیوریت و گرایت قرار می‌گیرد. بر اساس نمودار سه تایی (Irvine and AFM, 1971) Baragar نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲). بر اساس نمودار K₂O-SiO₂ نمونه‌های مربوط به گرانیتوئیدهای سامن در محدوده‌های کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی جای می‌گیرد (شکل ۴-۴) (Pecerrillo and Taylor, 1976) و در نمودار بر اساس نمودار (Shand, 1943) (B-۴) بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی بررسی شده دارای ویژگی‌های گرایت‌های تیپ A است به جز مونوزگرایت‌های بیوتیت‌دار (عاری از هورنبلند) که

کانی‌هایی مانند: آپاتیت، زیرکن و گماهی اسفن جانشین می‌شود. تغییرات در V در مقابل سیلیس کاهش است. زیرا این عنصر جانشین عنصر Fe در ساختمان مگنتیت و کانی‌های مافیک می‌شود. در نمودار Zr-SiO₂ بالاترین فراوانی زیرکن در گرانیت‌های مافیک‌تر دیده می‌شود که به طرف ترکیبات فلیکتر تهی می‌شود. از آنجا که عنصر Ga جانشین Al می‌شود مقدار بالای Ga در برخی نمونه‌ها نشان‌دهنده پیشرفت تبلور تیلور تفریقی کانی‌هایی مانند پلازیوکلاز است (Rollinson, 1993).

ابتدایی تبلور وارد ساختمان آپاتیت شده است. کاهش P₂O₅ در طول تفریق می‌تواند دل بر این بودن توده نیز باشد. کاهش روند Sr در مقابل SiO₂ (شکل 6) به دلیل جاگزینی Ca در کانی‌هایی مثل: پلازیوکلاز و هورنبلند است و میزان آن با پیشرفت تبلور ماکسا کاهش می‌یابد. Rb یک شیب افزایشی نشان می‌دهد. این عنصر در مراحل انتهایی تفریق ماکسا در ساختمان کانی‌هایی مثل: بیوتیت و الکیلی فلدسپار وارد می‌شود. مقدار Y در مقابل سیلیس تقریباً به صورت کاهش است. این عنصر در ساختمان

جدول ۱- نتایج تجزیه نمونه‌های مجموعه یونونیک سامن با روش ICP-AES و ICP-MS؛ نمونه‌های ستاره‌دار مربوط به Majidi (۱۹۹۶) است که با روش RF آنالیز شده‌اند.

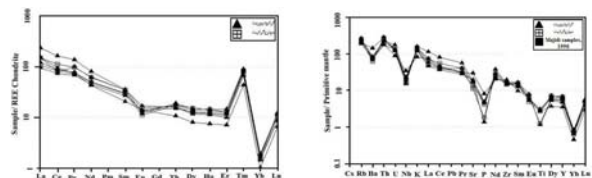
Samples	گرانودیوریت							موزوکریست							سنگریز				کریست				کانی										
	T*	Gy:1	AB	H	HGd*	E	K	M2*	M1*	M	L	M.G*	G.1*	G.2*	AFG*	G	T*	Gy:1	AB	H	HGd*	E	K	M2*	M1*	M	L	M.G*	G.1*	G.2*	AFG*	G	
SiO ₂	65.6	67.5	62.5	62.3	60.5	59.7	76.2	75.2	69.1	62.8	72.1	74.2	73.2	72.6	72.8	72.8	65.6	67.5	62.5	62.3	60.5	59.7	76.2	75.2	69.1	62.8	72.1	74.2	73.2	72.6	72.8	72.8	
TiO ₂	0.60	0.25	0.64	0.59	0.70	0.68	0.59	0.00	0.00	0.27	0.60	0.10	0.10	0.00	0.00	0.05	0.60	0.25	0.64	0.59	0.70	0.68	0.59	0.00	0.00	0.27	0.60	0.10	0.10	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	14.8	16.4	16.1	16.5	14.4	16.4	18.6	13.9	14.1	14.2	15.3	14.7	14.1	14.7	14.6	14.7	14.8	16.4	16.1	16.5	14.4	16.4	18.6	13.9	14.1	14.2	15.3	14.7	14.1	14.7	14.6	14.7	
FeO	2.1	2.69	4.59	5.09	2.2	5.7	14.2	0.56	0.71	2.4	5.10	0.67	0.38	0.44	0.77	0.53	2.1	2.69	4.59	5.09	2.2	5.7	14.2	0.56	0.71	2.4	5.10	0.67	0.38	0.44	0.77		
MnO	0.00	0.04	0.08	0.08	0.10	0.09	0.08	0.00	0.10	0.03	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.08	0.08	0.10	0.09	0.08	0.00	0.10	0.03	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01		
MgO	6.1	0.42	2.53	2.53	3.40	2.83	1.88	0.20	0.10	0.49	2.66	0.40	0.20	0.20	0.06	0.06	6.1	0.42	2.53	2.53	3.40	2.83	1.88	0.20	0.10	0.49	2.66	0.40	0.20	0.20	0.06		
CaO	1.00	3.04	3.81	4.40	4.30	4.41	4.76	0.80	0.90	2.13	3.97	1.10	1.10	0.90	1.10	0.87	1.00	3.04	3.81	4.40	4.30	4.41	4.76	0.80	0.90	2.13	3.97	1.10	1.10	0.90	1.10		
Na ₂ O	5.60	3.30	3.00	2.90	2.80	2.70	4.20	4.2	4.10	2.7	2.60	4.50	3.70	4.70	3.00	3.50	5.60	3.30	3.00	2.90	2.80	2.70	4.20	4.2	4.10	2.7	2.60	4.50	3.70	4.70	3.00		
K ₂ O	0.20	4.70	4.07	3.61	3.50	4.09	2.45	3.9	4.60	4.46	3.80	6.00	6.20	5.90	7.40	6.76	0.20	4.70	4.07	3.61	3.50	4.09	2.45	3.9	4.60	4.46	3.80	6.00	6.20	5.90	7.40		
P ₂ O ₅	0.10	0.03	0.10	0.10	0.20	0.11	0.17	0.10	0.00	0.04	0.09	0.30	0.30	0.30	0.20	0.21	0.10	0.03	0.10	0.10	0.20	0.11	0.17	0.10	0.00	0.04	0.09	0.30	0.30	0.30	0.20	0.21	
Total	96.10	99.37	97.78	98.30	93.90	97.51	93.85	99.86	99.81	95.82	97.01	99.87	100.28	100.04	99.57	99.49	96.10	99.37	97.78	98.30	93.90	97.51	93.85	99.86	99.81	95.82	97.01	99.87	100.28	100.04	99.57	99.49	
Trace elements (ppm)																																	
Ba	147	1000	560	480	630	580	550	85	150	430	530	272	254	165	280	140	147	1000	560	480	630	580	550	85	150	430	530	272	254	165	280	140	
Ce	37	142	68.2	63.9	70	77.1	82.4	11	69	98	71.9	1	3	17	33	5.6	37	142	68.2	63.9	70	77.1	82.4	11	69	98	71.9	1	3	17	33	5.6	
Co	42	4.1	14.8	15.6	40	17.1	13.8	21	55	6.1	16	25	15	29	28	0.7	42	4.1	14.8	15.6	40	17.1	13.8	21	55	6.1	16	25	15	29	28	0.7	
Cr	97	0	0	108	0	0	21	19	0	22	21	20	18	0	18	0	97	0	0	108	0	0	21	19	0	22	21	20	18	0	18	0	
Cu	15	8	12	18	31	15	19	34	20	10	5.8	23	26	11	21	13	6	15	8	12	18	31	15	19	34	20	10	5.8	23	26	11	21	13
Dy	3.99	514	4.31	4.65	2.73	4.7	520	0.77	2.21	3.22	2.64	2.85	1.58	1.58	0.25	0.25	3.99	514	4.31	4.65	2.73	4.7	520	0.77	2.21	3.22	2.64	2.85	1.58	1.58	0.25	0.25	
Eu	1.29	0.93	1.07	1.03	1.07	1.17	0.85	0.25	1.29	0.93	1.07	1.03	1.07	1.17	0.85	0.25	1.29	0.93	1.07	1.03	1.07	1.17	0.85	0.25	1.29	0.93	1.07	1.03	1.07	1.17	0.85	0.25	
Ga	27	20	20	21	23	21	24	24	24	18	20	23	21	23	21	16	27	20	20	21	23	21	24	24	24	24	18	20	23	21	23	21	16
Gd	5.05	5.97	4.75	4.85	3.06	4.97	5.37	0.89	5.05	5.97	4.75	4.85	3.06	4.97	5.37	0.89	5.05	5.97	4.75	4.85	3.06	4.97	5.37	0.89	5.05	5.97	4.75	4.85	3.06	4.97	5.37	0.89	
Hf	10	5	6	6	2	5	5	4	1	5	5	1	5	5	2	1	10	5	6	6	2	5	5	4	1	5	5	1	5	5	2	1	



شکل ۴- تعیین سری ماگمایی نمونه‌های گرانیتوئیدی سامن با استفاده از نمودار K₂O-SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976) (A)، تعیین میزان غنی‌شدگی از آلومین برای نمونه‌های گرانیتوئیدی سامن (Shand, 1943) (B) نمودار تفکیک تیپ گرانیتوئیدهای بررسی شده (Takahashi et al., 1980) (C) و نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به سیلیس در گرانیتوئیدهای سامن (Harker, 1909) (D).

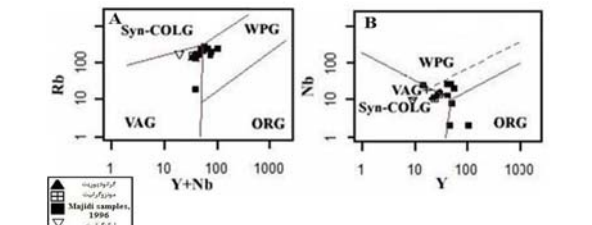
شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس در گرانیتوئیدهای سامن (Harker, 1909)

نمونه‌ها	گرانودیوریت							موزوکریست							سنگریز				کریست				کانی									
	T*	Gy:1	AB	H	HGd*	E	K	M2*	M1*	M	L	M.G*	G.1*	G.2*	AFG*	G	T*	Gy:1	AB	H	HGd*	E	K	M2*	M1*	M	L	M.G*	G.1*	G.2*	AFG*	G
Ho	-	0.78	1.01	0.84	-	0.94	0.52	-	-	0.82	1.01	-	-	-	-	0.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	22	77.8	50.3	31.6	33	40	49.8	0	23	50	35.3	0	0	2	0	3	22	77.8	50.3	31.6	33	40	49.8	0	23	50	35.3	0	0	2	0	3
Lu	-	0.29	0.41	0.39	-	0.40	0.22	-	-	0.35	0.38	-	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	32	50.7	38.9	28.1	42	31.6	27	13	37	39.1	30.9	13	13	11	21	2.4	32	50.7	38.9	28.1	42	31.6	27	13	37	39.1	30.9	13	13	11	21	2.4
Nb	25	11	16	13	27	15	24	13	2	11	14	26	2	8	20	10	25	11	16	13	27	15	24	13	2	11	14	26	2	8	20	10
Ni	28	8	32	37	46	39	9	4	0	17	55	9	8	0	0	8	28	8	32	37	46	39	9	4	0	17	55	9	8	0	0	8
P	26	-	-	-	-	18	-	-	-	43	53	-	-	-	-	0.68	26	-	-	-	-	-	18	-	-	-	43	53	-	-	-	0.68
Pr	-	15.3	11.1	7.62	-	8.68	8.32	-	-	11	8.19	-	-	-	-	0.68	-	15.3	11.1	7.62	-	8.68	8.32	-	-	11	8.19	-	-	-	-	0.68
Rb	18	128	167	138	148	157	121	204	223	148	161	222	235	260	183	165	18	128	167	138	148	157	121	204	223	148	161	222	235	260	183	165
Sr	720	360	350	400	424	370	620	92	136	230	290	217	172	129	162	110	720	360	350	400	424	370	620	92	136	230	290	217	172	129	162	110
Sm	-	7.2	7	5.5	-	6.1	4.2	-	-	7	6	-	-	-	-	0.8	-	7.2	7	5.5	-	6.1	4.2	-	-	7	6	-	-	-	-	0.8
Tb	-	0.74	0.88	0.70	-	0.83	0.50	-	-	0.76	0.82	-	-	-	-	0.23	-	0.74	0.88	0.70	-	0.83	0.50	-	-	0.76	0.82	-	-	-	-	0.23
Th	30	24	19.6	15.1	22	19.1	15.8	0	27	22.8	18.6	0	8	2	22	1.9	30	24	19.6	15.1	22	19.1	15.8	0	27	22.8	18.6	0	8	2	22	1.9
Tm	-	0.32	0.40	0.36	-	0.41	0.22	-	-	0.32	0.38	-	-	-	-	0.10	-	0.32	0.40	0.36	-	0.41	0.22	-	-	0.32	0.38					



شکل ۸- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی توده گرانیتوئیدی سامن، نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

شکل ۷- نمودار عنکبوتی عناصر نادر و نادر خاکی توده گرانیتوئیدی سامن، نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۹- A و B) موقعیت تکنیکی نمونه‌های گرانیتوئیدی سامن روی نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴)

(شکل ۱۱) (Nachite, 1986)

آمفیبول: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های آمفیبول منطقه سامن در جدول شماره ۳ آمده است. با توجه به نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول، نمونه‌های بررسی شده این منطقه از نوع هورنبلند است (شکل ۱۲- A و B) (Hietanen, 1974).
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها (گرانودیوریت) اغلب دارای ماکل تکراری البیت و گاهی ماکل مرکب کارلسباد-البیت هستند. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز بررسی شده در جدول شماره ۴ آمده است.

شیمی کانی‌ها

بیوتیت: این کانی‌ها در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ و قهوه‌ای مایل به قرمز و سبز دیده می‌شود که دارای پلنی‌گرونیسم شدیدی است. گاهی در آن ادخال‌های زیرکن و روتیل دیده می‌شود. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های بیوتیت بررسی شده در جدول شماره ۲ آمده است. بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه، از نوع سیدروفیلیت است (شکل ۱۰) (Deer et al., 1992).

در نمودار مثلثی TiO_2 -MgO-(FeOMnO) نمونه‌های بیوتیت توده سامن در محدوده C قرار می‌گیرند و از نوع بیوتیت‌های ثانویه است

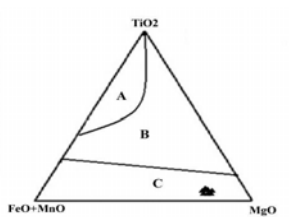
بر اساس نمودار تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها، نمونه‌های پلاژیوکلاز این منطقه از نوع آندزین است (Ab58, An#2) (Leake et al., 1997) (شکل ۱۳)

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های موجود در نمونه گرانودیوریتی (H) در منطقه سامن

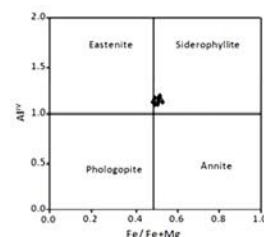
Sample	Bi-C2-1	Bi-C2-2	Bi-C2-3	Bi-C3-1	Bi-C3-2	Bi-C3-3	Bi-C6-2	Bi-C6-3
SiO ₂	36.89	37.57	37.51	37.25	37.74	35.58	36.14	37.13
TiO ₂	1.84	1.75	1.86	1.61	1.86	1.72	1.79	1.88
Al ₂ O ₃	15.66	15.63	15.51	15.43	15.22	14.81	15.40	15.39
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	19.11	18.76	19.39	20.88	19.99	21.00	19.13	20.13
MgO	10.03	10.29	10.78	10.84	10.74	10.49	10.58	10.79
MnO	0.26	0.28	0.28	0.28	0.24	0.32	0.31	0.30
CaO	0.05	0.01	0.02	0.11	0.12	0.09	0.07	0.11
Na ₂ O	0.11	0.07	0.07	0.28	0.28	0.22	0.19	0.16
K ₂ O	10.13	10.15	10.28	9.54	9.70	9.16	10.09	10.19
Total	94.08	94.52	95.70	95.62	94.89	93.50	93.70	96.08

Number of cations on the basis of 11 Oxygens

Sample	Bi-C2-1	Bi-C2-2	Bi-C2-3	Bi-C3-1	Bi-C3-2	Bi-C3-3	Bi-C6-2	Bi-C6-3
Si	2.857	2.886	2.857	2.845	2.832	2.796	2.821	2.831
Ti	0.107	0.101	0.107	0.092	0.108	0.102	0.105	0.108
Al	1.430	1.415	1.393	1.398	1.383	1.372	1.417	1.384
Fe ³⁺	1.238	1.205	1.235	1.295	1.289	1.315	1.249	1.284
Mn	0.017	0.018	0.018	0.018	0.016	0.021	0.020	0.019
Mg	1.158	1.178	1.224	1.234	1.234	1.229	1.231	1.226
Ca	0.004	0.001	0.002	0.009	0.010	0.008	0.006	0.009
K	1.001	0.994	0.999	0.930	0.954	0.918	1.005	0.991
Na	0.017	0.010	0.010	0.041	0.042	0.034	0.029	0.024
Total	7.819	7.807	7.845	7.853	7.902	7.860	7.883	7.867



شکل ۱۱- تعیین نوع بیوتیت بر اساس اولیه، تبلور دوباره و ثانویه (Nachite, 1986)



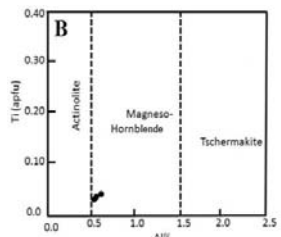
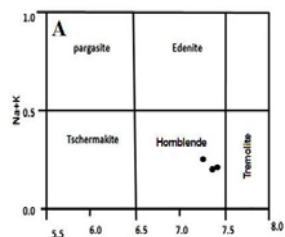
شکل ۱۰- تقسیم‌بندی بیوتیت‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی (Deer et al., 1992)

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های منطقه سامن؛ آمفیبول‌های تجزیه شده مربوط به نمونه گرانودیوریتی (H)

Sample	Am.1	Am.2	Am.3
SiO ₂	51.15	51.23	50.88
TiO ₂	0.42	0.43	0.48
Al ₂ O ₃	4.93	4.94	4.66
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	14.86	14.69	16.29
MgO	12.87	13.14	13.27
MnO	0.52	0.46	0.48
CaO	12.15	12.22	11.00
Na ₂ O	0.63	0.58	0.80
K ₂ O	0.48	0.43	0.46
Total	98.02	98.19	98.57

Number of cations on the basis of 23 Oxygens

Sample	Am.1	Am.2	Am.3
Si	7.454	7.443	7.391
Ti	0.046	0.047	0.052
Al	0.847	0.846	0.798
Cr	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.059	0.080	0.247
Fe ²⁺	1.752	1.704	1.705
Mn	0.064	0.057	0.059
Mg	2.795	2.845	2.837
Ca	1.897	1.902	1.712
K	0.089	0.080	0.085
Na	0.178	0.163	0.225
Total	15.181	15.167	15.138



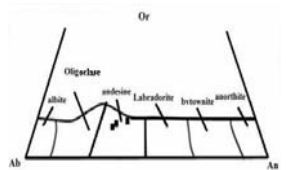
شکل ۱۲- A و B) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی (Leake et al., 1997; Hietanen, 1974)

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز گرانودیوریت‌های منطقه سامن

Sample	Pl.C1	Pl.C2	Pl.C3
SiO ₂	57.11	57.57	56.79
TiO ₂	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	25.56	26.83	26.82
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.02	0.03
MgO	0.01	0.01	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00
CaO	9.04	8.59	9.00
Na ₂ O	6.68	7.03	6.50
K ₂ O	0.00	0.00	0.40
Total	98.41	100.07	99.54

Number of cations on the basis of 8 Oxygens

Sample	Pl.C1	Pl.C2	Pl.C3
Si	2.601	2.557	2.563
Ti	0.00	0.001	0.00
Al	1.372	1.416	1.427
Cr	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.001	0.001	0.00
Ca	0.441	0.412	0.435
K	0.004	0.006	0.027
Na	0.590	0.610	0.569
Total	5.009	5.003	5.067



شکل ۱۳- تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها بر اساس ترکیب شیمیایی (Deer et al., 1992)

ترموبارومتري: مطالعات اخیر نشان می‌دهد که در گرانیتوئیدهای کالک‌آنگالان، بین میزان Al موجود در هورنبلند و فشار حاکم در زمان تبلور ارتباط مستقیم وجود دارد. بنابراین، بر این اساس می‌توان عمق جایگیری را تعیین کرد (Schmidt, 1992) Vyhnał et al.

