

Petrology of Eocene volcanic rocks in NE of Ordib (NE of Isfahan Province)

Gh. Torabi^{*}, N. Shirdashtzadeh

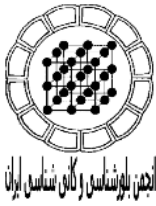
Department of Geology, Faculty of Sciences University of Isfahan

(Received: 20/2/2009, in revised form: 9/6/2009)

Abstract: Eocene volcanic rocks in NE of Ordib, have a very good exposures near and along the Turkmeni-Ordib fault. These rocks, that are situated in the inner part of the Central Iran and margin of the Yazd block, comprise trachyte, trachy-andesite and basaltic trachy-andesite. Trachy-andesite is the pervasive rock unit. Rock forming minerals of these rocks are chloritized olivine, plagioclase, pyroxene, mica, amphibole, K-feldspar, quartz, ilmenite, magnetite and calcite. The most important mineralogical characteristics of the studied trachy-andesites are wide range of minerals in one rock sample, including two types of clinopyroxene, mica, plagioclase, sanidine, formation of reactionic clinopyroxene and calcite around the quartz, and oscillatory zoning of feldspars and amphiboles. Chemistry of clinopyroxenes and biotites with whole rock geochemical analyses, reveal that these rocks are similar to the continental volcanic arc rocks. Petrography and mineral chemistry demonstrate the magma mixing occurrence in formation of these rocks.

Keywords: *Petrology, Eocene volcanic rocks, magma mixing, Ordib.*

*Corresponding author, Tel.: +98 (0311) 7932165, Fax:+98 (0311) 7932152, E-mail: Torabighodrat@yahoo.com



سنگ شناختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شمال غرب اوردیب (شمال شرق استان اصفهان)

قدرت ترابی*، نرگس شیردشت زاده

دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی.

(دریافت مقاله: ۸۷/۱۱/۱، نسخه نهایی: ۸۸/۳/۲۰)

چکیده: در شمال غرب روستای اوردیب سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در راستا و نزدیک به گسل ترکمنی - اوردیب دارای پرونده‌های بسیار خوبی هستند. این سنگ‌ها که در بخش‌های درونی ایران مرکزی و حاشیه بلوک یزد قرار دارند، بیشتر شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکیت هستند. تراکی آندزیت‌ها بیشترین فراوانی را دارند. بیشتر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها الیوین‌های کلریتی، پلاژیوکلاز، پیروکسن، میکا، آمفیبول، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، ایلمنیت، مگنتیت و کلسیت است. از مهمترین ویژگی‌های کانی‌شناسی تراکی آندزیت‌های مورد بررسی می‌توان به وجود طیف گسترده‌ای از کانی‌ها در یک سنگ، وجود دو نوع کلینوپیروکسن، دو نوع میکا، دو نوع پلاژیوکلاز، دو نوع سانیدین، تشکیل کلسیت و کلینوپیروکسن‌های واکنشی پیرامون کوارتزها، و منطقه بندی نوسانی در فلدسپارها و آمفیبول‌ها اشاره کرد. بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌ها و بیوتیت‌ها همراه با آنالیز سنگ کل، نشان از شباهت این سنگ‌ها به سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای داشته و شواهد سنگ شناختی و کانی‌شناسی نیز بیانگر رخداد اختلاط دو ماگما هنگام تشکیل آن‌هاست.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، آتشفشانی‌های ائوسن، آمیختن ماگمایی، اوردیب.

مقدمه

بررسی‌های سنگ‌شناسی قرار گرفته‌اند. ولی سنگ‌های موجود در بخش‌های میانی و شرقی ایران مرکزی کمتر بررسی شده‌اند. عبور ماگماهای بازالتی برگرفته از گوشته، از درون پوسته ضخیم قاره‌ای، ذوب سنگ‌های پوسته قاره‌ای و رخداد آناتکسی، تشکیل ماگماهای اسیدی، و آرایش و آمیزش ماگمایی حین صعود ماگماها نیز در سنگ‌های آتشفشانی بخش‌های مختلفی از سرزمین ایران مورد کنکاش قرار گرفته است. در بخش‌های شمال شرقی روستای اوردیب و شمال مهرجان (شمال شرق استان اصفهان) و در راستا و حاشیه گسل

بی شک گسترده‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سرزمین ایران در زمان ائوسن رخ داده و آثار این تکاپوها را می‌توان در تمام بخش‌های ایران جز زاگرس و کپه داغ مشاهده کرد (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای طیف گسترده ترکیبی از تحت اشباع تا ابر اشباع بوده و بیشتر به سری‌های ماگمایی آهکی - قلیایی تا شوشونیتی وابسته‌اند. در این میان به سنگ‌های موجود در زون ارومیه - دختر و البرز توجه بیشتری شده و جنبه‌های مختلف آن‌ها توسط افراد بسیار زیادی مورد

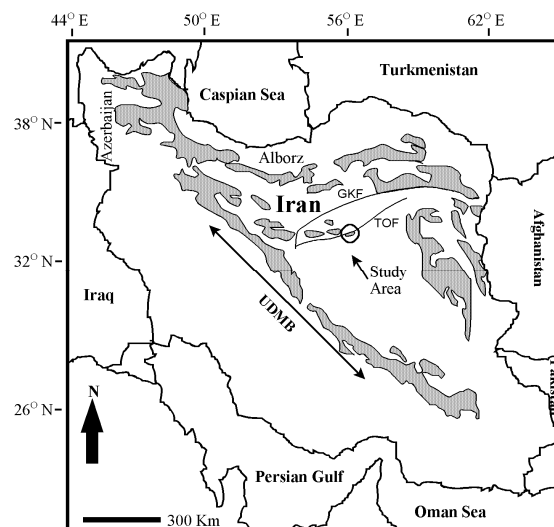
بخش‌های جنوبی دشت کویر مشکل است. این گسل را می‌توان به عنوان یک گسله ژرف در نظر گرفت. در بخش جنوب غربی این گسل زون برشی ترکمنی مشاهده می‌شود. این زون برشی در دگرگونه‌های انارک (به ویژه گروه چاه گربه) رخ داده است و به لحاظ شدت و چگونگی دگر شکلی، بسیار با اهمیت است. این گسل مرز جنوبی و شرقی ماسیو انارک - خور است و آن را از زون چاه پلنگ - بیاضه جدا می‌کند. پهنای زون گسلی از چند صد متر، در برخی نقاط به دو یا چند کیلومتر تغییر می‌کند [۳]. پهن‌ترین بخش‌های زون گسلی، بخش‌های شمال شرق (منطقه مورد بررسی) و جنوب غربی است. در بخش‌های جنوب غربی، در منطقه کانسار ترکمنی، زون گسلی به صورت سیستمی پیچیده از بلوک‌ها و ساخت‌های فلسی که ترکیبی از سنگ‌های پروتروژئیک بالایی تا پالئوژن است، در می‌آید. در بخش‌های شمال شرقی، سطح لغزش گسل کاهش یافته و به صورت رشته‌ای از شکاف‌ها و گسل‌های معمولی کوچک که از یکدیگر دور می‌شوند در می‌آید [۳].

از مهم‌ترین بررسی‌های زمین‌شناسی که تا کنون در منطقه انارک تا خور صورت گرفته است می‌توان به بررسی‌های [۱-۴] اشاره کرد که طی آن به ترتیب گزارش‌هایی زمین‌شناسی، نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، زمین‌ساختی ناحیه و بازسازی گذشته زمین‌شناسی آن به انجام رسیده است.

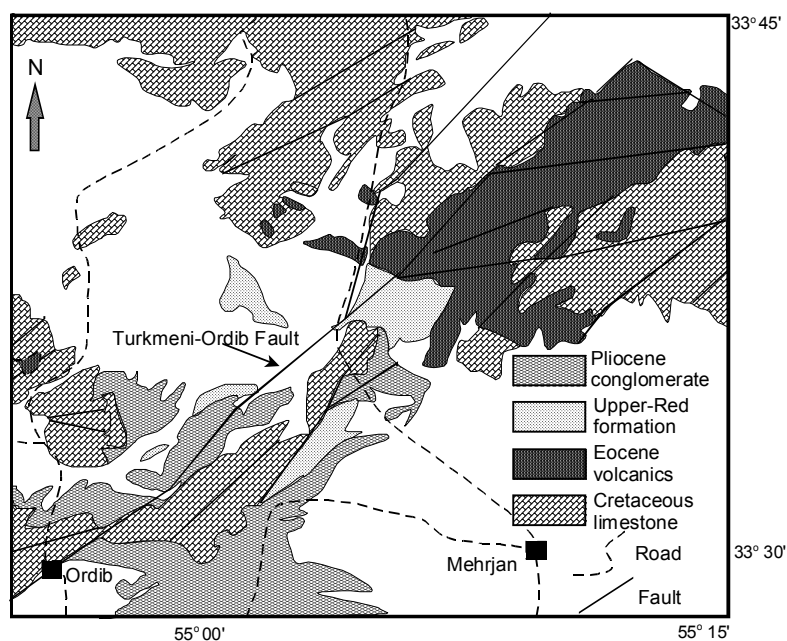
در این کار پژوهشی به بررسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن موجود در بخش‌های شمال شرقی اوردیپ و پیرامون گسل ترکمنی - اوردیپ پرداخته شده است.

