

بررسی توالی خروجی افیولیتی و سری فراافیولیتی محدوده قز - افچنگ، اهمیت جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی آنها

مرتضی خلعت‌بری جعفری^{۱*} و مسلم غنی^۲

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۲۲

چکیده

توالی خروجی رخمون یافته در خاور روستای قز واقع در شمال باختری سبزوار، دربردارنده تنوعی است که می‌توان آن را به سه بخش اصلی تقسیم کرد. بخش زیرین با فراوانی برش و توف هیالو کلاستیک، بخش میانی با گدازه آفیریک حفره‌دار و بخش بالایی با تناوبی از روانه صفحه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی همراه است. میان‌لایه‌های سنگ آهک پلاژیک دربردارنده ریززیا‌های با سن کرتاسه بالایی (مانستریشین - مانستریشین بالایی) است. فراوانی برش هیالو کلاستیک، روانه صفحه‌ای و گدازه حفره - بادامک دار نسبت به گدازه فیریک، گویای تشکیل این توالی در یک آهنگ بازشدگی تند است. سری فراافیولیتی رخمون یافته در محدوده روستای افچنگ، شامل تناوبی از سنگ‌های توریدیتی و آتشفشانی - رسوبی همراه با جریان گدازه، گدازه آفیریک و فیریک و میان‌لایه‌های چرت - رابولاریت و سنگ آهک پلاژیک است. بررسی دیرینه‌شناسی این سنگ‌ها نیز سن کرتاسه بالایی را به دست داده که این ایده را تقویت می‌کند که سری فراافیولیتی به صورت گودالی همزمان در مجاورت پوسته اقیانوسی سبزوار شکل گرفته است. بر پایه نتایج تجزیه‌های شیمیایی، روانه صفحه‌ای بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی از توالی خروجی، ویژگی‌های OIB را نشان می‌دهند در حالی که گدازه‌های آتشفشانی بخش بالایی از توالی خروجی و گدازه‌های فیریک، آفیریک و جریان سری فراافیولیتی تهی‌شدگی آشکار از Nb و تهی‌شدگی ناچیز از Zr دارند که قابل مقایسه با فعالیت آتشفشانی مناطق فرورانش هستند. بررسی نمودارهای زمین‌ساختی - ماگمایی تمایل OIB و کماتی نمونه‌ها را تأیید می‌کند و به نظر می‌رسد که منشأ ماگمای مادر بخش‌های زیرین و میانی از توالی خروجی متأثر از برجستگی‌های (پلوم‌های) برخاسته از گوشته بوده است. منبع ماگمای مادر بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری فراافیولیتی نیز تهی‌شده بوده که در اثر تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده (سیال‌ها - مذاب)، غنی‌شدگی‌های متفاوتی را تحمل کرده‌اند. جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی با سناریوی فرورانش عمومی پوسته اقیانوسی حاشیه صفحه عربی به زیر خرده قاره ایران مرکزی طی کرتاسه بالایی و در یک حوضه متمایل به پشت کمان قابل توجیه است.

کلیدواژه‌ها: فراافیولیت، توالی خروجی، گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای، فرافروانش (سوپرا - سابداکشن).

*نویسنده مسئول: مرتضی خلعت‌بری جعفری

E-mail: khalat1965@elive.com

۱ - مقدمه

کارشناسی ارشد، سنگ‌شناسی و منشأ افیولیت‌های منطقه افچنگ - شمال سبزوار را بررسی کرد. در سال‌های اخیر در مقاله Shojaat et al. (2002) سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و زمین‌ساخت افیولیت سبزوار و در مقاله Rossetti et al. (2009) داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی گرانولیت‌های مافیک میگماتیتهی در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد منتشر شده است.

افیولیت‌ها به صورتی اتفاقی در کره زمین رخمون نیافتند بلکه رخداد آنان در گروه‌های سنی مشخص و در کمربند‌های کوهزایی متفاوت، نشان از تفاوت در زمان پیدایش و جایگزینی آنهاست و می‌تواند شواهدی از فرایندهای مهم ماگمایی و زمین‌ساختی چون باز - بسته شدن (Rift-Drift) را در خود ثبت کنند. بررسی شواهد ساختاری، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی واحدهای سنگی افیولیت‌ها، اطلاعات ارزشمندی را درباره نقش برجستگی‌های گوشته‌ای، بیرون‌زدگی سست‌کرده‌ای (آستوسفری) ناشی از برخورد، رشد پوسته از راه ماگماتیسم و برافزایش زمین‌ساختی در چرخه‌های فرورانش - برافزایش و تغییرات در ساختار و ترکیب منبع گوشته‌ای را فراهم کنند (Dilek & Robinson, 2003).

در این راستا، برونزد توالی خروجی افیولیتی در خاور روستای قز با سن کرتاسه بالایی و سری فراافیولیتی با سن مشابه در مجاورت آن، نشان از موقعیت زمین‌ساختی - ماگمایی ویژه در تشکیل افیولیت سبزوار دارد. به این دلیل، افزون بر برداشت سامان‌مند، ترتیب توالی واحدهای سنگی به دقت در مقاطع و ستون‌های چینه‌شناسی معرفی شدند (شکل‌های ۳، ۴، ۵ و ۶). پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعات سنگ‌نگاری، برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و موقعیت زمین‌ساختی - ماگمایی، ۱۵ نمونه انتخاب و به آزمایشگاه SGS در Vancouver کانادا ارسال و به

افیولیت‌های ایران بخشی از نوار افیولیتی نئوتیس در خاورمیانه هستند که افیولیت‌های خاور اروپا، یونان و ترکیه را به افیولیت‌های آسیای خاوری در پاکستان و هند متصل می‌کنند و در قلمروی زمانی ژوراسیک - کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند. سن کهن تر یعنی ژوراسیک را می‌توان در افیولیت‌های کوه‌های آلپ، آپنین و دینارید - هیلیندیز و سن جوان تر یعنی کرتاسه را بیشتر می‌توان در افیولیت‌های تورید در ترکیه، جبال زاگرس - عمان و هیمالیا دنبال کرد که بسته شدن زیب مانند و همچنین گذر زمان حوضه‌های اقیانوسی نئوتیس از باختر تا خاور را نشان می‌دهد (Lippard et al., 1986; Dilek & Flower, 2003).

محدوده مورد مطالعه در شمال خاوری ایران واقع است که از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران با عناوین مختلف از آن یاد شده است. ناحیه مورد نظر، بر اساس تقسیم‌بندی Stocklin (1968) و نوی (۱۳۵۵) جزئی از ایران مرکزی، بر اساس دسته‌بندی Pilger (1971) در پهنه «سبزوار» و بر اساس تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در نوار افیولیتی حلقوی دور ایران مرکزی جای دارد. (Alavi 1991). در نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه، پهنه سبزوار را از پهنه ایران مرکزی جدا دانست. به باور آقانیاتی (۱۳۸۵)، محدوده مورد مطالعه در بخش شمالی قاره گندوانا جای دارد.

توالی خروجی در محدوده روستای قز و سری فراافیولیتی در محدوده روستای افچنگ در شمال باختری شهرستان سبزوار (شکل‌های ۱ و ۲) و در طول‌های جغرافیایی ۳۵° ۵۷' تا ۴۵° ۵۷' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۰' ۳۶° تا ۳۰' ۳۶° شمالی رخمون دارند (شکل ۱). در رابطه با پیشینه مطالعات زمین‌شناسی می‌توان به رساله‌های دکتری (Sadredini 1974), (Vaziri-Tabar 1976), (Alavi-Tehrani 1976) و (Noghreyan 1982) اشاره کرد. فروش (۱۳۸۵) در رساله

روش های ICP-AES و ICP-Mass تجزیه شدند. داده های شیمیایی در نمودارهای مختلف رسم (پلات) و تفسیر آنها در این نوشتار به بحث گذاشته شد.

۲- زمین شناسی

از نظر کلی رخنمون های عمومی در محدوده روستاهای افچنگ در شمال و قز در جنوب را می توان به سه دسته تقسیم کرد. در جنوب در اطراف روستای قز، توالی خروجی (Extrusive sequence) مرتبط با افیولیت سبزوار (شکل ۷-الف) و در شمال در اطراف روستای افچنگ، سری فراافیولیتی بروزند دارند (شکل ۷-ب). میان آنها رخنمون های پریدوتیتی کوه سیاه از دو سو و به صورتی تکتونیزه و با شیب تند بر روی آنها واقع شده اند (شکل ۷-ب) و یک فلاور زمین ساختی را تداعی می کند که البته اثبات آن نیاز به بررسی های زمین شناسی ساختمانی دارد.

توالی خروجی (Extrusive sequence): در خاور جاده سبزوار- اسفراین و در یال جنوبی کوه سیاه، در جنوب خاوری روستای قز در امتداد دره ای با راستای شمالی- جنوبی، رخنمون هایی از واحدهای توالی آتشفشانی افیولیت سبزوار به سبزی تقریبی ۴۵۰ متر دیده می شوند که ترتیب واحدهای سنگی درون آن تکتونیزه نیست و می توان توالی واحدها را به دقت دنبال کرد (شکل های ۳ و ۵). در قاعده مقطع و با همبری تکتونیزه، هارزبورژیت کلینوپروکسن دار سرپانتینی شده رخنمون دارد که توسط دایک های دیابازی منفرد قطع شده اند. توالی خروجی مورد مطالعه را نیز می توان به سه بخش اصلی تقسیم کرد (شکل های ۳ و ۵). بخش زیرین (Unit1) با فراوانی برش هیالوکلاستیک و روانه صفحه ای، بخش میانی (Unit2) با فراوانی گدازه بالشی و بخش بالایی (Unit3) با فراوانی گدازه و سنگ های آتشفشانی- رسوبی همراه است.

