Combination of geochemical- statistical- petrological and crystal size distribution (CSD) as a new confidence in determination of magmatic processes in Kodegan Area (South Khorasan)

Zahra Hamzehei [1], Mina Boveiri Konari [2] and Ali Solgi [3]*

[1] Department of Geology,Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[3] Department of Geology, Faculty of Earth Science, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Abstract

Eocene volcanic and plutonic rocks exposed in the 90 km south of Khusf, south Khorasan Province. The texture of these rocks is porphyritic, glomeroporphyritic, seriate and poikilitic. Plagioclase, Alkali feldspar, quartz, pyroxene and hornblende are abundant mineral in these rocks. Plagioclase crystals show sieve texture and zoning. These rocks are calc-alkaline to tholeiiti. They characterized by enrichment of LREE and LILE, depletion of HREE and HFSE. Negative anomalies of Ti, Nb, P, Zr, and positive anomalies of Pb, K, U reflect emplacement of volcanic rocks in an active continental margin. In order to investigation of magma crystallization, crystal size distribution (CSD) technique also used for 10 andesite and basalt rock samples. Increasing of plagioclase crystal size in a semi-logarithmic plot which demonstrate population density versus size, represents fractional crystallization. Concavity of the CSD diagrams resulting from combination of two populations of crystals, that one of them formed during slow cooling and the other formed during a period of pressure reduction and rapid cooling. Additionally, chemical features such as variation trends of Nb/Y vs. Nb and MgO vs. Fe_2O_3 and two different trends of volcanic and plutonic samples in Harker and dendrogram diagram, regarded as an indicator of magma mixing processes.

Key words: Kodegan, magma mixing, crystal size distribution (csd), active continental margin

* a.solgi@srbiau.ac.ir

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http: //creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.
DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.121410.1160

پتـــــرولوژی، سال دهم، شماره چهلم، زمستان ۱۳۹۸، صفحه ۸۳-۱۰۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۲۸ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۰۳/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۰۱

مقاله پژوهشی

تلفیق بررسی‌های زمین‌شیمیایی- آماری- سنگ‌شناسی و CSD به‌عنوان رهیافتی نوین در شناخت فرایندهای ماگمایی در محدودهٔ کودگان (خراسان جنوبی)

زهرا حمزه‌ای [۱]، مینا بویری‌کناری [۲] و علی سلگی [۳]*

[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت‌مدرس، تهران، ایران

[۳] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران

چکیده

در ۹۰ کیلومتری جنوب خوسف در استان خراسان جنوبی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی به سن ائوسن برونزد دارند. این گروه‌های سنگی بیشتر بافت پورفیری، گلومروپورفیری، تدریجی و پویی‌کلیتیک نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، پیروکسن و هورنبلند از کانی‌های فراوان سازندهٔ این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. در این سنگ‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی و زونینگ دارند. این سنگ‌ها روند کالک‌آلکالن تا تولهایتی نشان می‌دهند. ویژگی‌هایی مانند غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE، وجود ناهنجاری‌های منفیِ عنصرهای P، Nb، Ti و Zr، و ناهنجاریِ مثبت Pb، K و U در نمونه‌ها نشان‌دهندهٔ پیدایش این توده در مرز فعال قاره‌ای هستند. برای بررسی شرایط تبلور ماگما، بلورهای پلاژیوکلاز در ۱۰ نمونهٔ آذرین بیرونی با ترکیب آندزیتی و بازالتی، به روش توزیع اندازهٔ بلور (CSD) بررسی شدند. روند افزایشی اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز روی نمودارهای نیمه‌لگاریتمی تغییرات اندازه دربرابر چگالی جمعیتی کانی‌ها در نمونه‌های آذرین بیرونی، نشان‌دهندهٔ رفتار تبلور و جدایش بلورین است. تقعر رو به بالای نمودارهای CSD پیامد ترکیب دو جمعیت بلوری است که یکی از آنها هنگام سردشدن آرام و دیگری در دورهٔ کاهش فشار و سردشدن روی داده است. روند تغییرات Nb/Y دربرابر Nb و MgO دربرابر Fe_2O_3 و همچنین، جایگیری نمونه‌های آذرین بیرونی و درونی در دو گروه جدا برپایهٔ بررسی نمودارهای هارکر و نمودار به‌دست‌آمده از آنالیز خوشه‌های همگی نشان‌دهندهٔ رویداد فرایند آمیختگی ماگمایی در هنگام پیدایش واحدهای سنگی محدودهٔ کودگان است.

واژه‌های کلیدی: کودگان، آمیختگی ماگمایی، توزیع اندازهٔ بلورها، مرز فعال قاره‌ای

* a.solgi@srbiau.ac.ir

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http: //creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.121410.1160

مقدمه

یکی از روش‌های کاربردی که اطلاعات مهمی دربارهٔ تاریخچه تبلور و سردشدن سنگ‌های ماگمایی ارائه می‌دهد، بررسی کمّی اندازه کانی‌های سنگ‌ساز سنگ‌های آذرین و به‌ویژه در سنگ‌های آذرین بیرونی است. این روش به‌نام توزیع اندازهٔ بلورها یا CSD (Crystal Size Distribution) خوانده می‌شود (Marsh, 1988). روش CSD بیشتر متأثر از هسته‌بندی، متوسط سرعت و زمان رشد بلورها و به‌دنبال آن، زمان توقف ماگما در آشیانهٔ ماگمایی است.

ازآنجایی‌که تبلور سنگ‌های آذرین در شرایط پیچیده هسته‌بندی و رشد انجام می‌شود، سردشدگی سریع در سنگ‌های آتشفشانی یا نیمه‌ژرف یا سردشدن آرام در سنگ‌های آذرین درونی تغییرات آشکار و قابل دیدنی در بافت آنها پدید می‌آورد. عامل کلیدی در درک چگونگی پیدایش سنگ‌های آذرین و فرایندهای مؤثر در پیش، همزمان و پس از پیدایش آنها، نیازمند تفسیر ترکیب شیمیایی و بافت آنهاست (Renzulli and Santi, 1997; Jerram and Cheadle, 2000; Kuscu and Floyd, 2001). تجزیهٔ کیفی بافت‌ها پایهٔ فهم ویژگی‌های فیزیکی تبلور ماگما به‌شمار می‌رود (Marsh, 1988; Higgins, 2006a; Jerram and Higgins, 2007).

روش CSD برپایهٔ بررسی تعادل میان شمار بلورها در یک طیف اندازهٔ مشخص در حجم مشخصی از ماگماست که به نام چگالی تجمعی از آن یاد می‌شود. پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی‌های سازندهٔ سنگ‌های آذرین است و در بیشتر شرایط گوناگون ماگمایی حالت پایدار دارد و نوسان‌های فیزیکو- شیمیاییِ آشیانهٔ ماگمایی را در خود ثبت کند (Gagnevin *et al.*, 2007; Ruprecht and Wörner, 2014). ازاین‌رو، در بیشتر بررسی‌های CSD انجام‌شده در سنگ‌های آذرین، بیشترین تأکید روی اندازه‌گیری پارامترها دربارهٔ بلورهای پلاژیوکلاز بوده است.

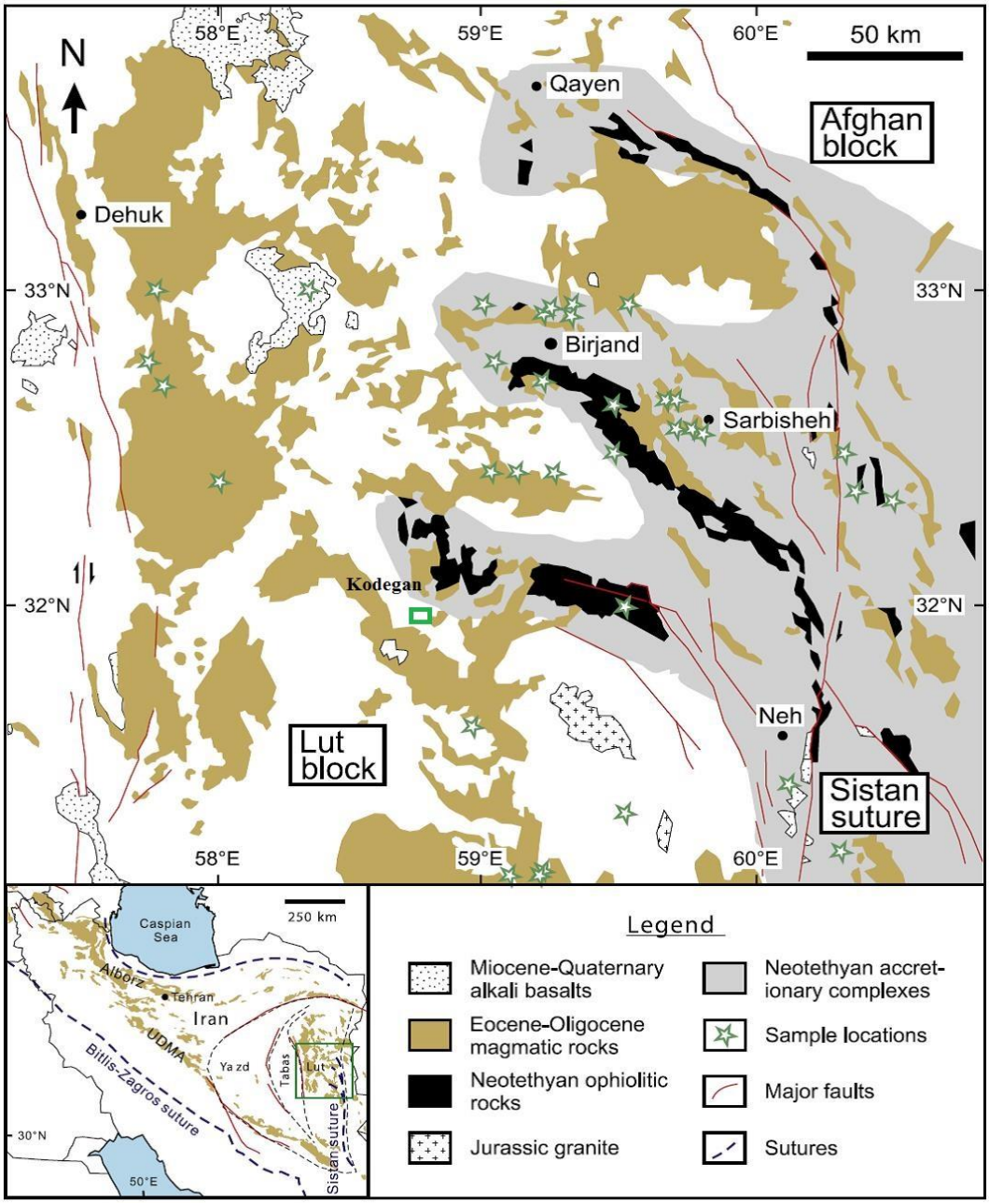
Randolph و Larson (۱۹۷۱) از نخستین پژوهشگرانی هستند که به معرفی کاربرد روش توزیع اندازهٔ بلورها در گدازه‌ها پرداختند. سپس Marsh (۱۹۸۸) این روش را به‌صورت کاملاً علمی توسعه داد. برپایهٔ بررسی‌های وی، Higgins (۲۰۰۰) نرم‌افزار CSD Correction را طراحی کرد.

با تکمیل تئوری CSD روشن شد سرعت رشد بلورها به اندازه آنها وابسته نیست؛ اما میزان هسته‌بندی بلورها دربرابر اندازه آنها روندی وارونه نشان می‌دهد؛ یعنی هرچه میزان هسته‌بندی سریع‌تر باشد، بلورهای پدیدآمده اندازهٔ کوچک‌تری خواهند داشت. اندازه و آرایش فضایی بلورها در سیستم‌های ماگمایی نشان‌دهندهٔ شرایط بالاآمدن ماگماست، بدین‌گونه‌که میزان میکرولیت‌ها و میکروفنوکریست‌ها در سنگ‌های آذرین بیرونی نشان‌دهندهٔ رشد بلورها در مجاری و جمعیت فنوکریست‌ها نشان‌دهندهٔ توقف ماگما در آشیانهٔ ماگمایی است.

در این پژوهش، برپایهٔ بررسی توزیع اندازهٔ بلورهای (CSD) پلاژیوکلاز در ۱۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی محدودهٔ کودگان و تلفیق این اطلاعات با داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی نمونه‌ها، شرایط تبلور ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه را بازسازی و فرایندهای دخیل در تحولات ماگمایی آنها را بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

مجموعهٔ کودگان در ۹۰ کیلومتری جنوب خوسف، در استان خراسان جنوبی و خاور پهنه ساختاری لوت در پهنهٔ ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱). بلوک لوت روند شمالی- جنوبی دارد و با گسل‌های نهبندان در خاور، درونه در شمال، نایبند در باختر و جازموریان در جنوب فراگرفته شده است (Berberian and King, 1981).