ترکمنی - اوردیپ سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بسیار گسترده تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکیت دارای رخنمون‌های بسیار خوبی هستند (شکل ۲) [۱]. در این میان سنگ‌های تراکی آندزیتی بیشترین فراوانی را دارند. این منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران جزئی از ایران مرکزی بوده و در حاشیه شرقی بلوک یزد قرار دارد. تعیین سن سنگ‌های مورد بررسی در این منطقه با استفاده از روش K-Ar توسط زمین‌شناسان روسی سنی معادل ۵۳ میلیون سال را به دست داده است که بیانگر تعلق این سنگ‌ها به ائوسن پایینی است [۲]. تصاویر صحرایی سنگ‌های مورد بررسی در شکل ۳ نشان داده شده‌اند.

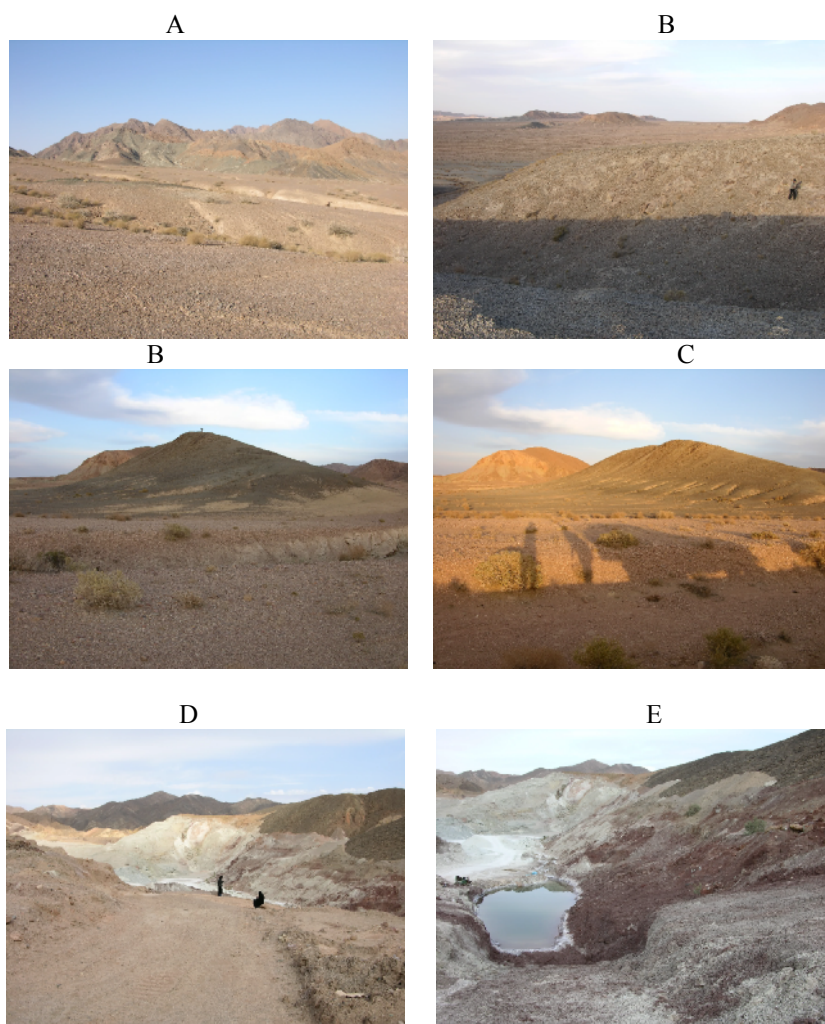
به دلیل موقعیت ویژه زمین‌شناسی، در ناحیه مورد بررسی گسل‌های متعدد و متنوعی قابل مشاهده است که نقش بسیار مهمی در فرایند آتشفشانی، دگرسانی‌های بعدی، و تشکیل معادن بنتونیت در شمال مهرجان و کوه متنگ داشته‌اند. مهم‌ترین گسل موجود در منطقه مورد بررسی گسل ترکمنی - اوردیپ بوده و گسل‌های بیاضه و چادونی در بخش‌های جنوبی منطقه قرار دارند. طول گسل ترکمنی - اوردیپ در ناحیه انارک - خور در حدود ۱۶۰ کیلومتر و راستای آن تقریباً به موازات گسل کویر بزرگ (N65) است. بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری نشان می‌دهد که به احتمال زیاد این گسل به سوی شمال شرق در طول صدها کیلومتر ادامه یافته و به زون گسل‌های ازبک کوه و نواحی جنوبی کاشمر و تربت حیدریه می‌پیوندد [۳]. مجموع طول بخش یاد شده در حدود ۶۶۰ کیلومتر است که به دلیل پوشش کواترنر، ردیابی آن در



شکل ۱ مهم‌ترین رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی. گسل ترکمنی - اوردیپ (TOF)، و گسل کویر بزرگ (درونه) (GKF) نیز در شکل مشخص شده‌اند.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شمال شرق اوردیب (شمال شرق استان اصفهان) (برگرفته از [۱]، با تغییرات).



شکل ۳ تصاویر صحرایی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی. تصویرهای D و E معدن بنتونیت مهرجان را نشان می‌دهند.

روش کار

به منظور بررسی سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی یاد شده صورت گرفت و پس از تهیه مقاطع نازک، سنگ شناختی و کانی‌شناسی آن‌ها انجام شد. پس از بررسی‌های سنگ شناختی، از نمونه‌های مناسب مقطع نازک صیقلی تهیه شده و کانی‌های موجود در آن‌ها با استفاده از ریز پردازنده الکترونی Cameca SX-100 دانشگاه لینیز هانور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV، شدت جریان ۱۵ nA، زمان شمارش ۵۰ ثانیه، و شعاع الکترونی ۳ μm مورد بررسی قرار گرفتند. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضوهای پایانی کانی‌ها و نیز جدایش

Fe^{2+} و Fe^{3+} آن‌ها از نسبت‌های حاصل از عنصر سنجی [۵] و نرم افزار Minpet استفاده شد. نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی در جدول‌های ۱ تا ۷ آورده شده است. ۶ نمونه از سنگ‌های مورد بررسی نیز در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان با استفاده از دستگاه XRF مدل S4 PIONEER ساخت شرکت Bruker آلمان آنالیز شدند. آنالیز شیمیایی ۷ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده توسط زمین‌شناسان روسی در پروژه تکنواکسپورت نیز مورد استفاده قرار گرفت. در نمایش تصاویر میکروسکوپی و خلاصه نام کانی‌ها نیز از منبع [۶] استفاده شد.

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیکروکسن و محاسبه فرمول ساختاری آن.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
۸۰۶ Reactionic Clinopyroxenes	۱	۵۳٫۸۶	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۷٫۸۴	۰٫۲۰	۱۵٫۰۱	۲۲٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۰۲	۱۰۰٫۳۶
	۲	۵۳٫۷۲	۰٫۰۹	۰٫۲۷	۰٫۰۲	۶٫۹۳	۰٫۲۵	۱۵٫۲۶	۲۲٫۰۸	۰٫۴۵	۰٫۰۲	۹۹٫۱۱
	۶	۵۳٫۶۲	۰٫۱۴	۰٫۳۶	۰٫۰۴	۸٫۶۴	۰٫۱۴	۱۵٫۲۰	۲۱٫۶۶	۰٫۵۲	۰٫۰۰	۱۰۰٫۳۲
۸۰۶ Clinopyroxene phenocryst	۱۱	۵۲٫۷۷	۰٫۲۸	۱٫۹۰	۰٫۰۰	۶٫۶۸	۰٫۱۷	۱۵٫۹۱	۲۱٫۶۹	۰٫۴۲	۰٫۰۳	۹۹٫۸۴
	۲۰	۵۲٫۴۸	۰٫۳۰	۲٫۹۴	۰٫۱۰	۵٫۱۹	۰٫۰۸	۱۵٫۸۰	۲۲٫۴۰	۰٫۶۲	۰٫۰۱	۹۹٫۹۱
	۲۱	۵۲٫۳۳	۰٫۲۸	۲٫۹۱	۰٫۱۳	۵٫۰۴	۰٫۰۲	۱۵٫۵۶	۲۲٫۲۱	۰٫۵۷	۰٫۰۰	۹۹٫۰۵
	۲۲	۵۲٫۴۵	۰٫۲۸	۲٫۹۷	۰٫۲۵	۴٫۸۳	۰٫۱۵	۱۶٫۰۳	۲۱٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۰۰	۹۹٫۳۳
	۲۹	۵۱٫۹۹	۰٫۳۹	۳٫۳۷	۰٫۲۱	۵٫۲۹	۰٫۱۰	۱۶٫۱۲	۲۲٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۰
	۳۰	۵۱٫۱۱	۰٫۴۳	۴٫۲۸	۰٫۰۸	۶٫۳۵	۰٫۱۱	۱۴٫۶۹	۲۱٫۴۲	۰٫۸۶	۰٫۰۰	۹۹٫۳۳
	۳۱	۵۲٫۸۴	۰٫۲۵	۲٫۶۸	۰٫۰۳	۵٫۸۸	۰٫۱۶	۱۶٫۱۴	۲۱٫۲۰	۰٫۶۴	۰٫۰۰	۹۹٫۸۳
	۳۲	۵۲٫۵۳	۰٫۲۵	۲٫۷۱	۰٫۰۸	۶٫۰۴	۰٫۰۸	۱۶٫۰۵	۲۱٫۹۱	۰٫۵۹	۰٫۰۰	۱۰۰٫۲۴
	۳۴	۵۱٫۸۱	۰٫۳۹	۳٫۳۸	۰٫۱۷	۵٫۵۹	۰٫۱۳	۱۵٫۹۴	۱۵٫۳۵	۰٫۵۷	۰٫۰۰	۱۰۰٫۳۳
۳۵	۵۲٫۹۵	۰٫۳۳	۲٫۱۴	۰٫۰۵	۵٫۹۹	۰٫۱۹	۱۶٫۱۸	۲۱٫۶۲	۰٫۳۳	۰٫۰۱	۹۹٫۷۹	
CPX zoning (A·Y)	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CPX-Core	۴۵	۴۶٫۰۲	۱٫۲۵	۸٫۲۶	۰٫۰۰	۱۰٫۲۶	۰٫۱۱	۱۰٫۳۸	۲۲٫۳۲	۰٫۷۳	۰٫۰۱	۹۹٫۳۳
CPX-Rim	۴۶	۵۱٫۴۱	۰٫۴۶	۳٫۷۰	۰٫۱۳	۵٫۹۴	۰٫۰۸	۱۵٫۷۶	۲۲٫۰۷	۰٫۵۴	۰٫۰۳	۱۰۰٫۱۲