(al., 1991) کالیبراسیون‌های مختلفی برای بارومتري بر اساس محتوای Al موجود در هورنبلند ارائه شده است که یکی از رایج‌ترین آنها که در این پژوهش نیز استفاده شده است روش Smith و Anderson (۱۹۹۵) است. در این روش دما در محدوده ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد فرض شده است و رابطه ۱ برای این روش پیشنهاد شد:

رابطه ۱:

$$P(\text{kbar}) = 4.76A(\text{total}) - 3.01 - 675 \left[\frac{X_{\text{Fe}}}{X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mg}}} \right] - 675$$
 بر این اساس فشار حاکم در زمان جایگیری ۱ تا ۱/۲ کیلوپار و عمق تشکیل توده بررسی شده ۳/۵ تا ۴ کیلومتر بوده است.
ترمومتر هورنبلند-پلاژیوکلاز: هورنبلند و پلاژیوکلاز دو کانی هستند که معمولاً در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکانل یافت می‌شود. بنابراین، اغلب برای ترمومتری استفاده می‌شود. Holland و Blundy (۱۹۹۴) ترمومتر پلاژیوکلاز-هورنبلند شامل واکنش ۱

جدول ۵- نتایج ترمومتری هورنبلند-پلاژیوکلاز در سنگ گرانودیوریت توده سامن

P (Kb)	1	1	1	1.2	1.2	1.2
T (C)0HB1 94	592.2	594.5	661.4	591.2	593.4	660.0
T (C)0HB2 94	697.3	680.7	756.9	698.3	681.6	757.6
T (C)0HB 90	678.0	670.3	693.9	675.3	668.7	691.2

کانی‌های پلاژیوکلاز نیز در محدوده آذرین قرار می‌گیرد. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای سامن از نوع گرانیتوئیدهای مناطق کوهزایی و اغلب در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرد. این توده نفوذی در اعماق به نسبت کم (۳ تا ۴ کیلومتر) متبلور شده است. همچنین، با توجه به بالا نبودن درجه درگرونی سنگ‌های حاشیه توده و ترکیب کانی‌هایی مانند آمفیبول، فشار حاکم در زمان جایگیری توده مورد نظر ۱ تا ۱/۲ کیلوپار است.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از گروه زمین‌شناسی و معاونت پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا همدان به خاطر مساعدت‌هایی که در به ثمر رسیدن این پژوهش داشته‌اند کمال تشکر را دارند.

نتیجه‌گیری
 گرانیتوئیدهای منطقه سامن بیشتر در قلمرو گرانودیوریت، توالییت و گرانیت قرار می‌گیرد. سنگ‌های آذرین گرانیتوئیدی در این منطقه از تنوع زیادی برخوردار نیست و ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و زمین‌شناسی مشابهی دارد. با توجه به نمودار مجموع الکانل در مقابل SiO₂ و نمودار AFM، بیشتر سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده گرانیتوئیدی از نوع کالک‌آلکانل و غنی از پتاسیم و از نظر درجه اشباع از پتاسیم تا مائولومین و از نوع ۱ است به جز مونوزوگرانیت‌های بیوتیت‌دار (عاری از هورنبلند) که ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S را دارد. بیوتیت موجود در گرانودیوریت‌های این منطقه از نوع سیدروفیلیت و تائوپه است. کانی‌های آمفیبول موجود در سنگ‌های گرانودیوریت از نوع هورنبلند و

- Nachite, H. (1986) Contribution a l'etude analytique et experimental des biotites des granitoides applications typologiques. these doctorat de l'universite de Bretagne occidentale, Brest, France.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geological data, evolution, presentation, interpretation. Longman Ltd Publication, London.
- Sadeghian, M. (1994) Petrology of igneous and metamorphic rocks of Cheshmeh Ghassaban area, Hamedan. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Sepahi, A. A. (1999) Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on granitoids. PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Sepahi, A. A., Borzoei, K. and Salami, S. (2012) The study of mineral chemistry, thermobarometry and tectonic setting of plutonic rocks from Sarabi Tuysenkan area (Hamedan province). *Petrology* 3(11): 39-58 (in Persian).
- Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Takahashi, M., Aramaki, Sh. and Ishihara, S. (1980) Magnetite-series ilmenite-series. I-Type granitoids. *Mining Geology special Issue* 8: 13-28.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 167-188.

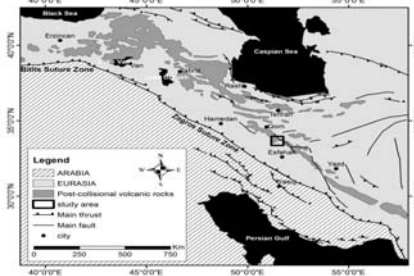
- منابع
 Ahadnejad, V., Valizadeh, M. V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kahkhaei, M. (2011) Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the Samandaj-Sirjan zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 261(1): 61-75.
- Ahmadi-Khalaji, A. (2006) Petrology of the granitoid complex of Boroujerd. PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 87: 125-138.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman, London.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* 1-18.
- Gafarian, M. B., Zamani, P. and Soheil, M. (1980) 1/100000 map of Malayer, Series sheet 5758, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Goudarzi, A. (1995) Magmatism and metamorphism of Malayer-Boroujerd area. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Heidarian, M. (2002) Mineralogy and geochemistry of skarn from west and northwest of Samen related to Malayer intrusive rocks. MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Hietanen, A. (1974) Amphibole pairs, epidote mineral, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra, California. *American Mineralogist* 59: 22-40.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hosseinpour, Z. (2003) Petrography and petrology of Samen intrusive complex and its metamorphic aureole rocks. MSc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-584.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rocks-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 272-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- Madani, H. (1980) Petrology and petrography of Samen intrusive complex. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Majidi, T. (1996) Petrology and geochemistry of intrusive complex from west of Samen. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magma and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology. Longman, London.

داده شده است. مطالعات متعددی روی نوار آتشفشانی ارومیه-دختر انجام شده است (Emami, 1984, 1981; Amidi *et al.*, 1993; Hassanzadeh, 1993; Aftabi and Atapour, 2000) که گویای وجود سری ماگمایی غالب کالک-آلکان و در برخی مناطق شوشونیتی و آداکتی است.

در پژوهش حاضر، سنگهای آتشفشانی به سن نتوز در بخش میانی این پهنه آتشفشانی در شرق روستای کامو (شمال استان اصفهان) از جنبه‌های مینرال شیمی و ترموبارومتري بررسی شده‌اند، همچنین شرایط فیزیکی تبلور بلورها مورد بحث قرار گرفته است. در شکل ۱ موقعیت سنگهای آتشفشانی بررسی شده در ایالت ماگمایی سنوزونیک نشان داده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

ناحیه بررسی شده در استان اصفهان و در ۱۳۰ کیلومتری شمال شهر اصفهان، در شرق روستای کامو قرار دارد. محدوده بررسی شده بین طول‌های جغرافیایی ۵۱°۳۰' و ۵۱°۴۴' شرقی و عرض‌های



شکل ۱- پراکنده‌گی سنگهای آتشفشانی پس از برخورد صفحات عربی-اوراسیا (بر اساس تقیانی *et al.*, 2010; Dilek *et al.*, 2011). موقعیت منطقه شرق کامو

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های مقدماتی و صحرایی و همچنین، نمونه‌برداری از رخنمون‌های مورد نظر، نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع نازک و صقلی انتخاب شد. مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس با نور عبوری مدل BH2 انجام گرفته است. آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده روی کانی‌ها با دستگاه تجزیه ریزکالو الکترونی Cameca-SX00 با ولتاژ شتاب‌دهنده 15kv و شدت جریان 15nA در دانشگاه اشنوتنگارت آلمان انجام شده است.

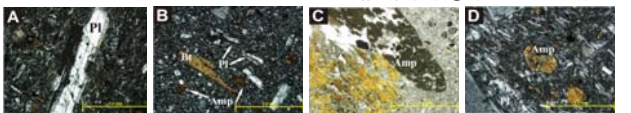
پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده از نظر کانی‌شناسی به طور عمده ترکیب داسیت تا آندزیت دارد. بافت پورفیریتیک، هیالوپورفیریک و میکروپلینیک پورفیریک و گاهی بافت جریان، برجسته‌ترین بافت این سنگ‌ها است که از فنوکریست‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و گاهی بیوتیت تشکیل شده و در زمینه‌ای از فلدسپارهای ریزبلور، کوارتز، کوارتز (نمونه‌های داسیتی)، میکروپلینت، شیشه و کانی‌های کدر قرار دارد. فنوکریست‌های آمفیبول از نوع هورنبلند است که غالباً خودشکل بوده و در مقاطع طولی و عرضی در مقاطع میکروسکوپی در کنار بلورهای مسطحی پلاژیوکلاز دیده می‌شود. فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در تعادل قرار دارد، زیرا نمونه‌های آمفیبول فاقد حاشیه اکتینولیتی بوده و دارای مرزهای

دانه‌ای عادی با پلاژیوکلاز همزیست و مجاور خود هستند و به همین لحاظ برای تخمین شرایط درجه حرارت تشکیل سنگ در عمق می‌توان از این زوج‌ها استفاده نمود. در شکل ۴ تصویر میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان داده شده است. کانی‌ها غالباً سالم و فاقد دگرسانی چشم‌گیری است. تنها در بخش‌هایی، آمفیبول‌ها به کربیت دگرسان شده‌اند و تا حدی نیز می‌توان پلاژیوکلازهایی در حال دگرسانی جزئی به سرسیت و مجموعه سوسوریتی تشخیص داد.

شیمی کانی‌ها

نتیجه تجزیه ریزکالو الکترونی فنوکریست‌های پلاژیوکلازها و آمفیبول‌های بررسی شده به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ به همراه محاسبه فرمول ساختاری ارائه شده است. محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر اساس اکسیژن ساختاری انجام شده (Deer *et al.*, 1992) که در جدول ۱ ارائه شده است. ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در شکل ۵ مشخص شده است. همگی این پلاژیوکلازها ترکیب آندزین داشته و تغییرات بسیار اندکی از مرکز به حاشیه بلور نشان می‌دهد که نشان‌دهنده منطقه‌بندی بسیار ضعیف است. این وضعیت نشان می‌دهد که در زمان تبلور پلاژیوکلازها شرایط دما، فشار و فوگاسیته H₂O به نسبت پایدار بوده و تغییرات شرایط فیزیکی، نامحسوس بوده است (Best, 2003).



شکل ۴- تصویر میکروسکوپی سنگهای آتشفشانی شرق کامو: (A) فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروپلینت و فلدسپارهای ریزبلور با کمی دگرسانی سوسوریتی در مرکز (B) فنوکریست‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه‌ای از شیشه و ریزبلورهای کوارتز و فلدسپار (C) فنوکریست آمفیبول با مالک ساده (PPL) (D) مقاطع عرضی آمفیبول در زمینه‌ای از میکروپلینت و شیشه همراه با بافت جریان حاصل از جهت‌یابی میکروپلینت‌ها در جهت جریان همگرا (RL).

دما-فشارسنجی فنوکریست‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی در شرق کامو، شمال استان اصفهان (بخش میانی نوار آتشفشانی ایران مرکزی)

محمد سیاری، مرتضی شریفی* و سید محسن طباطبایی‌منش
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در بخش میانی نوار آتشفشانی ایران مرکزی (کمان ماگمایی ارومیه-دختر) که بخشی از ایالت ماگمایی شمال زمین‌درز بیتلیس-زاگرس است، قرار دارد. این سنگ‌ها از نظر پتروگرافی ترکیب داسیت تا آندزیت نشان می‌دهد و متشکل از فنوکریست‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت با بافت غالب پورفیریتیک است که در زمینه‌ای از فلدسپار، کوارتز، میکروپلینت و شیشه قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازها ترکیب به نسبت یکساختی داشته و همگی از نوع آندزین است. آمفیبول‌ها همگی کلسیک و از نوع چروماکیت هستند. برآورد دما و فشار تبلور بر اساس کاربرد تلفیقی روشی برای ترموبارومتري آمفیبول و آمفیبول-پلاژیوکلاز محدوده دمایی ۷۶۳ تا ۸۲۳ با میانگین ۷۹۷ درجه سانتیگراد و محدوده فشار ۲/۲ تا ۴/۵ با میانگین ۲/۴ کیلو بار را برای تبلور زوج بلورهای پلاژیوکلاز-آمفیبول نشان می‌دهد. حداکثر عمق تبلور این فنوکریست‌ها ۱۷ کیلومتری پوسته قاره‌ای برآورد می‌شود.

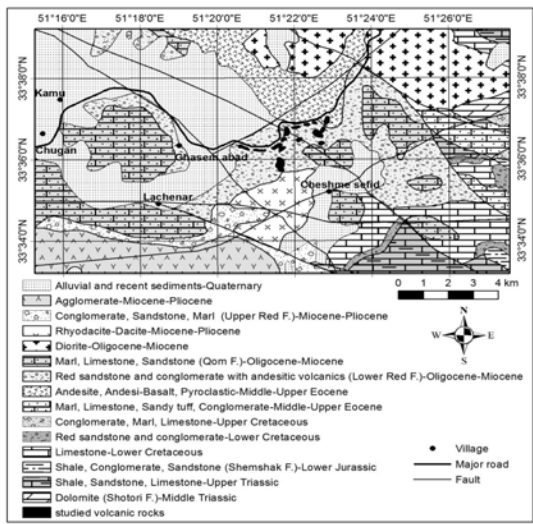
واژه‌های کلیدی: دما-فشار سنجی، آمفیبول، پلاژیوکلاز، سنگ‌های آتشفشانی، کامو، ارومیه-دختر

مقدمه

فعالیت‌های آتشفشانی سنوزونیک ایران در سه برهه اصلی آلوسن، میوسن بالایی-پلیوسن و کواترنر رخ داده است (Dilek *et al.*, 2010). نوار آتشفشانی ارومیه-دختر خود بخشی از یک ایالت ماگمایی وسیع است که حاصل همگرایی بین صفحه‌های آفریقا-عربی و اوراسیا است (Jackson and Dewey *et al.*, 1986; McKenzie, 1984).

McClusky *et al.*, 2003; Allen *et al.*, 2004; Dilek and Sandvol, 2009; Whitney and Dilek (۲۰۰۰) معتقدند سنگ‌های آتشفشانی پس از برخورد سنوزونیک در این ایالت ماگمایی به طور گسترده‌ای در قسمت شمال و شمال‌غربی زمین‌درز زاگرس-بیتلیس پیروند دارد (شکل ۱). در شکل ۱ پراکنده‌گی سنگ‌های آتشفشانی سنوزونیک در این ایالت ماگمایی نشان

* m.sharifif@sci.ui.ac.ir



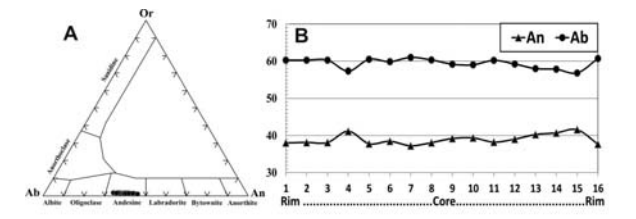
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده شرق کامو (بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ کلانان (با کمی تغییرات و اعمال اصلاحات))



شکل ۳- سنگ‌های آتشفشانی شرق کامو (داسیت) که کنگلومرا و سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا) سازند قرمز زیرین را قطع نموده‌اند.

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزگلو الکترونی آمفیبول‌های بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن

sample	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	44.18	44.48	45.22	45.22	45.51	45.23	45.40	45.60	45.44	45.21	45.13	44.01	44.13	44.89
TiO ₂	1.42	1.46	1.93	1.89	1.82	1.80	1.87	1.90	1.79	1.89	1.88	1.48	1.45	1.58
Al ₂ O ₃	11.44	11.12	10.16	10.28	10.41	10.27	10.35	10.32	10.24	10.58	10.47	11.31	12.08	11.54
FeO*	12.75	12.32	10.44	10.73	10.69	10.15	10.69	10.47	11.23	10.65	10.29	12.75	13.55	12.19
MnO	0.20	0.11	0.10	0.17	0.05	0.07	0.12	0.10	0.11	0.07	0.13	0.10	0.16	0.12
MgO	14.46	14.69	15.81	15.66	15.83	16.29	15.51	15.52	15.46	15.69	15.63	14.54	13.14	14.09
K ₂ O	10.77	11.05	11.25	11.28	11.13	11.16	11.47	11.37	11.20	11.32	11.56	11.14	10.66	10.77
Na ₂ O	2.13	2.15	2.31	2.16	2.02	2.17	2.13	2.18	2.14	2.22	2.25	2.11	2.17	2.19
K ₂ O	0.43	0.43	0.47	0.47	0.45	0.46	0.49	0.46	0.45	0.47	0.46	0.45	0.48	0.45
BaO	0.08	0.04	0.08	0.08	0.08	0.07	0.11	0.08	0.07	0.10	0.10	0.05	0.04	0.05
Total	97.86	97.85	97.77	97.94	97.99	97.67	98.15	98.00	98.13	98.21	97.90	97.95	97.86	97.87
Si	6.30	6.36	6.46	6.44	6.45	6.42	6.47	6.50	6.46	6.43	6.46	6.30	6.34	6.41
Al ^{IV}	1.70	1.64	1.54	1.56	1.55	1.58	1.53	1.50	1.54	1.57	1.54	1.70	1.66	1.59
Al ^{VI}	0.23	0.23	0.17	0.17	0.19	0.14	0.21	0.24	0.18	0.20	0.22	0.20	0.38	0.36
Ti	0.15	0.16	0.21	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.20	0.16	0.16	0.17
Fe ²⁺	1.20	1.04	0.78	0.84	0.95	0.96	0.72	0.68	0.88	0.82	0.66	1.09	0.99	0.90
Fe ³⁺	0.32	0.43	0.46	0.44	0.32	0.25	0.56	0.57	0.46	0.45	0.57	0.43	0.64	0.56
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Mg	3.08	3.13	3.37	3.33	3.35	3.45	3.30	3.30	3.28	3.33	3.33	3.10	2.81	3.00
Ca	1.65	1.69	1.72	1.72	1.69	1.70	1.75	1.74	1.71	1.72	1.77	1.71	1.64	1.65
Na	0.59	0.60	0.64	0.60	0.56	0.60	0.59	0.60	0.59	0.60	0.62	0.59	0.61	0.61
K	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
(CaNa)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
N _{ab}	0.35	0.31	0.28	0.28	0.31	0.30	0.25	0.26	0.29	0.28	0.23	0.29	0.36	0.35
(NaK)	0.31	0.37	0.45	0.40	0.33	0.38	0.43	0.42	0.38	0.42	0.48	0.38	0.33	0.34
Mg/(MgFe ²⁺)	0.91	0.88	0.88	0.88	0.91	0.93	0.86	0.85	0.88	0.88	0.85	0.88	0.81	0.84



شکل ۵- ترکیب پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار سه تایی (Ab-An-Or) مقطعی از ترکیب یک بلور پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز به حاشیه که نشان‌دهنده ترکیب یکنواخت بلور و عدم منظم‌بندی مشخصی است. محور عمودی بر حسب درصد است و محور افقی نشان‌دهنده محل نسبی نقطه تجزیه شده در طول مقطع بلور پلاژیوکلاز است و با شماره نمونه تجزیه شده (جدول ۱) مشخص شده است.