در بخش زیرین (Unit1) این توالی، برش هیالوکلاستیک به طور عمده رخنمون دارد و در بردارنده میان لایه هایی از روانه صفحه ای (Sheet flow) بازالتی (شکل ۷-ت)، توف هیالوکلاستیک و سنگ آهک پلاژیک در دست کم دو افق متفاوت و برش هیالوکلاستیک (شکل ۷-ث) در بردارنده قطعه هایی از سنگ های بازالتی حفره دار و فیریک هستند. اندازه قطعه های فیریک تا قطر ۲۰ سانتی متر می رسد و دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز با خمیره ای از خرده های آتشفشانی هیدراتی و هیالوکلاستیت هستند. در مواردی کمیاب نیز این برش ها در بردارنده قطعه هایی از هارزبورژیت هستند. اما در سقف بخش زیرین، قطعه های آتشفشانی حفره دار تا قطر ۱۰ سانتی متر و همچنین قطعه هایی از سنگ آهک پلاژیک (شکل ۷-ج) دیده می شود که در مواردی توسط سیمانی کربناتی به یکدیگر متصل شده اند. روانه صفحه ای به سبزی چند متر است که در چند افق به صورت میان لایه و متناوب با توف و برش تکرار شده اند. در میانه بخش زیرین توالی خروجی و بر روی اولین افق از سنگ آهک پلاژیک، این روانه صفحه ای تشکیل دریاچه گدازه ای فسیل (Fossil lava lake) می دهد که در قاعده دچار شکستگی های منشوری شده است و منشورها عمود بر سطح تماس ردیف شده اند. ایجاد این نوع شکستگی ها با انقباض سریع در دریاچه گدازه ای فسیل و آهنگ گسترش اقیانوسی تند تفسیر شده است (Juteau & Maury, 2009).

نظر به اهمیت دیرینه شناسی سنگ آهک پلاژیک در تعیین جایگاه سنی افیولیت ها (Robertson, 2002) و به منظور مقایسه با سری فراافیولیتی، سعی شد تا فراوانی ریززیاها در هر یک از افق های سنگ آهک پلاژیک شناسایی و در این مقاله معرفی شوند. بررسی های دیرینه شناسی سنگ آهک پلاژیک در قاعده دریاچه گدازه ای (شکل های ۳ و ۵) میکروفسیل های *Racemiguembelina* ? sp., *Globotruncanella* ? sp., *Radiolaria* با سن کرتاسه پسین را به دست داده است. بر اساس بررسی های دیرینه شناسی این سنگ ها در میانه بخش زیرین (شکل های ۳ و ۵)،

ریززیاهای زیر با سن کرتاسه پسین (مائستریشین) شناسایی شدند:

Globotruncana lapparenti, *Muricohedbergella* aff. *monmouthensis*, *Laeviheterohelix* aff. *glabrans*, *Pseudotextularia* cf. *elegans*, *Heterohelix globulosa*, *Gublerina* sp., *Macroglobigerinelloides* sp., *Schackonia* sp., *Plummerita* sp., *Heterohelix* sp., *Spong spiculs*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanella* aff. *angulata*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanella minuta*.

همچنین بررسی دیرینه شناسی سیمان کربناتی در لایه های قطعه های برش هیالوکلاستیک در بالای بخش زیرین توالی خروجی، ریززیاهای زیر با سن کرتاسه پسین (مائستریشین) به دست داده است.

Globotruncanella angulata, *Contusotruncanella* aff. *patelliformis*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana* cf. *falsostuarti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Plummerita* sp., *Heterohelix* sp., *Contusotruncanella patelliformis*, *Globotruncanella havaensis*, *Globotruncana rosetta*, *Radotruncana calcarata*.

بخش میانی توالی خروجی (Unit2) به طور عمومی با فراوانی گدازه بالشی (Pillow lavas) همراه است (شکل ۷-چ و ح) که در قاعده کاملاً حفره دار و همراه با میان لایه هایی از روانه صفحه ای بازالتی است. در میانه این بخش، گدازه بالشی آفیریک فراوان است، اما در افق هایی به شدت حفره دار (شکل ۷-ر) و بادامک دار شده که طول آنها تا چندین سانتی متر رسیده است. وجود حفره ها نشان از فشار هیدرواستاتیک کم در جریان تشکیل گدازه بالشی دارد که در پشته های اقیانوسی با آهنگ گسترش نوع تند رخ می دهد (Juteau & Maury, 2009). این حفره ها به طور چیره از کلسیت، کلریت، اپیدوت و اسمکتیت پر شده اند. همچنین برش سرد (Talu rubbles breccias) نیز در مواردی دیده می شود که در بردارنده قطعه هایی از گدازه بالشی است که با سیمانی کربناتی به یکدیگر متصل شده اند. این نوع برش حاصل عملکرد گسل های عادی در زمان تشکیل پوسته اقیانوسی است که در امتداد سطح جابه جایی گسل، خرده های زاویه دار از گدازه بالشی جمع و توسط سیمان کربناتی به یکدیگر متصل شده اند (شکل ۷-د). به سمت بالای بخش میانی از نسبت گدازه بالشی حفره دار کم می شود، اما رگه ها و رگچه های پر شده از کانی های کربنات و اپیدوت آنها را قطع کرده اند. در رأس بخش میانی، سنگ آهک پلاژیک رخنمون دارد که بررسی های دیرینه شناسی آنها، ریززیاهای زیر با سن کرتاسه پسین (مائستریشین پسین) را به دست داده است:

Abathomphalus mayaroensis, *Contusotruncana contusa*, *Gansserina gansseri*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita* aff. *conica*, *Globotruncanita* aff. *angulata*, *Radotruncana calcarata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana* aff. *lapparenti*, *Pseudotextularia elegans*, *Racemiguembelina* ? sp., *Heterohelix* sp., *Pseudotextularia* sp.

در بخش بالایی توالی خروجی (Unit3)، گسترش گدازه های بالشی و برش های هیالوکلاستیک کم است، اما توف و گدازه همراه با سنگ های آتشفشانی- رسوبی دارای بیشترین فراوانی هستند. قاعده این بخش در بردارنده گدازه های آندزیتی سرشار از پیروکسن است. سپس رخنمون هایی از لیتیک توف به مقدار ناچیز و کریستال توف به مقدار فراوان همراه با شیل های سیلیسی سرخ رنگ و میان لایه هایی از سنگ آهک پلاژیک بسیار نازک لایه نهشته شده اند. بر روی آنها، گدازه جریان با سبزی چند متر جای دارد که رخنمون های شاخص آنها را می توان در باختر مزرعه بابا و در شمال خاوری روستای قز پیدا کرد. در این محدوده رخنمون هایی از دریاچه های گدازه ای فسیل دیده می شوند که دارای درزه های منشوری در حاشیه

داد. در توالی مورد مطالعه، مجموع برش و توف هیالوکلاستیک، روانه صفحه‌ای، دریاچه گدازه‌ای فسیل و گدازه بالشی آفیریک حفره‌دار به مراتب بیشتر از گدازه بالشی فیریک است که نشان می‌دهد که توالی خروجی مورد مطالعه در یک آهنگ بازشدگی تند (Fast spreading rate) تشکیل شده است (Juteau & Maury 2009). بررسی دیرینه‌شناسی از افق‌های مختلف از سنگ‌آهک پلاژیک نشان از تشکیل توالی خروجی طی کرتاسه بالایی به‌ویژه از مایستریشتین-مایستریشتین بالایی دارد که با تغییرات ملایم در ریززیا‌های رخساره‌های افق‌های مختلف از سنگ‌آهک‌های پلاژیک از قاعده به سمت بالای توالی خروجی همراه بوده است.

۳- سری فراافیولیتی (Supra-Ophiolitic Serie)

سری فراافیولیتی، در جنوب گسل بید-طبس-برقیان و در اطراف روستای افچنگ برنزد دارد. این سری، از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و آتشفشان‌زاد تشکیل شده و ناودیس بزرگی را در باختر افچنگ شکل داده‌اند که یال‌های شمالی و جنوبی آن به صورتی زمین‌ساختی بریده شده‌اند (شکل ۷-ت). این سری از شمال به صورتی تکنویزه در کنار نواری نازک از یک ملاژ آفیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی انوسن قرار گرفته و از جنوب توسط نهشته‌های کنگولومرای انوسن پوشیده شده و پریدوتیت‌های کوه‌سیاه با همبری راندگی تا وارون بر روی آنها جای گرفته‌اند. به‌منظور بررسی سامان‌مند، رخنمون‌های شمال باختری روستای افچنگ انتخاب و از پایین مزرعه بزرگ تا ارتفاعات نمونه‌برداری و برداشت شد. حاصل این برداشت به صورت مقطع زمین‌شناسی (شکل ۴) و نگاشت (Log) نمادین (شکل ۶) رسم شده است.

این سری به صورتی عمومی دربردارنده تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی با ویژگی‌های توریدیتی و آتشفشان‌زاد (ولکانوژنیک) است و به طور چیره از لیتیک کریستال‌توف، توف بلوری، شیل مدادی (Ribbon)، میان‌لایه‌های چرت ستر تا متوسط و رادیولاریت، شیل سیلیسی، توف فروژن و سنگ‌آهک پلاژیک تشکیل شده است که می‌توان آن را از قاعده تا بالای سری دنبال کرد (شکل‌های ۴ و ۶). بخش‌های رسوبی لایه‌بندی متلاطمی دارند که ممکن است در رابطه با یک جریان متلاطم در محیط رسوبی باشد. روانه‌های آتشفشانی نیز در چند افق قابل توجه هستند و به سوی بالای سری بر فراوانی آنها اضافه شده است. این روانه‌ها را می‌توان به سه دسته: گدازه‌های فیریک، مگافیریک و جریان تقسیم کرد. گدازه‌های فیریک بازلتی-آندزیتی به طور عمده در قاعده سری فراافیولیتی جریان یافته‌اند که پلاژیوکلاز به فراوانی در قاعده و کلینوپیروکسن در سقف آن دیده می‌شود (شکل ۶). این روانه‌ها اکسیده هستند و تمایل هیالوکلاستیت نیز دارند که نشان از فوران در ژرفای آب دریا دارد. روانه‌های فیریک در سه افق رخنمون دارند (شکل‌های ۴ و ۶) و دربردارنده درشت‌بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز هستند. رخنمونی از گدازه‌های جریان‌های تراکی‌آندزیتی در بالای سری و بر روی چرت و رادیولاریت دیده می‌شود که خود توسط مجموعه‌ای از رسوبات آتشفشان‌زاد که محور ناودیس افچنگ را تشکیل داده‌اند، پوشیده شده‌اند. افق‌های مختلفی از سنگ‌آهک پلاژیک و رادیولاریت مورد بررسی دیرینه‌شناسی قرار گرفت که در بیشتر آنها آثار فسیلی از بین رفته اما بررسی دیرینه‌شناسی بر روی میان‌لایه چرت-رادیولاریت که بر روی سومین افق از گدازه‌های مگافیریک نهشته شده‌اند (موقعیت نمونه مورد بررسی بر روی شکل ۴ نشان داده شد) ریززیا‌های Globotruncanidae, Radiolaria با سن کرتاسه پسین شناسایی شده است.