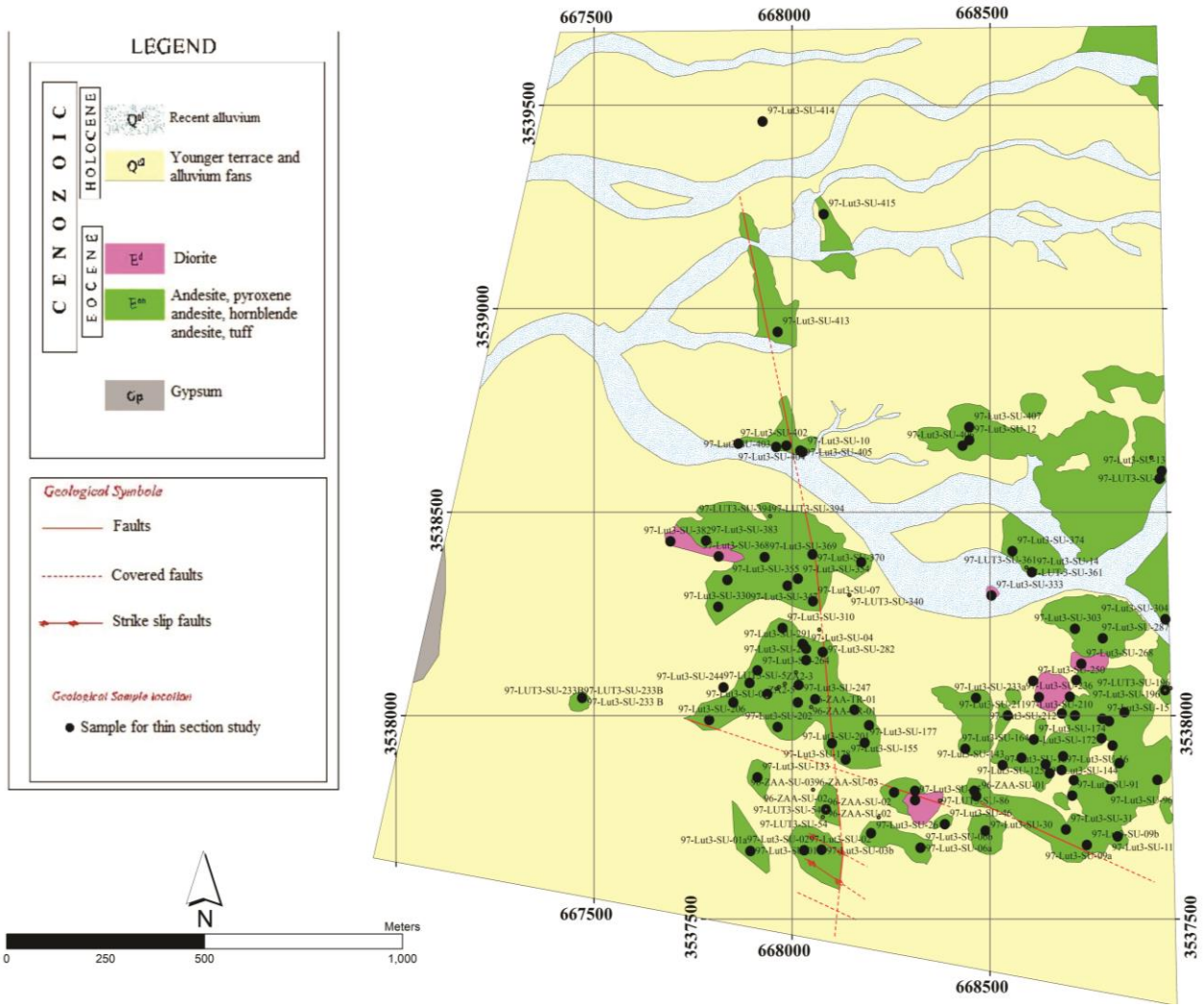
شکل ۱- جایگاه محدودهٔ کودگان (دایرهٔ سبز رنگ) روی نقشهٔ پهنه‌های ساختاری ایران، برگرفته از Nowroozi (۱۹۷۶)، Aghanabati (۲۰۰۴) و Hessami و همکاران (۲۰۰۶)

برخی پژوهش‌های انجام‌شده روی توالی افیولیتی در مرز خاوری پهنهٔ لوت با بلوک افغان و فعالیت‌های ماگماتیسم دیده‌شده در بلوک افغان، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی به زیر بلوک افغان را پیشنهاد کرده‌اند (Saccani *et al.*, 2010)؛ اما برخی پژوهش‌های دیگر برپایهٔ حجم و پراکندگی زمانی و مکانی ولکانیسم و پلوتونیسم در بلوک لوت، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی به‌سوی باختر و به زیر بلوک لوت را پیشنهاد کرده‌اند (Eftekharnezhad, 1981). بررسی‌های زمین‌شناسی و ایزوتوپی جدید روی برخی توده‌های آذرین درونیِ بلوک لوت، فرورانش

دوسـویه و نامتقـارن پوسـتهٔ اقیانوسـی بـه زیـر بلـوک لوت و بلوک افغـان بـا سـرعت‌هـای گونـاگون را نشـان می‌دهند (Arjmandzadeh *et al*., 2011).

فعالیـت ماگماتیسـم گسـتردهٔ بلـوک لـوت از زمـان ژوراسیک آغاز و تا ترشیاری ادامه داشـته و در ایـن زمـان بـه اوج خـود رسـیده اسـت (Pang *et al*., 2013). سن‌سنجی بازالت‌های آلکالن میوسن تا کواترنری منطقـه لوت- سیستان نشان‌دهندهٔ برخورد بلوک لـوت بـا بلـوک افغان در زمان کرتاسه پسین است (Pang *et al*., 2013).

محـدودهٔ کودگـان در بخـش شـمالی نقشـهٔ زمـین‌شناسـی ۱:۱۰۰,۰۰۰ کودگـان جـای دارد. گروه‌های سـنگی در نقشـهٔ کودگـان بیشـتر از نـوع آذریـن هسـتند و سـن آنهـا پالئوسـن تـا ائوسـن (Bolourian, 2010) است. ایـن سنگ‌ها دربردارنـدهٔ تـوده‌های آذرین درونی ژرف و نیمـه‌ژرف گونـاگون، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری هستند. کهن‌تـرین گروه‌های سنگی که گستردگی کمـابیش بسـیاری در جنوب منطقه دارند، واحـدهای آگلـومرایی و تـوف هستند. بیشتر سطح محـدوده را واحـدهـای آنـدزیت (پیروکسن‌آندزیت) و دیوریت فراگرفته‌اند. نمونه‌هـای سنگی بررسی‌شده در این پژوهش، ترکیـب آنـدزیت، پیروکسن‌آندزیت و بازالت دارند (شکل ۲).



شکل ۲- نقشهٔ زمین‌شناسی محدودهٔ کودگان

بیشتر گسل‌های محدودهٔ کودگان روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و خاوری- باختری نشان می‌دهند. این گسل‌ها در واحد آندزیتی دیده می‌شوند و شواهد رفتار گسل‌های نرمال و چپگرد در آنها دیده می‌شود.

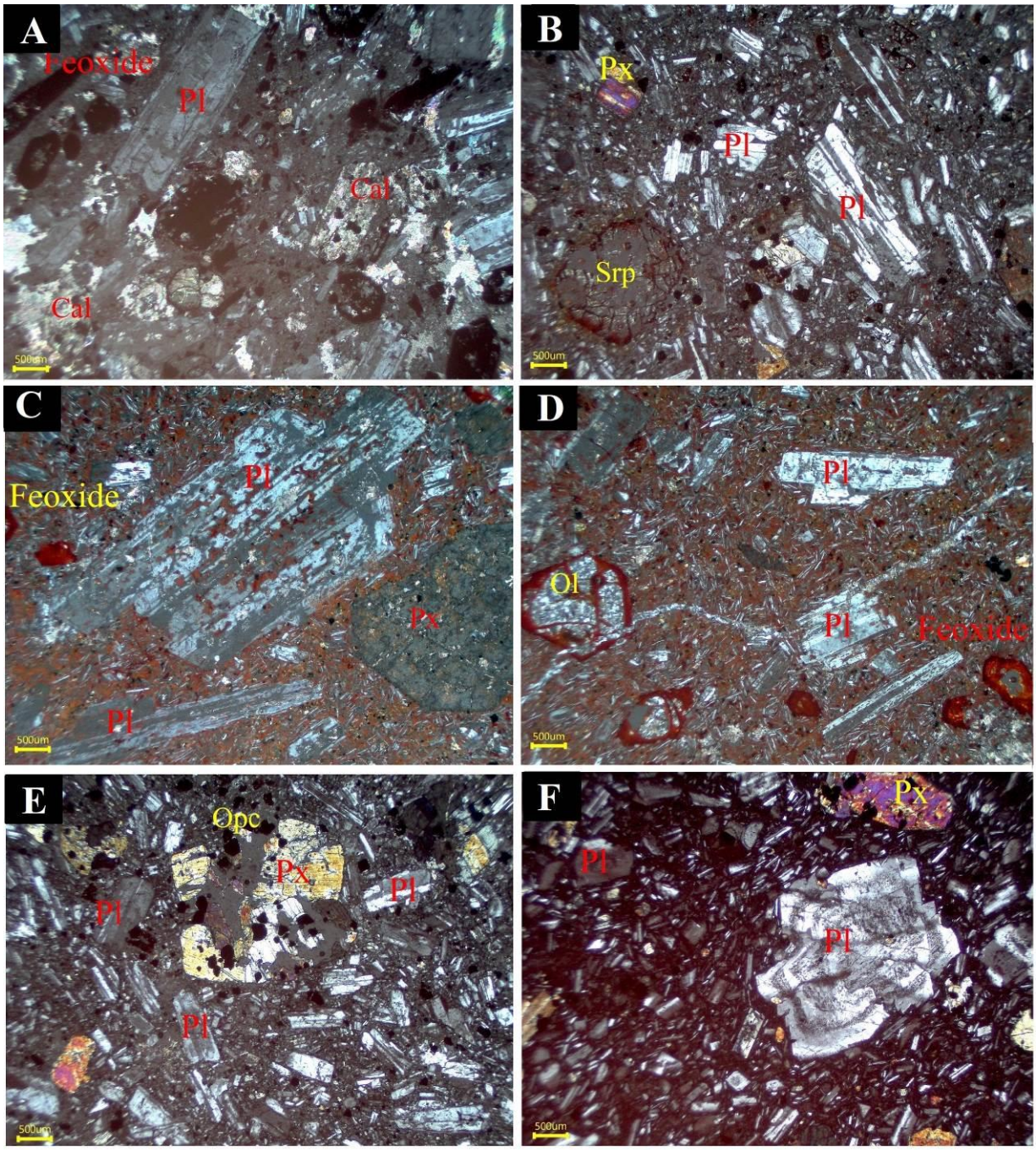
سنگ‌نگاری

الف- آندزیت

آندزیت فراوان‌ترین ترکیب سنگ‌شناسی دیده‌شده در این محدوده است. بیشتر نمونه‌های برداشت‌شده از این واحد ترکیب آندزیت، پیروکسن‌آندزیت و هورنبلندآندزیت دارند. در این نمونه‌ها، بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، پویی‌کلیتیک و غربالی از بافت‌های غالب به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانیِ این نمونه‌هاست و پس از آن هورنبلند، پیروکسن و الیوین که بیشتر به‌صورت شکل‌دار در نمونه‌ها دیده می‌شوند. نشانه‌های دگرسانی سریسیتی، اپیدوتی، کربناتی، بیوتیتی و اکسیداسیون آهن با درجات ضعیف تا کمی متوسط نیز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در اندازه‌های متوسط تا درشت دیده می‌شوند. در این بلورها، نشانه‌های ماکل پلی‌سینتتیک، زونینگ، بافت غربالی و پلاژیوکلاز دونسلی دیده می‌شوند. منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها نشان‌دهندهٔ تغییر ترکیب ماگما، در پی تزریق مداوم ماگما به آشیانهٔ ماگمایی و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز است (Holton *et al.*, 2000) (شکل‌های ۳- A تا ۳- D و ۳- F).

ب- بازالت

نمونه‌های بازالت دیده‌شده در این محدوده بسیار کم هستند؛ به‌گونه‌ای‌که برپایهٔ شمار کم آنها واحد جدایی تفکیک نشده است. در این نمونه‌ها نیز مانند آندزیت‌ها، بافت‌های پورفیری، پویی‌کلیتیک و کمتر تراکیتی دیده می‌شوند. بیشتر بلورهای الیوین دیده‌شده در این نمونه‌ها به سیلیس دگرسان شده و ایدنگزیتی شده‌اند. در این نمونه‌ها، نشانه‌هایی از دگرسانی سیلیسی و کربناته با درجه ضعیف تا متوسط دیده شده‌اند. وجود بافت‌های غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی ترکیبی، بافت غربالی و پلاژیوکلاز دو نسلی معمولاً به متغیرهای مستقل (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل پیشین سیستم را برهم می‌زند. این بافت‌ها در پی تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی پدید می‌آیند که در تماس با بلور است و چه‌بسا پیامد انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، جریان مذاب میان بلورهایی که زودتر پدید آمده‌اند، و جدایش پیشرونده مذاب باشد. دربارهٔ چگونگی پیدایش بافت غربالی باور بر اینست که ناپایداری کم بخشی از بلور در مذاب، باعث ذوب و تبلور درجا (و دوباره) بخش‌های ذوب‌شده می‌شود (Stamatelopoulou *et al.*, 1990; Tsuchiyama, 1985). این بافت‌ها نشان‌دهندهٔ نبود تعادل در آشیانهٔ ماگمایی است که چه‌بسا پیامد ورود یا حضور دو یا چند ماگما در آشیانهٔ ماگمایی باشد (شکل ۳- C). پیروکسن و هورنبلند فراوان‌ترین کانی‌های مافیک دیده‌شده در واحدهای سنگی آذرین بیرونی این محدوده هستند. بیشتر این بلورها شکل‌دار هستند و در آنها دگرسانی‌های سریسیتی، کربناتی و اپیدوتی با درجه ضعیف تا متوسط دیده می‌شوند. بیشتر بلورهای هورنبلند در نمونه، دگرسان شده‌اند و حاشیهٔ اپاسیتی دارند (شکل‌های ۳- A، ۳- C، ۳- F و ۳- E).



شکل ۳- A) فنوکریست پلاژیوکلاز با نشانه‌های ضعیف زونینگ و کربناتی‌شدن فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز (پیروکسن‌آندزیت)؛ B) بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک و الیوین سرپانتینیتی‌شده در زمینهٔ ریزبلور و شیشه‌ای (آندزیت)؛ C) پلاژیوکلاز با بافت غربالی در کنار فنوکریست دگرسان‌شدهٔ پیروکسن (پیروکسن‌آندزیت)؛ D) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی، الیوین سیلیسی‌شده و ایدینگزیتی‌شده در زمینه‌ای از بافت میکرولیتی (بازالت)؛ E) بافت گلومروپورفیری با تجمع بلورهای شکل‌دار پیروکسن (پیروکسن‌آندزیت)؛ F) زونینگ در فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینهٔ میکرولیتی (آندزیت)

زمین‌شیمی

در این بخش، برای بررسی و تکمیل نتایج به‌دست‌آمده از روش توزیع اندازهٔ بلورها و بررسی تحولات زمین‌شیمیایی مؤثر در پیدایش سنگ‌های این

محدوده، از داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه به روش XRF و ICP-MS (برای ۸ نمونهٔ آذرین بیرونی و ۷ نمونهٔ آذرین درونی برداشت‌شده از محدودهٔ کودگان) بهره گرفته شده است (جدول‌های ۱ و ۲).

