

پترولوژی و پتروژنز گدازه‌های بالشی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران

رضا کهنسال^۱، منصور قربانی^۲، سیدمحمد پورمعافی^۳، مرتضی خلعت‌بری جعفری^۴ و جعفر عمرانی^۵

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۲۹

چکیده

گدازه‌های بالشی افیولیتی فرومد در باختر سبزوار و حاشیه شمالی خرد قاره ایران مرکزی رخنمون دارند. این گدازه‌ها دربردارنده سنگ آهک‌های پلاژیک با ریزفیل‌های کرتاسه بالایی هستند و در دو گروه سنی تورونین-پسین-سانتونین و کنیاسین-کامپنین-پسین دسته‌بندی می‌شوند. گدازه‌های بالشی بازالتی به شکل‌های لوله‌ای و غده‌ای هستند و از بیرون به درون هر بالشی شامل بخش‌های حاشیه‌ای خارجی (ویتروفیری)، میانی (واریولیتی) و درونی (اینترگرانولار) است. هر بخش دارای بافت خاص خود و مجموعه کانایی از الیون $\pm$ پلاژیوکلاز $\pm$ کلینوپیروکسن است. تشکیل بلورهای اسکلتی به‌ویژه الیون و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در بخش میانی، نشان از سرعت زیاد هسته‌بندی در این کانیاها دارد. سرشت ماگمایی گدازه‌های تورونین-پسین-سانتونین-توله‌ای و گدازه‌های کنیاسین-کامپنین-پسین-توله‌ای-کالک‌آلکان است. اگر چه غنی‌شدگی عناصر LILE، تهی‌شدگی نسبی از عناصر HFSE، غنی‌شدگی متفاوت عناصر LREE و روند تغییرات خطی عناصر HREE، نشان از شکل‌گیری گدازه‌های بالشی در محیط وابسته به کمان و از منشأ گوشته‌ای ناهمگن با درجات متفاوتی از ذوب بخشی دارد، اما کاهش نسبت‌های Ce/Nb ، La/Nb ، Th/Yb و Ce/Th نشانگر گرایش آنها به محیط‌های حدواسط میان IAB و MORB است. بر خلاف گدازه‌های تورونین-پسین-سانتونین، افزایش نسبت‌های La/Yb و Nb/Yb در گدازه‌های کنیاسین-کامپنین-پسین نشانگر باروری گوشته و کاهش نسبت Nb/Ta و افزایش نسبی Th بیانگر دخالت مذاب حاصل از ذوب بخشی صفحه فرورونده در زایش این گدازه‌ها است. ژرفای به دست آمده برای محل ذوب سنگ منشأ گدازه‌های بالشی منطقه میان ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر برآورد می‌شود که بیانگر ذوب بخشی در محدوده پهنه لرزولیت اسپینل‌دار است. به نظر می‌رسد تشکیل گدازه‌های بالشی افیولیتی فرومد در یک حوضه حاشیه‌ای متمایل به پشت کمان مربوط به پهنه فرافورانشی روی داده است.

کلیدواژه‌ها: افیولیت فرومد، گدازه بالشی، ذوب بخشی، محیط فرافورانش، حوضه حاشیه‌ای.

*نویسنده مسئول: رضا کهنسال

E-mail: kohansal.reza@gmail.com

۱- پیش‌نویس

کرده است. Shojaat et al. (2003) سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و زمین‌ساخت افیولیت سبزوار و Rossetti et al. (2009) داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی گرانولیت‌های مافیک میگماتیته در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد را بررسی کرده‌اند. غنی (۱۳۸۹) به بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های افیولیتی و سوپرا-افیولیتی محدوده افچنگ در شمال باختر سبزوار پرداخته است. Khalatbari Jafari et al. (2013a) شواهد ژئوشیمیایی مربوط به انتقال از شرایط حاشیه کمان به پشت کمان را در شکل‌گیری توالی خروجی افیولیت سبزوار در مناطق قز و افچنگ بررسی کرده‌اند. میرزایی (۱۳۸۹) به بررسی سنگ‌شناسی و تحول ژئودینامیکی توالی پوسته‌ای افیولیت باغ‌جر-قره‌قلی، شمال خاوری سبزوار پرداخته است و Khalatbari Jafari et al. (2013b) نتایج مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و تکامل زمین‌ساخت-ماگمایی سنگ‌های پوسته پلوتونیک افیولیت سبزوار را منتشر کرده‌اند. نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و دما فشارسنجی شیشه‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال خاور سبزوار) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۳) پتروژنز توده‌های نفوذی آداکتی نوار افیولیتی شمال خاوری سبزوار را مطالعه کرده‌اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی سن‌سنجی و تعیین ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکتی پساافیولیتی سبزوار پرداخته‌اند.

بررسی‌های زمین‌شناسی در ناحیه فرومد با تهیه چهارگوش زمین‌شناسی توسط Eftekhari-nezhad and Aghanabati (1992) آغاز شد. شیرزادی (۱۳۷۷) به مطالعه پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های مجموعه افیولیتی و پست افیولیتی ناحیه فرومد پرداخته است. نگارندگان دیگری از جمله بحرودی و عمرانی (۱۳۷۸)، رادفر و کهنسال (۱۳۸۱)، قریب و فتوتی (۱۳۸۲) و کهنسال (۱۳۹۳) با تهیه نقشه‌های

افیولیت‌های ایران به عنوان بخشی از کمربند افیولیتی تیتس، رخنمون‌های افیولیتی اروپای خاوری، مدیترانه و خاورمیانه را به آسیای خاوری متصل می‌کنند. بر پایه مطالعات انجام شده توسط Dilek and Furnes (2009) این پوسته‌های اقیانوسی در محیط فرافورانش ایجاد شده‌اند و شکل‌گیری پایانی آنها حاصل بسته شدن زمین‌درزهای کهن (پالئوتیتس و نوتیتس) در ارتباط با کوهزایی آلپ-همالیا است (Rossetti et al., 2009). زمین‌درزهای اقیانوسی گوناگون در پیرامون خردقاره ایران مرکزی، بقایایی از حوضه‌های اقیانوسی تیتس موزوویک هستند که در بخش بالایی صفحه فرورونده نوتیتس تشکیل شده‌اند و سندی بر تکامل زمین‌ساخت چندفازی در این افیولیت‌ها هستند (Takin, 1972; Stöcklin, 1974; McCall, 1997; Sengor et al., 1988; Stampfli and Borel, 2002; Bagheri and Stampfli, 2008). سنگ‌های افیولیتی ناحیه فرومد در باختر افیولیت سبزوار و در بخش شمالی خردقاره ایران مرکزی رخنمون دارند. بر پایه تقسیم‌بندی Stöcklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) ناحیه فرومد بخشی از ایران مرکزی است و در دسته‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در نوار افیولیتی حلقوی دور ایران مرکزی جای دارد. بر پایه نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه (Alavi, 1991) منطقه فرومد در پهنه سبزوار و در نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری اصلی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۵) در لبه شمالی گندوانا و در پهنه مرکزی (Central Domain) قرار دارد (شکل ۱).