به‌طور کلی می‌توان گفت که سری آتشفشان‌زاد و فراافیولیتی از تناوبی از رسوبات توریدیتی از نوع شیل، توف، کریستال-لیتیک‌توف و چرت همراه با میان‌لایه‌هایی از چرت و رادیولاریت تشکیل شده که به‌صورت متناهی در بردارنده مواد آتشفشانی هستند، بنابراین می‌توان منشأ آتشفشان‌زاد را برای آنها تصور کرد. فعالیت‌های

هستند (شکل ۷-ذ). بر روی آنها، لایه‌هایی از لیتیک-کریستال‌توف و سپس برش اپی‌کلاستیک نهشته شده‌اند (شکل ۷-ر). این برش‌ها قطعه‌های گردشده‌ای از جنس سنگ‌های آتشفشانی، چرت و سنگ‌آهک پلاژیک دارند و آثار ناشی از حمل‌ونقل را به خوبی نشان می‌دهند و توسط زمینه‌ای از هیالوکلاستیت سبزرنگ اما هیدراتی به هم متصل شده‌اند. در سقف آنها، لیتیک‌توف همراه با میان‌لایه‌های چرت قهوه‌ای تا سرخ‌رنگ و سپس تناوبی از شیل‌های سیلیسی، لیتیک‌توف و کریستال‌توف و میان‌لایه‌های سنگ‌آهک پلاژیک با گرهک‌های چرت به سترای ۵ متر دیده می‌شود. بررسی‌های دیرینه‌شناسی این میان‌لایه‌ها، ریززیا‌های زیر با سن کرتاسه پسین (مایستریشتین) را به دست داده است:

Globotruncanita aff. angulata, Radotruncana calcarata, Globotruncanita aff. arca, Laeviheterohelix sp., Heterohelix sp.

بر روی برش اپی‌کلاستیک، سنگ‌آهک پلاژیک و سترلایه نهشته شده است که بررسی‌های دیرینه‌شناسی بخش زیرین آنها، ریززیا‌های زیر با سن کرتاسه پسین (مایستریشتین) شناسایی شد:

Abathomphalus mayaroensis, Gansserina gansseri, Globotruncanita stuarti, Globotruncanita stuartiformis, Radotruncana calcarata, Globotruncanita cf. rosetta, Globotruncanita aff. arca, Globotruncanita linneiana, Globotruncanita lapparenti, Heterohelix globulosa.

در دره خاور مزرعه بالا در شمال خاوری روستای قره، بخش‌های بالایی سنگ‌آهک‌های پلاژیک یادشده رخنمون بهتر و حالت ورقه‌ای دارند. در بررسی‌های دیرینه‌شناسی این بخش از آنها، ریززیا‌های زیر با سن کرتاسه پسین (مایستریشتین انتهایی) تشخیص داده شد:

Abathomphalus mayaroensis, Racemiguembelina fructifera, Contusotruncana contusa, Gansserina gansseri, Globotruncanita stuarti, Contusotruncana angulata, Contusotruncana patelliformis, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncanita conica, Radotruncana calcarata, Heterohelix globulosa, Heterohelix sp.

بر روی این سنگ‌آهک، شیل کربناتی مدادی و سیلیسی نهشته شده‌اند که سرخ‌رنگ هستند و ظاهر سیلیسی دارند و تکه‌هایی از مواد و خرده‌های آتشفشانی در آنها دیده می‌شود. به سمت بالای توالی و به‌صورتی تدریجی سنگ‌آهک پلاژیک دیگری نهشته شده است که بالاترین واحد در توالی خروجی افیولیتی در خاور روستای قره است و بر پایه بررسی‌های دیرینه‌شناسی، ریززیا‌های زیر با سن کرتاسه پسین (مایستریشتین پایانی) را به دست داد:

Abathomphalus mayaroensis, Racemiguembelina fructifera, Contusotruncana angulata, Contusotruncana patelliformis, Globotruncanita stuarti, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncanita falsostuarti, Globotruncanita conica, Radotruncana calcarata, Contusotruncana fornicata, Kuglerina cf. rotundata, Pseudotextularia aff. nuttalli.

بر روی آنها پریدوتیت با همبری زمین‌ساختی و به‌صورت فلاور (۹) جای گرفته است. این سنگ‌ها جزئی از پریدوتیت‌های کوه‌سیاه هستند و ارتفاعات جنوب روستای افچنگ را تشکیل داده‌اند.

در یک جمع‌بندی کلی می‌توان گفت که توالی خروجی افیولیت سبزواری در خاور روستای قره حدود ۴۵۰ متر سترتا دارد و از سه بخش اصلی تشکیل شده است. بخش زیرین (Unit1) با فراوانی برش هیالوکلاستیک و میان‌لایه‌های روانه صفحه‌ای، بخش میانی (Unit2) با فراوانی گدازه بالشی و بخش بالایی (Unit3) با فراوانی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی همراه است. بر پایه بررسی‌های دیرینه‌شناسی، سن توالی خروجی را می‌توان به کرتاسه پسین (مایستریشتین-مایستریشتین پایانی) نسبت

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای آتشفشانی سری فراافیولیتی از پایین به بالا شامل یک افق روانه آندزیتی فیریک، سه افق روانه آندزیتی مگافیریک، جریان‌گدازه‌ای تراکی آندزیتی، دایک کوارتزیدوریتی و توف است. انواع فیریک و مگافیریک، درشت‌بلورها و مگاکریست‌های پلاژیوکلاز از نوع آندزین دارند که به طور چیره در حال جانشینی به کلسیت، کلریت، اپیدوت و آلپیت دیده می‌شوند. خمیره نیز از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز اوژیت و شیشه آتشفشانی دگرسان تشکیل شده است. خمیره شیشه‌ای در بیشتر موارد توسط مواد آرژیلی، کانی‌های رسی و به مقدار کمتر کلریت جایگزین شده‌اند. توف‌های سری فراافیولیتی از نوع توف بلوری و توف سنگی (لیتیک توف) هستند. توف‌های بلورین بافت کریستالوکلاستیک دارند و بیشتر از خرده‌های بلورین در اندازه دهم میلی‌متر از پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلاند قهوه‌ای تشکیل شده‌اند. در توف‌های سنگی نیز لیتوکلاست‌ها ۳۵ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. در مواردی قطعه‌های آنها به طور کامل از کلریت، اسمکتیت و زئولیت تشکیل شده است. در مواردی لیتوکلاست‌ها میکروولیت‌های فراوان آلپیت تا الیگوکلاز دارند یا این که دارای خمیره به طور کامل اسمکتیتی شده هستند. گاهی نیز این قطعه‌ها دارای حفره‌های پر شده از کلسیت، کلریت و اپیدوت هستند.

۵- ژئوشیمی

بر اساس نمودارهای نامگذاری ژئوشیمیایی و نمودار (Le Bas et al., 1986)، روانه صفحه‌ای بخش زیرین توالی خروجی در محدوده بازالت تا تراکی‌بازالت و تفریت-بازانیت، گدازه بالشی بخش میانی در محدوده تفریت-بازانیت و نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی در قلمروهای بازالت تا تراکی‌بازالت، داسیت و آندزیت بازالتی قرار گرفته‌اند. نمونه‌های سری فراافیولیتی نیز در محدوده‌های متفاوتی واقع شده‌اند به گونه‌ای که نمونه‌های گدازه فیریک در محدوده‌های بازالت، آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده تراکی آندزیت بازالتی واقع شده‌اند. دایک کوارتزیدوریتی و جریان گدازه‌ای بالایی نیز به ترتیب در محدوده آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت جای گرفته‌اند.

بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر کندریت و گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نشان می‌دهد که روانه صفحه‌ای بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی از توالی خروجی، همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی دارند و متفاوت از الگوهای نمونه‌های بخش بالایی و سری فراافیولیتی هستند.

الگوهای عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده با مقادیر کندریت غنی‌شدگی از مرتبه ۱۰۰ تا ۳۰۰ برابر کندریت برای LREE و ۱۰ تا ۱۵ برابر کندریت برای HREE دارند (شکل ۸ - الف). الگوهای عناصر کمیاب آنها همخوانی مناسبی با محدوده میانگین P-MORB نشان می‌دهند که می‌تواند نشان دهنده منشأ گوشته‌ای غنی‌شده و یا برجستگی‌های برخاسته از گوشته باشد (Saccani et al., 2010; Juteau & Maury, 2009). در این الگوها عناصر کمیاب روشن دارای غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک در تراز بلاتر از مرتبه ۱۰۰ هستند که نشان می‌دهد یک گوشته غنی شده دارای گارنت می‌توانسته است منبع اولیه ماگمایی باشد. شاید بتوان گفت که غنی‌شدگی از LREEs و تهی‌شدگی از HREEs در الگوها، نشان از حضور منبع گوشته‌ای غنی شده است (Saccani & Photiades, 2005; Paulick et al., 2006) و یا مشارکت گارنت بازماندی (Residuel Garnet) در ذوب بخشی منبع گوشته‌ای (Mantle Source) داشته است، منبعی که بر اساس نظر (Poulet et al., 1994) در ژرفاهای بیش از ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری جای دارد. (McKenzie & O' Nions, 1991) بر این باورند که الگوهای تهی‌شده از HREEs نشان از مشارکت گارنت در تشکیل ماگما در جریان ذوب بخشی منبع

آتشفشانی به طور عمده به صورت روانه‌های فیریک در یک افق و روانه‌های مگافیریک در سه افق و جریان‌های گدازه‌ای به سوی بالای سری فراافیولیتی قابل توجه است. گدازه‌های فیریک در پایین و گدازه‌های مگافیریک به سوی بالای سری رخنمون یافته‌اند و جریان‌های گدازه‌ای نیز تنها در بالای سری فراافیولیتی برونزد دارند. این سری توسط رگه‌های اپیدوتیتی با امتداد شمال باختری- جنوب خاوری و دایک‌های کوارتزیدوریتی با امتداد شمالی- جنوبی قطع شده است.

نظر به بررسی‌های دیرینه‌شناسی و تشخیص ریززیا‌های کرتاسه پسین و با توجه به فراوانی ریززیا‌های کرتاسه پسین- مایستریشتین بالایی در توالی خروجی افیولیتی در روستای قز، می‌توان به این نتیجه مهم دست یافت که افیولیت شمال سبزواری و ترف آتشفشان‌زاد و فراافیولیتی محدوده افچنگ، به صورتی همزمان و در کنار هم تشکیل شده‌اند. برونزد کنونی رخنمون‌ها، تابع فرایندهای ژئودینامیکی مربوط به جای‌گیری افیولیت و حوادث زمین‌ساختی بعدی تا به امروز بوده است.