برپایهٔ جانمایی نمونه‌ها در نمودارهای پیشنهادیِ Cox و همکاران (۱۹۷۹) و Middlemost (۱۹۹۴)، نمونه‌های آذرین بیرونیِ کودگان ترکیب آندزیت و بازالت دارند؛ اما نمونه‌های آذرین درونی در گسترهٔ ترکیبی گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزولیت جای می‌گیرند (زیرا دچار دگرسانی بالای سیلیسی شده‌اند) (شکل ۴). همچنین، در نمودارهای شناسایی سری‌های ماگمایی (شکل ۵) نمونه‌های آذرین درونی سرشت توله‌ایتی دارند؛ اما نمونه‌های آذرین بیرونی روند کالک‌آلکالن نشان می‌دهند. ماگماهای کالک‌آلکالن ویژهٔ پهنه‌های فرورانشی هستند؛ اما سری‌های توله‌ایتی (که دربردارندهٔ سنگ‌های حد واسط و اسیدی نیز هستند) گاه در پهنه‌های فرورانشی دیده شده‌اند. هر دو گروه، نمونه‌های آذرین بیرونی و درونی در جایگاه کمان آتشفشانی مرز قاره پدید آمده‌اند (شکل‌های ۶ و ۷).

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ نمونه‌های کودگان به روش XRF برپایهٔ درصدوزنی

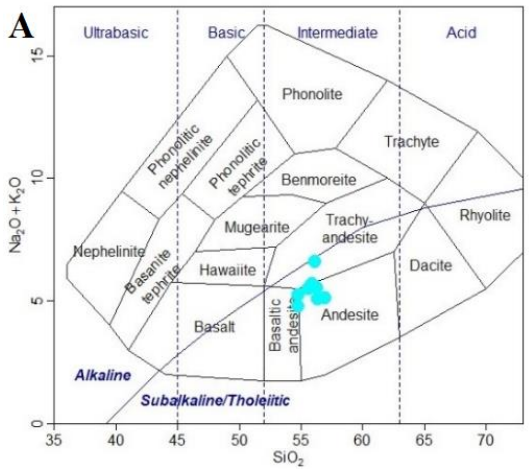
Sample No.	97-KOD-85	97-KOD-54	97-KOD-340	97-KOD-56	97-KOD-5	97-KOD-11	97-KOD-309	
Intrusive Rocks								
SiO_2	73.62	74.04	75.59	76.87	78.57	80.60	86.11	
TiO_2	0.47	0.47	0.64	0.41	0.45	0.68	0.43	
Al_2O_3	11.94	14.76	4.75	11.07	10.64	13.06	5.05	
Fe_2O_3	3.56	2.55	2.27	2.91	4.40	2.36	2.20	
MnO	<	0.08	<	0.09	<	0.05	<	
MgO	2.05	0.32	0.98	2.24	1.61	0.19	0.43	
CaO	4.91	5.27	10.69	5.10	3.32	1.63	5.02	
Na_2O	0.22	0.37	0.23	0.37	0.46	0.21	0.20	
K_2O	0.11	0.43	0.10	0.11	0.16	0.19	0.12	
P_2O_5	0.20	0.16	0.07	0.13	0.19	0.26	0.07	
SO_3	2.93	1.56	4.52	0.68	0.14	0.75	0.31	
Sample No.	97-KOD-86	97-KOD-233B	97-KOD-147	97-KOD-361	97-KOD-401	97-KOD-13	97-KOD-394	97-KOD-196
Volcanic Rocks								
SiO_2	54.79	54.79	55.57	55.92	56.95	56.36	56.13	56.28
TiO_2	0.75	0.76	0.67	0.72	0.76	0.71	0.76	0.66
Al_2O_3	17.33	17.62	16.58	16.88	18.27	17.69	16.51	15.94
Fe_2O_3	9.60	8.22	8.28	8.37	7.50	8.10	8.25	7.79
MnO	0.15	0.08	0.11	0.09	0.06	0.13	0.16	0.15
MgO	3.79	3.86	3.82	3.36	2.89	3.60	2.99	4.44
CaO	8.43	9.01	8.99	8.49	8.17	7.96	7.93	8.71
Na_2O	2.27	2.67	2.49	2.50	2.73	2.77	3.11	2.33
K_2O	2.50	2.55	3.01	3.17	2.37	2.31	3.50	3.20
P_2O_5	0.24	0.33	0.36	0.36	0.24	0.24	0.42	0.31
SO_3	0.08	0.06	0.06	0.06	<	0.05	0.14	0.12

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ نمونه‌های کودگان به روش ICP-MS (برپایهٔ ppm)

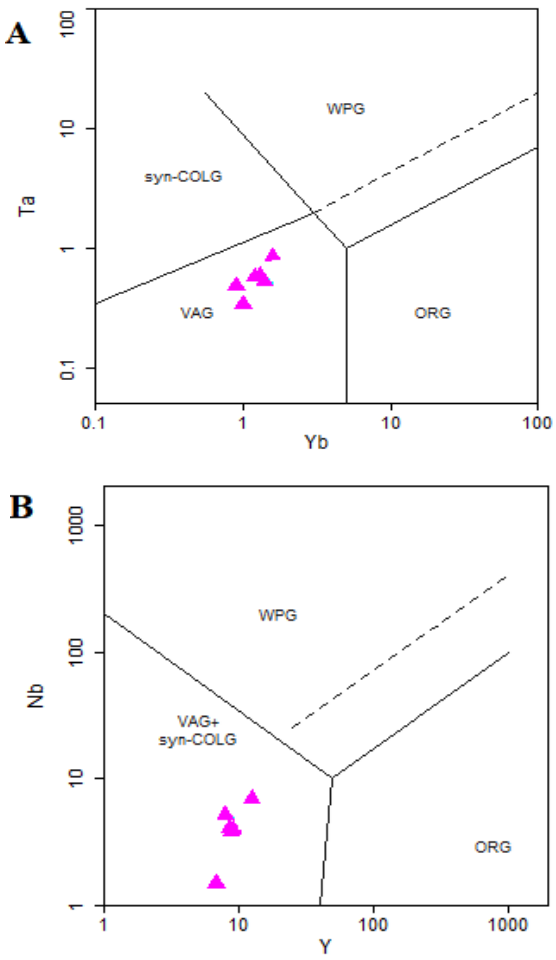
Sample No.	97-KOD-5	97-KOD-11	97-KOD-13	97-KOD-54	97-KOD-56	97-KOD-85	97-KOD-86	97-KOD-147
Li	46	41	13	33	36	31	10	8
Be	0.9	0.6	1	1	0.9	0.9	1.1	1.3
Na	1776	611	19130	1642	1918	988	15882	16618
Mg	8273	1110	17510	1807	10786	10042	17787	18294
Al	46455	55857	79697	60952	46451	48266	76527	73320
P	499	802	783	453	384	602	805	1134
S	661	2698	57	5964	2332	12027	220	138
K	946	1171	16493	2818	659	630	17719	20352
Ca	18223	8836	44131	28762	27562	25886	46847	49440
Sc	9.6	14.7	20.9	7.9	7	9.4	27	23.4
V	72	184	171	64	66	108	202	187
Cr	27	102	24	10	20	32	16	48
Mn	155	271	762	409	523	118	901	708
Fe	25574	14964	47361	15486	16902	20719	54061	48384
Co	11	20	21	6	8	15	22	26
Ni	7	29	10	4	7	24	5	19
Cu	1	52	30	<1	4	16	<1	21
Zn	46	27	87	43	39	42	84	80
As	6.8	>100	0.8	9.5	5.3	12.1	5.5	0.4
Se	2.1	1.8	2.3	2.1	3.9	3.6	1.6	1.3
Rb	<1	<1	41	<1	<1	<1	49	64
Sr	619	667	407	330	441	988	428	595
Y	8.5	8.8	13.1	12.5	9.1	8	12.5	11.7
Zr	80	88	76	55	105	90	69	75
Nb	4.1	3.9	5.1	6.9	4	5.2	4.8	2.6
Mo	0.1	0.4	0.1	0.6	0.4	0.4	<0.1	0.1
Ag	0.1	0.4	0.3	<0.1	0.7	0.2	0.2	<0.1
Cd	<0.1	1.5	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.3	1	1.1	0.6	1.3	1.2	1.1	1.2
Sb	0.5	32.5	0.5	2.4	0.8	0.9	<0.5	<0.5
Te	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
Cs	0.9	0.9	1.7	0.9	0.7	0.7	3.8	1.5
Ba	384	98	435	233	220	354	423	550
Tl	<0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.3	0.2
Pb	14	17	18	8	9	15	16	17
Bi	0.3	0.2	0.2	<0.1	0.2	0.3	0.1	0.1
Ti	2276	3592	3767	2206	1954	2322	3928	3558
La	14	17	14	21	15	16	15	18
Ce	26	30	25	36	31	29	26	31
Pr	3.2	3.9	3.3	4.6	3.1	3.6	3.5	4.3
Nd	13	16.3	14.3	16.6	12.7	12.9	14.8	18.9
Sm	2.5	3.1	3.2	3.2	2	2.4	3.3	3.8
Eu	0.7	1	1.1	0.8	0.6	0.7	1.3	1.4
Gd	2.1	2.5	3	2.6	1.8	2.1	2.9	3.4
Tb	0.4	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.6	0.6
Dy	2.6	2.9	4	3.5	2.8	2.6	4	3.8
Er	1.8	1.6	2.5	2.3	1.8	1.6	2.4	2.3
Tm	0.3	0.2	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
Yb	1.2	1.4	2.3	1.6	1.3	1.2	2.3	2.1
Lu	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.3	0.3
Hf	2.4	2.5	2.3	1.8	2.6	2.4	2.2	2.4
Ta	0.6	0.5	0.6	0.9	0.6	0.6	0.6	0.5
W	<1	5.8	37.7	61.3	1.2	6.8	<1	8.1
Th	4.5	6.8	3.3	11	5	5.3	3.3	4.4
U	1.1	3.6	1.1	2.2	9	14.4	1.1	1.3

جدول ۲- ادامه

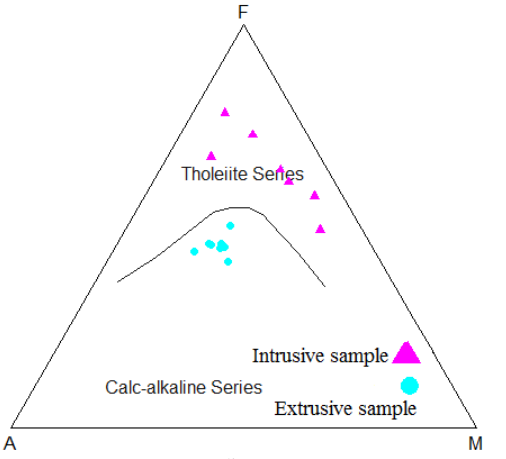
Sample No.	97-KOD-196	97-KOD-233B	97-KOD-309	97-KOD-340	97-KOD-361	97-KOD-394	97-KOD-401
Li	11	7	35	31	8	7	10
Be	1.2	1.1	0.9	0.7	1.4	1.5	1.1
Na	15731	18079	846	1098	17231	20628	19104
Mg	19938	18016	2446	5007	15954	13600	13845
Al	70003	75655	22706	21053	76630	69050	81855
P	1028	1072	327	217	1218	1352	799
S	606	104	2022	17037	216	646	88
K	22427	17373	732	618	22379	22641	16800
Ca	47490	48205	27402	55866	48418	40486	45529
Sc	23.1	18.5	5.2	5.4	24.4	17.3	21.3
V	164	165	64	57	190	79	176
Cr	75	94	23	15	50	26	19
Mn	812	507	245	217	550	923	369
Fe	43564	46089	13430	13395	48015	43381	41979
Co	21	19	9	7	22	18	20
Ni	19	17	4	6	16	11	9
Cu	19	12	<1	<1	28	7	<1
Zn	82	67	36	35	97	83	79
As	0.5	<0.1	35.8	3.3	2.9	3.2	<0.1
Se	1.9	2.4	2.3	3.4	2.9	2.1	2
Rb	64	40	<1	<1	70	64	40
Sr	566	493	284	475	660	603	448
Y	10.7	12.7	7.2	6.8	11.7	11.1	12.4
Zr	73	69	32	66	79	65	75
Nb	5	4	<1	1.5	4.7	2.3	4.3
Mo	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
Cd	<0.1	0.1	0.3	<0.1	0.1	<0.1	0.1
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.2	1	0.7	1.1	1.1	1.3	1.1
Sb	<0.5	<0.5	4.6	2.4	1	<0.5	<0.5
Te	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2
Cs	1.5	1.2	0.8	0.8	2	1.7	2
Ba	479	455	449	1084	540	560	438
Tl	0.3	0.2	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.2
Pb	16	13	6	4	18	17	15
Bi	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Ti	3373	3924	2149	3133	3717	3654	3872
La	17	16	7	11	19	16	14
Ce	29	28	10	19	34	30	25
Pr	4.1	3.9	1.2	2.5	5	4.6	3.3
Nd	17.3	17.6	5.3	8.3	21	19.6	14.4
Sm	3.6	3.7	0.9	1.6	4.7	4.1	3.1
Eu	1.2	1.4	0.4	0.5	1.5	1.5	1.2
Gd	3.2	3.5	0.8	0.5	3.9	3.7	3.4
Tb	0.5	0.7	0.4	0.3	0.6	0.6	0.6
Dy	3.2	4	2.3	2.3	4	3.6	3.7
Er	2.1	2.5	1.5	1.5	2.2	2.1	2.5
Tm	0.4	0.4	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4
Yb	1.9	2.2	1	0.9	2.1	1.6	2.2
Lu	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3
Hf	2.3	2.1	0.8	1.9	2.6	2.2	2.5
Ta	0.7	0.6	0.3	0.5	0.6	0.5	0.6
W	<1	<1	<1	<1	65.5	3.3	3.1
Th	3.9	3.1	1	3.3	4.9	3.1	3.1
U	1.3	1.2	0.6	0.5	1.4	1	1.1