در رابطه با پیشینه مطالعات زمین‌شناسی در سبزوار می‌توان به رساله‌های دکترای (Alavi-Tehrani, 1976)، (Vaziri-Tabar, 1976)، (Sadredini, 1974) و (Noghreyan, 1982) اشاره کرد. فروزش (۱۳۸۵) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، سنگ‌شناسی و منشأ افیولیت‌های منطقه افچنگ-شمال سبزوار را بررسی

که به‌طور اساسی منظره لوله مانند دارند (Juteau and Maury, 1999). در بالش‌های لوله‌ای، امتداد طولی شده لوله‌ها ۲ تا ۳ برابر اندازه بزرگ‌ترین قطر آنها است (Swanson and Schiffman, 1979). گدازه‌های بالشی عادی به شکل‌های لوله‌ای (شکل ۲-ت) در پیشانی روانه با شیب تند و غده‌ای (شکل ۲-پ) در بخش قله‌ای با شیب ملایم دیده می‌شوند. در این زمینه نمونه‌ای از بالش‌های لوله‌ای ناحیه فرومد (شکل ۳-الف) با نمونه‌ای که توسط Bryan (1972) رسم شده (شکل ۳-ب) مقایسه شده است. نظم چینه‌ای یاد شده میان بالش‌های غده‌ای و لوله‌ای در بیشتر گدازه‌های بالشی ناحیه فرومد دیده نمی‌شود. شاید علت این پدیده به‌هم ریختگی زمین‌ساختی پس از جایگیری توالی افیولیتی بوده است. Yamagishi (1985) ساختمان‌های اصلی یک گدازه بالشی لوله‌ای را رسم کرد (شکل ۳-پ) که ضمن مقایسه با نمونه‌ای از بالش‌های لوله‌ای ناحیه فرومد تا حد امکان این ساختمان‌ها روی شکل ۳-ت مشخص شده است. نمونه‌ای از یک بالش غده‌ای (شکل ۳-ث) با بخش‌های مختلف ساختمان یک بالش غده‌ای (Juteau and Maury, 1999) (شکل ۳-ج) مقایسه شده است. بر این اساس بخش‌های هسته، پوسته، زمینه و سیمان تا حد امکان روی شکل نشان داده شده است.

۵- سنگ‌نگاری

در بررسی‌های میکروسکوپی، گدازه‌های بالشی ترکیب بازالتی و گاه آندزیت بازالتی دارند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیریک با خمیره شیشه‌ای (شکل ۴-الف) در حاشیه بالش‌ها و بافت پورفیریک با خمیره اینترگرانولار-اینترسرتال (شکل ۴-ب) در بخش داخلی هستند. Bryan (1972) در بالش‌های گردآوری شده از کف اقیانوس، سه بخش در مقاطع عرضی هر بالش مشخص کرد که از بیرون به درون به شرح زیر هستند:

- الف) بخش خارجی (ویتروفری) که بیشتر شیشه‌ای و درشت‌بلور (phenocryst) و ریزدرشت‌بلور (microphenocryst) در آن پراکنده است: در گدازه‌های فیریک و فیریک بادامکی (amygdaloidal)، درشت‌بلورهای الیون، کلینوپروکسن (دیوپسید-اوژیت) و پلاژیوکلاز (آنورتیت-آندزین) در خمیره‌ای از شیشه آتشفشانی بازیگ و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. سطوح بلورین کامل در این درشت‌بلورها، نشان از تبلور کند آنها در اتاق ماگمایی دارد (Juteau and Maury, 1999). در مواردی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن بافت تجمعی (glomeroporphyry) تشکیل داده‌اند (شکل ۴-پ) که نشانگر فرایند تبلور تفریقی در این کانی‌ها است (Shelley, 1993). در بخش خارجی مربوط به گدازه‌های فیریک بادامکی و در میان بخش‌های شیشه‌ای، بادامک‌هایی دیده می‌شوند که قطر آنها از حدود ۰/۲ میلی‌متر تا حدود ۱ میلی‌متر در تغییر است ولی در بخش تمام‌بلورین درونی، اثری از بادامک‌ها دیده نمی‌شود. این پدیده با شکل‌گیری بخش پوسته‌ای حباب‌دار و هسته متراکم در گدازه‌های بالشی همراه است که می‌توان آن را ناشی از مقدار حباب‌های کم گاز در هنگام تبلور گدازه دانست (Juteau and Maury, 1999). این بادامک‌ها با کانی‌های ثانوی مانند کلریت، اپیدوت، پرهنیت، کوارتز، کلسیت، اسمکتیت و کانی‌های کدر پر شده‌اند (شکل ۴-ت).

در گدازه‌های آفیریک (شکل ۴-ث) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز کلینوپروکسن در خمیره‌ای از شیشه اکسیده شده نمایان شده‌اند. این میکرولیت‌ها معرف تبلور سریع آنها در کف دریا هستند (Juteau and Maury, 1999).

- ب) بخش میانی (واریولیتی) که در آن کانی‌های اسکلتی (توخالی) در خمیره‌ای شیشه‌ای وجود دارند: در میان دو بخش خارجی و درونی بالش‌ها، بخشی وجود دارد که افزون بر درشت‌بلورها، ریزدرشت‌بلورهایی از الیون در شکل‌های مختلف (۴-ج و ۵-الف تا ج) دیده می‌شوند که با کارهای تجربی (Donaldson 1976) قابل مقایسه است. پلاژیوکلاز با شکل‌های گره‌کراواتی، دم‌چلچله‌ای و گل کمر بند (شکل ۵-ج)

زمین‌شناسی به مطالعه بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی پرداخته‌اند. زندگی و همکاران (۱۳۸۵) در مقاله‌ای به منشأ ماگمای سازنده کرومیت فرومد، وطن‌پور (۱۳۸۶) در رساله دکتری خود به تشکیل کانسار کرومیت در ناحیه فرومد و Shafaii Moghadam et al. (2015) به شکل‌گیری و زایش کرومیت‌های پادیفرم سبزوار پرداخته‌اند.

هدف از این پژوهش مطالعه روی تنوع کانی‌شناسی، شرایط سنگ‌شناسی و زایش گدازه‌های بالشی در ناحیه فرومد است. در این ارتباط ابتدا نقشه جدید زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰,۰۰۰ تهیه (شکل ۱)، آنگاه پس از تهیه ۴۰ برش نازک میکروسکوپی از گدازه‌های بالشی، سنگ‌نگاری و به دنبال آن سنگ‌شناسی آنها بررسی شد. به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زایش ماگمایی گدازه‌های بالشی ۶ عدد به روش ICP-Mass و ICP-AES در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا و ۱۴ عدد به روش ICP-Oes و ICP-Mass در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (استان البرز) تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های شیمیایی پس از رسم در نمودارهای مختلف بحث و بررسی شده است.