تا ۳ آورده شده‌اند. رابطه‌های ۱ و ۲ توسط Blundy و Holland (۱۹۹۴) و رابطه ۳ توسط Blundy و Holland (۱۹۹۰) ارائه شده است. رابطه‌های ۱ و ۲ بر اساس واکنش ۱ و رابطه ۲ بر اساس واکنش ۲ کالیبره شده است. رابطه‌های ۱ و ۲ فقط برای مجموعه‌های دارای کوارتز قابل استفاده است، اما رابطه ۳ هم برای مجموعه‌های دارای کوارتز و هم مجموعه‌های فاقد کوارتز قابل استفاده است (Holland and Blundy, 1994).

رابطه ۱:

$$T(\pm 40^\circ C) = -76.95 + 0.79P + Y_{ab} + 39.4X_{Si}^{M4} + 22.4X_{Si}^{M2} + (41.5 - 2.89P)X_{Si}^{M2} - 273.15 - 0.0650 - 0.0083144Zr \left[\frac{27X_{Si}^{M4}X_{Si}^{M2}}{256X_{Si}^{M4}X_{Si}^{M2}} \right]$$

رابطه ۲:

$$T(\pm 40^\circ C) = 78.44 - Y_{ab} - 33.6X_{Si}^{M4} - (66.8 - 2.92P)X_{Si}^{M2} + 78.5X_{Si}^{M2} + 9.4X_{Si}^{M4} - 273.15 + 0.0721 - 0.0083144Zr \left[\frac{27X_{Si}^{M4}X_{Si}^{M2}}{64X_{Si}^{M4}X_{Si}^{M2}} \right]$$

رابطه ۳:

$$T(\pm 40^\circ C) = \frac{0.677P - 48.98}{-0.0429 - 0.0083144Zr \left[\frac{Si-4}{S-5} X_{Si}^{M2} \right]}$$

نحوه محاسبه مقادیر مورد نیاز در رابطه‌های ۱ و ۲ به صورت:

رابطه ۴: $P(kbar) = -3.925.03Al_{total}$

رابطه ۵: $P(kbar) = -4.765.64Al_{total}$ (Rutherford and Johnson ۱۹۸۹)

رابطه ۶: $P(0.5kbar) = -3.464.23Al_{total}$ (Schmidt ۱۹۹۲)

رابطه ۷: $P(0.6kbar) = -3.014.76Al_{total}$ (Smith and Anderson ۱۹۹۵)

رابطه ۸: $P(0.6kbar) = 4.76Al - 3.01 - (T(^\circ C) - 675/85) \times (0.53Al^{0.005294} \times T(^\circ C) - 675)]$

انتخاب رابطه مناسب برای تخمین دما و فشار و

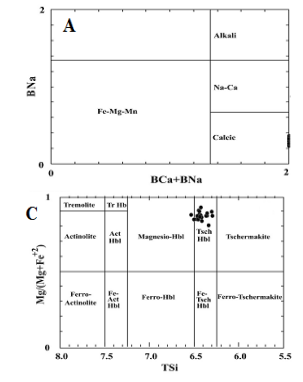
جدول ۱- نتایج تجزیه ریزگلو الکترونی پلاژیوکلازهای بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59.07	59.33	58.95	58.27	58.78	58.84	59.21	58.80	58.59	58.57
Al ₂ O ₃	25.41	25.21	25.53	26.02	25.43	25.50	25.31	25.43	25.68	25.80
FeO*	0.18	0.16	0.16	0.24	0.19	0.23	0.20	0.14	0.19	0.13
CaO	8.04	7.98	8.08	8.64	8.08	8.17	7.92	8.16	8.31	8.37
Na ₂ O	7.04	6.97	7.06	6.65	7.15	7.03	7.17	7.15	6.94	6.94
K ₂ O	0.30	0.28	0.29	0.27	0.31	0.30	0.31	0.29	0.29	0.29
BaO	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04
Total	100.08	99.98	100.06	100.14	99.95	100.07	100.15	99.97	100.05	100.14
Si	2.64	2.65	2.64	2.61	2.63	2.63	2.65	2.63	2.62	2.62
Al	1.34	1.33	1.35	1.37	1.34	1.34	1.33	1.34	1.36	1.36
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.38	0.38	0.39	0.41	0.39	0.39	0.38	0.39	0.40	0.40
Na	0.61	0.60	0.61	0.58	0.62	0.61	0.62	0.62	0.60	0.60
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.00	5.01
Or	1.72	1.58	1.61	1.52	1.71	1.69	1.74	1.61	1.62	1.63
An	38.02	38.14	38.11	41.15	37.78	38.45	37.24	38.07	39.19	39.35
Ab	60.26	60.28	60.28	57.33	60.51	59.86	61.03	60.32	59.19	59.02

نقطه جدول ۱-۱

Sample	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	58.88	58.79	58.47	58.42	59.33	58.51	59.02	59.08	57.99	57.16	59.30
Al ₂ O ₃	25.70	25.51	25.75	25.67	25.24	25.49	25.34	25.31	25.84	26.41	25.00
FeO*	0.21	0.23	0.25	0.21	0.18	0.27	0.16	0.16	0.17	0.23	0.22
CaO	7.96	8.23	8.44	8.69	7.95	8.23	7.79	7.93	8.88	9.37	7.65
Na ₂ O	6.93	6.91	6.72	6.82	7.08	7.10	7.28	7.28	6.77	6.51	7.50
K ₂ O	0.28	0.31	0.30	0.26	0.29	0.31	0.32	0.27	0.27	0.26	0.32
BaO	0.02	0.07	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	99.97	100.05	99.92	100.09	100.06	99.91	99.92	100.04	99.93	99.94	99.98
Si	2.63	2.63	2.62	2.62	2.65	2.62	2.64	2.64	2.60	2.57	2.65
Al	1.35	1.35	1.36	1.36	1.33	1.35	1.34	1.33	1.37	1.40	1.32
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.38	0.39	0.41	0.42	0.38	0.40	0.37	0.38	0.43	0.45	0.37
Na	0.60	0.60	0.58	0.59	0.61	0.62	0.63	0.63	0.59	0.57	0.65
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.02	5.02
Or	1.58	1.75	1.73	1.46	1.63	1.70	1.76	1.52	1.51	1.43	1.75
An	38.21	39.02	40.27	40.71	37.66	38.39	36.51	37.01	41.40	43.67	35.41
Ab	60.21	59.23	58.00	57.83	60.72	59.91	61.73	61.47	57.09	54.90	62.84

آمفیبول‌ها از نمودارهای شکل ۶ استفاده شده است. آمفیبول‌های تجزیه شده همگی از نوع کلسیک (شکل A-۶)، غیر تیتانیک (Ti0.5)، با مقدار ANaAK0.5 (گروه ۱ در شکل B-۶) و از نوع چرمایت (شکل C-۶) است.



شکل ۶- نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌های تجزیه شده: (A) آمفیبول‌های تجزیه شده همگی از نوع کلسیک، (B) ANaAK0.5 (C) بر اساس تقسیم‌بندی (Leake et al., 1997) ترکیب چرمایت را نشان می‌دهد.

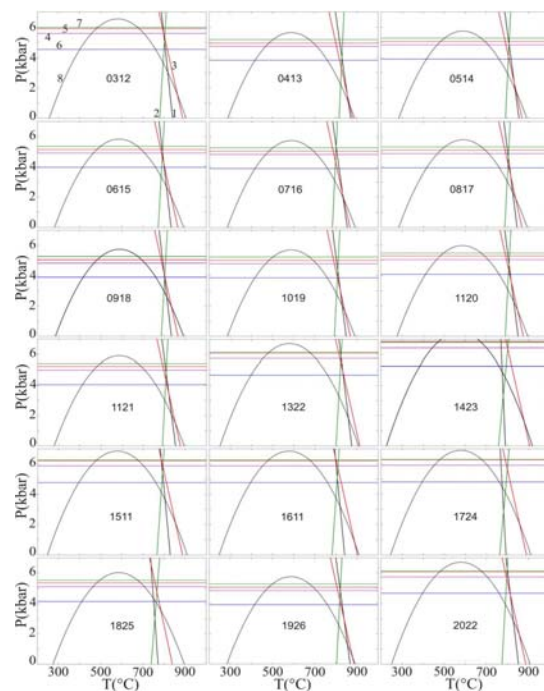
برای محاسبه دما و فشار سنگ‌های آذرین آمفیبول و پلاژیوکلازدار، در صورتی که آمفیبول و پلاژیوکلاز در تعادل با هم باشند می‌توان از ژئوترموتر آمفیبول-پلاژیوکلاز استفاده نمود. این روش ژئوترموتری یک زمین‌دماسنج تبادلی بوده که بر مبنای واکنش‌های ۱ و ۲ است:

واکنش ۱) $edenite+quartz=tremolite+bitc$

واکنش ۲) $edenite+bitc=tremolite+orthite$

برای ترمومتري آمفیبول-پلاژیوکلاز سه معادله کالیبراسیون وجود دارد که در غالب رابطه‌های ۱

سنگ‌های آتشفشانی با بافت پورفیری دو مرحله تبلور را پشت سر گذاشته‌اند. مرحله اول در عمق کم با تبلور فونوکریست‌های درشت‌بلورتر مشخص می‌شود. مرحله دیگر در خارج از نزدیک سطح زمین است که با تبلور ریزیلورهای زمینه، میکرولیت و شیشه مشخص می‌شود. با استفاده از ترکیب فونوکریست‌ها می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد شرایط فیزیکی حاکم بر ماکما در زمان تبلور فونوکریست‌ها به دست آورد. دما و فشار مهم‌ترین شاخص‌های برآورد شرایط فیزیکی در زمان تبلور است.



شکل ۷- ترسیم معادله‌های ۱ تا ۸ برای ۱۸ زوج فنوکریست آمفیبول-پلاژیوکلاز در نمونه‌های بررسی شده؛ در نخستین نمودار معادله‌های ۱ تا ۸ مشخص شده‌اند که در همه نمودارها با رنگ یکسان تکرار شده است. عدد داخل نمودارها زوج‌های استفاده شده را مشخص می‌کند. به این ترتیب که دو رقم اول سمت چپ شماره پلاژیوکلاز و دو رقم دوم شماره آمفیبول را نشان می‌دهد.

روش استفاده از این معادلات بسیار مهم است که متأسفانه تا کنون کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این پژوهش برای انتخاب بهترین رابطه برای ترموژئومتری تمام رابطه‌های ۱ تا ۷ بررسی شد. در شکل ۷ این معادلات برای ۱۸ زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز ترسیم شده‌اند. زوج‌های استفاده شده در شکل ۷ و جدول ۳، با عددی چهار رقمی مشخص شده‌اند که دو رقم اول سمت چپ معرف شماره پلاژیوکلاز در جدول ۱ و دو رقم بعدی شماره آمفیبول در جدول ۲ را نشان می‌دهد. از آنجایی که بارومتري رابطه ۸ نسبت به رابطه‌های بارومتري ديگر دقيق‌تر و جديدتر است براي انجام محاسبات، این رابطه انتخاب شده است. برای انتخاب ترمومتر مناسب هر سه رابطه ترمومتر (رابطه‌های ۱ تا ۳) با

رابطه ۸ ارزیابی شد. نمودارهای شکل ۷ به خوبی نشان می‌دهد که مناسب‌ترین ترمومتر برای تلفیق با بارومتر معادله ۸، ترمومتر معادله ۲ است. زیرا داده‌های حاصل روند منطقی دارد. همچنین، رابطه ۲ برای تمام زوج‌ها قابل استفاده است. در این پژوهش محاسبات با نرم‌افزار APG (نرم‌افزار تخصصی دما-خاستارسی آمفیبول-پلاژیوکلاز) که توسط Sayari (۲۰۱۲) ارائه شده، انجام شده است. نتایج حاصل بر اساس روش تلفیقی ترسیمی از Sayari (۲۰۱۲) با استفاده از ترکیب رابطه‌های ۲ و ۸ که مناسب‌ترین رابطه برای نمونه‌های مورد بررسی است در جدول ۳ معادله ۲ ارائه شده است. در حقیقت جدول ۳ معرف نقطه تلاقی رابطه‌های ۲ و ۸ در نمودارهای شکل ۷ است.

جدول ۳- نتایج ترموژئومتری بر اساس ترکیب رابطه ترمومتری ۲ از Holland و Blundy (۱۹۹۴) و رابطه بارومتري ۸ از Smith و Anderson (۱۹۹۵)

sample	0312	0413	0514	0615	0716	0817	0918	1019	1120	1221	1322	1423
T(°C)	796.2	823.3	800.6	786.7	793.5	797	798.7	804.1	800.9	802.8	813.6	788.5
P(kbar)	3.644	2.221	2.928	3.35	3.105	3.052	2.978	2.795	3.091	2.991	3.286	4.534
sample	1511	1611	1724	1825	1926	2022	2123	min	max	average	St.D	
T(°C)	785.8	800	788.4	762.7	813.5	789.5	789.5	789.5	762.7	823.3	796.6	12.7
P(kbar)	4.147	3.766	4.118	4.071	2.579	3.955	4.52	2.221	4.534	3.428	0.643	

پتروگرافی نبود استرس‌های جهت‌دار در زمان تبلور را تأیید می‌نماید.

چگالی (p) سنگ‌های متشکله پوسته قاره‌ای در حدود ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. اگر از افزایش چگالی سنگ‌ها نسبت به عمق و همچنین، کاهش شتاب گرانی با افزایش عمق صرف نظر شود و با تقریب مناسبی چگالی سنگ‌های پوسته و شتاب گرانی زمین ثابت فرض شود (۹/۸۱ متر بر مجذور ثانیه)، حداکثر عمق تبلور این فنوکریست‌ها ۱۷ کیلومتر ارزیابی می‌شود. به عبارت دیگر تبلور آمفیبول‌ها از عمق ۱۷ کیلومتری پوسته قاره‌ای شروع شده است.

همان‌طور که در جدول ۳ نیز مشخص است، تبلور این پورها در محدوده دمایی ۷۳۳ تا ۸۲۳ با میانگین ۷۹۷ درجه سانتیگراد و محدوده فشار ۲/۲ تا ۴/۵ با میانگین ۳/۴ کیلوپاسکال انجام شده است. با فرض اینکه فشار حاکم در زمان تبلور فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز فشار همه جانبه لیئوستاتیک، ناشی از وزن سنگ‌های فوقانی بوده است، با استفاده از رابطه $P = \rho \cdot h \cdot g$ می‌توانیم عمق (h) را محاسبه نماییم. البته فشارهای تکنوتیکی نیز تأثیرگذار هستند، اما از آنجا که اهمیت و اثر آنها در قیاس با فشار لیئوستاتیک ناچیز است می‌توان از آن صرف نظر کرد (شواهد

عمق تبلور این فنوکریست‌ها، ۱۷ کیلومتری پوسته قاره‌ای برآورد می‌شود. این عدد نشان‌دهنده عمق شروع تبلور ماگما در پوسته قاره‌ای است.

سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان و همچنین، از همکاری پروفیسور ماسون از دانشگاه اشتوتگارت آلمان به علت همکاری در انجام تجزیه ریزکاو الکترونی و نیز دکتر همایون صفایی کمال تشکر و قدردانی دارند.

منابع

- Aftabi, A. and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23(2): 119-125.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. In: *Geodynamic Evolution of the Zagros* (Eds. Lacombe, O., Grasemann, B. and Simpson, G.). Geological Magazine 692-725.
- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23(TC2008): 1-16.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73: 917-932.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edition, Blackwell science Ltd., Oxford, UK.
- Blundy, J. and Holland, T. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock forming minerals*, 2nd edition, Longman and Scientific Technical, London.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. and Sengo, A. M. C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone. In: *Collision Zone Tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 3-36. Geological Society, London.
- Dilek, Y. and Sandvol, E. (2009) Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African plate boundary and the Cenozoic orogenic belts in the eastern Mediterranean region. *Geological Society of London, Special Publication* 327: 127-160.
- Dilek, Y. and Whitney, D. L. (2000) Cenozoic crustal evolution in Central Anatolia: extension,

- magmatism and landscape development. In: *Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*. (Eds. Panayides, I., Mphontos, C. and Malpas, J.) 183 -192. Geological Survey Department of Cyprus, Nicosia.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Emami, M. H. (1981) *Ge'ologie de la r'egion de Q̄ M-Aran (Iran): contribution a l'e'tude dynamique et ge'ochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central*. PhD thesis, University of Grenoble, France.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hassanzadeh, J. (1993) *Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahre-babak area), Kerman province*. PhD thesis, University of California, Los Angeles, USA.
- Hessami, K., Jamali, F. and Tabassi, H. (2003) *Map of major active faults of Iran, scale 1:2500000*, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Jackson, J. and McKenzie, D. (1984) Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International* 77: 185-264.
- Johnson, M. E. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long valley caldera (California). *Geology* 17: 837-841.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J. and Mandarino, J. (1997) *Nomenclature of amphiboles-Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A. (2003) GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International* 155: 126-138.
- Sayari, M. (2012) APG: An efficient software program for Amp-Pl thermobarometry based on graphical method. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 22: 345-349.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.