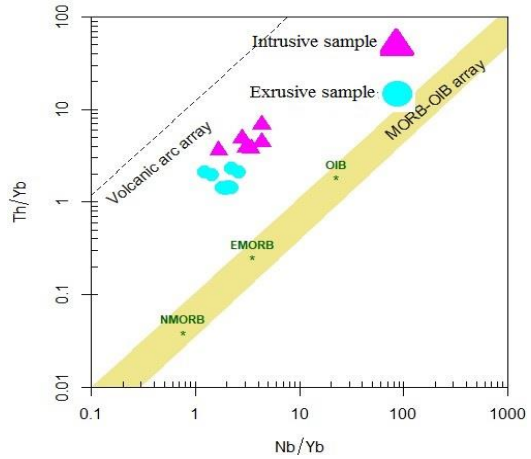
شکل ۴- ترکیب نمونه‌های آذرین محدودهٔ کودگان (●: سنگ‌های آذرین بیرونی؛ ▲ : سنگ‌های آذرین درونی) در: A) نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹)؛ B) نمودار Middlemost (۱۹۹۴)



شکل ۶- ترکیب نمونه‌های آذرین درونی محدودهٔ کودگان در: A) نمودار Yb دربرابر Ta (Pearce *et al.*, 1984)؛ B) نمودار Y دربرابر Nb (Pearce *et al.*, 1984)



شکل ۵- ترکیب نمونه‌های آذرین محدودهٔ کودگان در نمودار سه‌تایی (Irvine and Baragar, 1971)



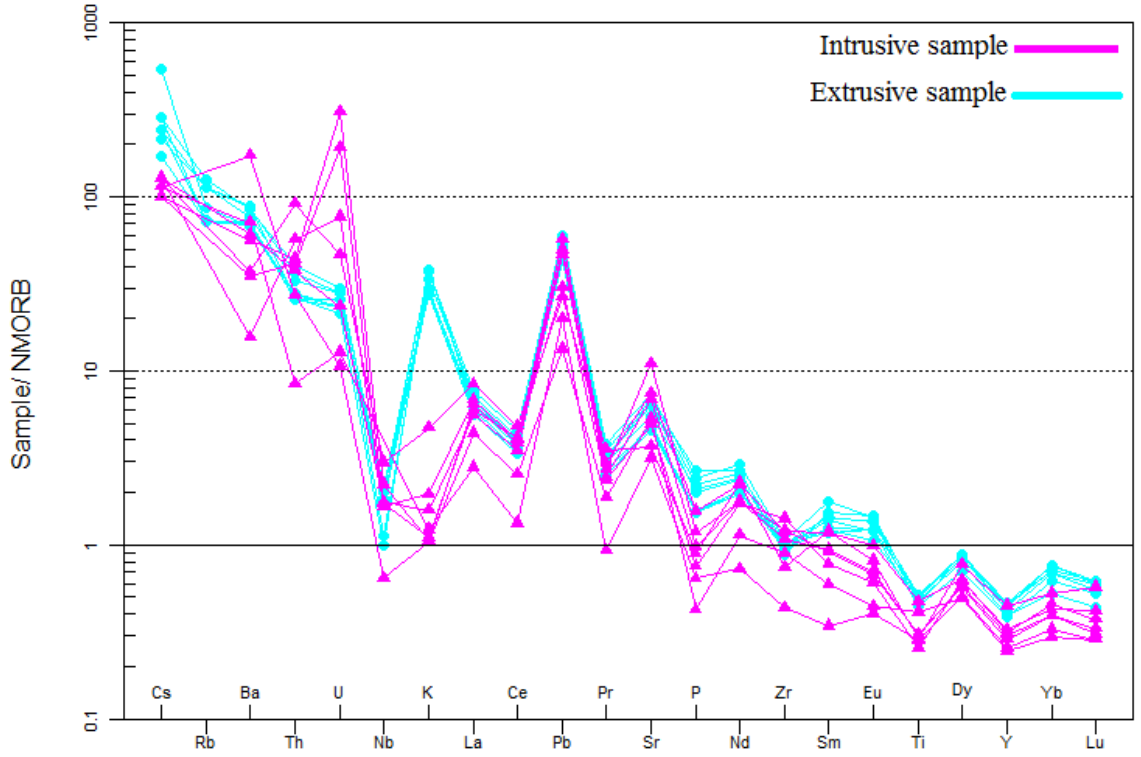
شکل ۷- ترکیب نمونه‌های آذرین محدودهٔ کودگان در نمودار Nb/Yb دربرابر Th/Yb (Hollocher *et al.*, 2012)

عنصرهای اندازه‌گیری‌شده در نمونه‌های بررسی‌شده دربرابر ترکیب گوشتهٔ طبیعی (شکل ۸) و گوشتهٔ اولیه (شکل ۹) و برپایهٔ ترکیب‌های پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹)، بهنجارسازی شده‌اند. غنی‌شدگی از LIEE در کنار آنومالی منفی P، Ti، Ba و Nb چه‌بسا پیامد ذوب‌بخشی سنگ‌های پوستهٔ قاره‌ای در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش (Kolb *et al.*, 2013) و یا ذوب گوهٔ گوشته‌ای غنی‌شده با سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده است (Girardi *et al.*, 2012).

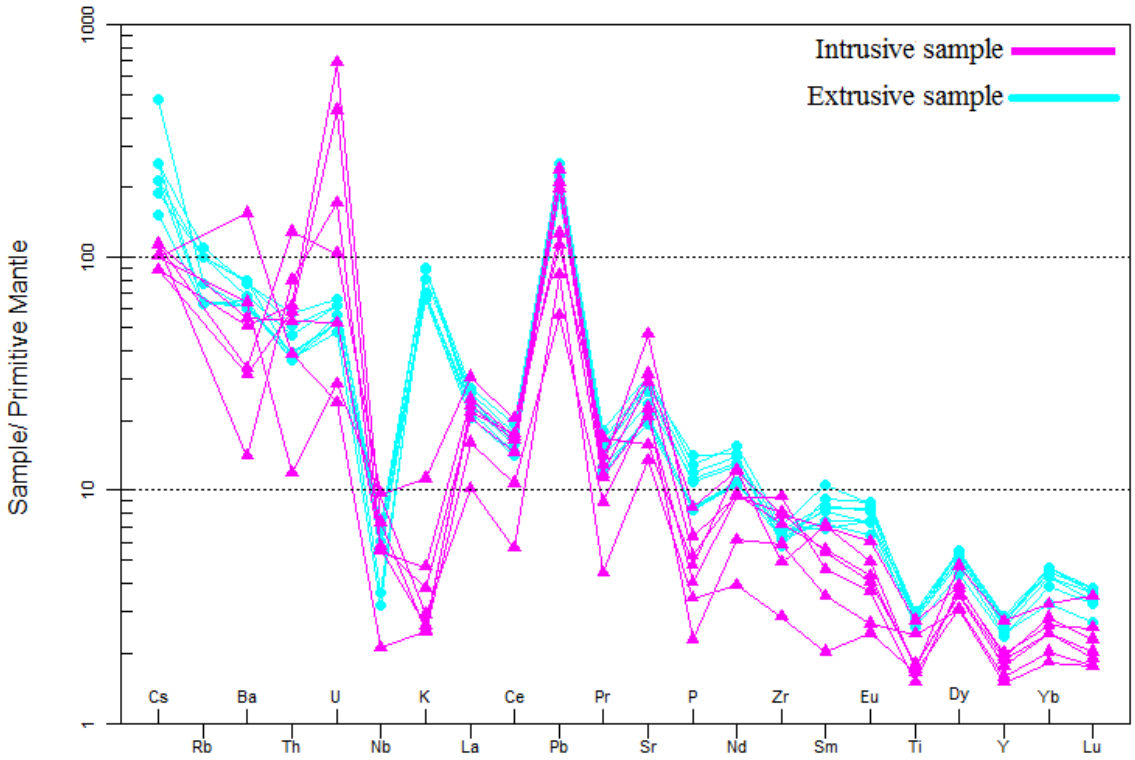
حضور ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش و مرزهای فعال قاره‌ای و همچنین، از نشانه‌های شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb و Ti نشان‌دهندهٔ: ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فرورانش (Rudnick and Gao, 2003)، مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Nagudi *et al.*, 2003) و آلودگی پوسته یا ذوب دوبارهٔ آن (Swain and Kirby, 2008) است.

آنومالی مثبت Pb گویای متاسوماتیسم گوهٔ گوشته‌ای با سیال‌های پدیدآمده از سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با سنگ‌کرهٔ قاره‌ای است (Atherton and Ghani, 2002). در پهنه‌های فرورانش، به‌دنبال تأثیر سیال‌های پدیدآمده از تختهٔ فرورو، نسبت LILE به HFSE افزایش می‌یابد. در حقیقت، این ناهنجاری در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن در پی افزوده‌شدن عنصرهای LILE از تختهٔ فرورو به درون گوهٔ گوشته‌ای بالای آن روی می‌دهد.

آنومالی منفی P نشان‌دهندهٔ رفتار سازگار فسفر هنگام روند جدایش بلورین کانی‌هاست؛ زیرا این عنصر وارد کانی آپاتیت می‌شود.



شکل ۸- نمودار بهنجارسازی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب دربرابر ترکیب گوشتهٔ طبیعی (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های محدودهٔ کودگان



شکل ۹- بهنجارسازی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب دربرابر ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) نمونه‌های سنگی محدودهٔ کودگان

به‌دست‌آوردن پارامترهای آماری و رسم نمودارهای توزیع داده‌ها

دست‌یابی به پارامترهای آماری، نخستین گزینه‌ای است که به‌عنوان مهم‌ترین و جامع‌ترین اطلاعات آماری در پیش روی داده‌پردازان است. این اطلاعات، چگونگی پراکندگی داده‌ها حول میانگین و تمایل به میانگین، میزان چولگی و کشیدگی جامعهٔ عیار نمونه‌ها و تشابه یا تمایز آن با یک توزیع نرمال را به نمایش می‌گذارند. همهٔ داده‌های خام به‌دست‌آمده از تجزیهٔ اکسید عنصرهای اصلی در واحدهای سنگی آذرین درونی و بیرونی محدودهٔ کودگان، پس از گروه‌بندی مناسب با نرم‌افزار SPSS25 بررسی آماری شدند. برای این کار، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ ۸ نمونهٔ برداشت‌شده از سنگ‌های آذرین بیرونی و ۷ نمونهٔ برداشت‌شده از سنگ‌های آذرین درونی به‌کار برده شدند. برپایهٔ سرشت متفاوت آنها، پارامترهای آماری برای هر گروه از واحدهای سنگی جداگانه به‌دست آورده شدند.

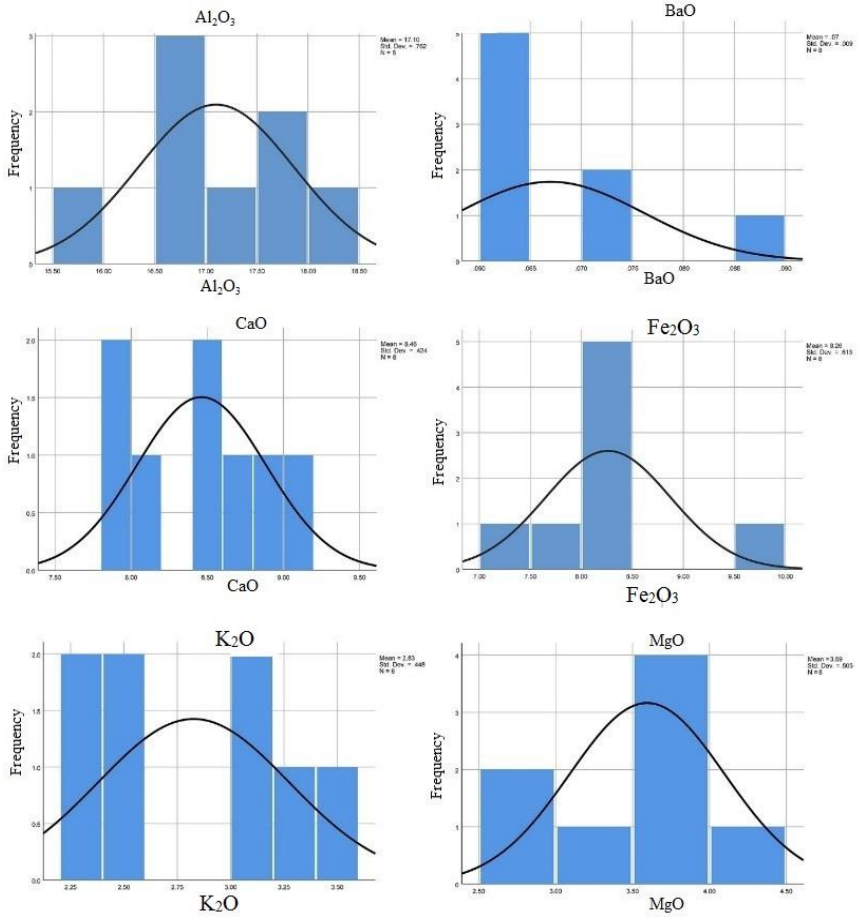
در نمونه‌های آذرین بیرونی برداشت‌شده از این محدوده، ۱۲ اکسید عنصر اصلی زیر تجزیه و پردازش شدند:

SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, BaO, SO_3

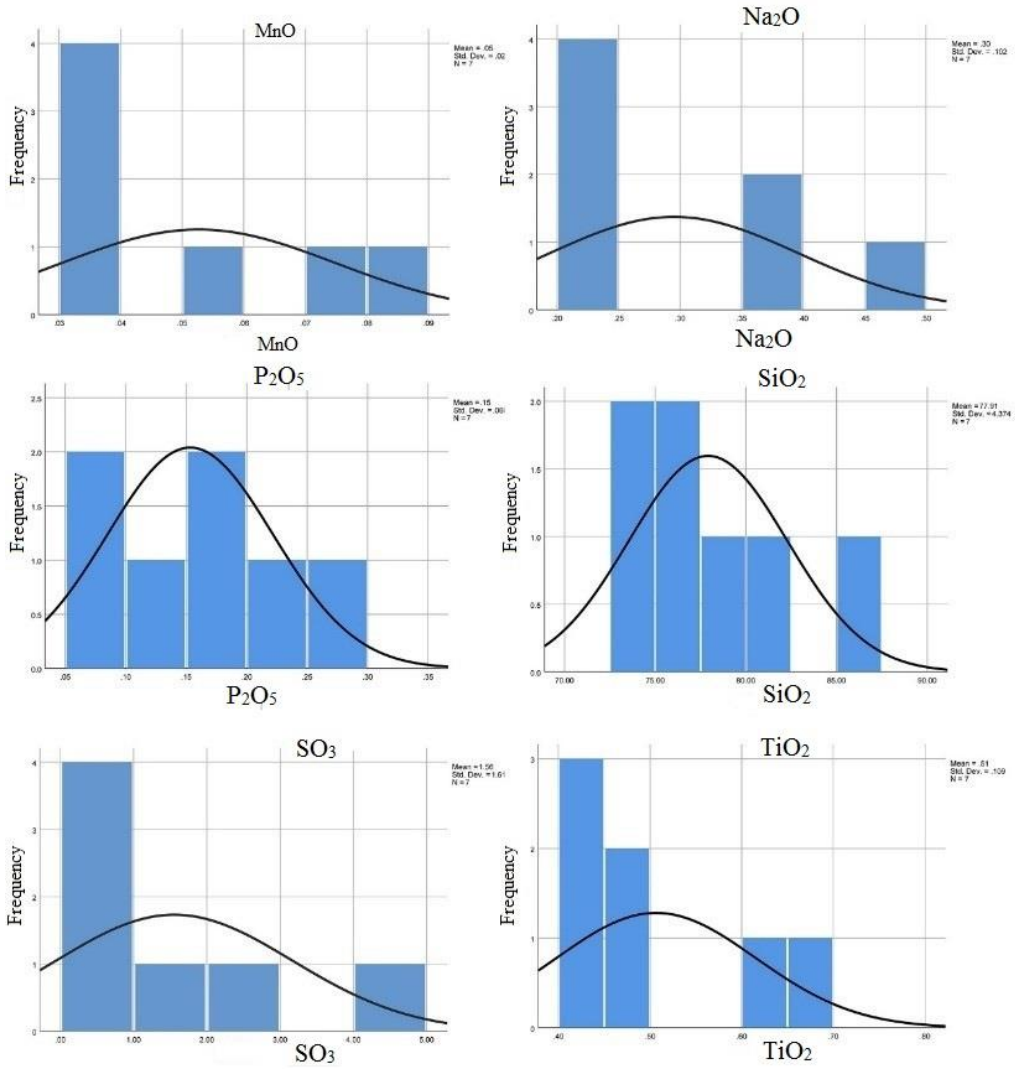
میانگین، انحراف معیار، چولگی، کشیدگی، و کمترین و بیشترین مقدار داده‌ها از پارامترهای آماری داده‌های خام اکسیدهای عنصرهای گوناگونی است که در جدول ۳ نشان داده شده‌اند. گفتنی است این مقدارها و بازه‌های عددی مرتبط با هر عنصر، با نرم‌افزار برگزیده و به‌دست آورده می‌شوند و سپس در نمودارهای هیستوگرام رسم و نشان داده می‌شوند. در شکل‌های ۱۰ و ۱۱، نمودارهای هیستوگرام داده‌های خام عنصرهای اصلی آورده شده‌اند.

جدول ۳- پارامترهای آماری داده‌های خام اکسیدهای عنصرهای گوناگون در نمونه‌های آذرین بیرونی محدودهٔ کودگان

Statistics		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO
N	Valid	8	8	8	8	8	
	Missing	0	0	0	0	0	
Mean		77.9147	0.5066	10.1828	2.8941	0.0527	1.1169
Std. Deviation		4.37373	0.10900	3.85648	0.81311	0.02225	0.85197
Skewness		1.168	1.154	- 0.689	1.271	1.073	0.271
Kurtosis		1.178	- 0.579	- 1.001	0.756	- 0.644	- 2.063
Minimum		73.62	0.41	4.75	2.20	0.04	0.19
Maximum		86.11	0.68	14.76	4.40	0.09	2.24
Statistics		CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	BaO
N	Valid	8	8	8		8	8
	Missing	0	0	0		0	0
Mean		5.1337	0.2950	0.1755	0.1533	1.5552	0.0617
Std. Deviation		2.78372	0.10168	0.11801	0.06847	1.61258	0.04706
Skewness		1.321	0.719	2.231	0.064	1.256	2.372
Kurtosis		3.249	- 1.266	5.201	- 0.796	0.653	5.816
Minimum		1.63	0.20	0.10	0.07	0.14	0.04
Maximum		10.69	0.46	0.43	0.26	4.52	0.17



شکل ۱۰- نمودارهای هیستوگرام برای داده‌های خامِ درصدوزنی اکسیدهای Al_2O_3، BaO، CaO، Fe_2O_3 و K_2O در نمونه‌های آذرین بیرونی محدودهٔ کودگان



شکل ۱۱- نمودارهای هیستوگرام داده‌های خامِ درصدوزنی اکسیدهای MnO، Na_2O، P_2O_5، SiO_2 و TiO_2 در نمونه‌های آذرین بیرونی محدودهٔ کودگان

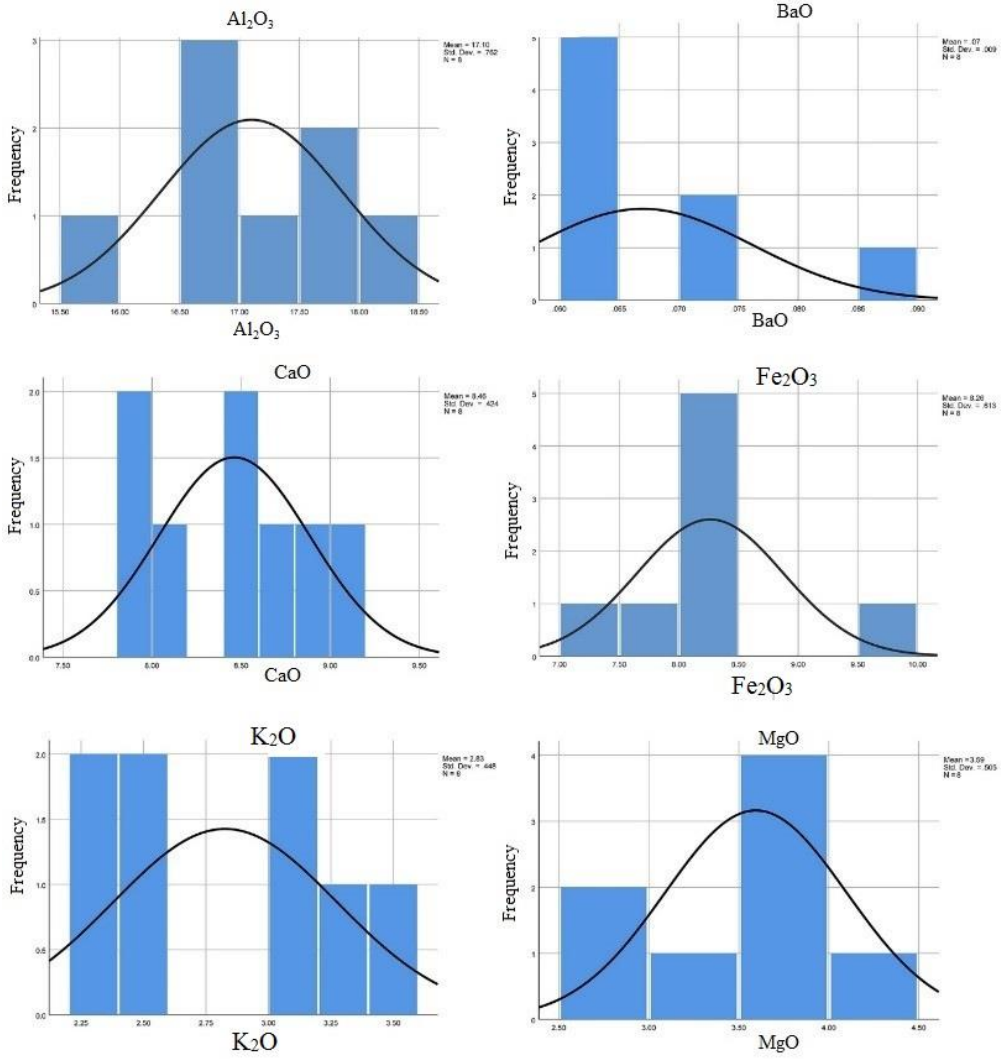
با نگاهی به نمودار هیستوگرام داده‌های خام عنصرها، دیده می‌شود اکسیدهای عنصرهای اصلی در واحدهای سنگی آذرین بیرونی پراکندگی نرمال دارند. تنها در ۲ نمونه، اکسیدهای BaO و K_2O به اندازهٔ بسیار کم چولگی مثبت نشان می‌دهند؛ ازاین‌رو، از نرمال‌سازی این اکسیدها چشم‌پوشی می‌شود.

از ۸ نمونهٔ برداشت‌شده از سنگ‌های آذرین درونی نیز مقدار اکسید عنصرهای اصلی (همانند سنگ‌های آذرین بیرونی) در ۷ نمونه تجزیه شده است و پارامترهای آماری داده‌های خام این متغیرها در جدول ۴ نشان داده شده‌اند. نمودارهای هیستوگرام داده‌های خامِ اکسیدهای عنصرهای اصلی در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نشان داده شده‌اند.

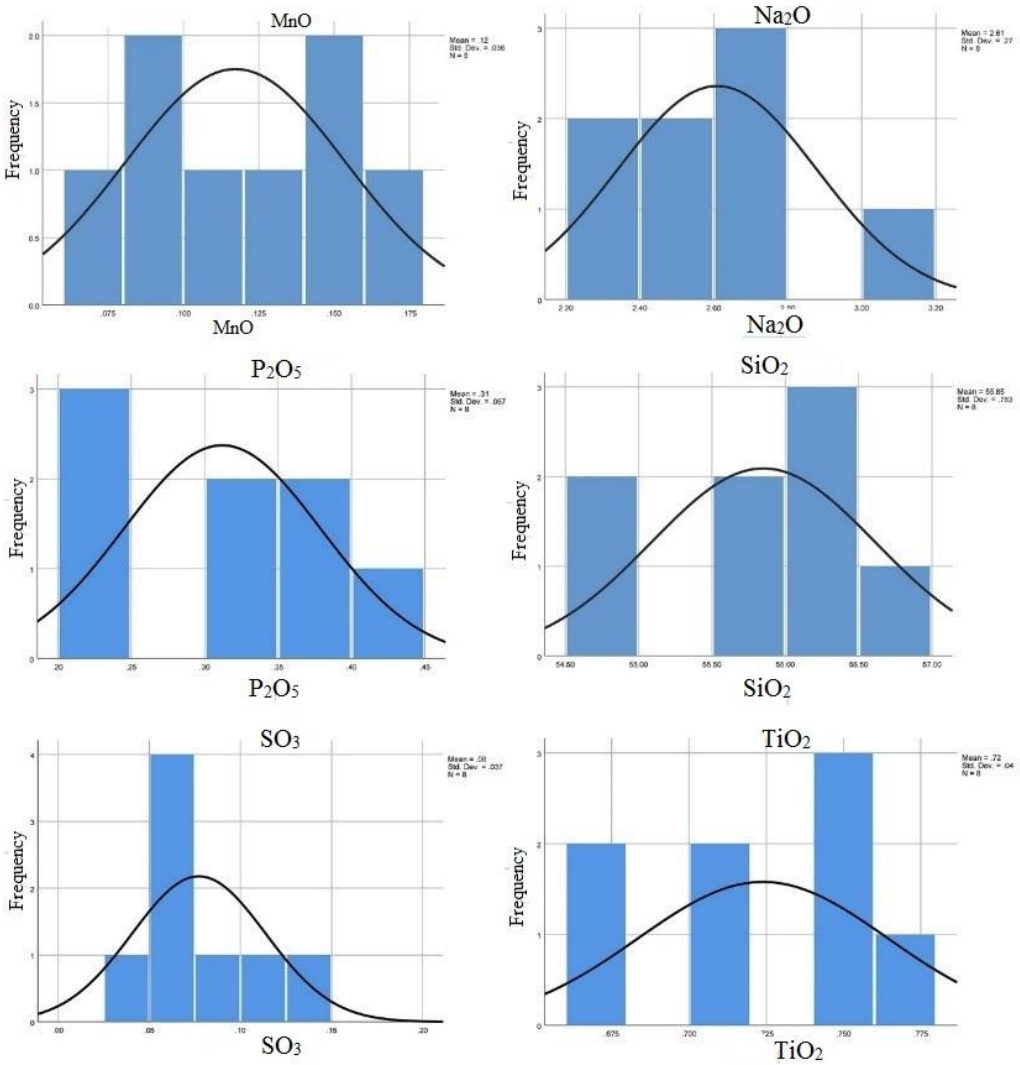
نمودارهای هیستوگرامِ داده‌های خامِ اکسیدهای عنصرها برای نمونه‌های آذرین درونی نشان می‌دهند این متغیرها در سنگ‌های آذرین درونی پراکندگی نرمال دارند و تنها در مقدار Fe_2O_3 به اندازهٔ بسیار کم چولگی مثبت دیده می‌شود و ازاین‌رو، از نرمال‌سازی مقدار این اکسید در نمونه‌ها چشم‌پوشی شد.