۴- سنگ‌نگاری توالی خروجی

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری، توالی خروجی شامل روانه صفحه‌ای بخش زیرین، گدازه بالشی بخش میانی و پیروکسن آندزیت، گدازه جریانی، کریستال توف و داسیت بخش بالایی است. روانه صفحه‌ای بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت و آندزیت بازالت با بافت‌های میکروسکوپی فیریک و آفیریک با خمیره میکروولیتیک، هیالومیکروولیتیک و اینترسرتال‌اند. در انواع فیریک که البته به مقدار ناچیز نیز دیده می‌شوند، کانی‌های تشکیل‌دهنده به صورت درشت‌بلور، ریز درشت‌بلور (میکروفونوکریست) و ریزبلور و یا خمیره شیشه‌ای دگرسان دیده می‌شوند. درشت‌بلورها بیشتر از نوع پلاژیوکلاز و در مواردی الیوین و کلینوپیروکسن هستند. الیوین، اولین کانی تشکیل شده، که بی‌شکل و به طور کامل جایگزین شده توسط سرپانتین، کلریت، اسمکتیت و کانی‌های کدر است. میان‌بارهای ریز و دگرسان شده از این کانی را می‌توان در بلورهای درشت پلاژیوکلاز دنبال کرد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماگل‌های آلپیت و آلپیت- کارلسباد و گاهی دارای زون‌بندی هستند. به ندرت سالمند و بیشتر توسط کلسیت، آلپیت، کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند. با توجه به اندازه زاویه خاموشی ماگل‌ها می‌توان ترکیب آتوریت تا لابرادوریت را در بخش‌های به ندرت سالم برآورد کرد. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید تا اوژیت هستند و توسط مجموعه‌ای از کلریت، لوکوکسن و اکتینولیت جانشین شده‌اند. ریزدرشت‌بلورها بیشتر به صورت خوشه‌هایی (Clusters) از پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت- آندزین و کلینوپیروکسن دیده می‌شوند که به صورتی تداخلی و همزمان تشکیل شده‌اند و در مقایسه با درشت‌بلورها سالم‌ترند. خمیره از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کلینوپیروکسن همراه با بقایای شیشه آتشفشانی اسمکتیتی و کلریتی شده تشکیل شده است. در خمیره این سنگ‌ها، آثاری از فلدسپار قلیایی دیده می‌شود که به شدت توسط کانی‌های رسی و مواد آرژیلی جانشین شده‌اند و تنها بر اساس کانی‌های دگرسان جانشین شده می‌توان حدس زد که کانی اولیه فلدسپار قلیایی بوده است. در مقاطع میکروسکوپی برگرفته از بخش‌های حاشیه‌ای گدازه بالشی، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز رخساره کراواتی و کلینوپیروکسن رخساره دم خروسی دارند که از ویژگی‌های سردشدگی سریع گدازه‌ها در اثر تماس با آب دریا است (Juteau & Maury, 2009). حفره‌ها نیز به طور عمده توسط کلسیت، کلریت، کوارتز و اپیدوت پر شده‌اند. پیروکسن آندزیت، گدازه جریانی آندزیتی، توف بلوری (کریستال توف) و داسیت، سنگ‌نگاری بخش بالایی توالی خروجی را تشکیل می‌دهند. داسیت‌های این بخش بافت فیریک با خمیره ریز بلورین و درشت‌بلورهایی از نوع هورنبلند و کوارتز دارند که در خمیره‌ای از کوارتز و فلدسپار قلیایی به شدت آرژیلی و کانولینیتی شده جای گرفته‌اند.

توالی پوسته‌ای در افق‌هایی پایین‌تر از گدازه‌های بخش بالایی دیده می‌شوند اما در نمودارهای عکسبوتی این وضعیت برعکس است که نشان می‌دهد تفریق بلورین به تنهایی گویای تحولات ماگمایی نیست و منبع سازنده ماگمای توالی خروجی، گوناگونی ترکیبی دارد یا این که درجات متفاوت ذوب‌بخشی و یا غنی‌شدگی را تحمل کرده است.

الگوهای عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده گدازه‌های سری فرافیولیتی با مقادیر کندریت، دارای غنی‌شدگی از ۲۰ تا ۶۰ برابر کندریت برای LREEs و ۱۰ تا ۲۰ برابر کندریت برای HREEs هستند (شکل ۸-ا). تھی‌شدگی Ce در این الگوها می‌تواند مرتبط با دگرسانی در اثر نفوذ آب دریا باشد (Hole et al., 1984; Saunders & Tarney, 1984). همچنین تھی‌شدگی Eu در این الگوها را می‌توان به جدایش و یا تفریق پلاژیوکلاز نسبت داد (Magganis, 2002).

الگوهای عناصر کمیاب و خاکی بهنجار شده از این گدازه‌ها با مقادیر استاندارد گوشته اولیه مانند الگوهای بهنجار شده از گدازه‌های بخش بالایی توالی خروجی دارای غنی‌شدگی از عناصر LILE (مانند Sr, Ba, Rb, U و Th) و تھی‌شدگی آشکار از Zr, Hf, Ti, Nb و Ta هستند که از ویژگی‌های افیولیت‌های محیط‌های فرافروانش (SSZ) است (شکل ۸-ج). به باور Saunders & Tarney (1984) نسبت‌های بالای LILEs/HFSEs از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی حوضه‌های باریکی است که در بالای پهنه‌های فرورانش بالغ تشکیل شده‌اند. اگر چه تمرکزهای LILE می‌تواند تحت تأثیر فرایندهای ثانویه باشد اما فراوانی‌های اولیه گروه عناصر HFSE کم تحرک به نظر می‌رسد تغییرات کمی را تحمل کرده و به شدت تھی‌شده‌اند. تھی‌شدگی آشکار عناصری چون Zr, Ti, Nb در نمونه‌های سری فرافیولیتی محدود افچنگ نشان می‌دهد که آنها در جایگاه پهنه فرافروانش تشکیل شده‌اند (Arculus, 1994; Al-Saleh & Boyle, 2001; Dilek & Flower, 2003; Pearce et al., 2005; McCulloch & Gamble, 1991; Beccaluva et al., 2004).

۶- جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی توالی خروجی و سری فرافیولیتی از نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی استفاده شد. در نمودار تمایز Ti در برابر V (Shervais, 1982) بازالت‌های جزایر اقیانوسی و قلیایی (OIB) از بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORBs)، بازالت‌های طیفیانی قاره‌ای (BABB) و بازالت‌های تولیتی جزایر کماتی (IATs) بر حسب نسبت Ti/V تفکیک شده‌اند (شکل ۹-الف). بر اساس این نمودار گدازه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فرا فیولیتی در قلمروهای تولیتی جزایر کماتی (IAT) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORBs) قرار گرفته‌اند که از جمله ویژگی‌های افیولیت‌های فرافروانش است (Dilek & Flower, 2003; Beccaluva et al., 2004). روانه صفحه‌ای بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی از توالی خروجی نیز در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) جای گرفته‌اند. موقعیت نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۹-ب) رسم شدند. این نمودار که توسط Pearce (1982) پیشنهاد و توسط Pearce (2003) اصلاح شده، از جمله نمودارهایی است که در تفسیر ماگماتیسیم پهنه‌های فرورانش کاربرد گسترده‌ای یافته است. در این نمودار Faustino et al. (2006) بر اساس رفتار عناصر Th و Ta قلمروهای تولیتی، کلسیمی - قلیایی و شوشونیتی را نیز افزوده است. گدازه‌های کماتی از Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Juteau & Maury, 2009). همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فرافیولیتی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (Active Continental Margin) و E-MORB واقع شده‌اند و نسبت‌های بالایی از Th/Yb دارند که نشان می‌دهد گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده

پریدوتیتی دارد. این نوع از پریدوتیت‌ها که ریشه در ژرفای گوشته دارند می‌توانند به صورت برجستگی‌های گوشته‌ای به بالا حرکت کنند. ذوب بخشی کم آنها سبب می‌شود تا غنی‌شدگی عناصر کمیاب روشن حفظ شود. بدین ترتیب می‌توان حدس زد که ماگمای سازنده روانه صفحه‌ای و گدازه بالشی بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی برگرفته از برجستگی‌های گوشته‌ای بوده‌اند. کمبود تھی‌شدگی در عنصر Eu در این الگوها، بیانگر تفریق نیافتن پلاژیوکلاز است (Tankut et al., 1998).

الگوهای چند عنصری از عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه برای سنگ‌های بخش زیرین و میانی توالی خروجی، الگوهایی با شیب منفی نشان می‌دهند (شکل ۸-ب). عناصر Ba و Lu به ترتیب بیشترین و کمترین فراوانی را در این الگوها و نسبت به عناصر دیگر نشان داده‌اند. این الگوها شیب مثبت از Rb به سمت Ba دارند و سپس به سمت عناصر کمیاب و خاکی کمیاب سنگین دارای شیب منفی اما ملایم هستند. غنی‌شدگی از عنصر Sr در این الگوها را می‌توان با تشکیل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز توجیه کرد.

الگوهای بهنجار شده از نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری فرافیولیتی همخوانی قابل توجهی دارند که نشان می‌دهد که ماگمای سازنده از ذوب بخشی منبع گوشته‌ای با فرایندهای مشابه‌ای به وجود آمده‌اند. این الگوها در مقایسه با الگوهای نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در ترازهای پایین‌تری واقع شده‌اند که نشان از منبع گوشته‌ای تھی‌تر دارند.

الگوهای عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده از نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی با مقادیر کندریت، نشان از شیب تند الگوها از LREEs به طرف HREEs دارد. این الگوها تمایل به محدوده میانگین E-MORB و T-MORB و غنی‌شدگی از مرتبه ۲۵ تا ۶۰ برابر کندریت برای LREE و مرتبه ۹ تا ۲۰ برابر کندریت برای HREE دارند (شکل ۸-پ). همچنین تھی‌شدگی Eu در گدازه داسیتی و گدازه بالشی بخش بالایی توالی خروجی می‌تواند در رابطه با تفریق یا جدایش پلاژیوکلاز باشد. شاید بتوان شیب منفی LREEs به سمت HREEs را به طبیعت ناسازگار LREEs نسبت به HREEs، ناهمگنی منبع و یا تأثیر متفاوت سیال‌ها نسبت داد (Tian et al., 2008). شاید بتوان گفت که با افزایش تفریق ماگما بر میزان LREEs که تمایل بیشتری به حضور در ماگما دارند، افزوده می‌شود و نسبت LREEs/HREEs افزایش می‌یابد.