زیادی از سنگ‌های آذرین با ترکیب بازالتی در آنها حضور دارد (شکل‌های ۲ و ۳). حجم ماگماتیسیم موجود در توالی‌های اردوئوسین تا دونین در این بخش از البرز به حدی است که در برخی رخنمون‌ها، ضخامت سنگ‌های آتشفشانی (رخنمون سازند سلطان‌میدان در چشمه سید در شمال‌غرب روستای قلعه‌نورخرقان در شمال شاهرود، شکل‌های ۲ و ۳-B) به بیش از ۱۲۰۰ متر می‌رسد و می‌توان گفت که شدیدترین فعالیت ماگمایی ایران طی پالئوژئوتیک زیرین تا میانی در این بخش از البرز رخ داده است.

در این پژوهش به منظور بررسی دقیق ویژگی‌های ماگماتیسیم پالئوژئوتیک زیرین-میانی (اردوئوسین تا دونین)، بعد از بازدیدهای دقیق صحرایی، سه رخنمون اصلی و مناسب شامل دره کلودر (واقع در شمال روستای نکارمن)، دره چشمه سید (واقع در شمال‌غرب روستای قلعه‌نورخرقان) و شرق روستای خوش‌بیلاق (شکل ۱) انتخاب و بررسی شده و برداشت‌های صحرایی از آنها انجام شد. نقشه زمین‌شناسی ساده شده و ستون چینه‌شناسی مناطق یاد شده در شکل‌های ۱ و ۲ آمده است.

زمین‌شناسی منطقه

در نواحی شمال‌شرق تا شمال‌غرب شاهرود (حد فاصل بین روستاهای تیل‌آباد در شرق تا نکارمن در غرب)، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از واحدهای سنگی اردوئوسین تا دونین شامل: سازندهای لشکرک و قلی (Ghavidel-Syooki, Ghasemi and Kazemi, and Khandabi, 2013; Kazemi, 2013; 2010) مجموعه بازالتی سلطان‌میدان (Jafarian *et al.*, 2010; 2012) Sahami متعلق به سیلورین و سازندهای پادها و خوش‌بیلاق (Aharipour,

Deyhimi, 2013; 2011) متعلق به دونین رخنمون دارد (شکل‌های ۱ و ۲). در این توالی‌های سنگی، بروزدهای به نسبت فراوانی از سنگ‌های آذرین بازیک به شکل دایک، سیل و روانه‌های گدازه دیده می‌شود.

قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه بررسی شده را می‌توان به صورت یک روانه‌ای بازالتی به ضخامت حدود ۲۰ متر در سازند قلی (به سن اردوئوسین پسین) در دره کلودر واقع در شمال روستای نکارمن مشاهده نمود (شکل ۳-A). ویژگی‌های سنگ‌شناسی، حضور فراوان آثار فسیلی و ساختارهای رسوبی نظیر: چینه‌بندی متقاطع و ریبیل‌مارک، بیانگر نهشته شدن این سازند در محیط دریایی است. با توجه به محیط دریایی تشکیل سازند قلی و نیز یافت بادامکی بازالت‌ها، این گدازه‌ها را باید از نوع گدازه‌های زیرآبی در نظر گرفت (Ghasemi and Kazemi, 2013). در این بازالت‌ها که متحمل درجعات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، پلاژیوکلاز و کلیتیپروکسن نوع اوژیت کانی‌های اصلی را تشکیل داده و مهم‌ترین کانی‌های فرعی نیز شامل: الیون، اپاتیت و کانی‌های اسپاک است. به عقیده Ghasemi and Kazemi (۲۰۱۳) این بازالت‌ها دارای ماهیت قلیایی بوده و در جایگاه کافت درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند. علاوه بر روانه بازالتی یاد شده، در محدوده شمال روستای نکارمن و نیز شمال‌غرب روستای قلعه‌نورخرقان می‌توان سیل‌ها و دایک‌های فراوانی را در بخش‌های فوقانی سازند قلی مشاهده نمود که حضور آنها در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی جوان‌تر است.

سازند قلی در منطقه بررسی شده به وسیله توالی ضخیمی از سنگ‌های بازالتی تحت عنوان مجموعه بازالتی سلطان‌میدان پوشیده می‌شود. این مجموعه حاصل انباشتگی جریان‌های متعدد گدازه

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۰۵-۱۲۲
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۲۱

ماگماتیسیم اردوئوسین-دونین در شمال شاهرود:

شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتیک در البرز شرقی

مرئضی درختی و حبیب‌اله قاسمی *

گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

یکی از ویژگی‌های واحدهای سنگی اردوئوسین تا دونین در نواحی شمال شاهرود، حضور حجم زیادی از سنگ‌های آذرین با ترکیب بازالتی به شکل دایک، سیل و گدازه در درون آنها است. بیشترین حجم این سنگ‌های آذرین به طور عمده در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان قرار دارد که با ضخامت در حدود ۱۰۰۰ متر به شکل جریان‌های متعدد گدازه بازالتی، آگلومرای بازالتی، توف و چندین میان‌لایه رسوبی در بازه زمانی اردوئوسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی تشکیل شده است. تکنوتیک کشتی فعال حاکم بر منطقه و ایجاد گسختگی‌های شدید در سنگ‌گره قاره‌ای در این بازه زمانی منجر به کاهش ناگهانی فشار وارد بر ستون‌های گوشته‌ای درحال صعود و فراهم شدن شرایط برای ذوب بخشی وسیع و ایجاد حجم زیاد ماگمای بازالتی شده است. شواهد ژئومورفیک نشان می‌دهد که ماگماهای بازالتی ایجاد شده در بازه زمانی اردوئوسین-دونین دارای ماهیت انتقالی تا آنگال است و از یک ستون گوشته‌ای غنی‌شده درحال صعود در یک جایگاه کشتی کافت درون قاره‌ای برخاسته‌اند. ماهیت جایگاه زمین‌ساختی این ماگماتیسیم بازالتی طی پالئوژئوتیک زیرین-میانی بیانگر تداوم حرکات کشتی طولانی مدت مرتبط با مراحل آغازین کافت‌زایی پالئوتیک در شمال ایران است.

واژه‌های کلیدی: بازالت، پالئوژئوتیک زیرین-میانی، کافت درون قاره‌ای، پالئوتیک، شاهرود، البرز

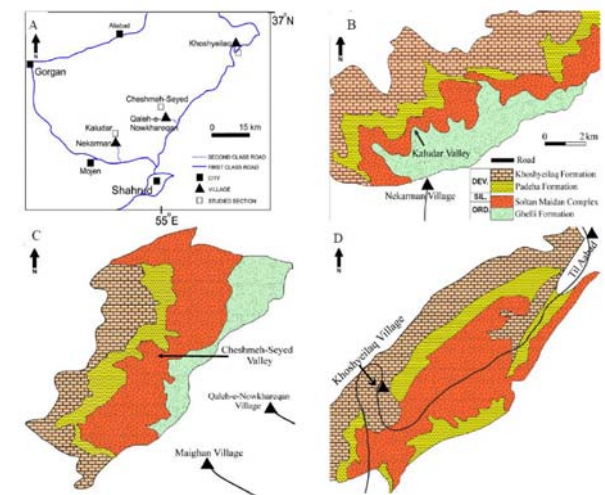
مقدمه

در تقسیمات پهنه‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران (Stocklin, 1968) منطقه بررسی شده در بخش غربی پهنه البرز شرقی در مناطق شمال‌شرق تا شمال‌غرب شاهرود (شکل ۱) واقع شده است. کوه‌های البرز که با روند کلی شرقی-غربی در شمال ایران قرار دارد، به طور عمده در تقسیمات پهنه‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران (Stocklin, 1968) منطقه بررسی شده در بخش غربی پهنه البرز شرقی در مناطق شمال‌شرق تا شمال‌غرب شاهرود (شکل ۱) واقع شده است. کوه‌های البرز که با روند کلی شرقی-غربی در شمال ایران قرار دارد، به طور عمده در

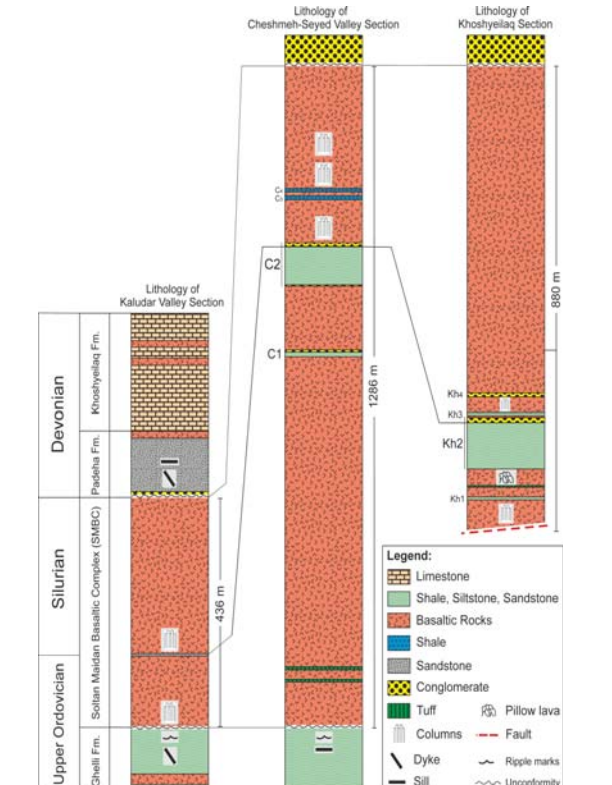
* h-ghasemi@shahrood.ac.ir

ماگماتیسیم اردوئوسین-دونین در شمال شاهرود، شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتیک در البرز شرقی

بازالتی آگلومرای بازالتی، توف و چندین میان‌لایه رسوبی (شامل: سیل و سیلتستون‌های سبز رنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) است (شکل ۲) که در طول دوره فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. ویژگی صفحه‌ای بودن روانه‌های گدازه سبب شده است تا به توان مرز همشیب این روانه‌های گدازه با رسوبات زیرین (سازند قلی)، و نیز پوشیده شدن آن با مرز ناپیوسته فراسایبی (همراه با کنگلومرای قاعدی) توسط سازند پادها را در رخنمون‌های مختلف به وضوح مشاهده نمود (شکل ۳). اندازه‌گیری دقیق ضخامت مجموعه



شکل ۱- (A) موقعیت جغرافیایی؛ (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از رخنمون‌های اصلی بررسی شده در محدوده شمال روستای نکارمن؛ (C) غرب و شمال‌غرب قلعه نورخرقان؛ (D) منطقه خوش‌بیلاق



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی اردوئوسین تا دونین در رخنمون‌های دره کلودر، دره چشمه سید و شرق روستای خوش‌بیلاق؛ سازندهای قلی، پادها و خوش‌بیلاق بدون مقیاس است.

درشت گرانیتوئیدی که در دره چشمه سید و منطقه خوش‌یلاق به ترتیب در رأس واحدهای C2 و Kh2 قرار گرفته است (شکل ۲) را می‌توان زمانی گذر از اردوئیسین به سیلورین در مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در نظر گرفت. همچنین، شواهد مختلفی از قبیل حضور میان‌لایه‌های شیلی-سیلستونی سبز رنگ و حاوی پالینومرف‌های دریایی و براکیوپودها، گدازه‌های بالشی، ساخت منشوری و حضور میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی قرمز رنگ رودخانه‌ای در بخش‌های مختلف مجموعه بازالتی سلطان‌میدان بیانگر تشکیل این مجموعه در دو محیط متفاوت زیر آبی و خشکی در زمان‌های مختلف است که گویای وضعیت نا آرام منطقه در خلال کافت‌زایی است.

واحدهای رسوبی دونین در منطقه بررسی شده شامل: سازندهای پادها و خوش‌یلاق است. سازند پادها به سن دونین زیرین میانی با یک ناپوستگی فرسایشی هم‌شیب و کنگلومرای قاعده‌ای بر روی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان قرار گرفته و با مرز ناپوسته فرسایشی توسط سازند خوش‌یلاق به سن دونین میانی-فوقانی پوشیده می‌شود. تفاوت فعالیت ماکمایی باریک در منطقه بررسی شده را البته با حجم بسیار کمتر نسبت به مجموعه سلطان‌میدان، می‌توان در واحدهای سنگی دونین نیز مشاهده کرد. این سنگ‌های آذرین باریک که همانند سنگ‌های بازالتی موجود در واحدهای سنگی قدیمی‌تر متحمل درجات دگرسانی متوسط تا شدید شده‌اند را می‌توان به اشکال دایک، سیل و گدازه در محدوده شمال روستای تکارمن و نیز در شمال

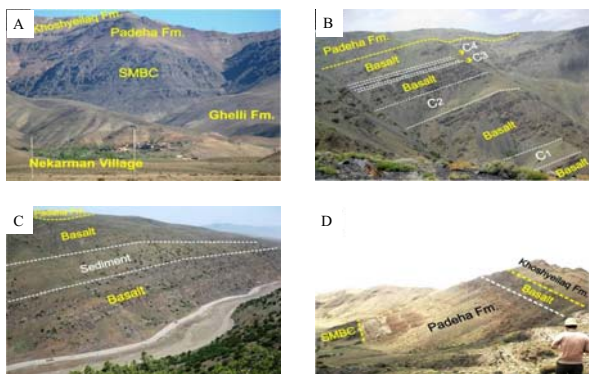
روش انجام پژوهش

به منظور مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی منطقه بررسی شده، تعداد هفت نمونه با کمترین میزان دگرسانی از بازالت‌های موجود در سازند قلی، بیست و سه نمونه از بازالت‌های موجود در سلطان‌میدان و ده نمونه از بازالت‌های موجود در سازندهای پادها و خوش‌یلاق انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا با روش بسته ترکیبی ICP-AES برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (شامل: Sr, Ba, Zr, Y و Pb) و با روش ICP-MS برای عناصر نادر خاکی و سایر عناصر نادر تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱).

پتروگرافی این مجموعه بازالتی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل: پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن (اوزیت و تیناواوزیت) بوده و در برخی از روانه‌ها نیز می‌توان فیون گاهی ارتوپروکسن را به صورت کانی‌های فرعی مشاهده نمود. این سنگ‌ها به لحاظ پتروگرافی دارای ترکیب کلی بازالت تا آندزیت بازالتی بوده و کلوئیدی و اپیتوئیدی شدن، به ترتیب شایع‌ترین دگرسانی‌های رخ داده در این مجموعه است. به طور کلی، در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه و نیز منابع مختلفی، سن سنگ‌های آتشفشانی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان به سیلورین نسبت داده شده است. همانگونه که در قیل عنوان شد، حضور برخی میان‌لایه‌های رسوبی شیلی سبز رنگ، یکی از ویژگی‌های بیشتر رخنمون‌های این مجموعه بازالتی در منطقه بررسی شده است. شیل‌های موجود در بخش‌های میانی این مجموعه در دره چشمه سید (واحدهای C1 و C2 در شکل ۲ و شکل ۳-C) حاوی پالینومرف‌ها و براکیوپودهایی متعلق به اردوئیسین فوقانی، هستند که نشان‌دهنده نهشته شدن آنها در محیط دریایی کم عمق است.

این واحدهای شیلی، در زیر یک واحد کنگلومرای به ضخامت ۷ متر قرار گرفته‌اند که علاوه بر قطعاتی از ماسه‌سنگ‌ها و بازالت‌های زبرین، حاوی قطعات درشت صوری و سفید رنگ گرانیتوئیدی است که به عنوان یک لایه کلیدی در بسیجاری از رخنمون‌های مجموعه بازالتی سلطان‌میدان حضور دارد (شکل ۲). به منظور مطالعه پالینومرف‌های موجود در رسوبات شیلی، نمونه‌برداری از دو واحد شیلی C1 و C2 در شمال‌غرب قلعه‌نوخرفان (دره چشمه سید) انجام شد و از آنها تعداد یازده عدد مقطع میکروسکوپی تهیه گردید. بررسی پالینومرف‌های موجود در این شیل‌ها نشان‌دهنده حضور فراوان پالینومرف‌های متعلق به بازه زمانی کینسین-هیرنانتین (Katian-Hirnantian) بوده و تشکیل این واحدهای شیلی را طی اردوئیسین فوقانی نشان می‌دهد. تعیین سن انجام شده توسط Ghavidel-Syooki و همکاران (۲۰۱۱) بر روی شیل‌های هم ارز این واحد شیلی در منطقه خوش‌یلاق (واحد Kh2 در شکل ۲ و شکل ۳-C) نیز نشان‌دهنده نهشته شدن آنها طی اردوئیسین فوقانی است. همچنین، مطالعه دقیق یک میان‌لایه شیلی (واحد Kh3 در شکل ۲) واقع در بالای اولین واحد کنگلومرای حاوی قطعات درشت گرانیتوئیدی در منطقه خوش‌یلاق توسط Ghavidel-Syooki و همکاران (۲۰۱۱)، نشان‌دهنده سن سیلورین برای آن است. به عقیده ایشان مجموعه بازالتی سلطان‌میدان دارای سنی جوان‌تر از ابتدای سیلورین پایانی نیست.

از آنجایی که واحدهای شیلی مشابهی بر روی افاق کنگلومرای یاد شده در دره چشمه سید حضور دارد (واحدهای C3 و C4 در شکل ۲ و شکل ۳-B) می‌توان با انجام انطباق، سن سیلورین را برای بخش‌های فوقانی توالی سنگی سلطان‌میدان در دره چشمه سید نیز منظور کرد. به دلیل قرار گرفتن در بین دو افاق رسوبی حاوی پالینومرف‌های با سن مشخص، می‌توان سن اردوئیسین فوقانی تا ابتدای سیلورین پایانی را برای تشکیل این مجموعه بازالتی در نظر گرفت. به این ترتیب، باید کنگلومرای حاوی قطعات



شکل (A-C) نمایی کلی از توالی کامل واحدهای سنگی اردوئیسین تا دونین در دره کلودر، واقع در شمال روستای تکارمن، مجموعه بازالتی سلطان‌میدان به اختصار به صورت SMBC نشان داده شده است؛ (D) نمایی کلی از بخش میانی-فوقانی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان و بخش زیرین سازند پادها در دره چشمه سید، واقع در شمال غرب قلعه‌نوخرفان، حروف اختصاری C1 تا C4 میان‌لایه‌های رسوبی در بازالت‌های سلطان‌میدان است (توضیحات مربوطه در متن ارائه شده است)؛ (C) نمایی کلی از بخش زیرین مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در شرق روستای خوش‌یلاق، در این تصویر حضور یک میان‌لایه رسوبی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر (واحد Kh2 در توضیحات متن) نمایش داده شده است؛ (D) نمایی از مرز ناپوسته فرسایشی هم‌شیب زبرین و فوقانی سازند پادها به ترتیب با بازالت‌های سلطان‌میدان و سازند خوش‌یلاق و حضور یک روانه بازالتی به ضخامت حدود ۴۰ متر در فوقانی‌ترین بخش سازند پادها در شمال روستای میغان

جدول ۱- نتایج اولیه و بدون اصلاحات تجزیه شیمیایی سنگ‌های بازالتی در شمال روستای تکارمن، غرب و شمال‌غرب روستای قلعه نوخرفان و شرق روستای خوش‌یلاق؛ بازالت‌های سازند قلی با نشانه A، بازالت‌های سلطان‌میدان با نشانه S و بازالت‌های دونین با نشانه D ارائه شده‌اند.