۲- زمین‌شناسی عمومی

در ناحیه فرومد، کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی مربوط به سنگ آهک‌های کرتاسه پیشین است که با سنگ‌هایی از ائوسن (متشکل از گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت، برش‌های آتشفشانی و انواع توف‌ها) و رخنمون‌های سنگ‌های افیولیتی، بیشترین گسترش را در ناحیه فرومد دارند. در میان این سنگ‌ها، پریدویت‌ها از بقیه گسترده‌تر هستند. گدازه‌های بالشی، انواع توف‌ها و سنگ آهک‌های پلاژیک در توالی خروجی و توده‌های گابروبی در بخش درونی، از دیگر سازنده‌های افیولیتی فرومد هستند. بررسی‌های دیرینه‌شناسی روی سنگ آهک‌های پلاژیک (کهنسال و همکاران، ۱۳۹۴) سن توالی خروجی را در دو بازه زمانی تورونین پسین-ساتونین و کنیاسین-کامپانین پسین نشان داده است. سنگ‌های رسوبی پالتوسن و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، رخنمون‌های سنگ‌های افیولیتی را به‌صورت ناپیوسته و در برخی نقاط گسل خورده پوشانده‌اند.

۳- زمین‌شناسی گدازه‌های بالشی

رخنمون‌های توالی خروجی در شمال خاوری روستای فرومد با سن تورونین پسین-ساتونین (شکل ۱-واحد tm) دربردارنده گدازه‌های بازالتی بالشی فیریک همراه با افق‌هایی از چرت رادیولردار سرخ رنگ است (شکل‌های ۲-الف و ب). این نوع گدازه‌ها تا ساتونین فوران یافته‌اند و تغییر عمده‌ای در ترکیب و شکل ریختاری آنها دیده نمی‌شود. گروه دیگر از گدازه‌های بازالتی بالشی در کنیاسین-کامپانین پسین (شکل ۱-واحدهای v و vs) ایجاد شده است و رخنمون‌های آنها را می‌توان در شمال روستای فرومد و خاور روستای دستوران یافت. این گدازه‌ها، فیریک و گاه آفیریک و مربوط به بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی افیولیتی هستند. با این حال در بخش‌های بالایی توالی، توف‌ها گسترش بیشتری یافته‌اند. سنگ آهک پلاژیک، روانه صفحه‌ای و برش هیالوکلاستیک نیز به‌صورت بین‌لایه‌ای در میان گدازه‌ها و توف‌ها ایجاد شده‌اند.

۴- ریخت‌شناسی گدازه‌های بالشی

بر پایه رده‌بندی Walker (1992) بالش‌های با اندازه کمتر از ۱ متر بالش عادی و بالش‌های با اندازه میان ۱ تا ۳ متر بالش غول‌پیکر به شمار می‌روند که بر این اساس گدازه‌های بالشی ناحیه فرومد را می‌توان در گروه بالش‌های عادی دسته‌بندی کرد. یک بالش استاندارد به‌طور معمول بیضی‌شکل است، ولی بالش‌ها معاری از گدازه پیچ و خم‌دار و غیر بیضوی هستند. مطالعه آنها در افیولیت ترو دوس در قبرس نشان داد

۶- ژئوشیمی

بررسی گدازه‌های بالشی در نمودار Le Bas et al. (1986)، نشانگر جایگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت و شماری هم در محدوده‌های تراکی بازالت، بازالتیک آندزیت، بازالتیک تراکی آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت است (شکل ۷-الف). در نمودار Ta/Yb به Th/Yb (Pearce (1982 and 2003)، گدازه‌های بالشی تورونین پسین-سانتونین (واحد tm) روند توله‌ای و گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین (واحدهای ۷ و ۷s) روندهای توله‌ای و کالک آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۷-ب). نمودارهای چندعنصری به‌نجار شده با گوشته اولیه برای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نشانگر غنی‌شدگی گدازه‌های بالشی تورونین پسین-سانتونین (شکل ۸-الف) از عناصر LILE مانند Cs، Sr، Ba و Pb و تهی‌شدگی ملایم آنها در برخی از عناصر HFSE مانند Ta، Nb و Ti است. با اینکه الگوهای غنی‌شدگی عناصر LILE نشانگر تأثیر ترکیبات سیال برخاسته از صفحه فرورونده و دخالت آنها در ذوب بخشی گوه گوشته‌ای مستقر در بالای این صفحه (Arculus, 1994; Elliott et al., 1997; Stern et al., 2006; Tian et al., 2008; Hebert et al., 2009) در گدازه‌های بالشی تورونین پسین-سانتونین (شکل ۸-الف) و افزایش آرام آن در گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین (شکل ۸-ب)، نشان‌دهنده نقش کم‌اهمیت سیال‌های آزاد شده یا ذوب رسوبات روی صفحه فرورونده در زایش این ماگماها است (Dilek and Furnes, 2009).

در نمودارهای چندعنصری مربوط به عناصر REE که با کندریت به‌نجار شده‌اند، برای بخش اصلی گدازه‌ها روند تغییرات عناصر HREE و بیشتر عناصر LREE خطی و الگوهای تغییرات آنها مشابه با الگوی تغییرات عناصر در E-MORB و N-MORB است (شکل‌های ۸-ب و ت). با این حال در شماری از گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین (شکل ۸-ت)، الگوهای تغییرات ناشی از غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و افزایش نسبت LREE/HREE است. این نسبت برای عناصر La و Yb در گدازه‌های بالشی تورونین پسین-سانتونین در حدود $0.78-2.63$ و $La/Yb = 1.09-13.06$ برای گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین حدود است. این نسبت‌ها بیانگر افزایش درجه غنی‌شدگی گوشته از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE (Saccani and Phontiadis, 2004; Paulick et al., 2006) همگام با کاهش سن گدازه‌های بالشی در ناحیه فرومداست؛ به‌طوری که سطح غنی‌شدگی از عناصر LREE در برخی از گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین حدود ۵۰ مرتبه بیشتر از مقدار این عناصر در E-MORB است. با این وجود در مناطق فروانش، ایجاد درجات متفاوت ذوب بخشی روی مورب گوشته‌ای تهی‌شده (DMM) (Caulfield et al., 2008) و تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده، سبب ایجاد ماگماهایی با درجات متفاوتی از غنی‌شدگی عناصر LREE شده است (Pearce et al., 2005; Caulfield et al., 2008). مقادیر متفاوت غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی در عناصر LREE نسبت به مورب‌ها به‌ویژه در گدازه‌های بالشی کنیاسین-کامپاین پسین و روند خطی حاکم بر الگوهای تغییرات عناصر HREE مربوط به همه گدازه‌ها را می‌توان ناشی از منبع گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت اسپینل‌دار دانست که درجات متفاوتی از ذوب بخشی و غنی‌شدگی را دچار شده (Lin et al., 1989)، که در افیولیت‌های نوع فرافرورانش امری عادی است (Dilek, 2003; Dilek and Furnes, 2009).