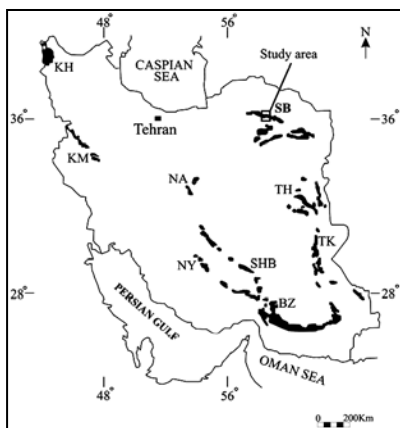
الگوهای عناصر خاکی کمیاب و فرعی نمونه‌های بخش بالایی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (شکل ۸-ت) دارای غنی‌شدگی از LILEs (مانند Sr, Ba, Rb, Th و U) و تھی‌شدگی آشکار از عناصر گروه HFSE مانند Nb و Ti و همچنین Zr هستند. این ویژگی‌ها از جمله ویژگی‌های افیولیت‌های فرافروانش است (Pearce, 2003; Al-Saleh & Boyle, 2001). نسبت LILEs/HFSEs در این الگوها بالا بوده که ممکن است نشان دهنده آلودگی انتخابی گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده توسط سیال‌های آب‌دار غنی از عناصر LILE در اثر آبدزایی رسوبات بالای صفحه فرورونده (Saccani et al., 2008; Tian et al., 2008) و یا ذوب دوباره ترکیبات بازمانده (Residuel) و ناسازگار طی زایش ماگمای بازالتی باشد. این فرایندها به موازات پیشرفت فرورانش و بلوغ آن و با گذر از حوضه پیش کمان به طرف حوضه پشت کمان شدت یافته و ترکیب سنگ‌های توالی خروجی افیولیتی از N-MORB تا گدازه‌های با نسبت‌های بالای LILEs/HFSEs متغیر خواهد بود. به موازات دور شدن از لبه پهنه فرورانش و نزدیکی به حوضه‌های پشت کمان و برخاستن سیال‌های آب‌دار و مذاب در اثر فرایندهای بیان شده و در صورت مهیا بودن شرایط زمین‌ساختی - کششی، گوشته بالایی ناپایدار می‌شود و شرایط برای بالا آمدن برجستگی‌های گوشته‌ای فراهم خواهد شد (Saunders & Tarney, 1991; Tian et al., 2008).

در روی زمین روانه صفحه‌ای بازالتی و گدازه بالشی بخش‌های زیرین و میانی

از سه بخش عمده تشکیل شده که بخش زیرین با فراوانی برش های هیالو کلاستیک و روانه صفحه‌ای، بخش میانی با فراوانی گدازه بالشی و بخش بالایی با مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و سنگ آهک پلاژیک مشخص است. همزمان با تشکیل این توالی، سری فراافیولیتی با طبیعتی آتشفشان‌زاد و توریدیتی در تراف مجاور نهشته می‌شد که با روانه‌های فیریک، مگافیریک و جریان‌ی نیز همراه بوده است. بررسی‌های نمودارهای عنکبوتی و زمین‌ساختی- ماگمایی نشان می‌دهد که نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری فراافیولیتی، روند ماگمایی یکسانی را طی کرده‌اند. به نظر می‌رسد که ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده و تأثیر متفاوت ترکیبات فرورانش (سیال‌ها- مذاب) رها شده از این صفحه بر گوه گوشته‌ای، از فرایندهای اصلی در منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها بوده است. در حالی که ماگمای سازنده روانه صفحه‌ای بخش زیرین و گدازه بالشی بخش بالایی، برجستگی‌های غنی شده و برخاسته از گوشته بوده‌اند که دچار ذوب بخشی ناچیزی شده و گارنت نیز در منشأ آنها نقش داشته است. رفتار عناصر در نمودارهای مختلف گواهی بر غنی‌شدگی بیشتر نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی نسبت به مورب عادی است و ویژگی‌های توالی خروجی افیولیتی‌های حاشیه فعال قاره‌ای، تمایل به محیط‌های پشت کمانی داشته‌اند. به نظر می‌رسد که طی کرتاسه بالایی در این محدوده، ترکیبات فرورانش (سیال‌ها- مذاب) برخاسته از صفحه فرورونده افزون بر تأثیر بر گوه گوشته‌ای بالای این صفحه و ایجاد ذوب بخشی، سبب ضعف و سستی صفحه فرورونده شده‌اند و به دلیل شرایط کششی محلی (۱۱۹) امکان صعود برجستگی‌های (پلوم) گوشته‌ای از محل نقاط ضعف صفحه فرورونده فراهم شده است. بررسی‌های روی زمین، سنگ‌نگاری و نمودارهای ژئوشیمیایی، نشان‌دهنده تشکیل توالی خروجی در کنار ترفای همزمان (که توسط رسوبات آتشفشان‌زاد و آتشفشانی پر می‌شد) است که در محیط فرافروانش و در موقعیت انتقالی پیش کمان به سوی پشت کمان طی کرتاسه بالایی- مائستریشین تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

از آقایان دکتر محمدرضا قاسمی و مهندس صفرعلی اشرافی که امکانات مورد نیاز برای انجام فعالیت‌های صحرایی را فراهم کردند، از سرکار خانم مهندس زهره سهرابی که مطالعه مقاطع دیرینه‌شناسی را به عهده داشته‌اند و از آقای دکتر امیر علی طبخ شعبانی که چکیده انگلیسی را تصحیح کرده‌اند، تشکر می‌شود.



شکل ۱- نقشه پراکنده‌گی افیولیت‌ها در ایران (Emami et al., 1993)

(Subducted Slab) تحت تأثیر ترکیبات برخاسته از این صفحه قرار گرفته است (Saccani et al., 2008; Tian et al., 2008). این نمونه‌ها ویژگی‌های کلسیمی- قلیایی نشان می‌دهند اما روانه صفحه‌ای بازالتی و گدازه بالشی بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، قلیایی و در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار گرفته است (شکل ۹- ب).

در نمودار نسبت‌های Ba/Zr به Nb/Zr از Ishizuka et al. (1990) نمونه‌های بخش پایینی و میانی توالی خروجی به صورتی متمرکز و در انتهای خارج از قلمروی E-MORB واقع شده‌اند (شکل ۹- پ). اما نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی در محدوده‌های کمان ماگمایی IAB و متمایل به پشت کمان BABB واقع شده‌اند. موقعیت نمونه‌های اخیر گویای ویژگی‌های میان کمان و پشت کمان بخش بالایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی است.

در نمودار Y به Nb/Th، Jenner et al. (1991) با توجه به ماهیت تهی از Nb کمان‌ها (و به دنبال آن افیولیت‌های فرافروانش)، قلمروهای کمانی (Arc) حدواسط (Transitional Zone) و غیر کمانی (Non-Arc) را تفکیک کرد. نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده غیر کمان اما نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی در قلمرو کمان قرار گرفته‌اند (شکل ۹- ت).

در نمودار مثلی Th-Hf/3-Nb/16 از Wood (1980) قلمروهای مورب عادی (N-MORB)، مورب غنی شده (E-MORB)، جزایر اقیانوسی (OIB) و بازالت‌های کمانی (Arc-basalt) تفکیک شده‌اند. نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در قلمروی جزایر اقیانوسی و نمونه‌های بخش بالایی و سری فراافیولیتی در محدوده بازالت کمانی جای گرفته‌اند (شکل ۹- ث).

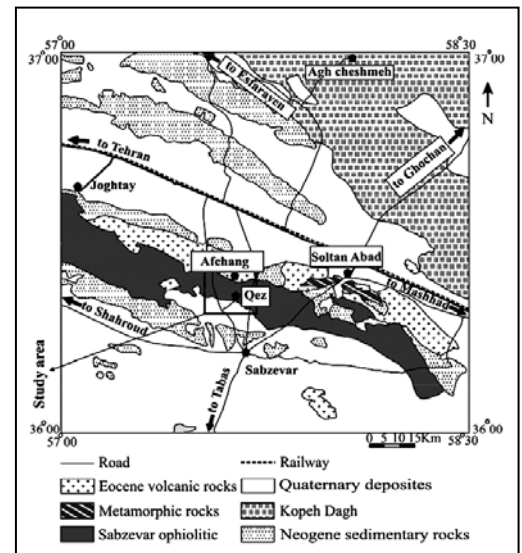
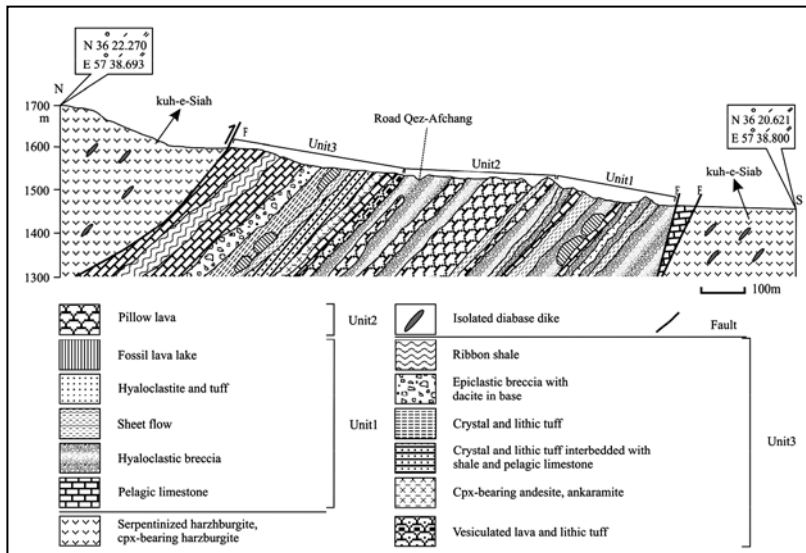
در نمودار نسبت Th/Nb به Ce/Nb از Saunders & Tarney (1991) نمونه‌های مرتبط با بخش بالایی توالی خروجی و سری فراافیولیتی با مقادیر بالاتر (Th/Ce = 0.1) در محدوده کمان Mariana واقع شده‌اند نشان می‌دهد ماگمای سازنده این نمونه‌ها با مذاب ناشی از ذوب بخشی صفحه فرورونده و سیال‌های رها شده از این صفحه و تأثیر آنها بر گوه گوشته‌ای، در افزایش مقادیر عناصر خاکی کمیاب روشن نقش داشته است. نمونه‌های مرتبط با بخش زیرین و میانی توالی خروجی در حوالی محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) جای گرفته‌اند.