Sample	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	S1	S2	S3	S4	S5	S6
SiO ₂	47.7	47.7	46.9	45.7	48	47.4	48.6	51.2	50.4	52.2	51.4	47.5	51.5
MgO	6.75	6.05	1.99	5.42	5.95	4.88	4.68	4.2	4.24	4.84	5.2	10.1	6.07
Fe ₂ O ₃	12.1	11.2	13.9	13.4	11.2	12.1	13.5	13.7	12.5	11.8	11.9	12.6	9.68
Al ₂ O ₃	13.5	14.9	14.7	14.3	15.1	14.8	12.9	13.3	13.3	13.2	14	12.7	14.5
CaO	8.66	7.23	4.06	5.27	7.35	6.78	6.93	7.88	8.69	4.74	9.43	8.27	6.25
Na ₂ O	2.7	3.5	5	4.3	3.7	3.9	3.2	2.7	2.5	5.1	2.5	1.8	3.5
K ₂ O	1.23	2.19	2.18	1.22	1.4	1.38	0.13	0.86	0.81	0.2	0.95	0.99	1.1
TO ₂	2.2	1.95	3.16	3.24	2.27	3.41	3.02	2.95	2.89	3	2.46	1.61	1.68
MnO	0.24	0.25	0.08	0.38	0.27	0.34	0.21	0.23	0.17	0.34	0.26	0.24	0.19
P ₂ O ₅	0.3	0.26	0.45	0.53	0.32	0.53	0.38	0.48	0.45	0.44	0.3	0.16	0.19
LOI	2.08	2.27	5.13	3.31	2.42	2.66	2.98	1.88	2.11	2.59	1.4	3.39	3.72
Total	97.5	97.5	97.6	97.1	98.0	98.2	96.5	99.4	98.1	98.5	99.8	99.4	98.4
Ba	300	600	170	360	470	590	100	350	310	80	250	280	370
Sr	340	490	100	280	480	360	250	370	360	280	350	270	440
HF	3	2	5	6	7	6	5	6	6	7	4	2	3
Nb	15	13	28	33	14	34	22	33	34	33	19	12	14
Ni	78	69	29	30	36	32	29	24	124	33	37	218	55
Rb	21.8	54.5	39.9	23.2	19	31.9	2.3	10.5	10.3	3.7	13.8	14.9	22.1
Ta	1	0.8	1.9	2.2	0.9	2.3	1.5	2	2.1	2.1	1.1	0.7	0.9

Th	1.5	1.6	3	4.9	1.6	4.6	3.1	5	5	4.9	2.1	1.2	3.3
U	0.28	0.37	0.69	1.14	0.4	1.1	0.82	1.13	1.13	1.01	0.51	0.81	0.85
Y	229	229	313	335	262	337	324	315	318	324	264	221	212
Zr	24.7	22.1	34.8	38.1	24.9	36.5	33	37.1	37.5	34.3	27.1	20.7	26
Cr	154	124	219	264	137	256	204	267	276	271	184	115	157
Ce	43.9	42.7	22.6	40.4	39.2	37.6	37.4	36.7	30.3	38.1	38	55.3	33.8
Cs	0.5	0.5	1.5	1.1	0.5	0.4	0.9	0.6	0.3	0.2	0.2	1.3	0.9
La	16.2	12.9	27.3	30.8	14.7	30.5	24.4	35.8	34.8	29.3	18.2	12.8	17.3
Ce	38.1	30.7	61	69.7	33.5	70.3	52.5	76.5	76.7	67.9	42.7	28.4	40.8
Pr	5.04	4.1	7.9	9.09	4.59	9.15	6.79	9.79	9.82	8.64	5.93	3.84	5.28
Nd	21.9	18	33.5	36.5	20.3	38.5	29.8	37.4	37.1	34.2	24.3	16	22.2
Sm	5.4	4.6	7.7	8	5.2	8.4	7.1	8.7	8.5	7.9	6.3	4	5.5
Eu	1.83	1.5	2.08	2.34	1.8	2.5	2.62	2.53	2.64	2.08	2.2	1.47	1.79
Gd	5.5	5.04	8.02	8.02	5.46	8.32	7.45	8.8	8.6	8.03	4.8	4.45	5.81
Tb	0.84	0.74	1.22	1.26	0.85	1.26	1.17	1.31	1.38	1.17	1	0.72	0.89
Dy	4.78	4.41	6.8	7.02	4.98	7.23	6.46	7.65	7.61	6.89	5.59	4.53	5.46
Ho	0.95	0.83	1.4	1.46	0.99	1.43	1.31	1.48	1.49	1.35	1.07	0.85	1.07
Er	2.34	2.24	3.52	3.73	2.37	3.75	3.29	4.09	4.08	3.88	3	2.19	2.77
Tm	0.32	0.3	0.47	0.52	0.3	0.49	0.44	0.55	0.54	0.46	0.4	0.25	0.38
Yb	1.9	1.9	3.1	3.3	1.9	3.1	2.8	3.5	3.4	2.9	2.3	1.7	2.3
Lu	0.23	0.26	0.42	0.47	0.26	0.44	0.38	0.46	0.46	0.4	0.31	0.26	0.31

Sample	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17	S18	S19
SiO ₂	50.8	48.5	55.2	49.9	48.5	49.4	50.6	49.5	48.4	48.8	49.5	50.9	49.9
MgO	6.37	6.1	4.23	3.98	3.96	5.75	5.34	4.5	5.84	6.63	6.31	4.88	5.72
Fe ₂ O ₃	11.9	12.5	8.38	14.2	14.9	12	13.5	13.6	11.7	11.7	11.3	10.9	12.6
Al ₂ O ₃	13.6	13.5	14.2	12.4	12.8	13.3	12.8	13	14.3	13.5	13.5	14.8	13.2
CaO	8.09	8.03	4.01	7.78	7.07	7.46	6.16	6.76	7.9	9.18	8.2	7.14	8.22
Na ₂ O	3	2.6	5.9	2.9	2.7	3.3	3.4	3.9	3.5	2.7	3.3	2.8	2.6
K ₂ O	0.83	1.26	0.18	0.43	1.24	0.92	1	0.66	1.1	0.77	1.17	1.5	0.82
TO ₂	2.1	2.07	2.8	2.99	3.34	2.24	2.53	2.8	2.31	2.03	1.89	1.95	2.1
MnO	0.23	0.22	0.16	0.26	0.19	0.2	0.3	0.2	0.25	0.18	0.17	0.19	0.21
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.29	0.48	0.48	0.25	0.26	0.38	0.27	0.21	0.2	0.22	0.21
LOI	2.66	2.61	2.92	2.56	2.44	2.34	2.36	2.73	2.88	1.99	2.53	2.38	2.23
Total	99.8	97.6	98.3	97.9	97.6	97.2	98.3	98.0	98.5	97.7	98.1	97.7	97.8
Ba	240	640	60	270	300	250	290	160	310	210	310	340	220
Sr	410	340	300	350	280	320	280	210	440	310	350	320	290
HF	3	3	5	5	5	4	4	7	4	3	3	4	3
Nb	14	14	20	30	29	17	19	38	20	13	13	18	14
Ni	68	38	70	14	6	67	39	42	68	90	70	36	53
Rb	18.2	22.7	3	7.1	16.6	19.8	19.7	14.7	26.7	13.5	20.6	26.6	13
Ta	0.8	0.9	1.2	2.1	1.9	1.1	1.1	2.3	1.1	0.7	1.3	1.0	0.8
Th	1.6	1.7	2.3	4	3.9	2	2.1	4.8	1.7	1.2	1.4	3	1.4
U	0.51	0.3	0.62	1.04	0.87	0.58	0.59	1.26	0.49	0.32	0.46	0.81	0.35
Y	253	258	312	268	311	274	307	295	284	246	241	267	267
Zr	26.8	28.1	34.5	36.1	36.6	28.7	30.4	37.5	25.6	24.3	23.5	28.4	26.1
Cr	153	151	204	254	235	177	188	288	176	148	136	171	152
Co	41.8	43.9	68	34.6	39	40.7	43.2	38	41.6	44.1	39.7	37.9	42.5
Cs	0.2	0.7	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2
La	14.2	14	17.2	32.8	30.6	18.8	20.1	40.9	18.7	14.7			

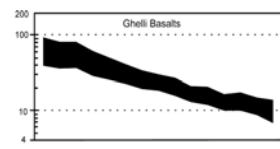
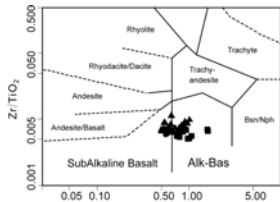
Sample	S20	S21	S22	S23	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10
SiO ₂	49.4	55	48	52.4	45.6	47.1	44.3	46.4	45	47.8	44.3	47.9	46.3	46.4
MgO	5.87	3.64	4.78	4.37	2.94	3.42	5.12	6.85	5.03	5.34	4.72	4.18	6.11	4.86
FeO _{tot}	11.3	11	14.7	11	11.9	12.2	16.1	10.6	13.4	12.1	14.1	13.7	11.9	13.8
Al ₂ O ₃	13.4	13.4	12.6	14.4	15.2	15.1	13.3	14.4	13.2	13.2	13.2	13.7	14.1	13.3
CaO	7.76	6.69	9.03	6.67	8.75	7.84	7.21	7.9	8.67	5.87	7.78	6.77	9.45	6.76
Na ₂ O	4.3	2.9	3.3	4.4	3	3.2	2.3	3.2	3.5	3	4.1	3.5	2.8	3.1
K ₂ O	0.34	1.64	0.13	0.95	1.09	1.03	0.52	0.8	0.98	1.03	0.54	1.46	0.78	1.09
SiO ₂	1.83	2.07	3.16	1.74	2.86	2.84	2.96	2.1	3.42	3.13	3.68	2.73	2.32	3.16
MnO	0.19	0.16	0.22	0.19	0.19	0.13	0.24	0.23	0.2	0.14	0.22	0.2	0.16	0.13
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.41	0.25	0.42	0.44	0.66	0.22	0.92	0.75	1.05	0.37	0.2	0.76
LOI	2.84	1.7	2.46	2.16	5.27	3.26	3.75	4.57	3.12	3.93	2.57	1.76	2.52	2.96
Total	97.4	98.4	97.8	98.5	97.2	97.2	96.5	97.3	97.4	96.3	96.3	96.3	96.6	96.3
Ba	90	390	110	450	450	410	270	200	320	370	180	550	180	280
Sr	240	300	270	340	730	740	310	230	460	300	420	210	250	310
HF	3	4	5	5	6	6	4	4	5	5	5	5	4	4
Nb	12	17	29	20	38	38	25	17	35	34	36	33	18	34
Ni	41	27	27	40	66	62	74	69	25	12	21	23	56	10
Rb	58	38.1	1.1	15	25.9	24	10.7	14.4	15.3	20.7	11.1	32.4	15	22.4
Ta	0.6	1.1	1.8	1.2	2.4	2.4	1.6	1.2	2.3	2.1	2.1	2.1	1.1	3.3
Th	1.5	4.9	2.6	2.4	3.7	3.8	2.2	1.8	2.6	3.4	2.7	3.6	1.9	3.4
U	0.38	1.29	0.62	0.63	0.82	0.79	0.49	0.39	0.7	0.75	0.7	0.8	0.41	0.74
V	233	259	325	174	142	148	231	257	292	216	299	297	287	216
Y	23.8	31.1	34.4	31.3	23.6	24.1	31.9	22.5	33.1	34.8	35.7	35.6	24.4	35.1
Zr	129	190	212	204	208	212	171	141	204	173	205	200	137	173
Co	38.5	32	37.5	28.8	47	43.4	48	46.3	36.7	36.4	35.7	43.9	46.2	36.1
Cs	0.2	0.4	0.8	0.2	0.3	0.4	0.2	0.6	0.4	1.2	0.4	0.5	0.4	0.9
La	13.6	28.1	27.9	23.3	33	34	25.4	15.8	30.6	31.9	34.6	26.8	15.8	32.4
Ce	30	57.4	62.2	51.3	69.4	70.7	57.4	34.9	68.5	67	75.4	57.7	35.9	67.6
Pr	4.25	7.44	8.17	6.9	9.06	9.11	7.76	4.58	9	8.81	9.86	7.38	4.73	8.74
Nd	17.5	27.7	33.3	26.8	38.1	37.6	34	19.7	38.9	36.1	41.9	31.4	20	36.3
Sm	4.7	6.9	8.2	7.3	8.2	8.2	7.9	4.8	8.6	8.3	9.2	7	5.1	8.1
Eu	1.7	2.04	2.78	2.32	2.78	2.87	2.91	1.71	3.11	3.12	3.29	2.32	1.74	3.08
Gd	5.1	6.84	8.63	7.96	7.43	7.57	8.27	5.05	8.46	8.51	9.29	7.94	5.3	8.27
Tb	0.76	1.06	1.29	1.14	1.04	1.01	1.18	0.78	1.24	1.24	1.29	1.21	0.82	1.18
Dy	5.06	6.3	7.21	6.93	5.44	5.26	6.86	4.53	6.9	7.07	7.31	7.07	4.69	6.97
Ho	0.91	1.21	1.43	1.34	0.88	0.91	1.22	0.86	1.31	1.36	1.43	1.4	0.89	1.35
Er	2.4	3.47	3.84	3.38	2.29	2.3	3.37	2.31	3.45	3.71	3.72	3.8	2.67	3.72
Tm	0.34	0.5	0.47	0.52	0.27	0.23	0.4	0.27	0.43	0.49	0.46	0.49	0.32	0.47
Yb	2.1	2.7	3.1	2.9	1.7	1.7	2.7	2	2.9	3.2	3.1	3.4	2.2	3
Lu	0.28	0.39	0.46	0.37	0.27	0.23	0.34	0.27	0.4	0.45	0.43	0.46	0.3	0.41

متوسط ۲/۱۳ و ۲/۴۵، ۲/۹۱ درصد وزنی به ترتیب در بازالت‌های سازندهای قلی، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌بیلاقی، با ماهیت آنها به طور کامل سازگار است. به طوری که بازالت‌های دونین که از نوع الکان است نسبت به سایر بازالت‌های منطقه حاوی مقادیر تیتانیوم بالاتری است. همچنین، مقادیر نه چندان بالای Co، MgO و Ni در نمونه‌های منطقه (جدول ۱) بیانگر توقف این ماگماها در آسبانه‌های ماگمایی و تحمل تبلور تفریقی، قبل از صعود آنها به سطح

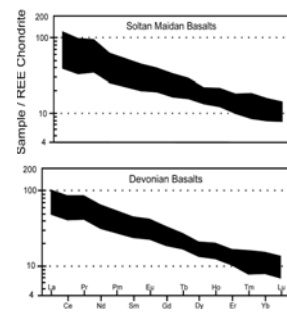
زمین است. الگوی بهنجارسازی عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی Nakamura (۱۹۷۴) نشان‌دهنده غنی‌شدگی تمامی این عناصر نسبت به مقادیر کندریتی است (شکل ۵). نمودار می‌تواند بیانگر شباهت‌هایی در زایش و تحول ماگمای تشکیل‌دهنده این بازالت‌ها باشد. به منظور تعیین میزان آرایش پوسته‌ای و نقش آن در تحول ماگماهای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه، از نسبت‌های عناصر کمیاب آرایه شده توسط Hart و همکاران (۱۹۸۹) استفاده شده است. بر این اساس، نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نشان‌دهنده آرایش ماگما با ترکیبات پوسته‌ای است. پایین‌تر بودن این نسبت‌ها از مقادیر آرایه شده برای ماگماهای بازالتی آلیشی یافته (جدول ۱) نشان‌دهنده عدم آلیشی یا آلیشی بسیار ناچیز ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه با ترکیبات پوسته‌ای در حین صعود است.

شکل ۴- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه بررسی شده بر اساس نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO₂ در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). در تمامی شکل‌ها بازالت‌های سازند قلی با نشان ●، بازالت‌های سلطان‌میدان با نشان ▲ و بازالت‌های دوتین با نشان ■ نمایش داده شده‌اند.

شکل ۴- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه بررسی شده بر اساس نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO₂ در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). در تمامی شکل‌ها بازالت‌های سازند قلی با نشان ●، بازالت‌های سلطان‌میدان با نشان ▲ و بازالت‌های دوتین با نشان ■ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۵- نمودارهای بهنجار شده نمونه‌های منطقه شمال شاهرود نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura, 1974)



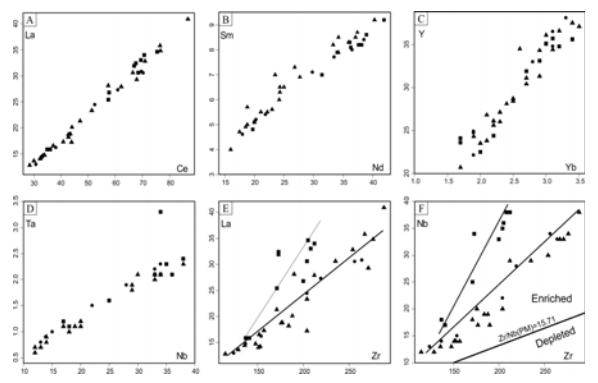
شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار برای سنگ‌های بازالتی منطقه بررسی شده؛ مقادیر آرایه شده برای عناصر کمیاب بر حسب ppm است.

به منظور نمایش ویژگی‌های ژئوشیمیایی محل منشأ و نحوه ارتباط زایشی نمونه‌های منطقه با یکدیگر، از نمودارهای دو متغیره‌ای که نشان‌دهنده نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار است، استفاده شد (شکل ۶). به دلیل این که نمونه‌های منطقه متحمل دگرسانی شده‌اند، سعی شده است از عناصر کمیابی استفاده شود که در برابر فرآیندهای تاپویه کمترین تحرک را داشته و نتایج قابل قبولی را ارائه دهد. همان‌گونه که در شکل ۶ (A تا F) دیده می‌شود، تغییرات جفت عناصر Sm-La-Ce، Ta-Nb-Nd، Y-Yb و Ta-Nb از فازه‌های جامد دارای ضرایب جدایش نزدیک به یکدیگر است. بر روی نمودارهای تغییرات روندی تقریباً خطی نشان می‌دهد. با توجه به نقش نداشتن و یا نقش بسیار ناچیز آلیشی پوسته‌ای در تحول ماگماهای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه و نیز اینکه فرآیندهای نظیر تبلور تفریقی قادر به ایجاد تغییرات در نسبت‌های یاد شده نیست، روندهای خطی مشاهده شده را باید حاصل منشأگیری این ماگماها از منابعی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه دانست. با این وجود، بالاتر بودن مقادیر عناصر La، Ce، Nd، Nb، Sm، Ta، Yb و Y در بازالت‌های دونین (جدول ۱ و شکل ۶) می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌تر بودن محل منشأ این بازالت‌ها و یا عمق بیشتر تشکیل آنها نسبت به بازالت‌های اردوویسین و سیلورین باشد.