۷- پتروژنز

نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی نشان از وجود مؤلفه‌های فروانشی و گوشته‌ای غنی شده دارد. در این ارتباط نوع محیط مرتبط با فروانش، نقش تنوره (Plume)‌های گوشته‌ای و سست کره غنی شده روی باروری ماگما (fertility magma)، تأثیر فاز سیال یا مذاب بر آمده از فرایند فروانش، تعامل میان فرایندهای حاکم بر گوشته و صفحه فرورونده و تعیین مقدار ذوب بخشی در زایش بازالت‌های بالشی ناحیه فرومداست در این بخش بررسی شده است.

و بلورهای کلینوپیروکسن به‌صورت تاج خروسی و پر مرغی (شکل ۵-ح) تشکیل شده‌اند. شکل‌گیری چنین بلورهای کوچک، طویل و توخالی بیانگر نرخ سریع تبلور آنها هنگام بالا آمدگی و فوران در کف دریا (Juteau and Maury, 1999) و یا ناشی از سرعت هسته‌بندی زیاد این بلورها نسبت به سرعت رشد آنها است (Shelley, 1993). در بازالت‌های بالشی، ایجاد شکل‌های گوناگون از بلورهای الیوین (Bryan, 1972; Donaldson, 1976; Faure and Schiano, 2004) و یا پلاژیوکلاز (Lofgren, 1974, 1980; Schiffman and Lofgren, 1982) در بخش واریولیتی ناشی از نرخ زیاد انجماد و مربوط به پیش از فوران ماگما است. کارهای تجربی (Faure (2001)، Donaldson (1976) و Faure et al. (2003) نشان داد که هر یک از شکل‌های الیوین در محدوده خاصی از دما پایدار است که خود به ترکیب ماگما وابسته است؛ به‌طوری که در ابتدا الیوین به‌صورت خود شکل (شکل ۶-الف) است و به ازای مقادیر فزاینده نرخ انجماد و دمای زیر نقطه انجماد به تدریج به شکل‌های توخالی (شکل‌های ۶-ب تا ت)، شاخه شاخه (شکل ۶-ث)، زنجیر مانند، نرده‌های مشبک صفحه‌ای (شکل‌های ۶-ج و چ) و پر مرغ متحول می‌شوند. بررسی‌های بافتی روی شکل‌های الیوین و مقایسه آنها با نتایج کارهای تجربی (Donaldson (1976) (شکل‌های ۶-الف تا ج) سرعت انجماد گدازه‌های بالشی را در زمان شکل‌گیری این بلورها، در بخش واریولیتی (بخش حدواسط) ۰/۵ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد در ساعت نشان می‌دهد.

در برخی از بازالت‌های بالشی ناحیه فرومداست، حضور همزمان دو فاز پلاژیوکلاز و الیوین در بخش واریولیتی، نشانگر تبلور آنها در شرایط تعادلی است که می‌توان آن را به تبلور ماگما در روی مرز کوتکتیک دو قلمرو پلاژیوکلاز و الیوین مربوط دانست (Bryan, 1972).

وجود شکل‌های بافتی در پلاژیوکلاز ناشی از پیشرفت نرخ انجماد است؛ به‌طوری که این شکل‌ها از صفحه‌ای به اسکلتی، سپس دندردی و در پایان اسفروولیتی تغییر می‌کنند (Lofgren, 1974). در پلاژیوکلاز دم پرستویی به دلیل کمتر بودن انرژی پیوند اتم‌ها در گوشه‌ها و کناره‌های بلور نسبت به دیگر نقاط آن، رشد ترجیحی بلورها در این محل‌ها انجام شده و شکل بلوری دراز و کشیده پلاژیوکلاز به‌وجود می‌آید (Shelley, 1993).

میکروولیت‌های بسیار ظریف سوزنی و اسفروولیتی پلاژیوکلاز به همراه بلورهای ریز و اسفروولیتی پیروکسن در خمیره‌ای از شیشه اکسیده دیده می‌شود (شکل ۴-چ) که این ترکیب کانی‌شناسی، سرعت انجماد ۵ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد در ساعت را برای بخش‌های میانی و مرز میانی-درونی گدازه‌های بالشی نشان می‌دهد (Lofgren, 1974; Mevel and Velde, 1976; Swanson and Schiffman, 1979).

- پ) بخش تمام‌متبلور (درونی) که دارای بافت میکروولیتی اینترگرانولار است؛ در بخش درونی برخی از گدازه‌های بالشی، افزون بر رشد درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و گاه الیوین در میان فضاهای تقاطعی میکروولیت‌ها و ریز درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، دندردیتهایی از کلینوپیروکسن (Swanson and Schiffman, 1979) دیده می‌شوند که در بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز جای دارند (شکل ۴-ح). مشابه با چنین حالتی توسط Kirkpatrick (1978) با مطالعه چندین مقطع کامل از گدازه‌های بالشی روی پشته میانی اقیانوس اطلس به درونی‌ترین بخش هر بالش نسبت داده شده است. در این حالت تبلور همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سیستم سه‌تایی آلنیت-آنورتیت-دیوپسید (Bowen, 1915) روی خط کوتکتیک انجام می‌شود (Shelley, 1993).

Fisk (1984) نشان داد که وجود درشت‌بلورهای دارای منطقه‌بندی با سرعت بالا آمدگی ماگما نسبت عکس دارد و اندازه مخزن ماگمایی روی این فراوانی تأثیر مستقیم دارد. بر این اساس در گدازه‌های بالشی ناحیه فرومداست، نبود درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، امکان وجود مخازن بزرگ را منتفی می‌کند.

۷-۱. نقش مؤلفه‌های گوشته‌ای و فرورانشی در زایش بازالت‌های بالشی

با استفاده از نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce (1982) (شکل ۷-ب)، بخش اصلی نمونه‌های تورونین پسین - سانتونین در قلمرو مورب‌های تپی شده و توله‌ایته‌های وابسته به فرورانش قرار دارند. دیگر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن وابسته به فرورانش و متمایل به قلمرو مورب‌های غنی شده رسم شده‌اند. در نمودار Floyd et al. (1991) بر پایه نسبت‌های Y در برابر La/Nb (شکل ۹-الف) و در نمودار Saunders and Tarney (1984) با استفاده از نسبت‌های Th/Nb در برابر Ce/Nb (شکل ۹-ب)، بخش اصلی نمونه‌های تورونین پسین - سانتونین در محیط N-MORB و یا نزدیک به آن است؛ ولی بیشتر نمونه‌های کنیاسین - کامپانین پسین در محیط‌های Back-arc basalts و OIB جای دارند که نشانگر منشأ غنی شده در تشکیل این گدازه‌ها است.