Structural formula based on the 6 Oxygens

Sample	Point	Si	AlIV	AlVI	Ti	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total	WO	EN	FS
۸۰۶ Reactionic Clinopyroxenes	۱	۱٫۹۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۸۳	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۳۳	۴۲٫۰۴	۱۲٫۶۴
	۲	۱٫۹۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۱	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۸۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۶۲٫۴۲	۴۲٫۵۸	۱۳٫۸۰
	۶	۲٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۸۵	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۱۴	۴۳٫۴۰	۱۱٫۴۶
۸۰۶ Clinopyroxene phenocryst	۱۱	۱٫۹۴	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۸۷	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۴٫۱۱	۴۵٫۰۲	۱۰٫۸۸
	۲۰	۱٫۹۲	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۶٫۱۹	۴۵٫۳۳	۸٫۴۸
	۲۱	۱٫۹۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۶٫۴۶	۴۵٫۲۸	۸٫۲۶
	۲۲	۱٫۹۲	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۱۶	۴۶٫۷۵	۸٫۱۰
	۲۹	۱٫۹۰	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۸۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۲۶	۴۶٫۱۰	۸٫۶۵
	۳۰	۱٫۸۸	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۸۱	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۵۳	۴۳٫۷۵	۱۰٫۷۲
	۳۱	۱٫۹۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۴٫۸۳	۴۶٫۴۳	۹٫۷۵
	۳۲	۱٫۹۲	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۸۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۴٫۷۰	۴۵٫۵۶	۹٫۷۵
	۳۴	۱٫۸۹	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۷	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۶۲	۴۵٫۲۷	۹٫۱۲
۳۵	۱٫۹۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۸۹	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۴٫۱۶	۴۵٫۹۸	۹٫۸۶	
CPX Zoning (A·Y)	Point	Si	AlIV	AlVI	Ti	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total	WO	EN	FS
CPX-Core	۴۵	۱٫۷۳	۰٫۲۷	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۰۰	۰٫۵۸	۰٫۹۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۹٫۷۶	۳۲٫۰۰	۱۸٫۰۵
CPX-Rim	۴۶	۱٫۸۸	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۴٫۰۰	۴۵٫۳۲	۴۵٫۰۳	۹٫۶۵

جدول ۴ نتایج آنالیز نقطه‌ای میکاها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Type
۸۰۷	۵۲	۳۶٫۴۷	۳٫۵۲	۱۵٫۱۱	۰٫۰۳	۱۵٫۸۷	۰٫۱۳	۱۴٫۲۶	۰٫۰۴	۰٫۵۰	۹٫۰۲	۹۴٫۹۵	Biotite
۸۰۷	۵۳	۳۵٫۹۲	۳٫۵۶	۱۵٫۰۴	۰٫۰۴	۱۵٫۷۹	۰٫۱۴	۱۴٫۳۱	۰٫۰۴	۰٫۵۲	۹٫۰۷	۹۴٫۴۳	Biotite
۸۰۷	۴۸	۳۸٫۱۰	۲٫۰۱	۱۵٫۷۷	۰٫۶۶	۶٫۹۲	۰٫۰۰	۲۰٫۷۰	۰٫۰۷	۰٫۵۵	۹٫۰۳	۹۳٫۸۱	Phlogopite
۸۰۷	۴۹	۳۸٫۴۶	۲٫۰۰	۱۵٫۵۷	۰٫۴۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۲۰٫۷۲	۰٫۱۳	۰٫۴۷	۹٫۰۲	۹۳٫۸۷	Phlogopite
۸۰۷	۵۰	۳۸٫۵۲	۲٫۰۷	۱۵٫۵۷	۰٫۵۲	۶٫۹۳	۰٫۰۴	۲۰٫۷۴	۰٫۰۲	۰٫۵۵	۹٫۴۲	۹۴٫۳۸	Phlogopite
۸۰۶	۷	۳۸٫۴۵	۲٫۰۶	۱۵٫۶۷	۰٫۰۳	۶٫۷۹	۰٫۰۱	۲۰٫۴۹	۰٫۰۱	۰٫۶۳	۹٫۲۲	۹۳٫۶۳	Phlogopite
۸۰۶	۸	۳۸٫۶۷	۲٫۰۸	۱۵٫۶۰	۰٫۲۷	۶٫۸۱	۰٫۰۶	۲۰٫۶۲	۰٫۰۸	۰٫۶۸	۹٫۰۶	۹۳٫۹۳	Phlogopite
۸۰۶	۹	۳۸٫۵۲	۲٫۱۱	۱۵٫۳۹	۰٫۵۷	۷٫۵۵	۰٫۰۴	۲۰٫۲۷	۰٫۰۱	۰٫۷۴	۹٫۱۵	۹۴٫۳۵	Phlogopite

Structural formula based on the 22 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations	Fe#	Mg#
۸۰۷	۵۲	۵٫۲۵	۰٫۳۸	۲٫۵۶	۰٫۰۰	۱٫۹۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۳٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۱٫۶۶	۱۴٫۹۸	۰٫۳۸	۰٫۶۲
۸۰۷	۵۳	۵٫۲۱	۰٫۳۹	۲٫۵۷	۰٫۰۱	۱٫۹۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۳٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۱٫۶۸	۱۵٫۰۲	۰٫۳۸	۰٫۶۲
۸۰۷	۴۸	۵٫۳۰	۰٫۲۱	۲٫۵۸	۰٫۰۷	۰٫۸۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۴٫۲۹	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۱٫۶۰	۱۵٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۸۴
۸۰۷	۴۹	۵٫۳۵	۰٫۲۱	۲٫۵۵	۰٫۰۵	۰٫۸۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۴٫۲۹	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۱٫۶۰	۱۵٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۸۴
۸۰۷	۵۰	۵٫۳۴	۰٫۲۲	۲٫۵۴	۰٫۰۶	۰٫۸۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۴٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۱۵	۱٫۶۷	۱۵٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۸۴
۸۰۶	۷	۵٫۳۵	۰٫۲۲	۲٫۵۷	۰٫۰۳	۰٫۷۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۴٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۱۷	۱٫۶۴	۱۵٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۸۴
۸۰۶	۸	۵٫۳۶	۰٫۲۲	۲٫۵۵	۰٫۰۳	۰٫۷۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۴٫۲۶	۰٫۰۱	۰٫۱۸	۱٫۶۰	۱۵٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۸۴
۸۰۶	۹	۵٫۳۵	۰٫۲۲	۲٫۵۲	۰٫۰۶	۰٫۸۸	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۴٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۱٫۶۲	۱۵٫۰۵	۰٫۱۷	۰٫۸۳

جدول ۵ نتایج آنالیز نقطه‌ای کوارتزها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها. نقاط ۳ و ۵ کوارتزهای وابسته به سنگ دیواره بوده که با ماگما هنگام صعود حمل شده‌اند، ولی نقطه ۱۹ نتیجه آنالیز یک کوارتز متبلور شده توسط ماگما است.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
۸۰۶	۳	۹۸٫۳۶	۰٫۰۳	۰٫۳۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۹۹٫۰۰
۸۰۶	۵	۹۷٫۷۷	۰٫۰۸	۰٫۴۸	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۹۸٫۷۹
۸۰۶	۱۹	۹۹٫۹۸	۰٫۱۳	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۳۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۱۰۰٫۹۷

Structural formula based on the 2 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
۸۰۶	۳	۰٫۹۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۰
۸۰۶	۵	۰٫۹۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۰
۸۰۶	۱۹	۰٫۹۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۰

جدول ۶ نتایج آنالیز نقطه‌ای کلسیت‌های پیرامون کوارتزهای در حال واکنش و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
۸۰۷	۵۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۲۱	۱٫۲۷	۰٫۰۹	۵۹٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۶۰٫۷۰