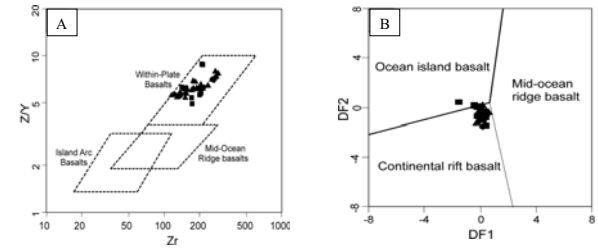
همچنین، در نمودارهای نسبت La-Zr و Nb-Zr دو روند جداگانه برای نمونه‌های منطقه قابل تشخیص است (شکل ۶-E و F). به طوری که بازالت‌های سازند قلی و نیز بازالت‌های سلطان‌میدان دارای روند تقریباً خطی و مشابهی است، اما نمونه‌های دونین روند متفاوتی را نشان می‌دهد. با توجه به ناسازگاری بیشتر La و Nb نسبت به Zr و حساسیت بیشتر آنها به درجه ذوب

منشأ ماگماهای تشکیل‌دهنده بازالت‌های منطقه (شکل ۶) گویای ذوب بخشی و جدایش مذاب از ستون گوشته‌ای درحال صعود در اعماق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.

در شکل ۸ دیده می‌شود تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده ستون‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرد. این امر با جایگاه درون ورقه‌ای تشکیل آنها کاملاً متناسب است. همچنین، نمودار تعیین عمق محل



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار برای سنگ‌های بازالتی منطقه بررسی شده؛ مقادیر آرایه شده برای عناصر کمیاب بر حسب ppm است.



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی موجود در سازند قلی، بازالت‌های سلطان‌میدان و بازالت‌های دونین منطقه بررسی شده روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی: A) از (Pearce و Norry, 1979) و B) از (Agrawal و همکاران, 2008)

نظر به این که تشکیل ماگماهای بازالتی در محیط‌های درون ورقه‌ای به طور معمول ناشی از بالا آمدن و ذوب بخشی ستون‌های گوشته‌ای است؛ بنابراین، ارتباط نمونه‌های منطقه با این ستون‌ها بر اساس نسبت‌های Nb/Y در برابر Zr/Y (Fitton et al., 1997) بررسی شد. همان‌طور که

- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(1): 33-47.
- Sahami, T. (2012) *Geology and petrogenesis of Soltan Maidan basalts in Negarman and Abarsej areas, north of Shahrood*. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Sengör, A. M. C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K. J. (1988) Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. *Geological Society of London Special Publication* 37: 119-181.
- Stampfli, G. M. (1996) The intra-Alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the Alpine variscides. *Eclogae Geologicae Helveticae* 89(1): 13-42.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42(1): 313-345. Geological Society, London
- Tabatabaieemaneh, S. M., Mirlouhi, A. S., Safaei, H. and Torabi, G. (2008) Geochemistry and tectonic setting of early Paleozoic volcanic rocks in Jahagh valley (south of Kashan). *Journal of Science (Kharazmi University)* 8(3): 241-254 (in Persian).
- Torabi, G. and Hashemi, F. (2010) Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan). *Petrology* 13(3): 29-46 (in Persian).
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20(4): 325-342.

پکتان است و توسط رسوبات تخریبی و تخریری پوشانده شده است. زمین‌شناسی آتشفشان سهند به دلیل قرارگیری آن در یک منطقه برخورد قاره‌ای مورد علاقه پژوهشگران زیادی بوده است (Moinevaziri and Aminsobhani, 1977; Jahangiri and Ghauri Khasraghi, 2002; Ashrafi, 2012; Pirmohammadi, 2012; Pirmohammadi *et al.*, 2012). ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کواترنری این آتشفشان از جمله: مقادیر بسیار پایین HREE و Y؛ همچنین، مقادیر بالای LILE و LREE مشابه با ویژگی‌های سنگ‌های آداکتی اولیه شده توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) و Castillo (۲۰۰۶) است که توسط Pirmohammadi (۲۰۱۲) نیز بیان شده است. در بررسی‌های پیشین توسط Pirmohammadi (۲۰۱۲) منشأ این سنگ‌ها، ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فروانده تنیس جوان بیان شده است. با توجه به قرار گرفتن آتشفشان سهند در پهنه برخورد قاره‌ای که همراه با ضخیم شدن پوسته قاره‌ای بوده است (Taghizadeh-Parahmand *et al.*, 2010) و احتمال ذوب این پوسته به عنوان منشأ آداکت‌های سهند جوان، در این پژوهش تلاش شده است با توجه به ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی سهند، نوع و منشأ آنها را با استفاده از بررسی‌های جدیدتر تعیین نموده و مدل خاستگاهی جدیدی ارائه نمایم.

زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی

آتشفشان سهند در چندین مرحله و به تناوب، فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری (شامل: مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای را پشت سر گذاشته است (شکل ۱) و یک آتشفشان

استراتوئولکان است (Moinevaziri and Aminsobhani, 1977). طبق ویژگی‌های صحرایی جدید، پتروگرافی و ژئوشیمی، واحدهای آتشفشانی سهند را به سهند قدیمی، سهند میانی و سهند جوان تقسیم نموده‌ایم (در این پژوهش فقط منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های سهند جوان بررسی شده است). در دید اولیه، سهند از واحدهای متناسب گدازه و مواد آذرآواری بدیند آمده است که توسط گنبد‌هایی قطع شده‌اند و از این لحاظ می‌توان آن را به سهند قدیمی (گدازه) و مواد آذرآواری و سهند جوان (گنبد‌ها) تقسیم نمود. با توجه به سن‌سنجی Moinevaziri and Aminsobhani (۱۹۷۷) اولین فعالیت آتشفشانی سهند تنها در بخش غربی آتشفشان (روستای قورمزگل) مشاهده می‌شود که به سن ۱۲ میلیون سال است و سپس توسط تشکیلات آتشفشانی سلطان-قارمش‌داغ پوشانیده شده است (Moinevaziri and Aminsobhani, 1977) یا در نظر گرفتن قدیمی‌تر بودن این بخش از سهند، رخنمون اندک (فقط در بخش غربی)، متمایز بودن ویژگی‌های صحرایی (ترکیب آندزیتی)، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آن از بخش‌های دیگر آتشفشان، این بخش به عنوان سهند قدیمی در نظر گرفته شده است. سهند میانی شامل: سنگ‌های آذرآواری و گدازه است که ترکیب حدواسط تا اسیدی (تراکی-آندزیت تا داسیت) داشته و در سراسر آتشفشان سهند (شمالی، جنوبی، شرقی و غربی) برونزد دارد. بر طبق سن‌سنجی Moinevaziri and Aminsobhani (۱۹۷۷) سنگ‌های در نظر گرفته شده به عنوان سهند میانی ۵۵ میلیون سال دارد. همچنین، طبق نظر Chiu و همکاران (۲۰۱۳) این سنگ‌ها سنی حدود ۳۵ تا ۵۶ میلیون سال دارد. این پژوهشگران سن آتشفشان سهند را از ۵/۶ میلیون سال می‌دانند. سهند جوان را گنبد‌های

- Deyhimi, M. (2013) Petrology and geochemistry of Devonian basic magmatism in Padha and Khoshyehlagh formations, north of Shahrood. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Ellam, R. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20(2): 153-156.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153(3): 197-208.
- Ghasemi, H. and Derakhshi, M. (2008) Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 16(2): 207-224 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Kazemi, Z. (2013) Tectonic setting and source characteristics of the Abarsej formation igneous rocks (upper Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21(2): 347-370 (in Persian).
- Ghasemi, H. and Khanalizadeh, R. (2012) Toy-e-Darvar A-type granitoid southwest of Damghan: constraints on the Paleotethyan extensional basin of lower Paleozoics in Alborz. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20(1): 3-24 (in Persian).
- Ghavidel-Syooki, M. and Khandabi, M. (2013) Palynostratigraphy and paleogeography of Lashkarak and Ghelli formations in Abarsej area, northwest of Shahrood. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches* 28(4): 35-58 (in Persian).
- Ghavidel-Syooki, M. and Owens, B. (2007) Palynostratigraphy and paleogeography of the Padeha, Khoshyehlagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran. *Revue de micropaléontologie* 50(1): 129-144.
- Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J. and Vecoli, M. (2011) Palynology and isotope geochronology of the upper Ordovician-Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan formations) in the Khoshyehlagh area, eastern Alborz range, northern Iran: stratigraphic and paleogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 164(3-4): 251-271.
- Hart, W. K., Wolde, G. C., Walter, R. C. and Mertzman, S. A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7731-7748.
- Jafarian, A., R. Emami, M. H. and Vosoughi-Abedini, M. (2010) Major elements petrology and geochemistry of Soltan Maidan basaltic Suite. *Journal of Applied Geology* 5(4): 1-19 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, G. L. (2010) Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37(4): 384-393.
- Kazemi, Z. (2013) Petrology, geochemistry and characteristics of source's of Ordovician igneous rocks in Abarsaj formation, Shahrood. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Lasemi, Y. (2001) Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Pre-Cambrian and Paleozoic rocks of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(5): 757-775.
- Nowrouzi, Z., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Mahmudiy Gharaie, M. H. and Ghaemi, F. (2014) Petrography and geochemistry of Silurian Niur sandstones, Derenj mountains, east Central Iran: implications for tectonic setting, provenance and weathering. *Arabian Journal of Geosciences* 7(7): 2793-2813.

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۲۳-۱۲۹
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۵/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۱/۱۶

پتروژئولوژی و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سهند

چکیده

پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

آتشفشان سهند در شمال‌غرب ایران قرار گرفته است. این آتشفشان یک استراتوئولکان و در بزرگ‌نمونه فعالیت‌های انفجاری (شامل مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای میوسن-کواترنری است. آخرین مرحله از فوران این آتشفشان شامل گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی با ترکیب داسیتی تا رابولیتی بوده است که در این پژوهش به عنوان سهند جوان مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های پتروگرافی از جمله: بافت غربالی و زونینگ در پلازیوکلارا است. فراوانی پلازیوکلار و آمفیبول، غنی‌شدگی از Sr، Rb، Ba و آرمالی منفی از Nb و Y در نمودارهای چند عنصری عادی‌سازی شده با ترکیب کوشته آغازین، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نیز در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده نسبت به کنسرتیت ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان است. این ویژگی‌ها و نیز جایگاه این سنگ‌ها در نمودار Y-Sr^۲، ترکیب آداکتی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. سنگ‌های آداکتی سهند جوان از نوع آداکت‌های برسلیس است. این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم‌شده یا پوسته اقیانوسی) با ترکیب سنگ منشأ گارت‌دار است که در مسیر صعود دچار تحولات ماگمایی شده‌اند و در ارتباط با برخورد قاره‌ای اوراسیا-عربی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: منشأ پوسته‌ای، آداکت برسلیس، داسیت، رابولیت، سهند جوان، تبریز، ایران مرکزی

مقدمه

آتشفشان سهند در شمال پهنه زمین‌درز تنیس جوان و در محل پهنه برخورد قاره‌ای دو ورقه اوراسیا و عربی قرار گرفته است (Imamverdiyev and Mamedov, 1996). این آتشفشان در شمال‌غرب ایران، چهل کیلومتری جنوب‌شرق تبریز و شرق دریاچه ارومیه قرار گرفته است. از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی ایران آتشفشان سهند در پهنه

پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در نمونه دستی به رنگ خاکستری و صورتی دیده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی به طور مشخص فلدسپار و آمفیبول دارد و کانی‌های بیوتیت و کوارتز نیز در برخی از آنها نمایان است. برخی از فلدسپارها در نمونه دستی ساخت منطبقه‌ای نشان می‌دهد و از نوع پلاژیوکلاز هستند. سنگ‌های گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی مختلف در نمونه دستی با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی و داسیتی نامگذاری شده‌اند.

در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریسیک و خمیره میکروولیتی تا میکروولیتی‌شیشه‌ای هستند. مقدار میکروولیت و شیشه در این سنگ‌ها متغیر است (با توجه به پراکندگی آنها و آتشفشانی یا نیمه آتشفشانی بودن گنبد‌ها). اما به طور کلی، مقدار میکروولیت از مقدار شیشه بیشتر است. در برخی از سنگ‌ها بافت جریان‌ی نیز دیده می‌شود (شکل B-۳ و D). در سنگ‌های مختلف، خمیره به طور عمده، چهل تا شصت درصد سنگ را در بر می‌گیرد (شکل ۳). پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز کانی‌های اصلی است (شکل ۳). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها با ماکل پلی‌سننتیک، ساخت منطبقه‌ای (zoning) و زونینگ نوسانی (اسی‌لاتری) دیده می‌شود که این زونینگ در برخی نمونه‌ها به خوبی دیده می‌شود. زونینگ نوسانی یا اسی‌لاتری نشان‌دهنده تاریخچه طولانی و پیچیده تبلور ماگما است و در سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی معمول است (Gill, 2010). نوع پلاژیوکلازها با روش میشل لوی و تعیین زاویه خاموشی ماکل‌ها در حد الیبت-الیگولاکلاز است. این کانی همچنین

روش انجام پژوهش

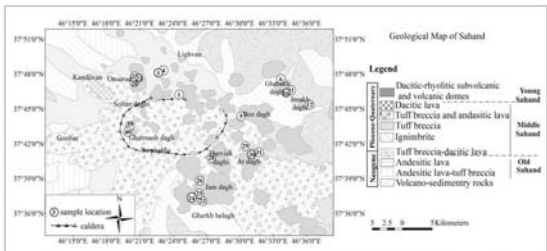
برای انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی از گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی پراکنده در سراسر آتشفشان سهند، تعداد بیست و یک نمونه از سنگ‌های سهند جوان مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. محل نمونه‌برداری سنگ‌های تجزیه شده‌اند در شکل ۱ مشخص شده است. برای تعیین مقادیر اکسیدهای اصلی از روش XRF و برای تعیین عناصر کمیاب و نادر، خاکی از روش ICP-MS استفاده شده است (جدول ۱). انجام تجزیه‌ها در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مرکز پژوهش‌های کاربردی کرج انجام شده است.

sample	Sa.1	Sa.3	Sa.4	Sa.5	Sa.6	Sa.10	Sa.11	Sa.12	Sa.20	Sa.21	Sa.22
نام جدول ۱											
Nb	12.36	13.55	12.56	11.28	11.6	11.12	14.5	10.82	15.57	17.13	17.22
Nd	9.41	21.28	18.91	13.38	15.15	12.8	15.69	11.11	19.06	21.99	24.01
Pr	2.75	5.9	5.46	3.59	4.06	3.9	4.92	3.16	5.52	6.11	6.68
Sc	3.51	5.88	6.02	5.35	3.45	2.85	3.79	3.59	5.07	5.43	5.52
Sm	1.7	2.86	2.9	2.07	2.11	1.99	2.53	1.74	2.94	3.05	3.02
Ta	1.96	1.12	0.83	1.04	0.94	0.99	1.26	1.01	2.52	1.39	1.13
Tb	0.23	0.39	0.39	0.26	0.24	0.22	0.28	0.23	0.38	0.42	0.45
Th	8.36	6.8	6.97	8.66	10.69	10.47	13.4	8.46	7.14	7.64	8.21
Ti	1115.89	2374.9	2602.17	1887.3	1562.6	1499.58	1915.73	1282	2213.69	2389.6	2623.92
Tm	0.09	0.12	0.13	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.12	0.15	0.15
U	4.98	1.31	2.11	1.85	3.29	2.82	3.58	3.79	1.6	2.61	3.21
Y	6.2	8.3	8.84	6.29	5.12	4.64	5.76	5.79	8.09	9.68	10.25
Zr	0.58	0.71	0.83	0.57	0.45	0.38	0.48	0.54	0.65	0.91	0.91
Yb	52.37	79.1	173.18	59.7	83.76	71.53	94.09	82.64	29.92	98.57	112.62
Be	1.66	1.54	1.26	1.13	1.22	1.07	1.56	1.35	1.75	1.85	1.78
Bi	0.28	0.02	0.12	0.03	0.19	0.18	0.25	0.18	0.05	0.12	0.04
Co	2.23	6.71	6.95	3.85	1.75	1.81	3.45	3.08	7.25	7.25	7.05
Cu	57.87	30.29	26.35	32.34	31.69	15.19	29.2	29.94	37.7	22.8	27.91
Cr	8.47	34.21	31.57	22.28	13.82	15.01	20.09	18.38	32.64	33.97	31.56
Ga	17.78	19.22	18.97	15.89	16.65	16.15	22.58	17.87	20.48	21.19	20.39
Ge	0.84	0.89	0.95	0.89	0.85	0.85	1.03	0.87	0.74	0.87	0.93
Mn	290.43	422.07	421.06	272.68	225.42	236.2	309.48	266.22	415.37	474.86	469.1
Mo	0.32	0.45	1.17	0.29	0.45	0.39	0.61	0.46	0.13	0.48	0.58
Pb	18.26	15.72	14.07	13.91	15.42	17.25	21.36	18.66	19.93	22.76	27.71
Rb	71.66	43.88	41.88	52.97	34.02	57	84.57	59.44	67.97	62.66	63.22
Zn	15.28	41.85	38.72	49.06	21.27	30.91	48.23	29.84	49.49	64.55	54.35
Br	686	840	668	640	727	766	773	654	1064	928	1008
Sr	426	678	487	490	471	470	477	529	503	561	579

sample	Sa.23	Sa.24	Sa.25	Sa.26	Sa.28	Sa.29	Sa.30	Sa.31	Sa.39	Sa.40
SiO ₂	73.1	71.54	73.74	70.05	73.65	75.28	71.7	73.15	69.88	67.03
Al ₂ O ₃	15.45	14.63	15.01	14.9	14.39	14.13	13.86	15.17	16.75	16.21
Fe ₂ O ₃	1.82	2.6	1.64	2.6	2.07	1.46	1.62	1.85	3.14	2.92
CaO	2.66	2.87	2.59	3.52	2.17	2.16	2.32	2.92	4.12	3.98
MgO	0.36	0.53	0.4	0.85	0.48	0.47	0.42	0.54	0.31	0.17
Na ₂ O	3.38	2.9	3.43	2.71	2.7	3.02	3.13	3.23	2.43	2.56
K ₂ O	2.13	2.78	2.01	2.44	2.72	2.28	2.21	2.18	2.42	2.25
P ₂ O ₅	0.11	0.26	0.13	0.21	0.23	0.14	0.2	0.17	0.2	0.23
TiO ₂	0.26	0.34	0.21	0.33	0.24	0.2	0.24	0.26	0.41	0.36
L.O.I	0.58	1.34	0.71	2.24	1.2	0.72	4.14	0.38	0.21	3.27
Total	99.85	99.79	99.87	99.85	99.85	99.86	99.84	99.85	99.87	99.88
MaO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg#	43.9522	44.6823	49.1332	56.4356	47.889	56.068	53.6429	28.117	59.201428	
Ce	43.28	74.7	46.05	76.85	62.82	42.98	39.76	36.27	41.56	48.54
Dy	0.96	2.05	1.1	1.74	1.66	0.74	1.19	1.11	1.31	1.62
Eu	0.37	2.2	0.41	0.83	0.71	0.3	0.79	0.48	0.57	0.75
Er	0.6	1.04	0.61	0.71	0.83	0.59	0.64	0.57	0.64	0.73
Hf	1.95	3.6	2.04	2.46	2.96	1.58	1.87	1.71	2.15	2.51
Gd	0.94	2.39	1.1	3.4	1.97	1.13	1.79	2.06	2.38	2.57
Ho	0.15	0.36	0.17	0.33	0.27	0.14	0.22	0.21	0.22	0.28
La	29.73	37.21	29.87	28.5	37.2	29.91	25.29	24.21	24.3	28.34
Lu	0.05	0.12	0.05	0.11	0.09	0.04	0.06	0.06	0.07	0.1
Nb	12.36	21.09	11.03	11.07	14.43	11.3	10.24	10.17	12.17	13.63
Nd	14.1	23.92	14.75	19.76	22.63	13.92	15.54	15.04	15.96	17.93
Pr	4.51	7.28	4.58	5.07	6.64	4.01	4.29	3.88	4.42	5.1