به‌طور کلی آمیختگی میان گوشته بارور (حاصل از تنوره‌های غنی شده) با گوشته تپی شده زیر کمان (sub-arc) در مناطق فرورانش انجام می‌شود (Volpe et al., 1988; Martinez and Taylor, 2002). ترکیب چنین گوشته‌ای بر اثر استخراج مذاب (حتی در اندازه‌های بسیار کوچک) و آمیختگی میان گوشته‌های غنی شده و تپی شده در منطقه زیر کمان، تأثیر چشمگیری بر کاهش مقدار باروری گوشته دارد (Volpe et al., 1988; Woodhead et al., 1993; Hochstaedter et al., 2001; Kincaid and Hall, 2003; Pearce, 2005; Pearce and Stern, 2006).

به منظور سنجش کمی باروری گوشته از نسبت Nb/Yb استفاده شده است که به دلیل استفاده از عنصر Nb به تغییرات منبع حساس‌تر از درجات ذوب بخشی است (Pearce and Stern, 2006). یکی از منابع تأمین کننده عنصر Nb در بخش گوشته‌ای حوضه‌های حاشیه‌ای (Marginal basin) گوشته سست کره‌ای است. Stolz et al. (1996) نشان نشان دادند که وجود نسبت‌های بالایی از Nb/Yb در حوضه، نشانگر بالاآمدگی گوشته و وجود منبع با غنی‌شدگی بیشتر از N-MORB است. (Pearce and Stern (2006) نسبت‌های Nb/Yb و Ba/Yb (شکل ۱۰-الف) را به ترتیب به عنوان ردیاب‌های تشخیص منبع گوشته‌ای و فرورانشی ارائه و از ارتباط این نسبت‌ها با یکدیگر در حوضه‌های حاشیه‌ای مرتبط با فرورانش برای نمایش توزیع مقدار باروری گوشته استفاده کرده‌اند.

نمونه‌های کنیاسین - کامپانین پسین در شکل ۱۰-الف به آرایه MORB تمایل و نسبت به نقطه Ave. N-MORB در جاتی از غنی‌شدگی دارند که نشانگر باروری این سنگ‌ها و افزایش نسبت Nb/Yb است. افزایش این نسبت به سه فرایند ذوب رسوبات دارای روتیل در صفحه فرورونده (Munker et al., 2004)، ذوب تنوره‌های گوشته‌ای یا سنگ کره کهن بارور (Pearce and Stern, 2006) و بالاخره حضور کلینوپروکسن در منبع (Baier et al., 2008) نسبت داده شده است. چنانچه فرایند ذوب رسوبات برای افزایش نسبت Nb/Yb کارساز باشد، باید تمرکز عنصر Th افزایش چشمگیری یابد. در صورتی که محتوای این عنصر در گدازه‌های تورونین پسین - سانتونین، تپی‌شدگی آشکار و در گدازه‌های کنیاسین - کامپانین پسین، افزایش آرامی دارد. با این حال نقش تنوره‌های گوشته‌ای یا سنگ کره کهن که در جاتی از غنی‌شدگی دارند، در زایش بازالت‌های کنیاسین - کامپانین پسین چشمگیر است؛ زیرا نسبت‌های Nb/Yb و La/Yb در این سنگ‌ها افزایش یافته است. در بررسی‌های میکروسکوپی مقادیر بسیاری کلینوپروکسن در گدازه‌های کنیاسین - کامپانین پسین شناسایی شد که می‌توان آن را به عنوان ذخیره عنصر Nb و عامل دیگری بر افزایش نسبت Nb/Yb در این گدازه‌ها دانست (Munker et al., 2004; Baier et al., 2008).

در شکل ۱۰-الف گدازه‌های تورونین پسین - سانتونین با افزایش نسبت Ba/Yb به قلمرو IAB وارد می‌شوند که منطبق بر جزایر کماتی شناخته شده است. فرایند متاسوماتیسم گوشته‌ای در فرورانش کم‌ژرفا سبب بالارفتن مقدار Ba و افزایش نسبت Ba/Yb در مذاب‌های گوشته‌ای می‌شود (Pearce et al., 2005; Pearce and Stern, 2006).

Sinton et al. (2002) نسبت Ba/Nb را به عنوان مؤلفه فرورانش کل (total subduction input) در منابع ماگمایی حوضه‌های حاشیه‌ای دانسته‌اند. بر این اساس (Pearce & Stern (2006) نسبت Ba/Nb را مبنایی بر سنجش کمی مؤلفه فرورانش قرار دادند. برای نمایش مؤلفه فرورانشی کم‌ژرفا (سیال‌ها) نسبت به ژرف (ذوب رسوبات) و توزیع مقدار آن در بازالت‌های ناحیه فرومد از نسبت‌های Th/Nb در برابر Ba/Nb (شکل ۱۰-ب) استفاده شده است (Pearce and Stern, 2006). به نظر می‌رسد که در این نمودار نقش سیال‌ها بیشتر از نقش مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات است. اگر چه مقدار نسبت Th/Nb در نمونه‌های کنیاسین - کامپانین پسین بیشتر از تورونین پسین - سانتونین است؛ با این حال تمرکز ژئوشیمیایی عنصر Th ناچیز بوده و موجب افزایش آرامی از این عنصر در بازالت‌های کنیاسین - کامپانین پسین شده است. تپی‌شدگی آشکار عنصر Th در گدازه‌های تورونین پسین - سانتونین نشان‌دهنده اهمیت کم ذوب رسوبات و افزایش نسبت Ba/Nb در آنها گویای نقش سیال‌ها در زایش این سنگ‌ها است. افزایش نسبت Ba/Nb را می‌توان به ورود گوشته به درون بخش‌های کم‌ژرفاتر حوضه فرورانشی نسبت داد. این فرایند سبب افزایش عنصر Ba به ماگماهای بازالتی می‌شود که پس از شکل‌گیری در ژرفا به سوی بخش‌های کم‌ژرفا بالا می‌رود (Pearce and Stern, 2006).

برای سنجش کمی تعامل میان مؤلفه‌های فرورانش - گوشته از نسبت Nb/Ta استفاده و اندازه‌گیری آن نشانگری برای تعیین درجه ذوب بخشی و تشخیص اندازه تپی‌شدگی منبع در ایجاد ماگماهای حوضه‌های حاشیه‌ای در نظر گرفته شده است (Stern et al., 1990; Pearce and Peate, 1995; Stolz et al., 1996; Pearce et al., 2005; Pearce and Stern, 2006; Caulfield et al., 2008). با توجه به میل ترکیبی ناچیز عناصر Nb و Ta در برابر سیال‌ها، (Caulfield et al. (2008) این عناصر را ردیاب مناسبی برای بررسی نقش سیال‌ها در زایش ماگمایی می‌دانند.