با توجه به رفتار عناصر در الگوهای نمودارهای عنکبوتی و جایگاه زمین‌ساختی- ماگمایی آنها، به نظر می‌رسد که گدازه‌های جریان‌ی و بالشی بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی از منبعی غنی شده منشأ گرفته‌اند و ترکیب آنها قابل مقایسه با ترکیب بازالت‌های جزایر اقیانوسی (Glennie & Hughes clark, 1974; Searle et al., 1980) و سیمونت‌های میان اقیانوسی است که توسط برجستگی‌های گوشته‌ای به وجود آمده‌اند (Rojay et al., 2001; 2004; Gokten & Floyd, 2007). پژوهشگران دیگر ترکیبی مشابهی را در ساختارهای آتشفشانی کوچک روی بستر اقیانوس گزارش کرده‌اند (Floyd, 1993; Tankut et al., 1998).

در کمپلکس افیولیتی Tangihua در نیوزیلند توالی خروجی با ترکیب تولییتی، کلسیمی- قلیایی و قلیایی را به محیط فرافروانش و در یک پهنه انتقالی از پیشانی کمان به پشت کمان نسبت داده‌اند (Nicholson et al., 2000). در هیپوتر آنان، تشکیل گدازه‌های تولییتی و کلسیمی- قلیایی به ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تهی شده که توسط مواد فرورانش برخاسته از صفحه فرورونده آغشته شده‌اند، نسبت داده شده است. تشکیل گدازه‌های قلیایی به برجستگی‌های برخاسته از گوشته نسبت داده شد. این وضعیت در افیولیت‌های با سن کرتاسه بالایی در جنوب باختری پاسیفیک، پاپوای گینه جدید و کالدونیای جدید نیز گزارش شده است (Nicholson et al., 2000).

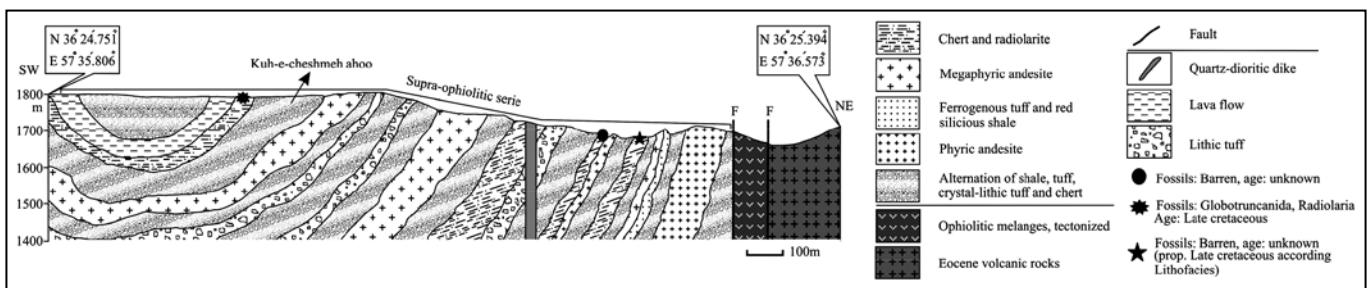
۷- نتیجه‌گیری

توالی خروجی رخنمون یافته در اطراف روستای قز با سن کرتاسه بالایی (مائستریشین)

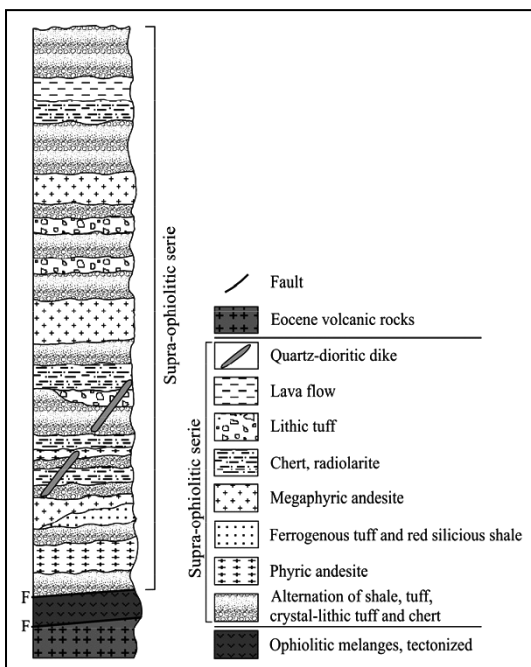


شکل ۳- مقطع زمین‌شناسی که ارتباط واحدهای مختلف توالی خروجی را در خاور روستای قر نشان می‌دهد

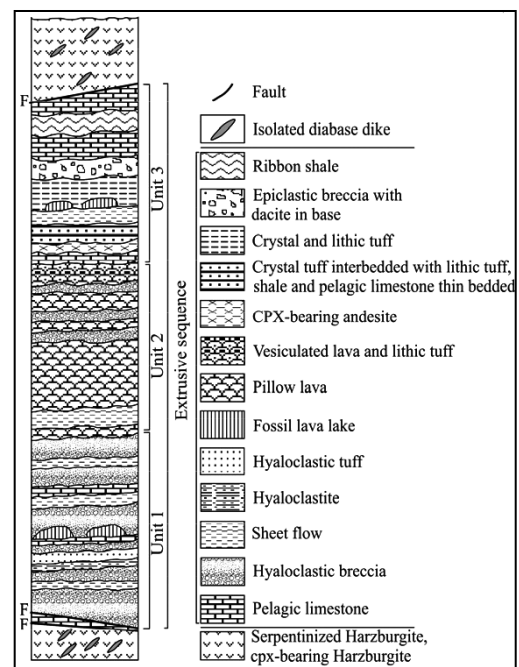
شکل ۲- نقشه نمادین برگرفته از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (تلفیق از سهندی، ۱۳۷۱) که موقعیت واحدهای کلی و محدوده مورد مطالعه داده شده است



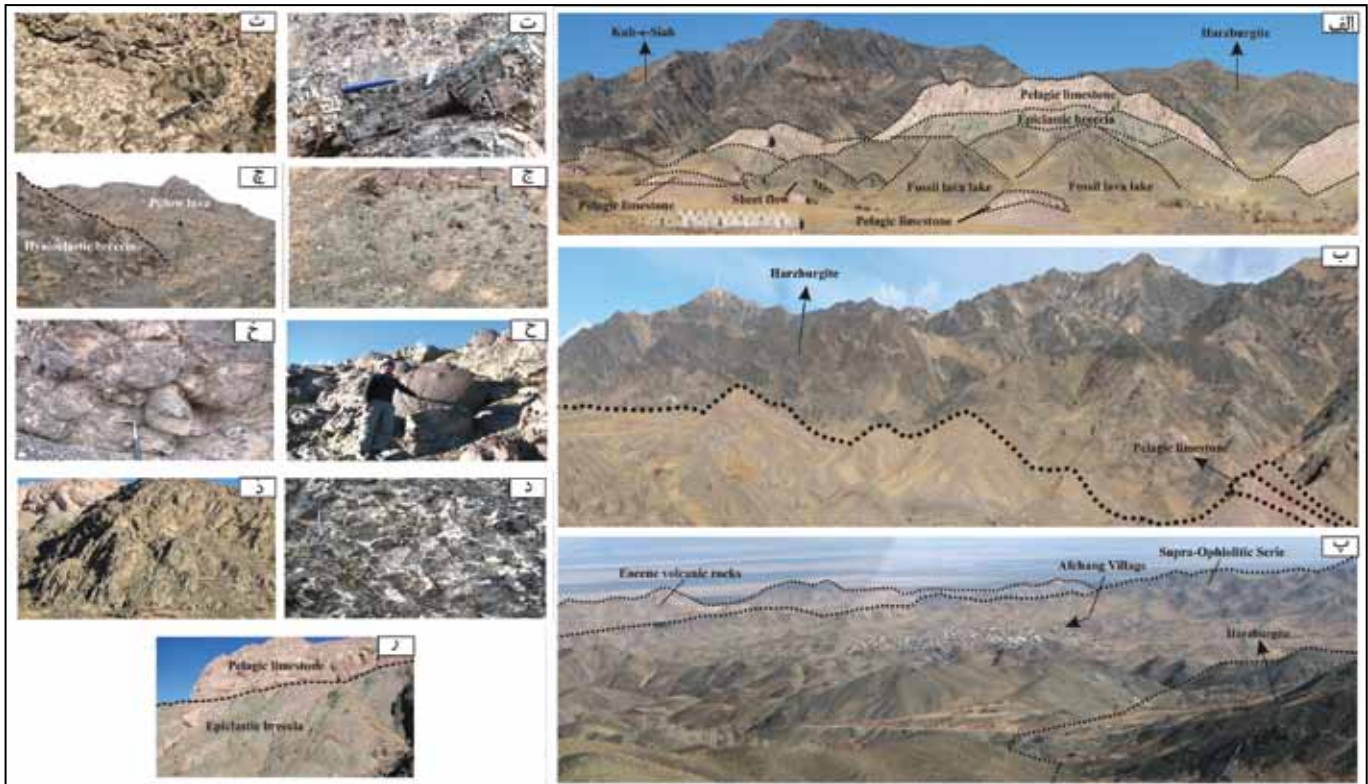
شکل ۴- مقطع زمین‌شناسی که ارتباط واحدهای مختلف سری فرا افیولیتی در باختر روستای افچنگ را نشان داده است.