نیمه آتشفشانی و آتشفشانی تشکیل می‌دهد که در سر تا سر آتشفشان سهند پراکنده بوده و رخنمون دارد. سنگ‌های سهند جوان طبق سن-سنجی Moinevaziri و Aminesobhani (۱۹۷۷) حدود ۱۴۰ تا ۴۰۰ هزار سال دارد. سنگ‌های سهند جوان به صورت گنبد‌های نیمه آتشفشانی و آتشفشانی سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های سهند قدیمی و سهند میانی را قطع نموده است (شکل ۱). گنبد‌های سهند جوان

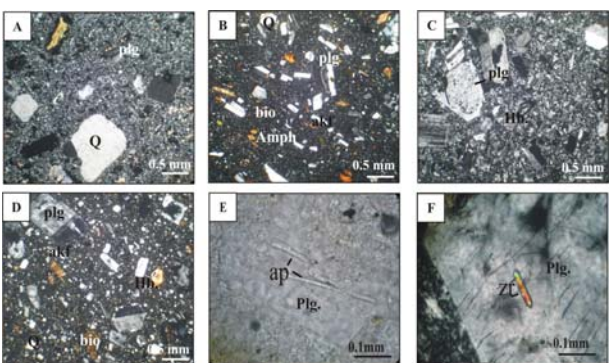
ترکیب حواسط تا اسیدی (تراکی آندزیتی تا داسیتی) دارد. این گنبد‌ها که در ارتباط با آخرین فوران سهند است بیشتر در قسمت مرکزی و شرقی آتشفشان سهند پروند دارد. گنبد‌های آتشفشانی به سطح زمین رسیده و سرد شده‌اند و جریان یافتگی در آنها دیده می‌شود (شکل A-۲ و B) درحالی که گنبد‌های نیمه آتشفشانی قبل از رسیدن به سطح زمین سرد شده‌اند و جریان یافتگی در آنها دیده نمی‌شود (شکل C-۲ و D).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سهند در این نقشه سهند قدیمی، میانی و جوان تفکیک شده‌اند و محل نمونه‌برداری نمونه‌های سهند جوان که در این پژوهش بررسی شده‌اند مشخص شده است.



شکل ۲- A و B) گنبد‌های آتشفشانی، A) روانه کوه، دید به شمال، B) شرق عنصر، دید به جنوب-شرق، C و D) گنبد‌های نیمه آتشفشانی، C) بزداغ، دید به غرب، D) جام‌داغ (سهند)، دید به شمال



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های سهند جوان: A) کوارتز نیمه شکل دار و پلاژیوکلاز در یک سنگ ریبولیتی (XPL) B) زونینگ پلاژیوکلاز، بافت جریان‌ی و آلکالی فلدسپار در یک سنگ با ترکیب داسیتی (XPL) C) بافت غربالی در پلاژیوکلاز و ماکل پلی سننتیک در پلاژیوکلاز در یک سنگ با ترکیب داسیتی (XPL) D) زونینگ پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در سنگی با ترکیب داسیتی (XPL) E) آپاتیت در کنار پلاژیوکلاز (PPL) F) کانی فرعی زیرکون در کنار پلاژیوکلاز (XPL) نمایان است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سهند جوان، عناصر اصلی بر حسب wt.% و عناصر کمیاب و نادر در خاک بر حسب ppm. Mg# = 100 * molar Mg / (Mg + Fe₂₊)

sample	Sa.1	Sa.3	Sa.4	Sa.5	Sa.6	Sa.10	Sa.11	Sa.12	Sa.20	Sa.21	Sa.22
SiO ₂	74.08	75.09	69.76	74.28	73.85	73.96	73.39	73.32	72.74	72.12	72.24
Al ₂ O ₃	14.74	13.43	14.95	14.57	13.82	13.92	13.82	14.41	15.01	14.01	14.64
K ₂ O	2.46	1.9	2.1	2.23	2.36	2.32	2.26	2.33	2.5	2.55	2.73
P ₂ O ₅	0.1	0.19	0.24	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.19	0.23	0.28
TiO ₂	0.22	0.31	0.43	0.24	0.21	0.2	0.22	0.22	0.33	0.33	0.32
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
L.O.I	0.32	0.63	2.06	0.1	1.93	2	2.88	1.3	0.55	1.36	0.81
Total	99.85	99.86	99.84	99.87	99.84	99.84	99.85	99.85	99.86	99.83	99.81
Mg#	52.62915	52.101	52.1693	45.556	50.76	53.8617	55.2199	51.931	49.0672	49.2625	45.36768
Ce	27.54	53.53	51.57	35.47	41.97	40.12	51.88	33.65	48.69	56.85	58.41
Dy	1.12	1.59	1.74	1.17	0.98	0.96	1.23	1.04	1.64	1.74	1.87
Er	0.52	0.7	0.8	0.54	0.44	0.41	0.52	0.53	0.71	0.93	0.5
Eu	0.49	0.82	0.74	0.63	0.66	0.57	0.71	0.47	0.77	0.82	0.94
Gd	1.47	2.59	2.68	1.85	1.82	1.75	2.3	1.58	2.55	2.75	2.92
Hf	2.36	2.42	4.2	1.93	2.62	2.3	2.9	3.36	1.68	3.12	3.4
Ho	0.21	0.29	0.32	0.21	0.17	0.16	0.2	0.19	0.3	0.34	0.36
La	17.9	33	30.31	24.59	29.93	26.5	34	22.06	29.66	31.51	36.6
Lu	0.08	0.09	0.11	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.12	0.12

گراولیت گارنت‌دار در نظر گرفته شود و این در حالی است که احتمال ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نیز رد نمی‌شود.

جایگاه تکنیتیکی
در نمودار Zr-Nb/Zr از Thieblemont و Tegye (۱۹۹۴) این سنگ‌ها ویژگی سنگ‌های در ارتباط با برخورد قاره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

بر طبق عقیده Drummond و Defant (۱۹۹۰) ماگماهای آداکتیتی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان و داغ فرورانده ایجاد شده‌اند. اما پژوهش‌های بعدی منشأ دیگری برای ماگماهای آداکتیتی شناخته‌اند. از جمله: پوسته پایینی ضخیم شده (Wang et al., 2005; Eyuboglu et al., 2012) با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده و احتمال وجود هر دو منشأ برای دید آمدن سنگ‌های آداکتیتی سهند جوان، می‌توانیم جایگاه تکنیتیکی را به دو صورت زیر توصیف و پیشنهاد نماییم. ارایه مدل مستدل‌تر برای پیدایش سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان نیاز به داده‌های علمی بیشتری دارد که امکان آن فراهم نبوده است.

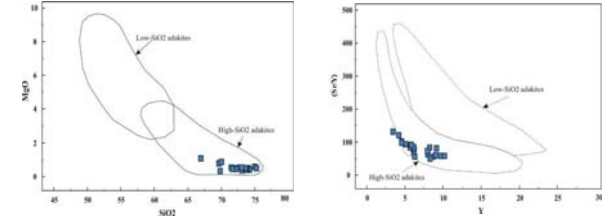
الف) دو ورقه اوراسیا و عربی در زمان اوتوسن پایانی (Hempton, 1987) به همدیگر برخورد کرده‌اند و به دنبال آن موجب ضخیم شدگی پوسته‌ای در پهنه برخورد شده است (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010). بعد از مدتی ورقه فرورانده تنبیس جوان دچار شکستگی شده و بخشی به سمت پایین فرورفته است (Dilek et al., 2009; Keskin, 2003). قاره‌ای که با افزایش فشار و حرارت دچار ذوب بخشی شده و ماگمای حاصل از آن آداکتیتهای سهند جوان را پدید آورده است (شکل ۱۱-A).

ب) به دنبال برخورد قاره‌ای، افزایش ضخامت و شکستگی و فرورانش تنبیس جوان (Keskin, 2003; Dilek et al., 2009) پوسته قاره‌ای می‌تواند با دو مکانیسم، متحمل ذوب شده باشد. الف) ماگمای استونوسفری از طریق پنجره استونوسفری (slab window) بالای قطعه شکسته فرورانده بالا آمده است (Keskin, 2003). این ماگما با ترکیب بازالتی و دمای بالا می‌تواند به عنوان عامل حرارتی برای ذوب پوسته

سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در محیط‌های در ارتباط با برخورد قرار دارد. ارایه یک مدل ژئودینامیکی معرف برای تشکیل آداکتیتهای سهند جوان از پوسته اقیانوسی آبدار یا پوسته قاره‌ای که دارای ترکیبی گارنت‌دار است نیاز به داده‌های علمی بیشتری دارد.

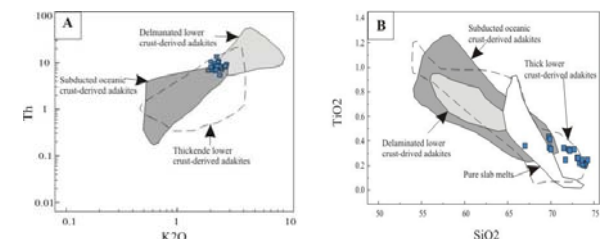
سپاسگزاری
پژوهش حاضر، بخشی از نتایج طرح پژوهشی "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتروزوز آتشفشان سهند" را در بر دارد که با حمایت‌های مالی و معنوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و پژوهشکده علوم زمین اجرا شده است و نگارندگان پژوهش از حمایت‌های ایشان سپاسگزاری می‌نمایند. بدون شک انجام این پژوهش بدون حمایت‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مرکز شمال‌غربی (تبریز) امکان‌پذیر نبود که از حمایت‌های ایشان نیز قدردانی می‌نماییم.

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
Bayranejad, A., Mirzai, M., Gheitanchi, M. R. (2007) Determination of well constrain crustal model in northwest Iran using inverse modeling of local earthquakes waves. Journal of the Earth and Space Physics 33: 47-59 (in Persian).
Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin 51: 257-268.
Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Izuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162: 70-87.
Christensen, N. I. and Mooney, W. D. (1995) Seismic crust: a global view. Journal of Geophysical Research: 9761-9788.
Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.
Dilek, Y., Imamverdiyev, N. A. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. International Geology Review 52(4-6): 536-578.



شکل ۷- Y و Y₂O₃ و MgO-SiO₂ برای حدایش آداکتیتهای پرسیلیس از آداکتیتهای کیمسیلیس از Martin و همکاران (۲۰۰۵). در این نمودارها سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در محدوده آداکتیتهای پرسیلیس قرار می‌گیرد.

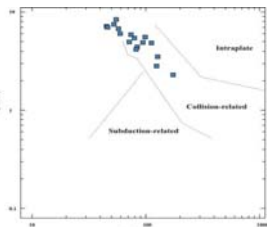
شکل ۸- نمودار SiO₂-MgO از Whattam و همکاران (۲۰۱۲). در این نمودار مشخص است که سنگ‌های آداکتیتی سهند جوان در قسمت منشأ گرفته از پوسته پایینی ضخیم شده قرار گرفته‌اند.



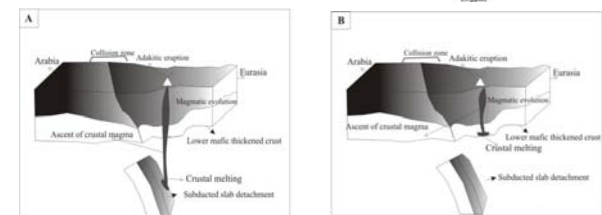
شکل ۹- نمودارهای تعیین منشأ برای آداکتیتهای سهند جوان از K₂O-Th (A) و TiO₂-SiO₂ (B) از Eyuboglu و همکاران (۲۰۱۲) و نمودار TiO₂-SiO₂ از Eyuboglu et al., (2011b). در این نمودارها بین منشأ ذوب پوسته اقیانوسی و پوسته قاره‌ای ضخیم شده هم‌پوشانی وجود دارد.

قاره‌ای عمل کرده باشد یا ب) پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده به دنبال افزایش ضخامت و بالا رفتن درجه دگرگونی (Rudnick and Gao, 2003) ذوب شده و ماگمای حاصل بالا آمده و سنگ‌های آداکتیتی سهند جوان را پدید آورده است (شکل ۱۱-B). شکل ۱۱ طرحی پیشنهادی از دو مدل ژئودینامیکی مطرح شده در بالا را برای پیدایش سنگ‌های آداکتیتی سهند جوان نشان می‌دهد.

ب) به دنبال برخورد قاره‌ای، افزایش ضخامت و شکستگی و فرورانش تنبیس جوان (Keskin, 2003; Dilek et al., 2009) پوسته قاره‌ای می‌تواند با دو مکانیسم، متحمل ذوب شده باشد. الف) ماگمای استونوسفری از طریق پنجره استونوسفری (slab window) بالای قطعه شکسته فرورانده بالا آمده است (Keskin, 2003). این ماگما با ترکیب بازالتی و دمای بالا می‌تواند به عنوان عامل حرارتی برای ذوب پوسته



شکل ۱۰- نمودار Zr-Nb/Zr از Thieblemont و Tegye (۱۹۹۴). این نمودار برای حدایش سنگ‌های در ارتباط با محیط‌های تکنیتیکی درون صفحه‌ای، فرورانش و برخوردی ارایه شده است. در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در قسمت در ارتباط با برخورد قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۱- طرح‌های پیشنهادی از مدل ژئودینامیکی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان، پس از اوتوسن پایانی تا کواترنری. (A) پیدایش آداکتیتهای از طریق ذوب پوسته اقیانوسی، (B) پیدایش آداکتیتهای از طریق ذوب پوسته قاره‌ای ضخیم شده

سهند جوان با ترکیب داسیتی تا ریولیتی است. این سنگ‌ها در قسمت‌های مختلف، گدازه و مواد آذرآواری مراحل قبلی فعالیت سهند را قطع

نتیجه‌گیری
آخرین مرحله از فعالیت آتشفشان سهند شامل: خروج گندهای نیمه آتشفشانی-آتشفشانی

- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth and Environmental Science* 87: 205-215.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., and Chung, S. L. (2011a) Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 121: 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., O.Dudas, F., Chung, S. L. and Akaryah, E. (2011b) Migrating magmatism in a continental arc: geodynamics of the eastern Mediterranean revisited. *Journal of Geodynamic* 52: 2-15.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the eastern Pontides belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the kate Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean region. *Lithos* 146: 218-232.
- Fountain, D. M., Percival, J. and Salisbury, M. H. (1990) Exposed cross sections of the continental crust. *Nato Science Series* 317: 17-27.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X. and Zhao, R. (2007) Adakite-like porphyric from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 105-120.
- Gao, Y., Yang, Z., Santosh, M., Hou, Z., Wei, R. and Tian, Sh. (2010) Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet. *Lithos* 119: 651-663.
- Ghauri Khasraghi, N. (2002) Study of stratigraphy, petrography and geochemistry of ignimbrite sequences of Sahand. MSc thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes*. John Wiley & Sons, Ltd. Publication, London.
- Guo, Z., Wilson, M. and Liu, J. (2007) Post-collision adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction modified lower crust. *Lithos* 96: 205-224.
- Hempton, M. R. (1987) Constraints on Arabia plate motion and extensional history of the Red sea. *Tectonics* 6: 687-705.
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rul, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusive generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 139-155.
- Imamverdiyev, N. A. and Mamedov, M. N. (1996) Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan. *Acta Volcanologica* 8: 111-113.
- Jahangiri, A. and Ashrafi, N. (2006) Transition from phreatomagmatic to strombolian eruptions in the Sahand volcano; constrain from pyroclastic studies. 25th GeoSciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J. (2010) Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114: 109-120.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slabsteepening and brakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30: 1-4.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica content. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Leech, M. L. (2001) Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 149-159.
- Lombardo, B. and Rolfo, F. (2000) Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny. *Journal of Geodynamic* 30: 37-60.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champoin, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Moine Vaziri, H. and Aminesobhani, E. (1977) *Volcanology and volcanosedimentology of Sahand*. Tarbiat Moalem University Press, Tehran (in Persian).
- ... F. ...
- ... Y () ...
- ... R. ...
- ... geochemistry of volcanic rocks from the south of Tabriz (Sahand volcano). *Petrology* 9: 37-56.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.
- Rudnick, R. L. (1990) Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland, Australia: implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology* 83: 195-208.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) *Composition of the continental crust*. Treatise on Geochemistry: 1-64.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Geophysics*: 267-309.
- Sun, S. S. and Mc Donough W. E. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmaism in the ocean basins*. (Eds. Sunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Taghizadeh-Farhamand, F., Sodoudi, F., Gheitanchi, M. R. and Kaviani, A. (2010) Crustal structure beneath northwest Iran using teleseismic converted waves. *Geosciences Journal* 74: 131-136 (in Persian).
- Thieblemont, D. and Tegye, M. (1994) Une discrimination geochemique des roches differentiees temoin de la diversite d origine et de la situation tectonique des magmas. *Comptes Rendus de l Academie des sciences*. Paris 319: 87-94.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M. and Sen, C. (2011) Post - collisional adakite-like magmatism in the Agvanis massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125: 131-150.
- Wang, Q., Mc Dermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*

33: 464-468.

- Weber, M. B. I., Tarney, J., Kempton, P. D. and Kent, R. W. (2002) Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenoliths suites, Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics* 345(1-4): 49-82.
- Whattam, S. A., Montes, C., McFadden, R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V. (2012) Age and origin of earliest adakitic-like magmatism in Panama: implication for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. *Lithos* 142: 226-244.
- Yilmaz-Sahin, S., Aysal, N. and Gungor, Y. (2012) Petrogenesis of late Cretaceous adakitic magmatism in the Istanbul zone (Cavusbasi granodiorite, NW Turkae). *Turkish Journal of Earth Sciences* 21: 1029-1045.
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., Lee, H. Y., Kang, Z. Q., Liao, Z. L., Wang, L. Q., Li, G. M., Dong, G. C. and Liu, B. (2009) Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-pridotite interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 298-309.