جدول ۴- پارامترهای آماری داده‌های خام اکسیدهای عنصرهای گوناگون در نمونه‌های آذرین درونی محدودهٔ کودگان

Statistics		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO
N	Valid	7	7	7	7	7	
	Missing	0	0	0	0	0	
Mean		55.8508	0.7239	17.1018	8.2623	0.1173	3.5947
Skewness		- 0.359	- 0.606	0.010	1.499	- 0.301	0.087
Kurtosis		- 0.731	- 1.385	- 0.728	3.737	- 1.404	- 0.164
Minimum		54.79	0.66	15.94	7.50	0.06	2.89
Maximum		56.95	0.76	18.27	9.60	0.16	4.44
Statistics		**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	**SO_3**	**BaO**
N	Valid	7	7	7		7	7
	Missing	0	0	0		0	0
Mean		8.4618	2.6093	2.8267	0.3120	0.0772	0.0670
Skewness		0.075	0.667	0.255	0.285	1.039	1.700
Kurtosis		- 1.496	0.456	- 1.725	- 0.939	- 0.188	2.711
Minimum		7.93	2.27	2.31	0.24	0.04	0.06
Maximum		9.01	3.11	3.50	0.42	0.14	0.09



شکل ۱۲- نمودارهای هیستوگرام داده‌های خامِ درصدوزنی اکسیدهای Al_2O_3، BaO، CaO، Fe_2O_3 و K_2O در نمونه‌های درونی محدودهٔ کودگان

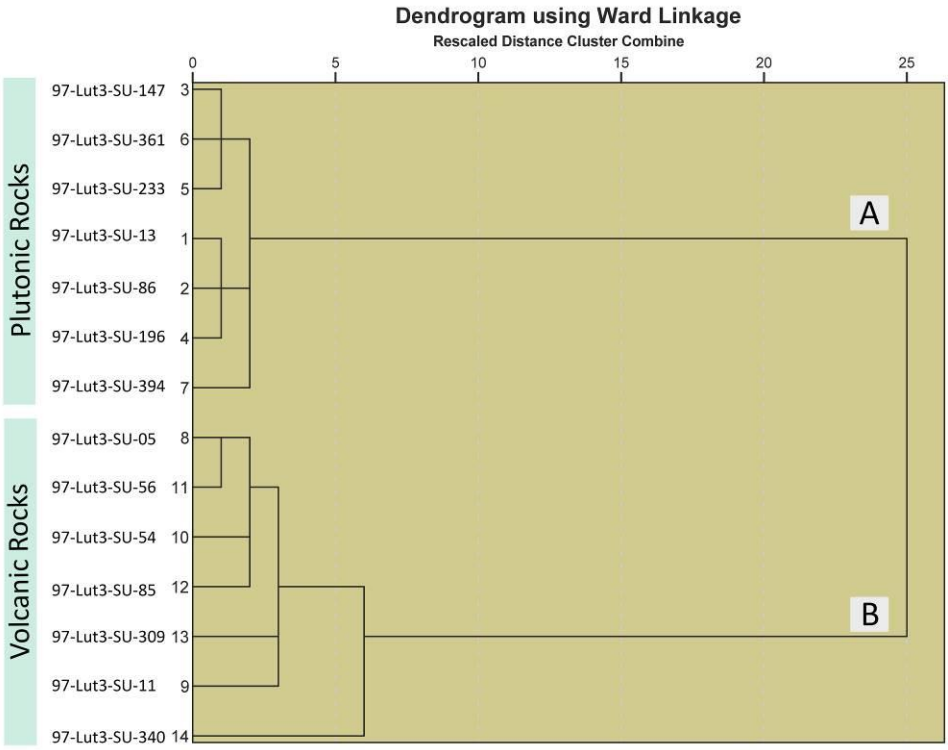


شـکل ۱۳- نمودارهـای هیسـتوگرام داده‌هـای خـامِ درصـدوزنی اکسـیدهـای MnO، Na_2O، P_2O_5، SiO_2 و TiO_2 در نمونـه‌هـای آذریـن درونی محدودهٔ کودگان

آنالیز خوشه‌ای

آنالیز خوشـه‌ای ابـزاری قدرتمنـد بـرای شـناخت و برگزیـدن گـروه‌هـای همگـن از داده‌هـای خـام اسـت. ایـن روش، برپایـهٔ شـماری از الگـوریتم‌هـای گوناگون، داده‌هـای خـام را بـه‌ترتیب میـزان ارتبـاط آنهـا بـا یکـدیگر رده‌بنـدی مـی‌کنـد. نتیجـه ایـن آنـالیز، نمـوداری اسـت کـه نمـودار درختـی خوانـده می‌شود.

نمـودار درختـی بـه‌دسـت‌آمـده از آنـالیز نمونـه‌هـای آذریـن درونـی و بیرونـی محـدودهٔ کودگـان در شـکل ۱۴ آورده شـده اسـت. همـان‌گونـه‌کـه دیـده مـی‌شـود، نمونـه‌هـای بررسی‌شـده در دو دسـتهٔ جداگانـه A و B جـای می‌گیرند. خوشـهٔ A دربردارنـدهٔ نمونـه‌های آذریـن درونـی و خوشـهٔ B دربرگیرنـدهٔ نمونـه‌هـای آذریـن بیرونـی اسـت. ازایـن‌رو، از یکـدیگر جـدا هسـتند. ایـن پدیـده شـاید پیامـد تفـاوت رفتـار اکسـید عنصـرهـای اصـلی در ایـن دو گـروه از واحـدهـای سـنگی باشـد کـه جـایگیری آنهـا در دو گـروه متفاوت را به‌دنبال داشته است.

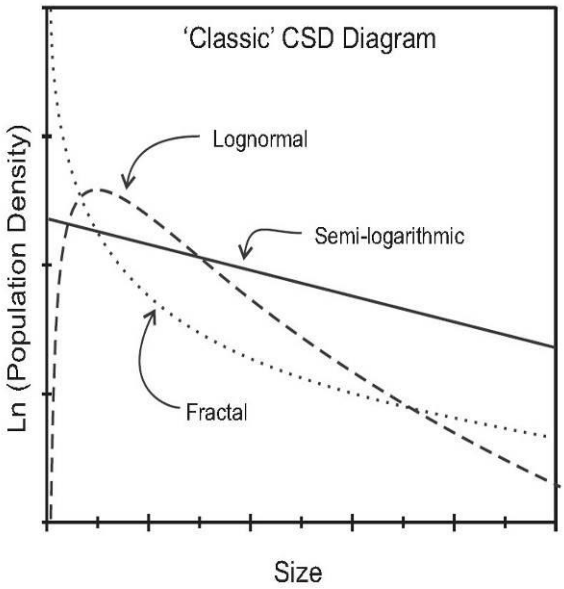


شکل ۱۴- نمودار درختی عنصرهای اندازه‌گیری‌شده در نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی سیستماتیک محدودهٔ کودگان

روش کار (انجام آنالیز توزیع اندازهٔ بلور)

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از سنگ‌های آذرین بیرونی منطقهٔ کودگان، بررسی‌های سنگ‌نگاری روی ۱۰۷ مقطع نازک انجام شد. برای شناسایی تاریخچهٔ تبلور، میزان رشد، زمان توقف ماگمای سازنده و تحولات ماگمایی تودهٔ آذرین درونی، ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز در ۱۰ نمونه با سنگ میزبان آندزیت و بازالت اندازه‌گیری شد. داده‌های به‌دست‌آمده که دربردارندهٔ درازا، پهنا و مساحت بلورهای پلاژیوکلاز هستند به نرم‌افزار CSD correction 1.3 انتقال یافتند. با به‌کارگیری این نرم‌افزار نمودارهای سه‌بعدی لازم برای تعبیر و تفسیر داده‌های CSD تهیه شدند. برای تبدیل داده‌های دوبعدی به سه‌بعدی از نسبت ابعاد بلور، بعد کوتاه (S)، بعد متوسط (I)، بعد بلند (L) و فاکتور گردشدگی (بیضوی= ۱، مکعبی=۰) بهره گرفته می‌شود.

انواع نمودارهای CSD عبارتند از: ۱) نیمه‌لگاریتمی یا کلاسیک ؛۲) لگاریتم طبیعی؛ ۳) فرکتال (مستقل از مقیاس) یا ترکیبی از آنها (Higgins, 2006b) (شکل ۱۵).



شکل ۱۵- انواع نمودارهای CSD (Higgins, 2006b)

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی نمونه‌های آذرین بیرونی و درونی کودگان به روش XRF و ICP-MS برای شناخت فرایندهای مؤثر در پیدایش این سنگ‌ها به کار برده شدند.

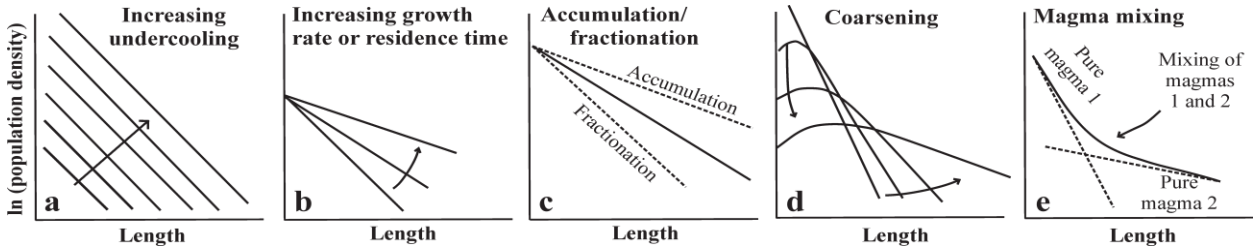
توزیع اندازهٔ بلورها (CSD)

نتیجهٔ آنالیز توزیع اندازهٔ بلورها (CSD) به‌صورت نمودارهایی نمایش داده می‌شود که در آنها شمار بلورها در یک واحد حجمی (n)، به‌عنوان تابعی از اندازهٔ بلور (L) هستند. برای به‌دست‌آوردن شیب و محل برخورد از روند خطی تابع ریشهٔ دوم ln(n) دربرابر L (طول) بهره گرفته می‌شود. برای به‌دست‌آوردن سهم اشغال‌شده توسط کانی‌ها، فرمول سوم به‌کار برده می‌شود:

$$SLOP = -1/Gt \qquad Intercept = I/G$$

$$V_1=6\sigma n^{o}{}_1 C_1{}^4$$

برای بررسی توزیع اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز از سنگ‌های آذرین بیرونی (آندزیت و بازالت) محدودهٔ کودگان، تصویرهای میکروسکوپی دوبعدی با بزرگنمایی ۴۰ از مقطع‌های نازک واحد میزبان تهیه شده است. این عکس‌ها در نرم‌افزار تخصصی JMicroVision 1.3.1 برپایهٔ بزرگنمایی میکروسکوپ کالیبره شده‌اند و سپس ابعاد ۱۷۳۹ بلور پلاژیوکلاز اندازه‌گیری شده است. داده‌های دوبعدی به‌دست‌آمده از این اندازه‌گیری‌ها که شامل درازا، پهنا و مساحت بلورها هستند به نرم‌افزار CSDcorrection 1.3 انتقال و با به‌کارگیری رابطهٔ n=dn/dl (dn: شمار بلورها؛ dl: اندازهٔ بلورها)، چگالی تجمعی دانه‌ها (n) به‌دست آورده شد. در پایان، نمودارهای کلاسیک تغییرات اندازه دانه‌ها (mm) دربرابر چگالی تجمعی (mm^{-4}) رسم شدند (شکل ۱۶).

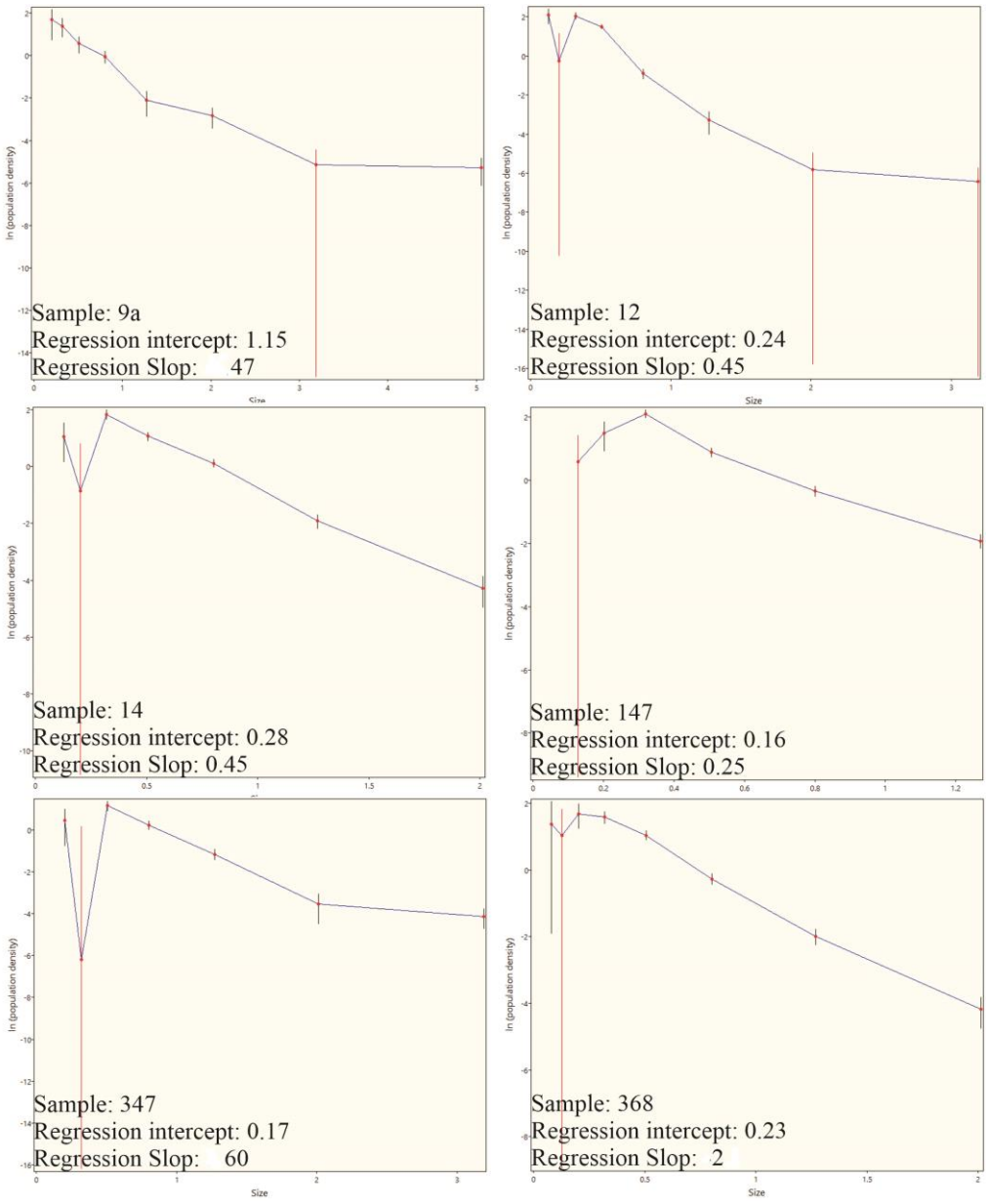


شکل ۱۶- فرایندهای مؤثر در شکل نمودارهای CSD برگرفته از Higgins (۲۰۰۶b) و تغییراتی از Vient و Higgings (۲۰۱۰)