Structural formula based on the 3 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
۸۰۷	۵۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۰

جدول ۷ نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کدر و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
۸۰۶	۳۶	۰٫۰۰	۱۸٫۰۸	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۷۲٫۰۵	۰٫۰۵	۱٫۲۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹۱٫۷۶
۸۰۷	۵۳	۰٫۶۶	۵٫۶۵	۳٫۵۰	۰٫۰۴	۷۸٫۸۵	۱٫۱۸	۲٫۲۹	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۹۲٫۲۷

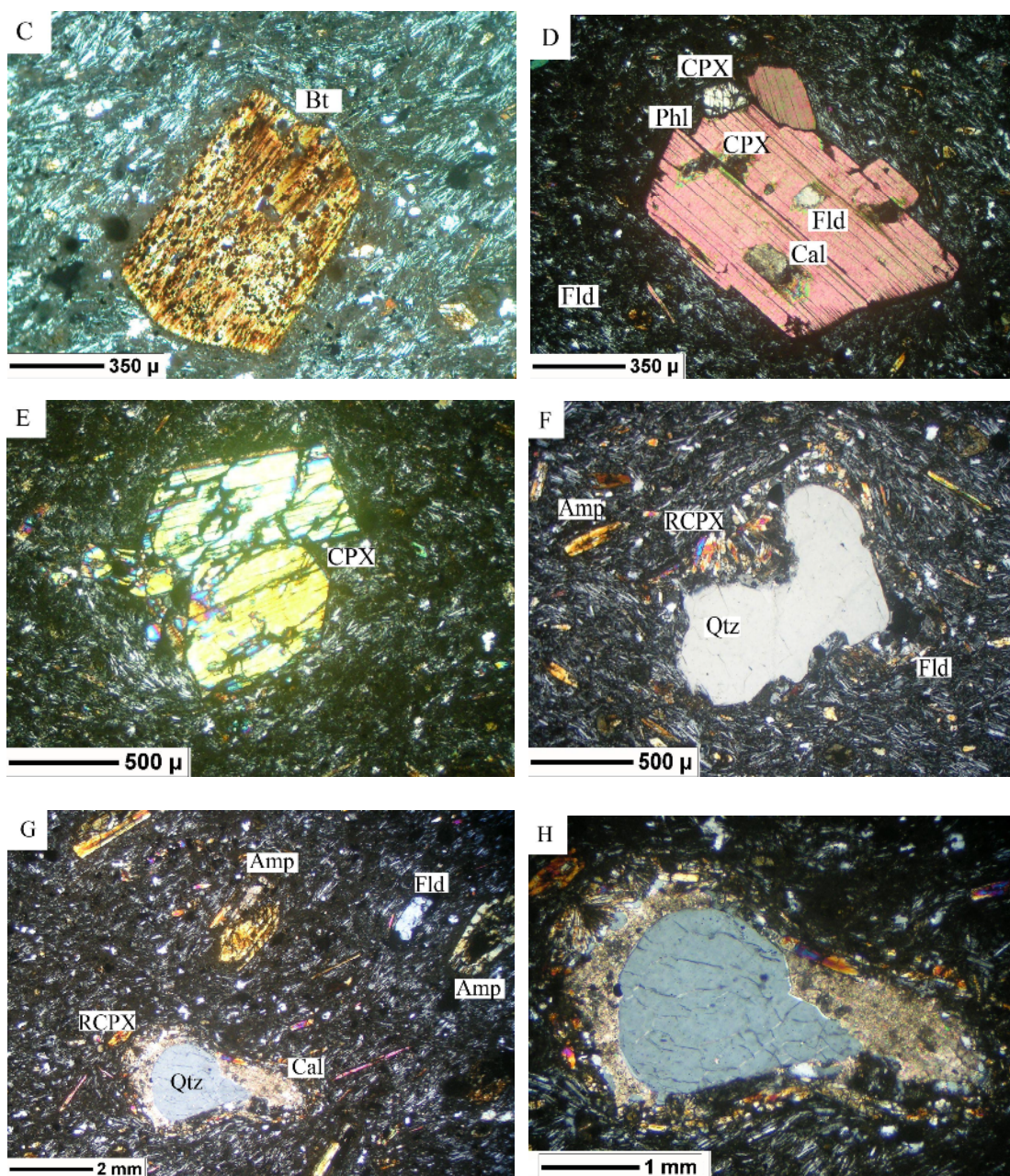
Structural formula based on the 32 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Total
۸۰۶	۳۶	۰٫۰۰	۴٫۲۹	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۱۱٫۷۰	۷٫۳۹	۰٫۰۱	۰٫۵۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲۴٫۰۰
۸۰۷	۵۳	۰٫۲۰	۱٫۲۸	۱٫۲۵	۰٫۰۱	۸٫۱۳	۱۱٫۷۸	۰٫۳۰	۱٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲۴٫۰۰

سنگ شناختی

چنانکه اشاره شد، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه بیشتر شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تراکیت و توف بوده، ولی سنگ‌های تراکی آندزیتی در مقایسه با سنگ‌های

دیگر دارای فراوانی قابل توجهی بوده و بیشتر مورد بررسی‌های سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌ها قرار گرفته‌اند. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در شکل ۴ آورده شده‌اند.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی. A و B: نمای کلی در زیر میکروسکوپ، C و D: وجود دو نوع میکا (بیوتیت و فلوگوپیت) (Bt و Phl) با ویژگی‌های کاملاً متفاوت در بررسی‌های میکروسکوپی، E: درشت بلورهای کلینوپیروکسن اولیه، F، G و H: تشکیل کلینوپیروکسن و کلسیت‌های واکنشی پیرامون کوارتزهای نامتعادل با زمینه سنگ به خوبی مشخص است. تصویر H بخشی از تصویر G را با بزرگنمایی بیشتر نشان می‌دهد.

آمفیبول‌ها نیز به دو صورت دارای منطقه‌بندی و در تعادل با زمینه سنگ، و آمفیبول‌های دارای حاشیه سوخته و بدون منطقه‌بندی قابل مشاهده‌اند.

میکابا به دو صورت درشت بلورهای قهوه‌ای رنگ با ادخال-های کلینوپیروکسن، کلسیت، کوارتز و پلاژیوکلاز (میکاهای نوع اول)، و درشت بلورهای دارای نفوذی‌هایی از کانی‌های کدر (میکاهای نوع دوم) دیده می‌شوند.

کوارتز در سنگ‌های مورد بررسی نیز به صورت قطعات درشت (با حاشیه کلسیت و کلینوپیروکسن) و هم به صورت بلورهایی در زمینه سنگ قابل مشاهده است.

شیمی کانی‌ها

بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های تراکی آندزیتی نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های نوع اول (کلینوپیروکسن-های اولیه) از نوع دیوپسید و اوژیت بوده و دارای ترکیب شیمیایی بسیار نزدیک به هم هستند. بخش مرکزی یکی از درشت بلورهای کلینوپیروکسن‌های اولیه دارای ترکیبی بسیار متفاوت با دیگر پیروکسن‌ها بوده و در مثلث تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها با نماد مثلث در گستره دیوپسید نمایش داده شده است. کانی‌های کدر موجود در کلینوپیروکسن‌های اولیه دارای ترکیب ایلمنیت هستند. کلینوپیروکسن‌های نوع دوم (کلینوپیروکسن‌های حاصل واکنش) نیز دارای ترکیب دیوپسید و اوژیت‌اند (شکل ۵).

آمفیبول‌های دارای منطقه‌بندی و در تعادل با زمینه سنگ، از نوع هاستینگسیت غنی از منیزیم، مگنزیوهایستینگسیت و هورنبلند مگنزیوهایستینگسیتی هستند. در صورتی که آمفیبول‌های دارای حاشیه سوخته و بدون منطقه‌بندی، در گستره مگنزیوهایستینگسیت و هورنبلند مگنزیوهایستینگسیتی قرار دارند (شکل ۵). منطقه‌بندی نوسانی آمفیبول‌هایی که در تعادل با زمینه هستند در شکل ۶ به خوبی دیده می‌شود.

آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای پتاسیم این سنگ‌ها وجود دو نوع سانیدین در زمینه سنگ را نشان داده و بررسی شیمی پلاژیوکلازها نیز دلالت بر وجود دو گونه پلاژیوکلاز با ترکیب-های لابرادوریت-آندزین و الیگوکلاز دارد (شکل ۵).

سنگ‌های تراکی آندزیتی موجود در منطقه دارای ساخت توده‌ای و در برخی موارد آمیگدالوئیدال هستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ‌های روشن، صورتی تا سرخ بوده و بافت‌های پورفیری و جریان‌ی در آن‌ها بخوبی مشخص است. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آمفیبول، الیون کلریتی، میکا، کلینوپیروکسن، فلدسپار پتاسیم، آپاتیت، ایلمنیت، مگنتیت و کوارتزند. وجود الیون‌های کلریتی و کوارتز در درون یک سنگ از شواهد عدم تعادل است. کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، سریسیت، آلبیت و اپیدوت نیز قابل مشاهده-اند. در بخش‌هایی از این سنگ‌ها تجدید تبلور شیشه‌ها به خوبی دیده می‌شود.