استفاده از نسبت Nb/Ta برای تشخیص مذاب‌های اولیه و یا تپی شده کاربرد دارد (Stolz et al., 1996; Caulfield et al., 2008). در نمودار Nb/Ta-Nb که توسط Caulfield et al. (2008) ارائه شده، نسبت Nb/Ta در بیشتر نمونه‌های تورونین پسین - سانتونین بالاتر از خط مرجع کندریتی (۱۷) و غنی‌تر از منحنی مورب گوشته‌ای تپی‌شده است که ناشی از کاهش عامل‌های درجه ذوب بخشی و تپی‌شدگی منبع گوشته‌ای است. این نسبت در نمونه‌های کنیاسین - کامپانین پسین و شمار کمی از نمونه‌های تورونین پسین - سانتونین پایین‌تر از خط مرجع کندریتی قرار دارد و درجات بیشتری از ذوب بخشی را برای مورب گوشته‌ای تپی شده نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار چنین منبع تپی شده‌ای دوباره به ترتیب ۰/۱ و ۰/۵ درصد دچار ذوب بخشی شده است (شکل ۱۱-الف). مشابه این نتایج از نمودار Nb/Ta-Nb (Stolz et al., 1996) به‌دست می‌آید، به‌طوری که نمونه‌ها به دو بخش با نسبت Nb/Ta بیشتر از ۱۷ (مذاب اولیه) و کمتر از ۱۷ (مذاب گوشته‌ای تپی شده یا DMM) در پیرامون ترکیب گوشته اولیه (PM) جای گرفته‌اند (شکل ۱۱-ب). تغییرات مقدار نسبت Nb/Ta در مذاب‌های بازالتی ناشی از ناسازگاری کمی بیشتر Nb در مقایسه با Ta است که در طی استخراج مذاب یا ذوب دینامیکی ایجاد می‌شود (Pearce and Stern, 2006).

۷-۲. تپی‌شدگی عناصر HFSE نشانگر درجه ذوب

بر پایه بررسی‌های (Pearce and Stern (2006)، دو عامل ترکیب منبع و درجه ذوب بخشی آن، تمرکز عناصر HFSE در ماگماهای حوضه‌های حاشیه‌ای را کنترل می‌کنند. (Gribble et al. (1998) با استفاده از دو عنصر Ti و Yb، منابع گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت اسپنیل‌دار و لرزولیت گارنت‌دار را به عنوان منابع مهم در فرایند ذوب بخشی گدازه‌های افیولیتی در نظر گرفته‌اند (شکل ۱۲-الف). در نمودار (Gribble et al. (1998)، بازالت‌های بالشی ناحیه فرومد حاصل ذوب بخشی منبعی گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت اسپنیل‌دار هستند. درجه ذوب بخشی

بلورها نسبت به سرعت رشد آنها دانست؛ هر چند که یکی از شاخصه‌های بافتی در گدازه‌های بالشی ناحیه فرومد وجود درشت‌بلورها است.

در بخش درونی تبلور همزمان درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن روی خط کوتکتیک انجام می‌شود و نبود منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز امکان وجود مخازن بزرگ و زمان توقف طولانی آنها در گوشته را منتفی می‌کند.

روندهای ماگمایی در بازالت‌های بالشی ناحیه فرومد، توله‌ایتی و کالک‌آلکان است. مقایسه این سنگ‌ها با گوشته اولیه نشانگر غنی‌شدگی از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE و مقایسه آنها با کندريت نشان‌دهنده غنی‌شدگی بیشتر عناصر LREE در برابر عناصر HREE همراه با روند خطی عناصر HREE است، که در مجموع بیانگر ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای ناهمگن با ترکیب لرزولیت اسپنیل‌دار همراه با درجات متفاوتی از ذوب بخشی است.

افزایش نسبت‌های Nb/Yb و La/Yb در گدازه‌های کنیاسین- کامپاین پسین نسبت به تورونین پسین- سانتونین را می‌توان ناشی از باروری گوشته دانست که با حضور چشمگیر کانی کلینوپروکسن در این گدازه‌ها و نقش کم اهمیت ذوب رسوبات روتیل‌دار نمایان شده است.

نقش مؤلفه‌های فروران‌ش در شکل‌گیری گدازه‌های فرومد با استفاده از نسبت‌های Ba/Nb و Th/Nb آشکار می‌شود؛ به‌طوری‌که در تورونین پسین- سانتونین غنی‌شدگی با بخش‌های کم‌ژرفای فروران‌ش و در کنیاسین- کامپاین پسین غنی‌شدگی نسبی با بخش‌های ژرف فروران‌ش روی داده است.

گدازه‌های تورونین پسین- سانتونین نسبت به کنیاسین- کامپاین پسین نسبت بیشتری از Nb/Ta دارند که ناشی از کاهش عامل‌های ذوب بخشی و تهی‌شدگی در منبع گوشته‌ای و تعامل کمتر میان مؤلفه‌های گوشته‌ای و فروران‌ش در این گدازه‌ها است.

بررسی‌های انجام شده، زایش بازالت‌های بالشی ناحیه فرومد را در یک حوضه حاشیه‌ای متمایل به پشت کمان وابسته به محیط فرافروران‌ش و از گوشته‌ای با ترکیب لرزولیت اسپنیل‌دار نشان می‌دهد.

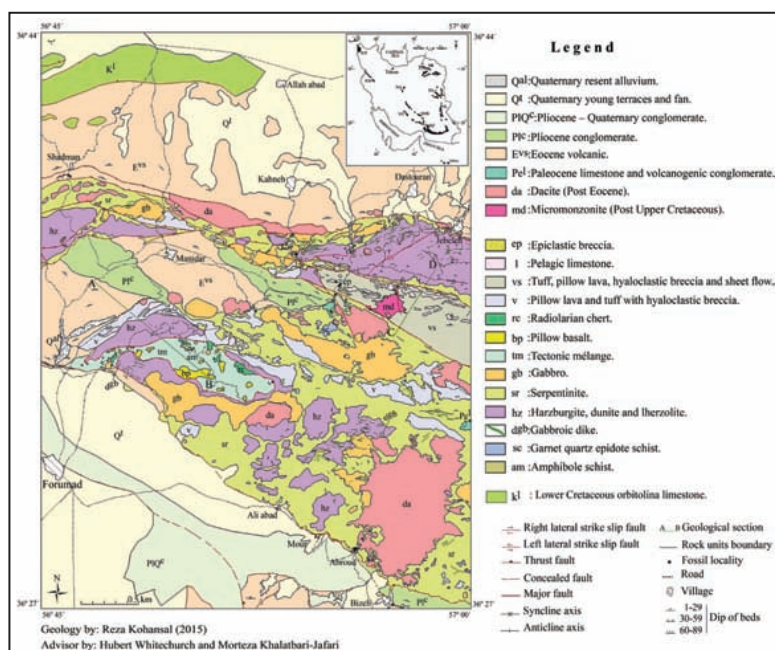
نمونه‌های تورونین پسین- سانتونین به روشنی کمتر از نمونه‌های کنیاسین- کامپاین پسین است. مشابه چنین نتایجی توسط Stolper and Newman (1994) و Kelley et al. (2006) برای تراف ماریانا به دست آمده که نشان‌دهنده تأثیر بیشتر فاز سیال در افزایش درجه ذوب بخشی ماگمای کمان بوده است. مطالعات انجام شده روی منشأ تهی‌شدگی عناصر HFSE و گسترش مذاب در گوشته زیر کمان تونگا نشان می‌دهد که ذوب لرزولیت اسپنیل‌دار در زیر مراکز گسترش حوضه پشت کمان لویسین، می‌تواند Nb را از Ta تفریق کند؛ زیرا Ta تمایل بیشتری به مشارکت در ترکیب کلینوپروکسن دارد (Caulfield et al., 2008)، که در گدازه‌های این ناحیه فراوان هستند. Nicolas (1989) ژرفای زایش اولیه ماگما را در گوشته، مرز دو قلمرو اسپنیل و گارنت از رخساره لرزولیت دانسته است که منطبق بر ذوب خشک در ژرفای ۷۵ کیلومتری است. این نوع از ذوب در ژرفای ۵۰ کیلومتری مذاب را به درون شکستگی‌های هیدرولیکی گوشته هدایت می‌کند؛ که در پوسته‌های اقیانوسی با گسترش کند ۱۳ درصد و در پوسته‌های اقیانوسی با گسترش تند ۲۰ درصد از این مقدار مذاب با عبور از گوشته در سطح استخراج خواهد شد.