دربارهٔ نمونه‌های بررسی‌شده، همهٔ نمودارهای کلاسیک تغییرات اندازهٔ بلورها دربرابر چگالی تجمعی شکستگی و تقعر به‌سوی بالا نشان می‌دهند (شکل ۱۶). پیچیدگی یا خمیدگی در نمودارهای CSD شاید پیامد فرایندهایی مانند انباشتگی یا کاهش شمار بلورها (Marsh, 1998)، تراکم (Boorman *et al.*, 2004)، آمیختگی دو سری جمعیت بلوری یا چندین ماگمای مختلف (Higgins, 1996; Jerram *et al.*, 2003)، درشت‌شدگی بافتی (Higgins and Roberge, 2003) و یا همزمانی فرایند درشت‌شدگی بافتی و تراکم پدیدآمده در پی تبلور دوباره باشد (Higgins, 2002b) (شکل ۱۷).

درشت‌شدگی بافتی فرایندی است که بلورهای کوچک حل می‌شوند و همزمان بلورهای درشت‌تر رشد می‌کنند؛ ازاین‌رو، انرژی سطح کاهش می‌یابد (Voorhees, 1992).

برپایهٔ ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و توزیع اندازهٔ بلور در نمونه‌های بررسی‌شده، فرایند ورود و حضور چندین ماگمای مختلف در آشیانهٔ ماگمایی و آمیختگی، شکستگی و خمیدگی در نمودارهای CSD را به دنبال دارند.



شکل ۱۷- نمودارهای لگاریتم طبیعی اندازه‌گیری‌شده برای بلورهای پلاژیوکلاز در محدودهٔ کودگان

به باور Higgins (۲۰۰۲a)، افزوده‌شدن دو نوع CSD صاف و مستقیم با شیب و عرض از مبدأهای متفاوت، یک CSD با شیب تند برای بلورهای با اندازهٔ کوچک و با شیب آرام برای بلورهای بزرگ‌تر پدید می‌آورد. ازآنجایی‌که ترکیب این دو CSD خطی لگاریتمی است، محور قائم یک CSD خمیده با دو بخش خطی پدید می‌آورد. حضور متعدد ماگما در آشیانه‌های ماگمایی، خمیدگی CSD را به‌دنبال دارد. برپایهٔ اندازه‌های متفاوت در هر نسل بلوری مشخص می‌شود هر نسل دچار فشارهای متفاوت بوده و ازاین‌رو، در ژرفای متفاوتی پدید آمده است.

همان‌گونه‌که در شکل ۱۷ دیده می‌شود، CSD در کوچک‌ترین اندازهٔ بلورها، بیشترین مقدار را دارد و میزان آن با افزایش اندازهٔ بلورها کاهش می‌یابد. در سیستم‌های باز که با ورود مکرر ماگمای جدید به درون مخزن تایید شده است، شیب نمودارها منفی است

(Marsh, 1998). رویداد شیب منفی نشانهٔ افزایش رشد همراه با کاهش هسته‌بندی است و افزایش اندازه و کاهش چگالی تجمعی بلورها منجر را به‌دنبال دارد.

ازآنجایی‌که پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی دیده‌شده در این نمونه‌هاست، برای به‌دست‌آوردن سهم اشغال‌شده با بلورهای پلاژیوکلاز در مقطع‌ها، فرمول $V_1=6\sigma n^o{}_1C_1{}^4$ به‌کار برده می‌شود. در این فرمول، V سهم حجمی، n میزان هسته‌بندی و C میانگین درازای بلورها هستند (Marsh, 1988). ازاین‌رو، در نمونه‌های گوناگون، سهم حجمی بلورهای پلاژیوکلاز از ۵/۴۰ تا ۶۵/۰۲ متغیر است. زمان رشد و سرعت هسته‌بندی رابطهٔ مستقیمی با درصدحجمی هر بلور دارد. هرچه سرعت هسته‌بندی و زمان رشد بلور افزایش یابد، بلورها درصد بیشتری از حجم سنگ را فرا می‌گیرند.

به پیشنهاد Marsh (۱۹۸۸) برای به‌دست‌آوردن متوسط زمان رشد بلورها، معادله زیر به‌کار برده می‌شود:

Tr=(- 1/G*m)/31536000

در این معادله Tr زمان توقف (سال)، G میزان رشد بلور، m شیب منحنی CSD (لگاریتم خطی) و ۳۱۵۳۶۰۰۰ ضریب تبدیل ثانیه به سال است. انتخاب میزان رشد مناسب، فاکتور مهمی در به‌دست‌آوردن زمان توقف است. به پیشنهاد Cashman (۱۹۹۳)، این میزان برابربا 10^{-9} mm/s و 10^{-10} mm/s دانسته می‌شود. در بررسی CSD محدودهٔ کودگان از میزان رشد 10^{-10} mm/s برای انجام محاسبه‌ها بهره گرفته شد. اگر میزان هسته‌بندی و رشد برابر باشند، CSD افقی و بدون شیب است و هرچه اختلاف این دو بیشتر باشد، میزان شیب نیز بیشتر خواهد شد. برپایهٔ محاسبه‌های انجام‌شده روی نمونه‌های محدودهٔ کودگان، زمان توقف ماگما در آشیانه ماگمایی و تبلور بلورهای پلاژیوکلاز، برپایهٔ شیب به‌دست‌آمده از نمودارها، برابربا ۷۹ تا ۱۱۴۱ سال به‌دست آمده است (جدول ۵).

جدول ۵- نتایج محاسبه‌های انجام‌شده برای بلورهای پلاژیوکلاز

Sample number	Slop	Intercept	Time	G mms- 1
9A	0.47	1.15	1489	10^{-10}
12	0.45	0.24	1425	10^{-10}
14	0.45	0.28	1425	10^{-10}
147	0.25	0.16	792	10^{-10}
347	0.6	0.17	1901	10^{-10}
368	0.2	0.23	633	10^{-10}

خاستگاه

هم‌روندبودن نمونه‌های یک مجموعه روی نمودار، احتمال وابستگی خویشاوندی میان ماگماها و روند تحولی ماگما را نشان می‌دهد. پیوستگی این روند نشان می‌دهد نمونه‌های یادشده از یک ماگمای مشترک جدایش یافته‌اند و یا پیامد ذوب‌بخشی خاستگاهی یکسان هستند. از سوی دیگر، نبود پیوستگی نقاط و قطع‌شدگی روندها روی نمودار، چه‌بسا نشانهٔ نبود وابستگی خویشاوندی میان ماگماها در یک مجموعه است.

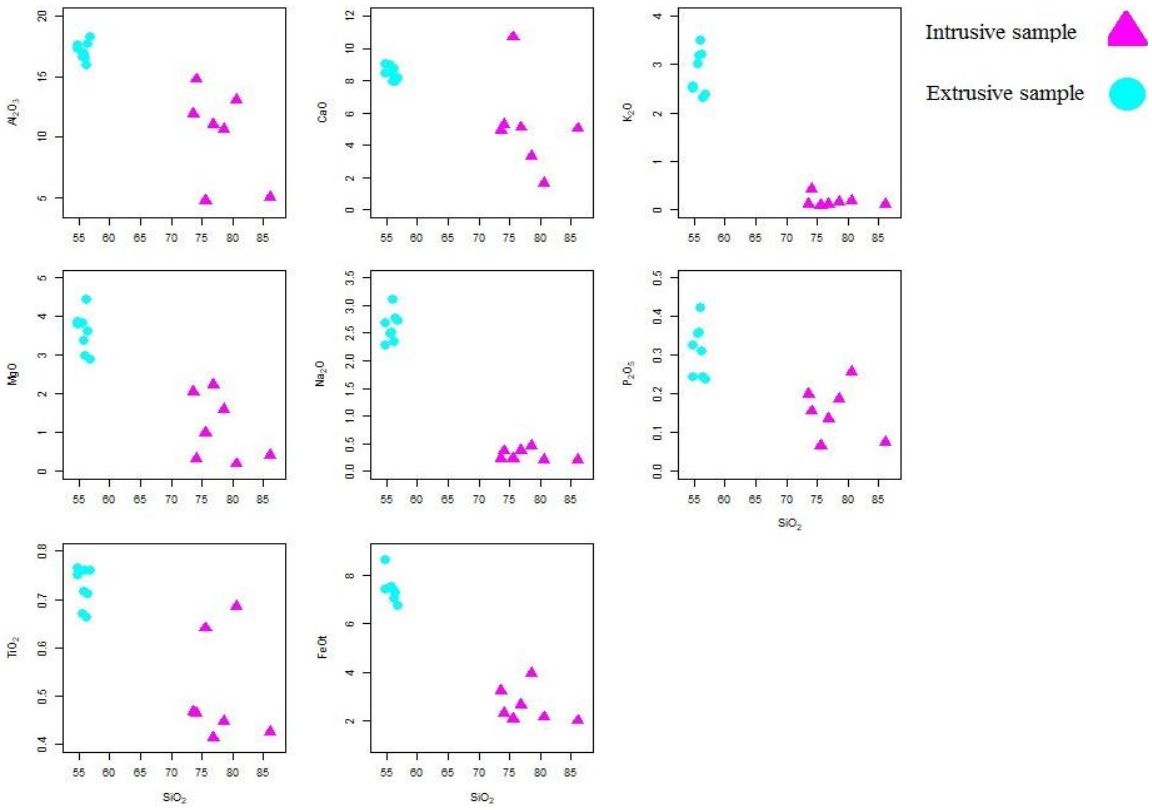
نمودارهای تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی و کمیاب دربرابر SiO_2 که برای نمونه‌های آذرین بیرونی و درونی محدودهٔ کودگان (شکل ۱۸) رسم شده‌اند، نبود پیوستگی در نمونه‌های یاد شده را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای‌که آنها را در دو دستهٔ کاملاً جدا جای می‌دهند. نبود پیوستگی و روندهای متفاوت در نمودارهای هارکر نشان‌دهندهٔ وجود دو خاستگاه متفاوت برای سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی این منطقه هستند.

برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی و توزیع اندازهٔ بلور، این نمونه‌ها از خاستگاه گوشته‌ای و پوستهٔ آغشته‌شده به گوشتهٔ بالایی پدید آمده باشند.

برپایهٔ یافته‌های Yousefzadeh و همکاران (۲۰۱۹)، کانسارهای در محدودهٔ کودگان از نوع کانسارهای IOCG ذخایر سولفیدی با خاستگاه گرمابی هستند و کانی‌سازی‌های گوناگونِ برشی، رگه و رگچه‌ای، افشان و

تـوده‌ای در آنها دیده مـــی‌شـــوند. بـه بـاور Karimpour و همکاران (۲۰۱۱)، این کانسارها از دیدگاه زمین‌سـاختی در حوضه‌هـای کششـی پشـت کمربنـد پهنـهٔ فـرورانش مـرز قاره‌ای، ریفـت‌هـای درون قـــاره، نقـــاط داغ درون قـــاره و حوضـــه‌های کششـــی پـــسابرخـــوردی پدید مـــی‌آینـد.

برپایـــهٔ پـــــژوهش Omaraeei و Niroumand (۲۰۱۴)، سنگ‌های محدودهٔ کودگـان از نـــوع کلســـیمی قلیـــایی و متـــاآلومینوس اسـت و از دیـدگاه پهنـهٔ زمـین‌ســاختی، الگـوی ماگماتیسـم در ارتبـاط بـا کمـان مـرز قـاره‌ای را نشان می‌دهند.