Petrogenesis and tectonic setting of Sahand subvolcanic and volcanic domes

Jalil Ghalamghash * and Raziye Chaharlang

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Abstract

The Sahand volcano is located in the NW of Iran. The volcano is stratovolcano and is dominated by pyroclastic materials and lava flows in the Miocene-Quaternary. The last eruptions included subvolcanic and volcanic domes with dacitic to rhyolitic composition, which are studied in this paper as the young Sahand. These rocks have petrological features including sieve texture and zoning in plagioclases. Common features in the young subvolcanic and volcanic rocks of the Sahand are abundance of plagioclase and amphibole, enrichment of Ba, Rb and Sr and negative Nb and Y anomalies in primitive mantle normalized multi element diagrams and enrichment of LREE relative to HREE in chondrite-normalized REE patterns. These characteristics and the location of the rocks studied in the Y-Sr/Y diagram implying adakitic composition for these rocks. Adakitic rocks of the young Sahand are high SiO₂ Adakitic rocks. These rocks have been derived from partial melts of garnet-bearing crustal sources (thickened lower continental crust or oceanic crust) and underwent magmatic evolution during their ascent. The formation of the studied rocks have been related to the Arabian-Eurasia collision zone.

Key words: Crustal source, adakite, High SiO₂, Dacite, Rhyolite, Young Sahand, Tabriz, Central Iran

Ordovician-Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz

Morteza Derakhshi and Habibollah Ghasemi *

Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences,
Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

One of the characteristics of the Ordovician to the Devonian rock units in the north of Shahrood is the presence of high volumes of igneous rocks with basaltic composition as dyke and sill. The greatest volume of these rocks are widespread in Soltan Meydan Basaltic Complex with a thickness of about 1000 m as numerous basaltic lava flows, basaltic agglomerates, tuffs and some sedimentary intercalations which have been formed during the upper Ordovician to the early late Silurian. Active extensional tectonic prevailing on the area and violent detaching in continental lithosphere in this interval time led to sudden decompression on the rising mantle plumes, providing conditions for extensive partial melting and generation of high volumes of basaltic magma. Geochemical evidences show that the produced magmas have transitional to alkaline nature and generated from a rising enriched mantle plume source in an extensional intracontinental rift setting. The nature and tectonic setting of this basaltic magmatism during the lower-middle Paleozoic indicate continuation of long lived extensional movements related to the earlier stages of Paleotethys rifting in the north of Iran.

Key words: Basalt, Lower-Middle Paleozoic, Intracontinental rift, Paleotethys, Alborz, Shahrood

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Thermo-barometry of amphibole-plagioclase phenocrysts in volcanic rocks in the east of Kamu north of Isfahan province (middle part of the Central Iranian volcanic belt)

Mohammad Sayari, Mortaza Sharifi * and Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The studied volcanic rocks, in the middle part of the Central Iranian volcanic belt (Urumieh-Dokhtar magmatic arc) belong to a vast magmatic province located in the north of the Bitlis-Zagros suture zone. Petrographically, these rocks show dacite to andesite composition and include phenocrysts of plagioclase, amphibole and biotite with a prevailing porphyritic texture in a matrix composing of feldspar, quartz, microcline and glass. Having a relatively invariable composition, plagioclases are all andesine. Amphiboles are calcic and tschermakite type. Estimation of temperature and pressure of crystallization resulted from graphically integrating amphibole and amphibole-plagioclase geothermo-barometry equations indicates that the amphibole-plagioclase phenocrysts were crystallized in the temperature range of 763-823 °C with average of 797 °C and in the pressure range of 2.2-4.5 kbar with the average of 3.4 kbar. The maximum depth of crystallization is evaluated at 17 km in continental crust.

Key words: Thermo-barometry, Amphibole, Plagioclase, Volcanic rocks, Kamu, Urumieh- Dokhtar

* m.sharifi@sci.ui.ac.ir

Petrography, mineral chemistry and geochemistry of granitoids of the Samen plutonic complex (SW Malayer, Hamedan)

Ali Asghar Sepahi Gerow ^{1*}, Farahnaz Sepahvand ¹, Ahmad Ahmadi Khalaji ²
and Sedighah Salami ¹

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract

The Malayer plutonic complex is located in the northern Sanandaj-Sirjan zone of the western Iran. An intrusive body with granodioritic component known as the Samen granodiorite is in the center of this complex, which is accompanied by other granitic rocks and small mafic bodies. The major part of this intrusive body composed of tonalitic-granodioritic rocks. The monzogranitic rocks, unlike the other plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan zone such as the Alvand pluton constitute a small part of this complex, and probably formed and emplaced after tonalitic-granodiorite body. In terms of geochemical characteristics these rocks are calc-alkaline, peraluminous and S-type, while tonalitic-granodioritic rocks are metaluminous and I-type in nature. These granitoids on the spider diagrams show enrichment in LILE (K, Rb and Th) and depletion in HFSE (Nb, P and Ti). Also they are enriched in LREE rather than HREE, the characteristics which are usually observed in the rocks from subduction environments and active continental margins. The biotites in the granodiorites are siderophyllite, amphiboles and plagioclases are hornblende and andesine type. Barometric calculations yield pressures of 1-1.2 kbar (equal to 3-4 km of depth) for intrusive rocks. Crystallization temperature of the granodioritic rocks in 1 kbar pressure is estimated to be 592.2 to 756.9 °C and in 1.2 kbar pressure around 591.2 to 757.6 °C.

Key words: Granodiorite, Calc-alkaline, Continental arc, Samen, Sanandaj-Sirjan zone

* sepahi@basu.ac.ir

Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz granitoid north-western of Birjand, east of Iran

Mohammad Hossein Zarrinkoub ^{1*}, Seyed Saied Mohammadi ¹, Sun-Lin Chung ²
and Mohammad Mahdi Khatib ¹

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

² Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Abstract

The Takht-e baz granitoid in the northwest of Birjand is cropped out in the vicinity of pyroclastic units composing of tuff, marly tuff and breccia. Petrography and major elements analysis show that this intrusion is alkali granite to granite in nature. Common textures in these rocks are granular, graphic, myrmekite, granophyric and perthitic. Potassium feldspars (perthitic orthoclase and microcline), quartz and sodic plagioclases are essential minerals. Biotite as the only mafic mineral and zircon, titanite and Fe-oxide are the accessory minerals of these rocks. Biotite is altered to chlorite, and feldspars to sericite, calcite and clay minerals. Age dating with zircon uranium-lead method indicated that the alkali granite is 55.7 ± 0.6 Ma (early Eocene) old. Chemically, the rock suite is characterized by high total alkali, Fe/Mg, Ga/Al, Hf, REE (except for Eu), SiO₂ and Zr and low contents of Ba, CaO, MgO, P₂O₅ and Sr. These features along with various geochemical discrimination diagrams suggest that the Takht-e baz granitoid is post-collisional A-type (A2-type). This suite may be derived from melting of continental crust in an extensional setting after collision of the Lut and the Afghan continental blocks in the east of Iran.

Key words: Dating, Zr-U-Pb, Alkali granite, Takht-e baz, Sistan suture zone

* zarrinkoub@birjand.ac.ir

Investigation on protolith and tectonic setting of metamorphic rocks in the Surian complex using petrographic and geochemical data

Mohammad Ali Rajabzadeh * and Soheila Esmaeili

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Abstract

The metamorphic rocks of the Surian complex occurred along the Bavanat Valley, northeast of Fars province at the eastern edge of the Sanandaj-Sirjan zone. The complex is located between the Surian fault in the northeast, and Jian fault in the southeast, and consists of chlorite epidote schist, chlorite actinolite schist, quartz chlorite schist, mica schist and andalusite muscovite schist. Geochemical data (Al₂O₃, CaO, MgO, Ni, P₂O₅, TiO₂ and REE) contents reveal that the primary rocks of andalusite muscovite schist, quartz chlorite schist and mica schist were formed in sedimentary environments, whereas those of the chlorite actinolite schist and chlorite epidote schist have igneous origin. The concentrations of major immobile elements (e.g. Al, Ti), REE and Highs Field Strength Elements (HFSE) (e.g. Nb, Y, Zr), indicate that the rocks of sedimentary origin were formed in active continental margin setting in association with turbidites of deep sea floor and those of igneous origin show tholeiitic basalt nature of rift basins.

Key words: Geochemistry, Petrography, Metamorphic rocks, Surian complex, Sanandaj-Sirjan zone

* rajabzad@susc.ac.ir

Trace elements and REE(s) behaviour in hydrothermal alteration zones Sungun Cu-porphyry deposit, NE Iran

Batoul Taghipour ^{1*}, Mohammad Ali Mackizadeh ², Seyed Vahid Mohammadi ¹ and Farhad Ahmadnejad ³

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract

The Sungun Cu-porphyry deposit is located in the East Azarbaijan province, 75 Km NE of Ahar city. The porphyry type mineralization is related to the Miocene monzonite-quartz monzonite and diorite-granodiorite intrusive rocks. There are four distinguished alteration zones in the Sungun deposit which nearly envelope the ore body concentrically. The present research is concerned on the behaviour of REE in potassic, phyllic and argillic zones regarding their geochemical and economic potentials. Geochemical evidences of trace elements share many similarities between alteration zones. LREE enrichment and HREE depletion are well clear in three alteration zones. Eu anomaly in potassic zone is weakly negative, in phyllic is nearly positive but the argillic zone doesn't show any Eu anomaly. Lower ratio of Ce/Ce* (0.95) in potassic and the higher ratio in phyllic and argillic zones reveal prevailing reduced and oxidized conditions respectively. Similar physicochemical conditions such as pH, the availability of suitable complexes in fluids, and the occurrence of secondary minerals for REE uptake, have been prevailed on the evolution of these three alteration zones.

Key words: Sungun porphyry Cu deposit, Hydrothermal alteration, REE and trace elements, Eu anomaly, Physico-chemical condition

* taghipour@shirazu.ac.ir

Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area Southeast of Zahedan

Rahele Moradi, Mohammad Boomeri * and Sasan Bagheri

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

Abstract

The Shurchah antimony-bearing area is located in the Eastern Iranian flysch zone. The Cretaceous to Eocene schists and phyllites are the oldest geological units in the area. These rocks have been intruded by granitic bodies, felsic dikes, and quartz and stibnite veins. The granitic rocks in this area are composed of granite, granodiorite and aplite dikes. The granitoid rocks are generally massive, gray and coarse-grained with granular, porphyritic and cataclastic textures and contain mainly plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, muscovite and opaques. These rocks are commonly peraluminous to metaluminous, calc-alkaline and related to a magmatic arc. The SiO₂ content of the intrusions varies from 61 to 75 wt.%. Variation diagrams show linear trends, with increasing SiO₂ content Al₂O₃, CaO, FeO, MgO, and TiO₂ amounts decrease whereas, K₂O and Na₂O contents increase. On the base of MORB and ORG-normalized diagrams, the negative anomalies of Nb, Ti and positive anomalies of K, Rb, Th, U and especially Pb revealed an igneous mantle origin, especially the role of Sistan subduction oceanic crust and overlying mantle wedge in the genesis of these rocks and also, the role of continental crust in magmatic contamination.

Key words: Antimony mineralization, Shurchah area, Sistan and Baluchestan, Flysch zone of Eastern Iran

* boomeri@hamoon.usb.ac.ir

Volcanic and subvolcanic rocks dating in the north of Shahrekord by ⁴⁰Ar/³⁹Ar method, a new approach regarding the occurrence and duration of the Jurassic volcanism in the Sanandaj-Sirjan zone

Sayed Naeim Emami ^{1*} and Mahmoud Khalili ²

¹ Natural Resources and Agriculture Research Center of Chaharmahal and Bakhtiari, Shahrekord, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The volcano-sedimentary complex in the north of Shahrekord as a belt with NW-SW trend and 396 km² area is parallel to the Zagros structural zone within the central part of the Sanandaj-Sirjan zone. The volcanic rocks have mafic and intermediate affinity. The subvolcanic microdiorite rocks were exposed as small stocks. The pyroclastic rocks are composed of tuffs, lapilli tuffs, agglomerates, volcanic breccias and tuffites. To determine the age of the aforementioned volcanic rocks, due to the presence of fresh amphibole crystals in the andesitic and microdioritic rocks, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating method was applied. On the base of ⁴⁰Ar/³⁹Ar data, the studied volcanic and subvolcanic rocks have formed between 145 to 169 Ma corresponding to Callovian to Tithonian stages (upper Dogger to upper Malm of Jurassic period). The dating results are well consistent with the other geochronological studies performed on some of the intrusive bodies in the Sanandaj-Sirjan zone (i.e. Aligoodarz and Alvand intrusives) which are related to the subduction of Neothethyan Oceanic Lithosphere below the Central Iran Plate. Nevertheless, the aforesaid volcanism, belonging to middle Kimmerian orogenic phases in this part of the Sanandaj-Sirjan zone, is reported for the first time.

Key words: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating method, Volcanism, Middle Kimmerian, Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone

* emami1348@yahoo.com

Content

- ◆ **Petrogenesis and tectonic setting of Sahand subvolcanic and volcanic domes 9**
Jalil Ghalamghash and Raziye Chaharlang

Content

- ◆ **Volcanic and subvolcanic rocks dating in the north of Shahrekord by ⁴⁰Ar/³⁹Ar method, a new approach regarding the occurrence and duration of the Jurassic volcanism in the Sanandaj-Sirjan zone 1**
Sayed Naeim Emami and Mahmoud Khalili
- ◆ **Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area Southeast of Zahedan 2**
Rahele Moradi, Mohammad Boomeri and Sasan Bagheri
- ◆ **Trace elements and REE(s) behavior in hydrothermal alteration zones Sungun Cu-porphry deposit, NE Iran 3**
Batoul Taghipour, Mohammad Ali Mackizadeh, Vahid Mohammadi and Farhad Ahmadnejad
- ◆ **Investigation on protolith and tectonic setting of metamorphic rocks in the Surian complex using petrographic and geochemical data 4**
Mohammad Ali Rajabzadeh and Soheila Esmacili
- ◆ **Petrography, geochemistry and dating for the Takht-e baz granitoid north-western of Birjand, east of Iran 5**
Mohammad Hossein Zarrinkoub, Seyyed Saeid Mohammadi, Sun-Lin Chung and Mohammad Mahdi Khatib
- ◆ **Petrography, mineral chemistry and geochemistry of granitoids of the Samen plutonic complex (SW Malayer, Hamedan) 6**
Ali Asghar Sepahi Gerow, Farahnaz Sepahvand, Ahmad Ahmadi Khalaji and Sedigheh Salami
- ◆ **Thermo-barometry of amphibole-plagioclase phenocrysts in volcanic rocks in the east of Kamu, north of Isfahan province (middle part of the Central Iranian volcanic belt) 7**
Mohammad Sayari, Mortaza Sharifi and Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh
- ◆ **Ordovician-Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz 8**
Morteza Derakhshi and Habibollah Ghasemi

Referees committee (5th Year, No. 18, Summer 2014)

We express our deep gratitude to the following faculty members of the universities and of educational-research Institutes who have cooperated in evaluation and assessment of the articles of this issue of Journal of Petrology:

Dr. Ali Ahmadi	University of Sistan and Bluchestan
Dr. Hamid Ahmadipour	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Mohsen Arvin	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Abbas Asiabanha Rezaei	Imam Khomeini International University
Dr. Farimah Ayati	Payame Noor University
Dr. Habib Biabangard	University of Sistan and Bluchestan
Dr. Alireza Davoudian Dehkordi	Shahrekord University
Dr. Sayed Naeim Emami	Natural Resources and Agriculture Research Center of Chaharmahal and Bakhtiari
Dr. Ahmad Jahangiri	University of Tabriz
Dr. Ali Kananian	University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Mahnaz Khodami	Islamic Azad University, Mahallat Branch
Dr. Amir Hossein Koksari	University of Yazd
Dr. Mahin Mansouri Esfahani	Isfahan University of Technology
Dr. Mohsen Moazzen	University of Tabriz
Dr. Farhad Pirmohammadi Alishah	Islamic Azad University, Shabestar Branch
Dr. Ali Asghar Sepahi Gerow	Bu-Ali Sina University
Dr. Nahid Shabani Boroujeni	Shahrekord University
Dr. Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh	University of Isfahan
Dr. Batoul Taghipour	University of Shiraz
Dr. Ashraf Torkian	Bu-Ali Sina University

Petrology (Scientific Research Journal)

Managing Editor: Dr. Mahmoud Khalili

Editor-in-Chief: Dr. Iraj Noorbehesht

Editorial Board

Dr. Sadredin Amini	Professor-Kharazmi University
Dr. Naser Arzani	Associate Professor-Payame Noor University of Isfahan
Dr. Ali Darvishzadeh	Professor-Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Daryoush Esmacili	Professor-University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	Professor-University of Isfahan
Dr. Hossein Mahdizadeh Shahri	Professor-Shahrood University of Technology
Dr. Seyed Ahmad Mazaheri	Professor-Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Mohsen Moazzen	Professor-University of Tabriz
Dr. Iraj Noorbehesht	Professor-University of Isfahan
Dr. Mohammad Rahgoshay	Associate Professor-Shahid Beheshti University
Dr. Ali Asghar Sepahi Gerow	Professor-Bu-Ali Sina University

Executive and Manuscript Manager: Fariba Hadian

Scientific English Editor: Dr. Mahmoud Khalili
Professional Layout Designer: Afsaneh Safari Mirghaleh
Professional Editor: Afsaneh Safari Mirghaleh
Publisher: University of Isfahan

Address: Petrology Office, Technology and Research Department, University of Isfahan, Hezar Jerib Street, Postal Code 81746-73441, Isfahan, Islamic Republic of Iran.
Email: petrology@res.ui.ac.ir
Website: http://uijs.ui.ac.ir/ijp
Tel: +98(31)37934255
Fax: +98(31)37932177

Petrology

5th Year, No. 18, Summer 2014

Published by
University of Isfahan Research Center

Journal of Petrology has been ranked as a **scientific-research** journal based on the document number 3/11/2003 issued by the Evaluation Committee of Scientific Journals of Research and Technology Ministry in February, 2010; also it has been registered with **International Standard Serial Number (ISSN): 2228-5210** for Print and **ISSN: 2322-2182** for Online by National Library and Archives of Islamic Republic of Iran.

" Publication of this journal is accompanied by the cooperation of the University of Isfahan, Bu-Ali Sina University, Payame Noor University of Isfahan, University of Tabriz, Shahid Beheshti University, Shahrood University of Technology and Ferdowsi University of Mashhad."

Petrology is indexed and listed in these Databases:

IJP electronic database	http://uijs.ui.ac.ir/ijp
EBSCO host databases	http://www.ebscohost.com
Directory of Open Access Journals	http://www.doaj.org
Index Copernicus (IC Journal Master List)	http://journals.indexcopernicus.com
Islamic World Science Citation center	http://www.isc.gov.ir
Magiran: Journals database	http://www.magiran.com
Scientific Information Database	http://www.sid.ir
Ulrichsweb: global serials directory	http://ulrichsweb.serialssolutions.com

Publication and Lithography: University of Isfahan Publications

Publisher: University of Isfahan

Published in: Autumn 2014