ژرفای به‌دست آمده برای محل ذوب سنگ منشأ گدازه‌های بالشی منطقه فرومد، با استفاده از نمودار نسبت Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) نشان می‌دهد که اگر چه نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور مستقیم روی خط تعیین‌کننده ژرفا قرار ندارند، با این حال تجمع و روند خطی آنها معادل با ژرفای میان ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر است که بیانگر ذوب بخشی در محدوده پهنه لرزولیت اسپنیل‌دار است (شکل ۱۲-ب).

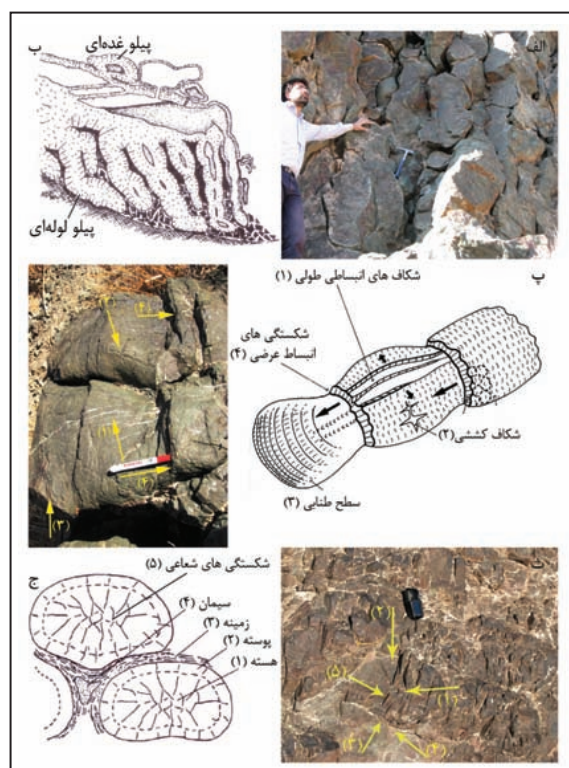
۸- نتیجه‌گیری

پژوهش روی گدازه‌های بالشی ناحیه فرومد به عنوان بالاترین بخش از توالی افیولیتی در این ناحیه نشانگر گدازه‌های بالشی تورونین پسین- سانتونین و کنیاسین- کامپاین پسین است. بررسی‌های سنگ‌شناختی نشانگر سه بخش شامل: بخش حاشیه خارجی ویتروفری، بخش میانی واریولیتی و بخش درونی اینترگرانولار است.

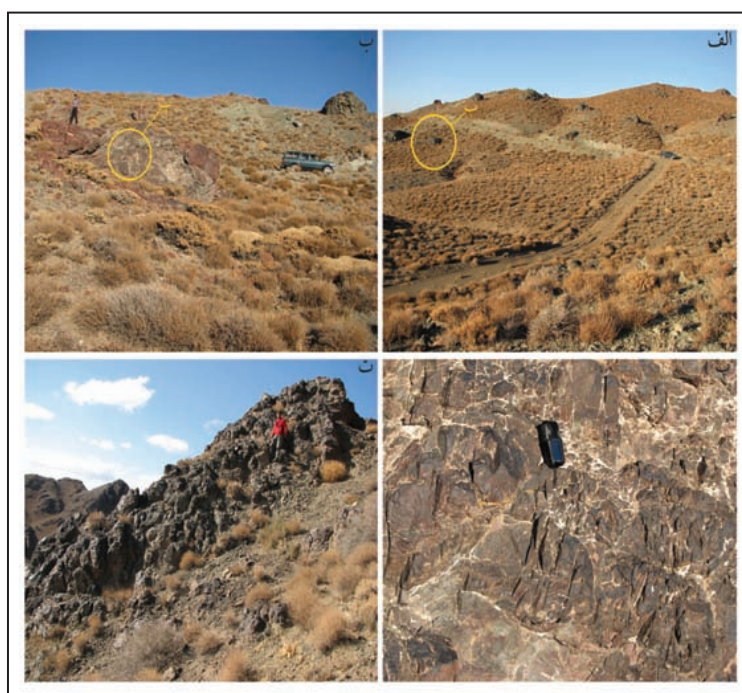
فراوانی شکل‌ها و اندازه‌های گوناگون ریزدرشت‌بلورها، میکرولیت‌ها و بلورهای اسکلتی البوین و پلاژیوکلاز را می‌توان در ارتباط با سرعت بالای هسته‌بندی این