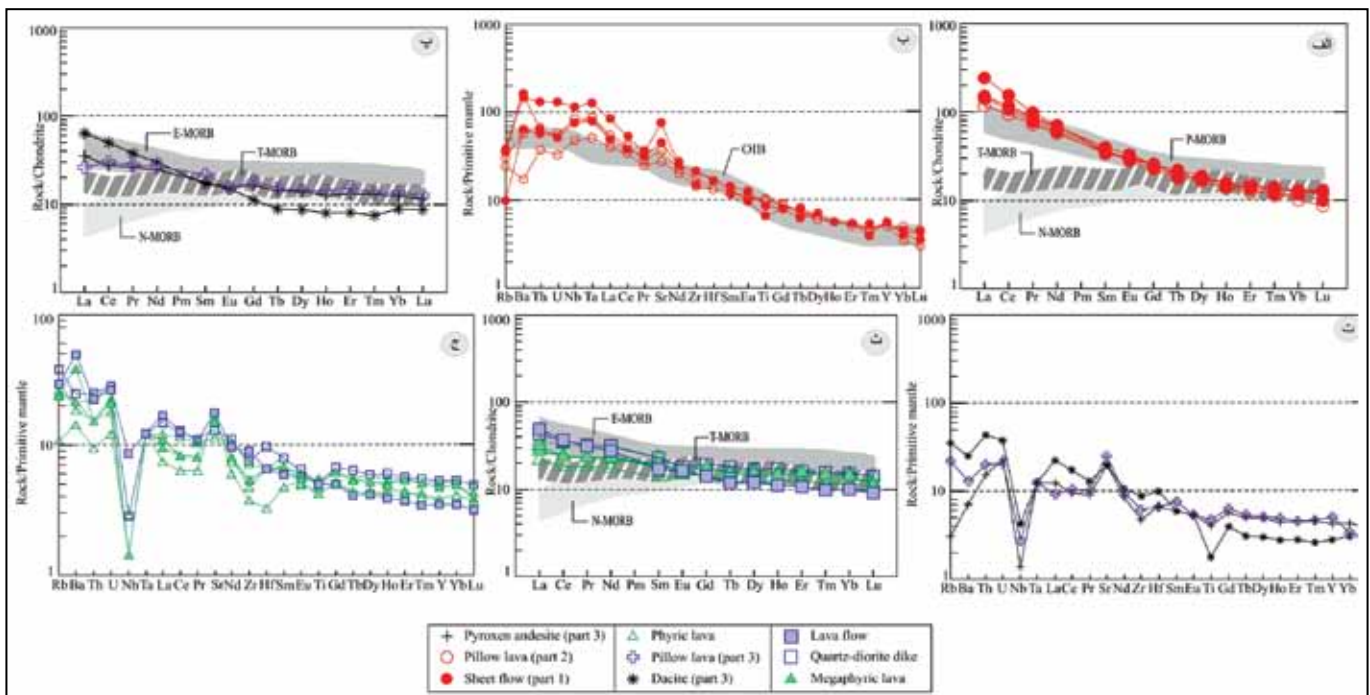
شکل ۶- ستون چینه‌شناسی نمادین از سری فرا افیولیتی در محدوده شمال باختری روستای افچنگ نشان داده شده است.



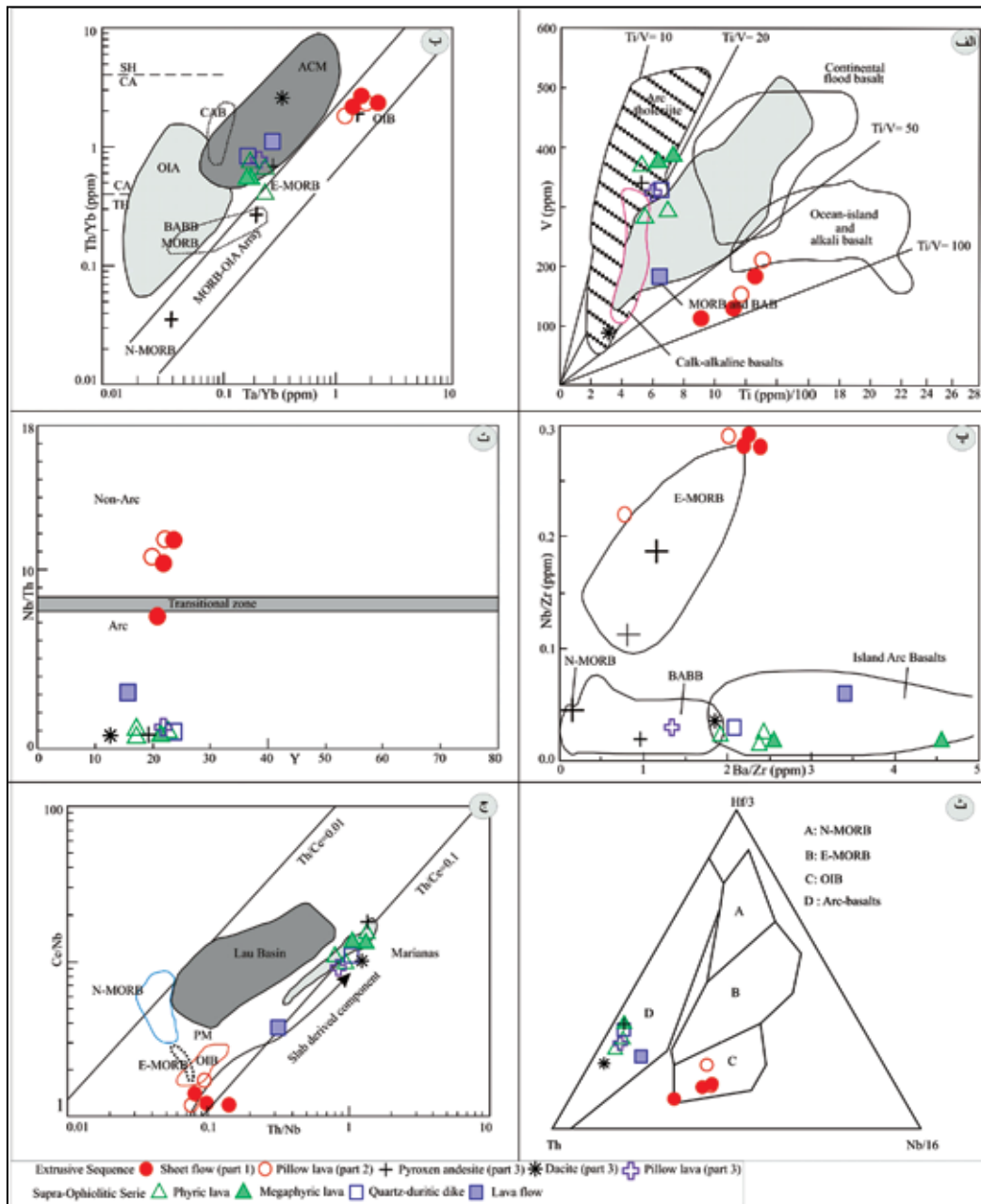
شکل ۵- ستون چینه‌شناسی نمادین از توالی خروجی در محدوده روستای قر.



شکل ۷- تصاویر انتخابی از رخنمون‌ها. الف) نمای پانورامای واحدهای بخش بالای توالی خروجی، ب) همبری تک‌تونیزه پریدوتیت‌های کوه سیاه بر روی سنگ آهک پلاژیک بالای توالی خروجی، پ) نمای پانوراما از سری فراافیولیتی در حوالی روستای افچنگ، ت) جریان گدازه‌ای در درون برش هیالو کلاستیک بخش زیرین، ث) برش هیالو کلاستیک، ج) قطعه‌های سنگ آهک پلاژیک در برش هیالو کلاستیک رأس بخش زیرین، چ) مرز بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، ح) نمایی از گدازه بالشی و خ) گدازه بالشی حفره‌دار بخش میانی، د) نمایی از برش سرد، ذ) نمایی از دریاچه گدازه‌ای فسیل و درزه‌های منشوری، ر) برش ایی کلاستیک بخش بالایی و سنگ آهک پلاژیک.



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد گوشته اولیه و بر اساس داده‌های Sun & Macdonough (1989) نشان داده شده است. محدوده‌های میانگین نیز از داده‌های منبع بیان شده برگرفته شده است.



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای زمین‌ساختی- ماگمایی الف) در نمودار Ti-V از (Shervais (1982) که در قلمروهای تولیتی جزایر کماتی و مورب واقع شده‌اند. ب) نمودار نسبت Ta/Yb به Th/Yb از (Pearce (1982 & 2003) نشان می‌دهد نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراایولیتی در قلمروی حاشیه قاره‌ای فعال و نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده جزایر اقیانوسی واقع شده‌اند. پ) نمودار تغییرات Ba/Zr به Nb/Zr که در آن نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراایولیتی در محدوده بازالت‌های جزایر کماتی متمایل به محیط پشت کمان و نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در بالای قلمروی جزایر اقیانوسی واقع شده‌اند. ت) نمودار تغییرات Y به Nb/Th از (Jenner et al. (1991) که موقعیت نمونه‌ها را در قلمروهای کماتی و غیر کماتی نشان داده است. ث) نمودار مثلثی Th-Hf/3-Nb/16 از (Wood (1980) که براساس آن نمونه‌ها در محدوده VAB و OIB قرار می‌گیرند. ج) نمودار تغییرات Th/Nb به Ce/Nb از (Saunders & Tarney (1991) که نشان می‌دهد نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری فراایولیتی در قلمروی ماریان و نمونه‌های بخش زیرین و میانی توالی خروجی نیز در قلمروی جزایر اقیانوسی واقع شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های مورد مطالعه که در آن اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب به صورت پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند. در این جدول حروف اختصاری عبارتند از sf=sheet flow (part 1) و pl=pillow lava (part 2), ex=extrusive sequence