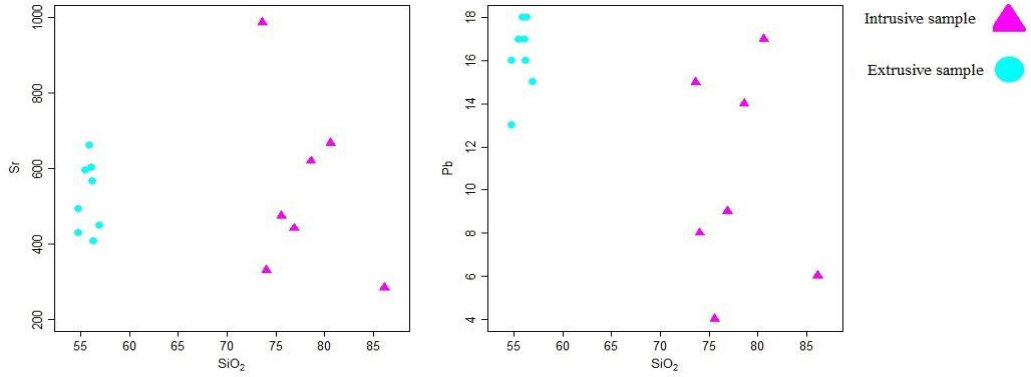


شکل ۱۸- نمودار تغییرات درصدوزنی SiO_2 دربرابر اکسیدهای اصلی

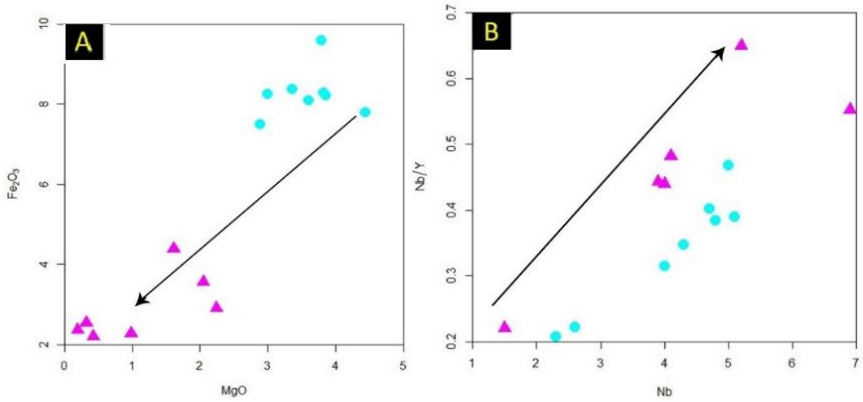
روند کاهشی MgO و MnO دربرابر SiO_2 و کـاهش Cr و Co با افزایش SiO_2 رونـد عـادی جـدایش بلـورین ماگمایی، و نیز نشان‌دهندهٔ آلایش یا آمیختگی ماگمایی اسـت (Kumar and Rino, 2006)، همبسـتگی ضـعیف Rb و Sr با SiO_2 و پراکندگی بالای آنهـا چه‌بسـا پیامـد واکنش بـا ترکیب‌هـای پوسـته‌ای اسـت (Kumar and Rino, 2006) (شکل ۱۹).

نسبت‌های کم Ce/Pb (کمتر از ۵) و Nb/La (کمتـر از ۰/۷) و همچنین، نسـبت بـالای Sr/Ce (بیشـتر از ۵) نشانهٔ درگیربودن پوسته و گوشته در پیـدایش ماگمـای سـازنده اسـت (Jung *et al*., 2005). ایـن نسـبت‌هـا در نمونه‌های محدودهٔ کودگان به‌ترتیب برابربـا ۴/۷۵- ۱/۳، ۰/۳۶- ۰/۱ و ۳۴/۵- ۱۴/۱ هستند. همهٔ این نسـبت‌هـا چه‌بسا نشـان‌دهنـدهٔ درگیـربـودن پوسـته و گوشـته در پیدایش ماگمای مادر واحدهای آذرین بیرونـی و درونـی پدیدآمده در محدودهٔ کودگان باشد.

در نمـودار MgO دربرابـر Fe_2O_3 و نیـز نمـودار Nb دربرابر Nb/Y، روند نمونه‌های بررسی‌شـده در محـدودهٔ کودگان (شکل ۲۰)، با رویداد فرایند آمیختگی ماگمایی همخوانی دارد.



شکل ۱۹- روند تغییرات درصدوزنی SiO2 دربرابر Rb و Sr (برپایهٔ ppm) برای نمونه‌های آذرین بیرونی و درونی کودگان



شکل ۲۰- A) نمودار درصدوزنی MgO دربرابر Fe_2O_3 (Zhou *et al.*, 1994)؛ B) نمودار Nb (برپایهٔ ppm) دربرابر Nb/Y (Treuil and Joron, 1975)

برداشت

محدودهٔ کودگـان دربردارنـدهٔ سـنگ‌هـای آذریـن بیرونی، نیمه‌ژرف با ترکیب آندزیت، دیوریت و بازالت و واحدهای سنگی آذرین درونی با ترکیب گرانیت تـا گرانودیوریت به سن ائوسن است.

واحد آندزیتی که فراوان‌ترین ترکیب در این محـدوده را دارد، بازهٔ ترکیبی پیروکسـن‌آندزیت و هورنبلندآنـدزیت نشان می‌دهد. همچنین، ویژگی‌های مهمـی ماننـد بافـت غربـالی، زونینـگ و پلاژیـوکلاز دونسـلی، شکسـتگی و خمیدگی در نمودارهای CSD و روند تغییرات Nb دربرابر Nb/Y در بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده دیده شده‌اند.

در نمونه‌های بـازالتی برداشت‌شـده از ایـن محـدوده کـه فراوانی کمی نیز داشـته‌انـد، پلاژیـوکلاز فـراوان‌تـرین کـانی دیده‌شده است. همانند نمونه‌های آنـدزیتی، در بازالت‌هـا نیـز بافت غربالی و پلاژیوکلاز دونسلی دیده می‌شود. همچنـین، در نمودارهای CSD برای نمونه‌های بازالت نیـز شکسـتکی و خمیدگی در پی تفاوت اندازهٔ بلورها دیده می‌شوند.

ویژگی‌های سنگ‌نگاری مانند بافت غربالی، زونینـگ و پلاژیـوکلاز دونسـلی، نشـانه‌ای از رویـداد شـرایط نامتعادل در آشیانهٔ ماگمایی و نشان‌دهندهٔ رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی در نمونه‌ها هستند. حضور بلـورهـای کوچـک پلاژیـوکلاز در درون پلاژیـوکلازهـای بزرگ‌تـر چه‌بسا نشانهٔ آشفتگی در آشـیانهٔ ماگمـایی و حضـور دو نسل گوناگون پلاژیوکلاز در آشیانهٔ ماگمایی است کـه از دو ماگما در فاصلهٔ زمانی متفاوت متبلور شده‌اند.

نبـود پیوسـتگی در رونـد تغییـرات اکسـیدهـای عنصرهـای اصـلی و عنصـرهـای کمیـاب دربرابـر SiO_2 و نمـودار خوشـه‌ای در نمونـه‌هـای آذریـن بیرونـی و

درونیِ این محدوده، نشان‌دهندهٔ پیدایش نمونه‌ها از دو خاستگاه متفاوت است.

روندهای دیده‌شده در نمودارهای Nb دربرابر Nb/Y و MgO دربرابر Fe_2O_3 نیز درستیِ یافته‌های به‌دست‌آمده از بخش سنگ‌نگاری و توزیع اندازهٔ بلور را نشان می‌دهند و نشانهٔ حضور دو یا چند ماگما در آشیانهٔ ماگمایی و رویداد فرایند آمیختگی ماگمایی در هنگام پیدایش ماگما هستند.

بررسی توزیع اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌ها و وجود شکستگی و خمیدگی در نمودارهای نیمه‌لگاریتمی نیز نشان‌دهندهٔ ورود ماگمای جدید به آشیانهٔ ماگمایی، برهم‌خوردن تعادل دمایی آشیانهٔ ماگمایی، تبلور بلورهای جدید با اندازه‌های متفاوت و یا نشانهٔ دیگری از رویداد فرایند آمیختگی ماگمایی در نمونه‌هاست.

زمان توقف ماگما و تبلور بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر، نزدیک به ۱۰۰۰ سال بوده است که نشان‌دهندهٔ ژرفای کم جایگیری این توده در محدودهٔ اکتشافی کودگان بوده است.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با پشتیبانی مادی و معنوی شرکت طرح و توسعهٔ لاله‌گستر نیایش به انجام رسیده است. ازاین‌رو، از مدیریت گرامی شرکت طرح و توسعهٔ لاله‌گستر نیایش برای فراهم‌آوردن تسهیلات و امکانات لازم در راستای انجام این پژوهش و همچنین، در اختیارگذاشتن اطلاعات سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut block, eastern Iran. Journal of Economic Geology 1(3): 1-14.

Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the morphotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos 62: 65-85.

Berberian, M. and King, G. (1981) Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210-265.

Bolourian, G. (2010) Descriptions of the geological map of 1: 100000 Koodakan. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.

Boorman, S., Boudreaux, A. and Kruger, F. J. (2004) The Lower Zone-Critical Zone Transition of the Bushveld Complex: A Quantitative Textural Study. Journal of Petrology 45(6): 1209-1235.

Cashman, K. V. (1993) Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 113: 126-142.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London, UK.

Eftekharnezhad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of Iranian Petroleum Society 82: 19-28 (in Persian).

Gagnevin, D., Waight T. E., Daly, J. S., Poli, G. and Conticelli, S. (2007) Insights into magmatic evolution and recharge history in Capraia Volcano (Italy) from chemical and isotopic zoning in plagioclase phenocrysts. Journal of Volcanology and Geothermal Research 168(1-4): 28-54.

Girardi, V. A. V., Correa da Costa, P. C. and Teixeira, W. (2012) Petrology and SrNd characteristics of

the Nova Lacerda dike swarm, SW Amazonian Craton: new insights regarding its subcontinental mantle source and Mesoproterozoic geodynamics. International Geology Review 54: 165–182.

Hessami, K., Nilforoushan, F. and Talbot, C. J. (2006) Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. Journal of Geological Society 163: 143–148.

Higgins, M. D. (1996) Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Egmont volcano (Mt. Taranaki), New Zealand. Bulletin of Volcanology 58(2-3): 194-204.

Higgins, M. D. (2000) Measurement of crystal size distributions. American Mineralogist 85(9): 1105-1116.

Higgins, M. D. (2002a) Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. American Mineralogist 87(1): 171-175.

Higgins, M. D. (2002b) A crystal size-distribution study of the Ki-glapait layered mafic intrusion, Labrador, Canada: evidence for textural coarsening. Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 314-330.

Higgins, M. D. (2006a) Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Higgins, M. D. (2006b). Use of appropriate diagrams to determine if crystal size distributions (CSD) are dominantly semi-logarithmic, lognormal or fractal (scale invariant). Journal of Volcanology and Geothermal Research 154: 8-16.

Higgins, M. D. and Roberge, J. (2003) Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Monteserrat: evidence for dynamic crystallization/textural coarsening cycles. Journal of Petrology 44: 1401-1411.

Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D. (2012) Geochemistry of amphibolite facies volcanics of the Storen Nappe in extensi-ons southwest and west from the Trondheim region, western Gneiss Region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. American Journal of Science 312: 357-416.

Holton, T., Jamtveit, B. and Meakin, P. (2000) Noise and oscillatory zoning of minerals. Geochimica Acta 64: 1893-1904.

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

Jerram, D. A. and Higgins, M. D. (2007) 3D analysis of rock textures: quantifying igneous microstructures. Elements 3(4): 239-245.

Jerram, D. A. and Cheadle, M. J. (2000) On the cluster analysis of grains and crystals in rocks. American Mineralogist 85(1): 47-67.

Jerram, D. A., Cheadle, M. C. and Philpotts, A. R. (2003) Quantifying the building blocks of igneous rocks: are clustered crystal frameworks the foundation? Journal of Petrology 44: 2033-2051.

Jung, S., Pfander, J. A., Brugmann, G. and Stracke, A. (2005) Sources of primitive alkaline volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (Rhon, Germany) inferred from Hf, Os and Pb isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology 150: 546-559.

Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh, A. (2011) Review of age Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. Geopersia 1(1): 19–54.

Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J. and Cvetković, V. (2013) Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the East Serbian Segment of the Balkan–Carpathian Arc. Journal of Petrology 54: 421-451.

Kumar, S. and Rino, V. (2006) Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India: Evidence of magma mixing, mingling, and

chemical equilibration. Contributions to Mineralogy and Petrology 152(5): 591-609.

Kuşcu, G. G. and Floyd, P. A. (2001) Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. Lithos 56(2-3): 207-230.

Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization theory. Contributions to Mineralogy and Petrology 99: 277–291.

Marsh, B. D. (1998) On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. Journal of Petrology 39(4): 553-599.

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Science- Reveiws 37: 215–224.

Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. Journal of African earth Sciences 36(1): 1-14.

Nowroozi, A. A. (1976) Seismotectonic provinces of Iran. Bulletin of the Seismological Society of America 66: 1249–1276.

Omaraeei, S. and Niroumand, S. (2014) Geochemistry, mineralogy, alteration and fluid inclusion studies in copper gold vein system Koodakan prospecting area, South Khorasan province. Journal of Advanced Applied Geology 19(6): 34–47 (in Persian with English abstract).

Pang, H., Chen, J., Pang, X., Liu, L., Liu, K. and Xiang, C. (2013) Key factors controlling hydrocarbon accumulations in Ordovician carbonate reservoirs in the Tazhong area, Tarim basin, western China. Marine and Petroleum Geology 43: 88-101.

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

Randolph, A. D. and Larson, M. A. (1971) Theory of Particulate Processes. New York, Academic Press, US.

Renzulli, A. and Santi, P. (1997) Sub-volcanic crystallization at Stromboli (Aeolian Islands, southern Italy) preceding the Sciara del Fuoco sector collapse: evidence from monzonite lithic suite. Bulletin of Volcanology 59(1): 10-20.

Rudnick, R. and Gao, S. (2003) Composition of the Continental Crust. Treatise Geochem 3. Elsevier 3: 1-64.

Ruprecht, P. and Wörner, G. (2014) Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. Journal of Volcanology and Geothermal Research 165(3-4): 142-162.

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. A. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117: 209-228

Stamatelopoulou-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T. H. and Rice, C. (1990) The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 104: 73–84.

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.) 42: 313-345. Geological Society of London, London, UK.

Swain, C. J. and Kirby, J. F. (2008) An accuracy assessment of the fan wavelet coherence method for elastic thickness estimation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9(3): Q03022.

Treuil, M. and Joron, J. L. (1975) Utilisation des elements hygromag- matophiles pour la simplification de la modelisation quantita- tive des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique Rend. Society Italy Mineralogy and Petrology 31: 125-174.

Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and

origin of dusty plagioclase in an- desites. Contributions to Mineralogy and Petrology 89: l-16.

Voorhees, P. W. (1992) Ostwald ripening of tow-phase mixture. Annual Review Materials Science 22: 197-215.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, UK.

Yousefzadeh, M., Rahmani, A. and Mohammad, S. S. (2019) Petrology and tectonomagmatic setting of volcanic and subvolcanic rocks in the east of Khousf (Southwest of Birjand). Iranian Journal of Petrology 37: 1-22 (in Persian).

Zhou, M. F., Robinson, P. T. and Bai, W. J. (1994) Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. Mintralium Deposita 29: 98-101.