در تراکی آندزیت‌ها که سنگ غالب آتشفشانی‌های منطقه محسوب می‌شود، درشت بلورها از جنس آمفیبول، کلینوپیروکسن، بیوتیت و الیون‌های کلریتی هستند. زمینه سنگ نیز بیشتر از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و سانیدین و مقادیر کمی کلریت، کوارتز، کلسیت و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. در این سنگ‌ها فنوکریست‌ها ۲۵ تا ۵۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. در بررسی‌های پتروگرافی فراوانی فلدسپارها نسبت به کانی‌های مافیک به خوبی مشخص است. برخی از آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها اپاسیتی شده‌اند. فلدسپارها فقط محدود به زمینه سنگ بوده و بین کانی‌های موجود در زمینه سنگ دارای اندازه بزرگتری هستند. کلینوپیروکسن و آمفیبول‌ها در برخی موارد با مجموعه‌ای از کربنات و کدر جایگزین شده‌اند. وجود کلریت در قالب الیون از ویژگی‌های این سنگ‌هاست. وجود منطقه‌بندی در برخی از درشت بلورهای آمفیبول و فلدسپارهای موجود در زمینه به خوبی مشخص است.

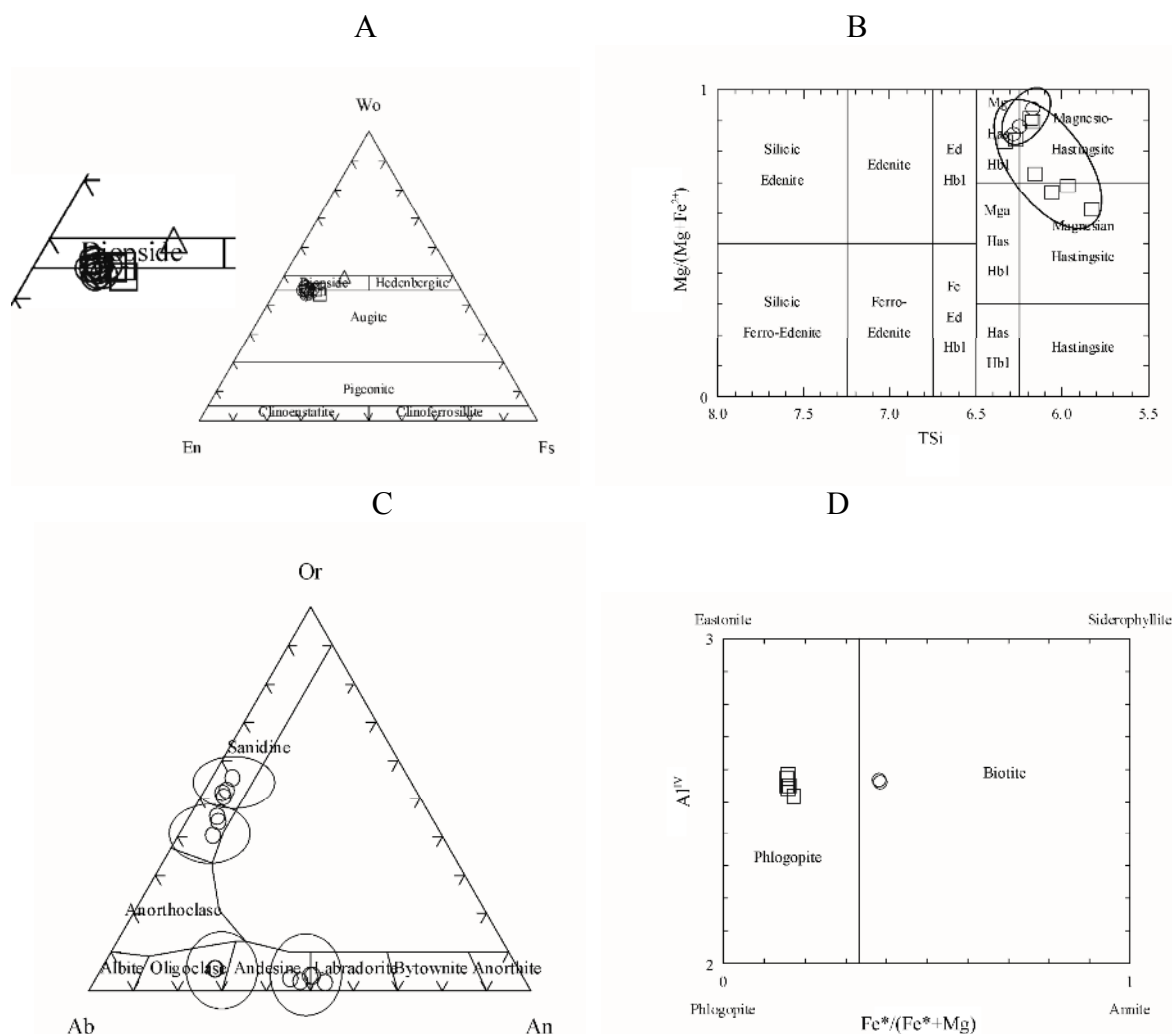
بررسی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که این کانی به دو صورت وجود دارد:

نوع ۱- کلینوپیروکسن‌های اولیه که هم به صورت درشت بلور و هم در زمینه سنگ دیده می‌شوند.

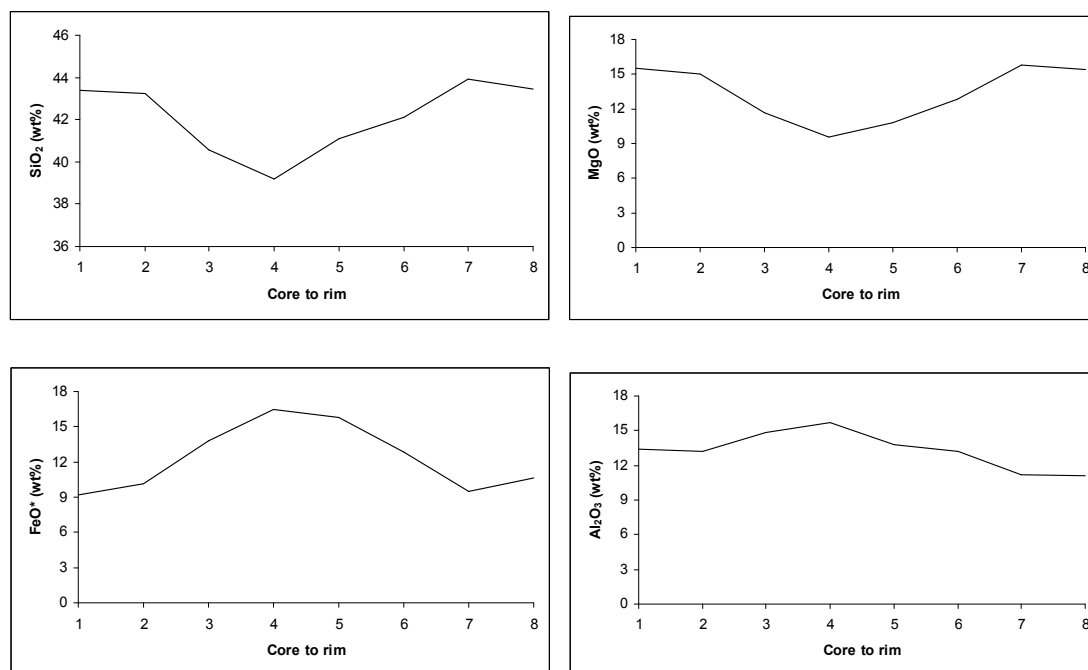
نوع ۲- کلینوپیروکسن‌هایی که به صورت انباشتی از بلورهای کشیده در پیرامون کوارتزهای با حاشیه خورده دیده می‌شوند. بررسی‌های سنگ شناختی نشان می‌دهد که این کوارتزها با زمینه سنگ در تعادل نیستند.

دهد که کوارتزهای موجود در زمینه (نقطه ۱۹)، از نظر ترکیب شیمیایی با قطعات درشت کوارتز که دارای حاشیه واکنشی کلینوپیروکسن و کلسیت هستند (نقاط ۳ و ۵)، متفاوت بوده و دارای مقادیر بیشتر FeO^* ، TiO_2 و CaO ، و مقادیر کمتر Al_2O_3 و Na_2O است. کوارتزهای موجود در زمینه سنگ‌های مورد بررسی از نوع آذرین بوده و از تبلور ماگما به دست آمده- اند، ولی قطعات درشت کوارتز، به سنگ دیواره وابسته بوده و هنگام صعود ماگما، درون آن قرار گرفته و حمل شده‌اند.