Rock type	sf-ex	Sf-ex	Sf-ex	pl-ex	pl-ex	an-ex	da-ex	phl-sup	phl-sup	phl-sup	qd-sup	mphl-sup	mphl-sup	lf-sup
Sample	Af30	Af32	Af35	Af40	Af44	Af47	Af51	Af3	Af4	Af9	Af13	Af16	Af18	Af20
SiO ₂	48.2	48.7	48.8	46.4	46.3	52	67.1	50.1	55.1	52.4	56.1	52.8	53	56.7
TiO ₂	1.38	2.01	1.83	2.05	1.9	0.87	0.38	0.9	0.89	1.13	1.07	1.02	1.14	1.08
Al ₂ O ₃	19.6	15.2	18.5	15.2	18.2	16	13.8	15.7	15.7	14.9	14.8	19.2	18.2	19
Fe ₂ O _{3t}	9.66	9.59	10.5	8.93	9.78	11.6	4.78	11.5	10.8	12.6	12.5	10.5	11.1	7.25
MnO	0.18	0.15	0.15	0.15	0.16	0.17	0.08	0.19	0.17	0.19	0.19	0.17	0.14	0.11
MgO	5.23	7.65	3.69	4.74	3.62	4.03	1.16	3.63	3.55	3.58	4.05	2.76	3.29	4.57
CaO	5.38	8.42	5.65	9.6	9.1	7.17	3.15	6.15	6.96	4.6	4.7	5.85	5.6	5.3
Na ₂ O	4.6	3	6.2	4.3	4.3	4.8	4.6	3.8	4	5.1	3.8	5.3	5.5	5.9
K ₂ O	2.05	1.75	0.59	0.78	1.3	0.27	1.45	0.5	1.53	1.5	1.86	1.58	1.58	1.58
P ₂ O ₅	0.6	0.55	0.58	0.59	0.63	0.18	0.14	0.16	0.02	0.29	0.26	0.19	0.2	0.24
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
L.O.I	0.99	2.45	2.36	2.37	1.42	2.27	2.3	3.27	2.3	1.79	2.8	1.54	1.27	1.38
SUM	100.7	100.5	99.5	99.2	100.7	99.4	99	95.9	101	100.1	101.1	101.7	101.1	101.4
V	110	180	126	208	148	338	87	368	279	291	327	373	384	181
Co	21.4	35.1	26.6	36.3	25.4	30.1	6.7	27.7	24.7	25.3	27.4	24.8	25.3	22.1
Ni	19	141	16	60	32	54	5	15	22	11	11	8	10	42
Cu	60	62	32	56	57	119	13	143	151	37	181	238	224	94
Zn	89	68	88	87	71	81	36	99	82	67	87	95	85	59
Rb	22.5	23.5	6.2	14.4	19.1	1.9	24	6.9	19.3	16.6	24.4	15.5	15.8	18.7
Sr	950	1590	940	570	770	440	410	370	310	240	270	320	310	370
Y	20.9	21.8	23.9	20.4	22.3	19.1	12.6	17.1	17.2	22.8	23.6	21	21.3	15.7
Zr	234	160	196	155	194	52	96	41.1	52.4	78.5	82.4	59.8	59.3	100
Nb	81	56	55	34	58	1	3	1	1	2	2	1	1	6
Ba	0.2	1140	430	120	410	50	180	100	130	150	170	150	270	340
Cs	0.1	0.1	0.6	0.2	0.2	0.1	0.9	0.2	0.3	0.6	0.1	0.4	0.7	0.1
La	57.5	33.6	35	27.5	35.9	8.3	15	5.1	7.3	6.3	10.2	6.5	7.5	11.6
Ce	94.5	65.1	71.5	57.7	71.2	16.7	30.4	11.2	14.9	20.1	21.9	14.7	14.4	22.6
Pr	9.37	7.31	6.35	6.8	7.94	2.5	3.67	1.73	2.21	2.87	3.1	2.4	2.21	2.96
Nd	33.1	27.8	32	26.6	30.6	11.5	13.9	8.1	10.3	14.2	14.8	10.5	10.8	12.9
Sm	5.5	5.1	6.1	5.3	6.4	2.7	2.6	2.1	2.8	3.6	3.5	2.9	3	2.6
Eu	1.61	1.73	1.91	1.7	1.77	0.91	0.87	0.87	0.54	1	1.05	1.01	0.91	0.95
Gd	4.67	5.1	5.17	5.08	6.29	3.34	2.3	2.97	3.01	3.67	3.96	3.64	3.64	2.91
Tb	0.66	0.74	0.82	0.75	0.69	0.53	0.33	0.45	0.47	0.59	0.68	0.57	0.57	0.44
Dy	4.21	4.38	4.79	4.19	4.66	3.55	2.19	3.15	3.05	4.22	4.3	3.8	3.84	3.04
Ho	0.77	0.88	0.88	0.79	0.89	0.71	0.45	0.66	0.72	0.88	0.97	0.8	0.82	0.65
Er	2.39	2.23	2.27	2.02	2.64	2.18	1.33	1.98	2.1	2.63	2.67	2.54	2.57	1.77
Tm	0.33	0.29	0.36	0.31	0.34	0.33	0.19	0.31	0.29	0.37	0.4	0.37	0.37	0.26
Yb	2.2	2	2.2	1.7	2.1	2.1	1.5	2	2	2.6	2.6	2.4	2.4	1.7
Lu	0.33	0.25	0.31	0.22	0.3	0.29	0.22	0.27	0.27	0.36	0.36	0.3	0.28	0.23
Hf	5	4	4	4	4	2	3	1	2	2	3	2	2	2
Ta	5.2	3.4	3.2	2.1	3.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	11.1	5.4	4.7	3.2	5	1.3	3.7	0.6	1.3	1.9	2.1	1.3	1.3	1.9
U	2.74	1.13	1.17	0.68	1.16	0.48	0.79	0.26	0.38	0.59	0.59	0.48	0.44	0.56

کتابنگاری

- افتخار نژاد، ج، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضعیت ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت ایران، شماره ۸۲
- آفانباتی، ع، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- فروزش، و، ۱۳۸۵- سنگ‌شناسی و ژئوافیولیت‌های منطقه افچنگ- شمال سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- سهندي، م، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نبوی، م، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, GSI.
- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and petrography in range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran) With special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite. Thesis univ. Surbucken. 147pp.

- AL-Saleh, A. M. & Boyle, A. P., 2001- Neoproterozoic ensialic back-arc spreading in the eastern Arabian Shield: geochemical evidence from the Halaban Ophiolite. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 33, No. 1, pp. 1-15.
- Arculus, R. J., 1994- Aspects of magma genesis in Arcs. *Lithos*, 33, 189-208.
- Beccaluva, L., Coltortia, M., Giuntab, G. & Siena, F., 2004- Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics*, 393, p163-174.
- Dilek, Y. & Robinson, P. T., 2003- Ophiolites in Earth history: introduction Geological Society, London, Special publication, 218, 1-8.
- Dilek, Y. & Flower, M. F. J., 2003- Arc-Trench rollback and forearc accretion: 2. A Model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Dilek, Y., Robinson, P.T., (Eds.), *Ophiolites in Earth History*, Special publications 218. *Journal of Geological Society of London*. London, pp. 43-68.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran. Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.
- Faustino, D. V., Yumul, Jr., Dimalanta, C. B., De Jusu, J. V., Zhou, M-F., Aitchison, J. C. & Tamayo, R. A., 2006- Volcanic-hypabyssal rock geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol Ophiolite-Cansiwang Melange Complex, Central Philippines. *Geosciences Floyd P.A.*, 1993. Geochemical discrimination and petrogenesis of alkali basalt sequences in part of the Ankara mélangé central Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 150:541–550.
- Floyd, P. A., 1993- Geochemical discrimination and petrogenesis of alkali basalt sequences in part of the Ankara mélangé central Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 150:541–550.
- Glennie, K. W. & Hughes Clark, M. W., 1974- Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains: a reply to J.D. Moody. *BBPG*, 58, 895-898.
- Gokten, E. & Floyd, P. A., 2007- Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic melange of the Izmir–Ankara–Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 96, 725–741.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. & Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Cenozoic basalts from the Mariana Islands. *Journal of Geological Society of London*, 141, 453–472.
- Ishizuka, H., Kawanobe, Y. & Saka, H., 1990- Petrology and geochemistry of volcanic rocks dredged from the Okinawa Trough an active back-arc basin. *Geochem. J.*, 24: 75-92.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. & Brace, T., 1991- Bay of island and little port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirms subduction zone origin. *Canadian journal of Earth sciences*, 28, pp. 1635-1652.
- Juteau, T. & Maury, R., 2009- La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogene. *Société Géologique de FRANCE* Vuibert. Paris, Cedex 13.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. & Gass, I. G., 1986- The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London, Memoirs*, 11.
- Magganas, A. D., 2002- Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos*, 65, 165– 182.
- McCulloch, M. T. & Gamble, J. A., 1991- Geochemical and geodynamical constraints on subduction magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358–374.
- McKenzie, D. & O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021-1091.
- Nicholson, K. N., Black, P. M. & Picard, C., 2000- Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua ophiolite complex, New Zealand. *Tectonophysics*, 321, 1-15.
- Noghreyan, M. K., 1982- Evolution géochimique, mineralogique, et structurale d’un edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie central), NE del, Iran. *These es Sci, Univ. de Nancy I, France*. 239p.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. & Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20’N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical geology*.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (ed). *Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, New York, pp. 528-548.
- Pearce, J. A., 2003- Supra- subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek Y and Newcomb S. *Ophiolites concept and evolution of geological thought*. Geological Society of America. Special Paper, 373, Boulder, Colorado, 269-293.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. & Fryer, P., 2005- Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6 Q07006.
- Pilger, A., 1971- Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge clauthaler Geol. Abh., 8, pp. 1-27.
- Poulet, A., Lee, J. S., Vidal, P. & Cousens, B., 1994- Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. From Smellie, J.L. (ed.), 1995. *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*, Geological Society of America, Special Publication No. 81, 169-191.

- Robertson, A., 2002- Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Rojay, B., Altimer, D., Altiner, S. O., Onen, A. P., James, S. & Thirlwall, M. F., 2004- Geodynamic significance of the Cretaceous pillow basalts from North Anatolian ophiolitic mélangé belt (Central Anatolia, Turkey): geochemical and palaeontological constraints. *Geological Acta*, 17:349–361.
- Rojay, B., Yaliniz, K. M. & Altiner, D., 2001- Tectonic implications of some Cretaceous pillow basalts from the North Anatolian Ophiolitic Melange (central Anatolia–Turkey) to the evolution of Neotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10:93–102.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H. & Moin-Vaziri, H., 2009- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. pp 26-34.
- Saccani, E., Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Photiades, A. & Principi, G., 2008- The Jurassic association of back-arc basin Ophiolites and calc-alkaline volcanics in the Guevgueli Complex (Northern Greece): Implication for the mélangé of the Vardar Zon. *Ophioliti*, 33 (2), 201-219.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. & Amini, S., 2010- Petrological and geological constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 209-228.
- Saccani, E. & Photiades, A., 2005- Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide–Hellenide ophiolitic mélanges. *The Island Arc* 14, 494–516.
- Sadredini, E., 1974- Geologie und petrographie im Mittelteil des Ophiolithzuges nordleichen Sabzevar (Khorasan/Iran). Thesis Univ. Saarbuckten, 120p.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*. Geological Society, London, Special Publication, 16: 59-76.
- Saunders, A. & Tarney, J., 1991- Back-arc basins. In: Floyd, P.A. (ED.), *Oceanic basalt*. Blackie and Sons, Glasgow, UK., pp. 219-263.
- Searle, M. P., Lippard, S. J., Smewing, J. D. & Rex, D. C., 1980- Volcanic rocks beneath the Semail Nappe in the northern Oman mountain and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys. *Journal of Geological Society of London*, 137, 589-604.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 101-118.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. & Ghazi, A. M., 2002- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* No 21 (2003) 1053-1067.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review, *Am. Assoc. Petrol. Geol. B. V.* 52, N7, P 1229-1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, pp.313–345.
- Tankut, A., Dilek, Y. & Piril, O., 1998- Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara Melange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 265-284.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. & Pietruszka, A. J., 2008- Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Vaziri-Tabar, F., 1976- Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer volcanosedimentaren Folge-prudukte im Ostleil des Bvergzugs nordlich Sabzevar/Khorasan (Iran). Theses Univ, Saarbuckten. 152p.
- Wood, D. A., 1980- The applications of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.