درشت بلورهای میکای نوع اول که دارای خوردگی خلیجی نیز هستند از نوع فلوگوپیت بوده و میکاهای نوع دوم که دارای نفوذی‌هایی از کانی‌های کدر هستند، از نوع بیوتیت‌اند (شکل ۵). کانی‌های کدر موجود در بیوتیت‌ها دارای ترکیب مگنتیت- اند. مقدار TiO_2 در بیوتیت‌ها حدود ۳/۵٪ و در فلوگوپیت‌ها حدود ۲٪ است. آنالیز نقطه‌ای کوارتزهای این سنگ‌ها (جدول ۵) نشان می



شکل ۵ موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن، آمفیبول، فلدسپار و میکا در نمودارهای تقسیم بندی مربوطه. A: کلینوپیروکسن های اولیه به صورت دایره و کلینوپیروکسن های واکنشی به صورت مربع نمایش داده شده اند (نمودار برگرفته از [۷]). B: آمفیبول های دارای منطقه بندی و در تعادل با زمینه سنگ با علامت مربع و آمفیبول های دارای حاشیه سوخته و بدون منطقه بندی با علامت دایره نشان داده شده اند (نمودار برگرفته از [۱۸]). C: وجود دو نوع پلاژیوکلاز و دو نوع سانیدین در این سنگ ها به خوبی مشخص است (نمودار برگرفته از [۹]). D: میکاهای دارای خوردگی خلیجی از نوع فلوگوپیت و میکاهای دارای نفوذی‌های از کانی های کدر از نوع بیوتیت هستند (نمودار برگرفته از [۹]).



شکل ۶ منطقه بندی نوسانی آمفیبول هایی که در تعادل با زمینه هستند بیانگر عدم وجود یک تبلور ساده و برقراری تعادل است.

سنگ زایی

به منظور بررسی دقیق‌تر این سنگ‌ها از نتایج آنالیزهای شیمیایی کانی‌ها و سنگ‌ها در تبیین سنگ زایی آن‌ها استفاده شد. بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌های نوع اول و استفاده از آن در زمین فشارسنجی نشان می‌دهد که این کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده در طیف گسترده‌ای از فشار متوسط متبلور شده‌اند. به عقیده نویسندگان مقاله، کلینوپیروکسن‌های نوع اول حین صعود (نه در یک اتاق ماگمایی و فشار ثابت) که فشار رو به کاهش بوده و پیش از فوران به وجود آمده‌اند. همچنین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها دارای مقدار قابل ملاحظه‌ای (حدود ۱۰٪) آب بوده است (شکل ۷B). بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای اولیه (شکل ۷C)، تعلق سنگ‌های مورد بررسی به محیط زمین‌ساختی جهانی کمان-های آتشفشانی و سری ماگمایی آهکی-قلیایی از دیگر نتایجی است که می‌توان با بررسی ژئوشیمی کلینوپیروکسن‌ها به آن پی برد (شکل ۷). برای تعیین مقدار فاکتورهای F1 و F2 در شکل ۷D از روابط زیر استفاده شد:

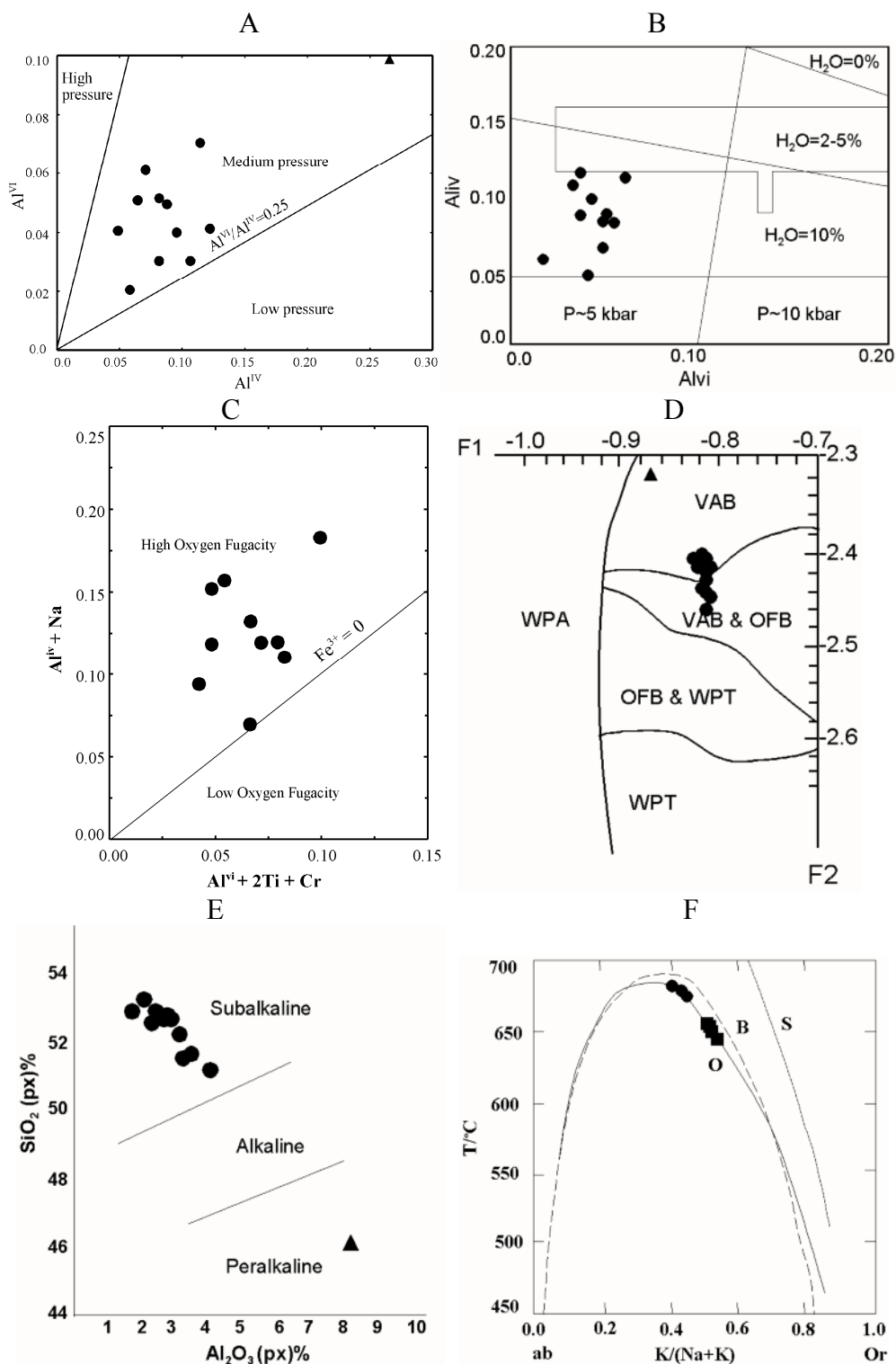
$$F1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO) - (0.0026 * MnO) +$$

$$(0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

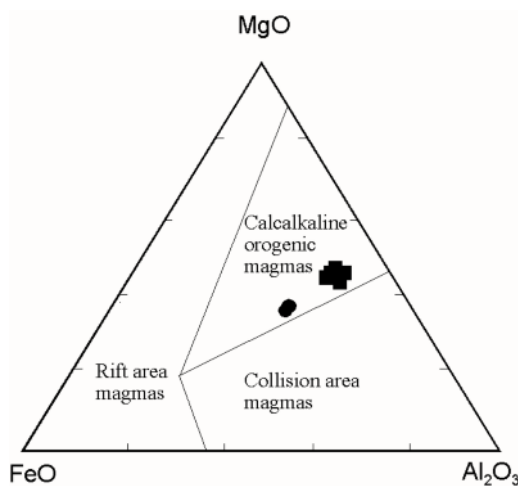
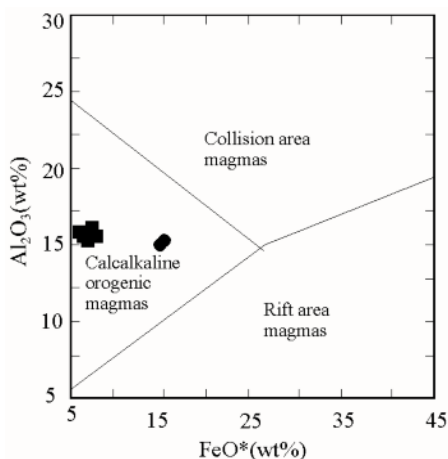
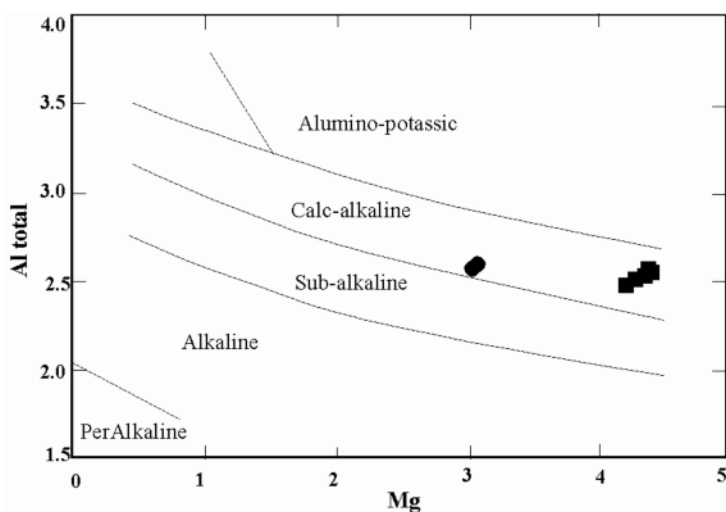
$$F2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

زمین دماسنجی فلدسپارهای پتاسیم موجود در سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که برخی از آن‌ها در دمای ۶۷۵ و برخی دیگر در دمایی نزدیک به ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد بوجود آمده‌اند (شکل ۷ نمودار F). در شکل ۷F منحنی O بیانگر تغییرات ترکیب فلدسپارهای قلیایی نسبت به دما در فشار ۲ کیلو بار بوده و منحنی S نیز براساس بررسی‌های [۱۶] برای فشار ۱۰ کیلو بار ترسیم شده است. منحنی B هم نشان‌دهنده منحنی سولوس است.

علاوه بر کلینوپیروکسن‌ها، از دیگر کانی‌های پتروژنیک موجود در این سنگ‌ها می‌توان به بیوتیت‌ها اشاره کرد. بررسی شیمی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده بیوتیت‌ها از نوع آهکی-قلیایی بوده و به نواحی کوهزایی وابسته‌اند (شکل ۸).



شکل ۷ نمودارهای مربوط به استفاده از شیمی کانی ها در بررسی های سنگ زایی. برآورد کلی فشار تبلور کلینوپیروکسن ها (A) (نمودار برگرفته از [۱۰])، بررسی مقدار آب موجود در ماگما (B) (نمودار برگرفته از [۱۱])، بررسی چگونگی فوگاسیته اکسیژن ماگما (C) (نمودار برگرفته از [۱۲])، نوع محیط زمین ساختی جهانی (D) (نمودار برگرفته از [۱۳])، و نوع سری ماگمایی (E) (نمودار برگرفته از [۱۴]) با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها. نمودار (F) مربوط به دماسنجی فلدسپار های پتاسیم بوده که بیانگر وجود دو نوع سانیدین در این سنگ ها است (نمودار برگرفته از [۱۵]).



شکل ۸ نمودارهای تعیین سری ماگمایی (A)، و محیط زمین ساختی جهانی (B, C) با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت ها (نمودارها برگرفته از [۱۷]). در این شکل ها بیوتیت ها با علامت دایره و فلوگوپیت ها به صورت مربع نشان داده شده اند.

یک سنگ می‌رسد.

۲- وجود دو نوع سانیدین، پلاژیوکلاز، میکا، آمفیبول، و کانی کدر در سنگ‌های مورد بررسی.

۳- حرکت نوسانی در آمفیبول‌های با منطقه‌بندی و در تعادل با زمینه سنگ، و نیز فلدسپارهای پتاسیم که از شواهد آمیزش دو ماگماست.

۴- خوردگی خلیجی پیرامون کوارتزها و فلوگوپیت‌ها.

۵- تشکیل هاله‌ای از کلینوپیروکسن و کلسیت‌های واکنشی پیرامون کوارتزها که از ویژگی‌های بسیار مهم آرایش و آمیزش ماگمایی است [۲۱].

۶- نتایج حاصل از داماسنجی کانی‌ها بیانگر تشکیل کانی‌های یکسان در دو دمای متفاوت است.

محاسبات دما- فشارسنجی درشت بلورهای کلینوپیروکسن اولیه، میانگین دما را ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار را ۱۱ کیلو بار نشان می‌دهد [۱۸].

داماسنجی بیوتیت‌ها دمایی در حدود ۷۳۱ و داماسنجی فلوگوپیت‌ها نیز دمایی در حدود ۷۳۵ درجه سانتی‌گراد را به دست داده است [۲۰، ۱۹].

بررسی‌های سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از تبلور ساده و تعادلی یک ماگمای اولیه به وجود نیامده‌اند و در تشکیل آن‌ها آمیزش دو ماگما دخالت داشته‌اند.

از مهم‌ترین شواهد آن می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱- تنوع کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، که با در نظر گرفتن اختلاف ترکیب کانی‌ها تعداد آنها به ۱۷ نوع کانی آذرین در

بندهای اولیه سنگ‌زایی گفته شد که ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، بیوتیت‌ها و فلوگوپیت‌های آنالیز شده بیانگر آهکی-قلیایی بودن و وابستگی ماگماهای سازنده این سنگ‌ها به مناطق کوهزایی است. هیچ کدام از نمودارهای بکار رفته قادر به جدایش کانی‌های سری آهکی-قلیایی از کانی‌های سری شوشونیتی نیستند. بررسی ژئوشیمی نمونه‌های سنگ کل بیانگر وابستگی سنگ‌های حاصل از آمیزش ماگمایی به سری آهکی-قلیایی، بالا بودن پتاسیم در آن‌ها، و تراکی آندزیت بودن اغلب آن‌هاست (شکل ۹).

با در نظر گرفتن نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ شناختی، شیمی کانی و سنگ‌ها، و موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، باید گفت که این دو ماگمای آمیخته دارای خاستگاه یکسانی نبوده و سنگ‌های مورد بررسی حاصل آمیزش دو ماگما یکی با ویژگی‌های آهکی-قلیایی و دیگری با ویژگی‌های آبساروکیتی (شوشونیتی) هستند. علت رخداد این آشفشانی در مدل زمین ساختی صفحه‌ای را نیز می‌توان به فرورانش اقیانوس نئوتتیس در راستای رو رانش زاگرس، و یا فرورانش صفحه اقیانوسی پیرامون خرد قاره شرق - ایران مرکزی، به زیر صفحه ایران مرکزی نسبت داد که با در نظر گرفتن زمان و موقعیت منطقه مورد بررسی که به حاشیه این خرد قاره بسیار نزدیک است، حالت دوم دارای احتمال بیشتری است. وجود ماگماهای شوشونیتی در مناطق نزدیک به نواحی فرورانش پدیده‌ای شناخته شده است.

۷- وجود نفوذی‌های متفاوت در کانی‌ها و فراوانی بافت پویکیلیتیک.

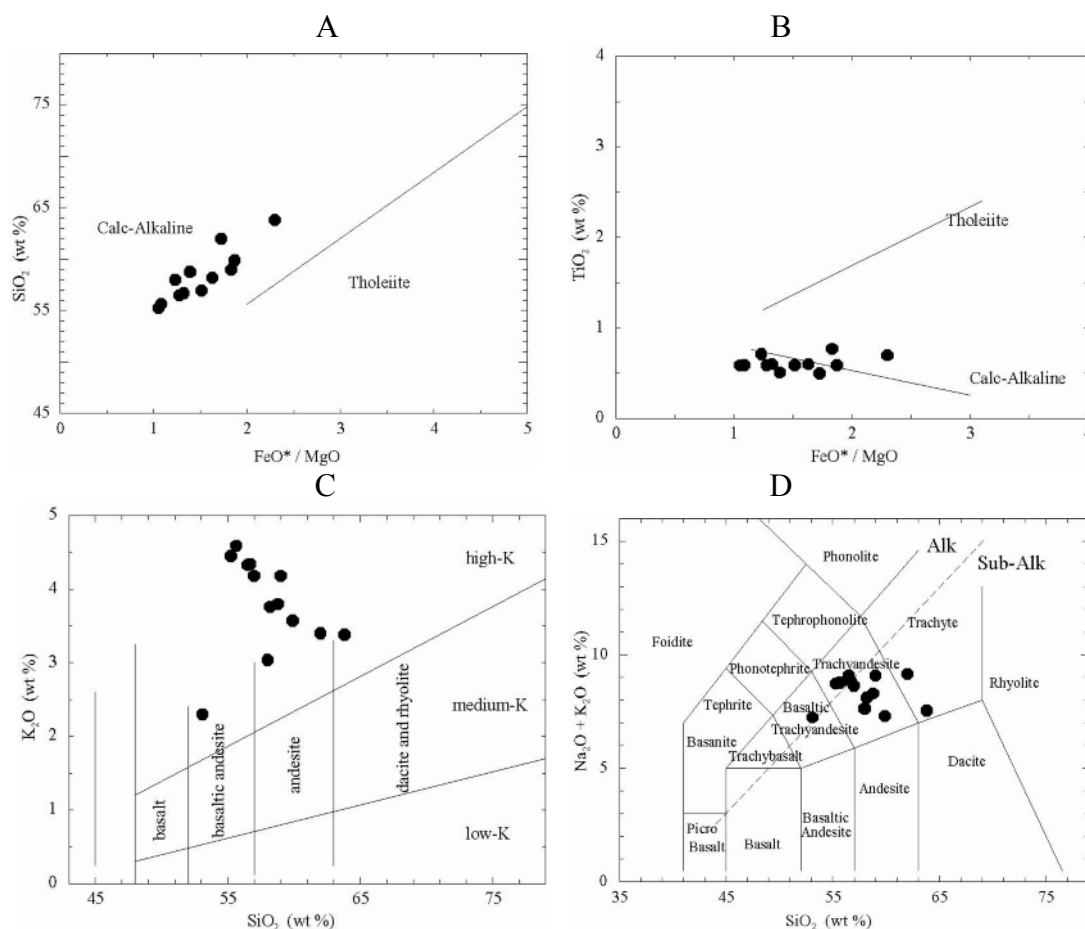
۸- وجود الیوین‌های کلریتی، کلینوپیروکسن و کوارتز در مقاطع نازک سنگ‌های حاصل از یک فوران.

با وجود دلایل یادشده و در نظر گرفتن سنگ شناختی و شیمی کانی‌های سنگ‌های مورد بررسی، می‌توان گفت که دو ماگمای آمیخته، بخش قابل توجهی از تبلور خود را پیش از آمیزش انجام داده‌اند. یکی از ماگماها دارای کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز (لابرادوریت و آندزین)، سانیدین، فلوگوپیت، آمفیبول و ایلمنیت بوده و دیگری شامل کانی‌های پلاژیوکلاز (الیگوکلاز)، سانیدین، بیوتیت، آمفیبول، کوارتز و آپاتیت بوده است. با توجه به آنچه که گفته شد به نظر می‌رسد که بتوان گفت یک ماگمای پتاسیک بازی (آبساروکیت) با یک ماگمای تراکیتی تا تراکی آندزیتی آمیخته شده و با در نظر گرفتن اختلاف حجم ماگماهای آمیزش یابنده، ترکیب ماگمای حاصل از آمیزش آن‌ها، تراکی آندزیت شده است. وجود سنگ‌های سری شوشونیتی در مناطق انارک تا خور همراه با سنگ‌های سری آهکی-قلیایی قبلا توسط [۲] گزارش شده است.

علی رغم اطمینان نویسندگان مقاله به اینکه سنگ‌های مورد بررسی حاصل از تبلور یک ماگمای واحد نبوده و آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل آن‌ها بیانگر مجموع سرشتی‌های دو ماگمای اولیه خواهد بود، اقدام به آنالیز نمونه‌های سنگ‌های مورد بررسی کردند که نتایج آن در جدول ۸ آورده شده‌اند. در

جدول ۸ نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های ولکانیک شمال شرق اوردیب. نتایج آنالیز ۷ نمونه اول که با حرف C شروع شده اند برگرفته از بررسی‌های زمین شناسان روسی در پروژه Technoexport است [۲].

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
C-۴۲۵۱	۵۸٫۰۰	۰٫۷۱	۱۴٫۹۰	۵٫۸۹	۰٫۱۱	۴٫۳۰	۴٫۶۲	۴٫۶۰	۳٫۰۴	۰٫۲۸	۳٫۵۳	۹۹٫۹۸
C-۲۰۳۰	۵۸٫۲۰	۰٫۶۰	۱۵٫۵۱	۴٫۸۰	۰٫۰۹	۲٫۶۵	۴٫۸۰	۴٫۳۵	۳٫۷۶	۰٫۳۰	۴٫۵۰	۹۹٫۵۶
C-۴۵۲۷	۵۸٫۷۷	۰٫۵۱	۱۵٫۹۰	۴٫۴۰	۰٫۰۸	۲٫۸۵	۴٫۱۳	۴٫۵۰	۳٫۸۰	۰٫۳۲	۴٫۲۷	۹۹٫۵۳
C-۴۲۴۹	۵۹٫۰۰	۰٫۷۷	۱۶٫۰۰	۵٫۵۰	۰٫۱۰	۲٫۷۰	۳٫۵۰	۴٫۹۰	۴٫۱۸	۰٫۳۲	۲٫۸۷	۹۹٫۸۴
C-۸۹۰۳	۵۹٫۹۰	۰٫۵۹	۱۷٫۲۰	۴٫۱۶	۰٫۰۸	۲٫۰۰	۶٫۶۶	۳٫۷۳	۳٫۵۷	۰٫۳۲	۱٫۹۵	۱۰۰٫۱۶
C-۴۲۰۳	۶۲٫۰۰	۰٫۵۰	۱۵٫۳۰	۴٫۲۴	۰٫۰۹	۲٫۲۱	۴٫۰۶	۵٫۷۶	۳٫۴۰	۰٫۲۳	۲٫۳۳	۱۰۰٫۱۲
C-۲۵۴۱	۶۳٫۸۱	۰٫۷۰	۱۳٫۶۰	۵٫۵۰	۰٫۰۶	۲٫۱۵	۳٫۷۰	۴٫۱۶	۳٫۳۸	۰٫۵۲	۱٫۹۸	۹۹٫۵۶
H۵۰	۵۶٫۶۹	۰٫۶۰	۱۷٫۱۵	۴٫۸۳	۰٫۰۶	۳٫۲۸	۶٫۱۹	۴٫۵۱	۴٫۳۴	۰٫۴۷	۱٫۲۸	۹۹٫۴۰
H۵۱	۵۶٫۵۲	۰٫۵۹	۱۷٫۱۳	۴٫۷۳	۰٫۰۵	۳٫۳۳	۶٫۰۶	۴٫۷۷	۴٫۳۳	۰٫۴۷	۱٫۳۶	۹۹٫۳۴
H۵۴	۵۶٫۹۷	۰٫۵۹	۱۷٫۰۸	۴٫۷۶	۰٫۰۸	۲٫۸۳	۶٫۵۸	۴٫۴۶	۴٫۱۸	۰٫۵۲	۱٫۳۵	۹۹٫۴۰
H۵۵	۵۵٫۶۴	۰٫۵۹	۷۰٫۱۶	۴٫۵۰	۰٫۰۵	۳٫۷۳	۶٫۱۳	۴٫۱۸	۴٫۵۹	۰٫۴۲	۲٫۴۷	۹۹٫۰۰
H۵۶	۵۵٫۲۴	۰٫۵۹	۱۶٫۴۰	۴٫۵۵	۰٫۰۵	۳٫۸۹	۶٫۲۶	۴٫۲۸	۴٫۴۵	۰٫۴۱	۲٫۶۲	۹۸٫۷۴
H۵۹	۵۳٫۰۸	۱٫۲۵	۱۷٫۶۰	۸٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۴۳	۸٫۲۰	۴٫۹۵	۲٫۳۰	۰٫۳۳	۳٫۳۱	۹۹٫۷۵



شکل ۹ نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین سری ماگمایی و نامگذاری سنگ‌های ولکانیک مورد بررسی، بیانگر تعلق آنها به سری کالک آلکالن (A, B) (نمودارها برگرفته از [۲۲]) و سری های با پتاسیم بالا (C) بوده و اینکه از نوع تراکیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی هستند (D) (نمودارها برگرفته از [۲۳]). تمامی خصوصیات فوق مربوط به ماگمای حاصل از اختلاط بوده و اطلاعاتی درخصوص تک تک ماگماهای مخلوط شده به دست نمی دهد.

مراجع

- [1] Technoexport, "Geological map of Khur area", scale 1/250000, No.H7, 1984.
- [2] Technoexport, "Geology of the Khur area", Ministry of Mines and Metals, TE/No.20, 1984, 132 p.
- [3] Almasian M., "Tectonics of the Anarak area (Central Iran)", PhD thesis of Islamic Azad University, Iran, Science and Research Unit, 1997, 164 p.
- [4] Bagheri S., "The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas", PhD thesis, Faculty of Geosciences and Environment, University of Leusanne, Switzerland, 2007, 208 p.

برداشت

بررسی سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایینی شمال شرق روستای اوردیپ نشان می‌دهد که در تشکیل آن‌ها آمیزش دو ماگما سهم به سزایی داشته است. با در نظر گرفتن سنگ‌شناختی، شیمی کانی‌ها، و تنوع سنگ-شناسی در بررسی‌های صحرائی می‌توان گفت که پیش از آتشفشانی در ائوسن پایینی، یک ماگمای تراکیتی تا تراکی آندزیتی با یک ماگمای آبساروکییتی آمیزش یافته و ماگمای حاصل از آمیزش آن‌ها دارای ترکیب تراکی آندزیت بوده است. ژئوشیمی کانی‌ها، و سنگ‌های حاصل از آمیزش ماگمایی نیز بیانگر وابستگی آن‌ها به سری ماگمایی آهکی-قلیایی و شباهت آن‌ها به ماگماهای قوس‌های آتشفشانی است.

- [14] Le Bas M.J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
- [15] Kretz R., "Metamorphic Crystallization", John Wiley & Sons, Chichester, U.K., 1994, 530 p.
- [16] Seck H.A., "The influence of pressure on the alkali-feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials", Fortschritte Mineralogie 49 (1972) 31-49.
- [17] Abdel - Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
- [18] Nimis P. and Taylor W.R., "Single pyroxene thermobarometry for garnet peridotites", Part I. Calibration and evaluation of the Cr-in-pyroxene barometer and enstatite solvus thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.
- [19] Henry D.J., Guidotti C.V., and Thomson J.A., "The Ti-saturation surface for low- to- medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.
- [20] Patino D.A.E., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability", Chemical Geology 108 (1993) 133-162.
- [21] Sato H., "Diffusion Coronas around Quartz Xenocrysts in Andesite and Basalt from Tertiary Volcanic Region in Northeastern Shikoku, Japan", Contributions to Mineralogy and Petrology 50 (1975) 49-64.
- [22] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins". American Journal of Science 274 (1974) 321-355.
- [23] Le Maitre R.W., "Igneous rocks: a classification and glossary of terms", 2nd Edition, Cambridge University press, Cambridge, 2002, 236 p.
- [5] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [6] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [7] Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxene", Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-555.
- [8] Leake B.E., Wolley 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., 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. & Youzhi G., "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 (1997) 623-651.
- [9] Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., "An Introduction to the Rock - forming minerals", Longman, London, (1991) 528p.
- [10] Aoki K. and Shiba I., "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome Gata, Japan", Lithos 6 (1973) 41-51.
- [11] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at P_{H₂O} = 5 kb. Part II Melt compositions", Journal of Petrology 17 (1976) 139 - 193.
- [12] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts", American Mineralogist 64 (1979) 501-513.
- [13] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.