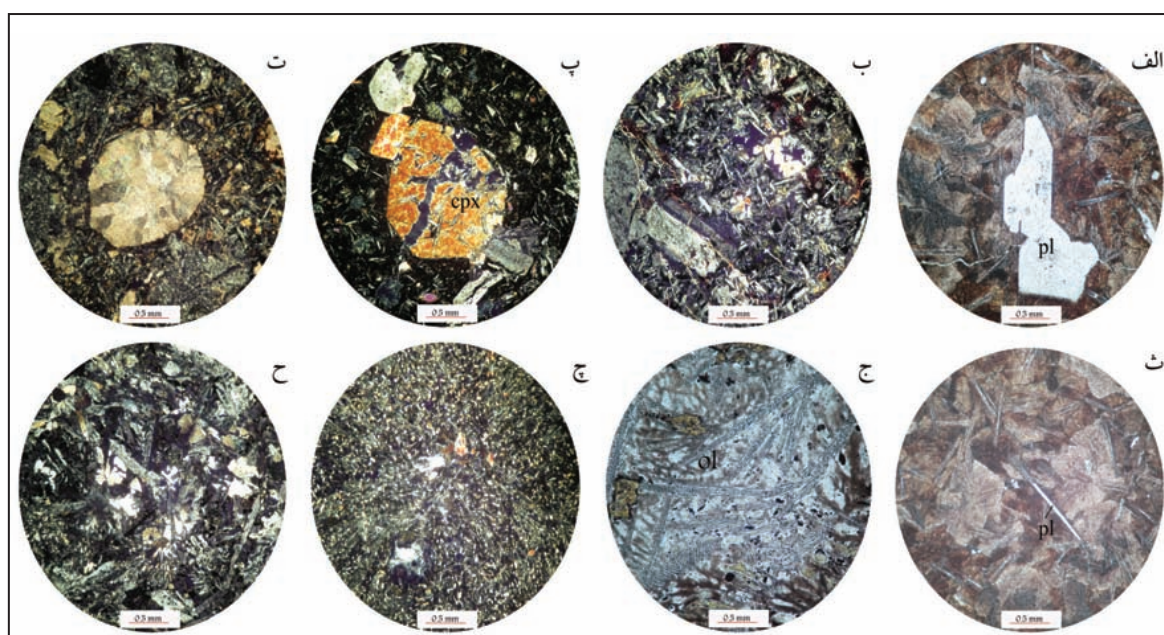
شکل ۱- الف) پراکندگی مجموعه‌ها و کمپلکس‌های افیولیتی ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه با استفاده از داده‌های نقشه ماگماتیک ایران (Emami et al., 1993)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰,۰۰۰ منطقه فرومد.



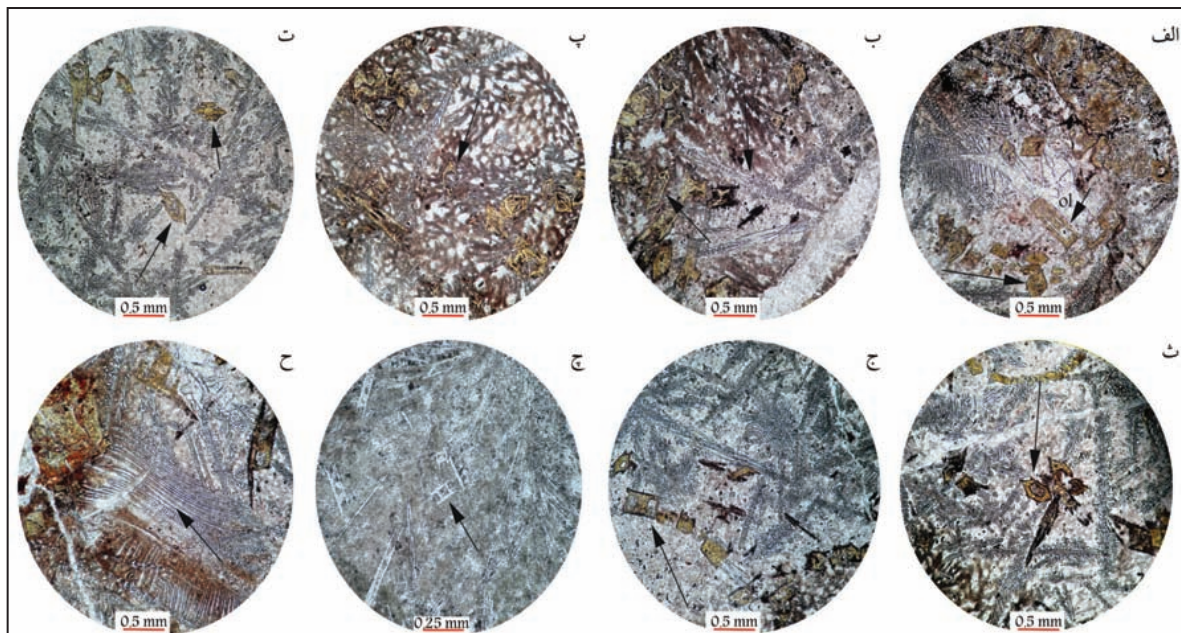
شکل ۳- الف) نمایی از بالش‌های لوله‌ای روی هم ریخته شده؛ ب) طرحی از بالش لوله‌ای و غده‌ای (Bryan, 1972)؛ پ) طرحی نمادین از بخش‌های مختلف یک بالش لوله‌ای (Yamagishi, 1985)؛ ت) گدازه‌های لوله‌ای بازالتی؛ ث) بالش‌های غده‌ای روی هم چیده شده؛ ج) طرحی از بالش‌های غده‌ای (Juteau and Maury, 1999).



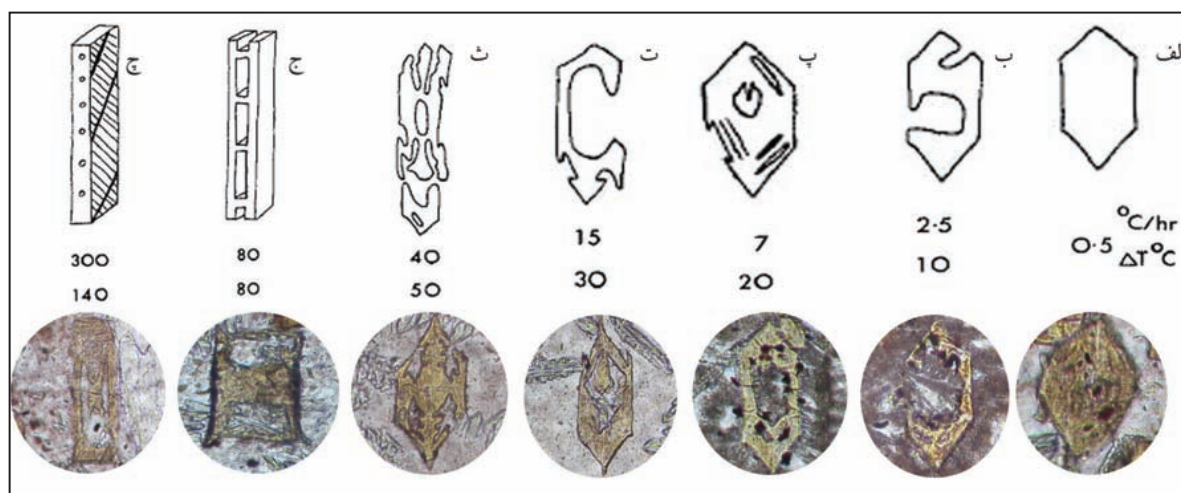
شکل ۴- الف و ب) رخنمون بازالت‌های بالشی (واحد bp) و چرت‌های رادیولردار (واحد rc) در متنی از سرپانتینیت (واحد sr) (دید به سوی شمال- شمال باختر)؛ پ) نمایی نزدیک از بازالت‌های بالشی غده‌ای؛ ت) شکل ریختاری خاص بازالت‌های بالشی لوله‌ای (دید به سوی شمال باختر).



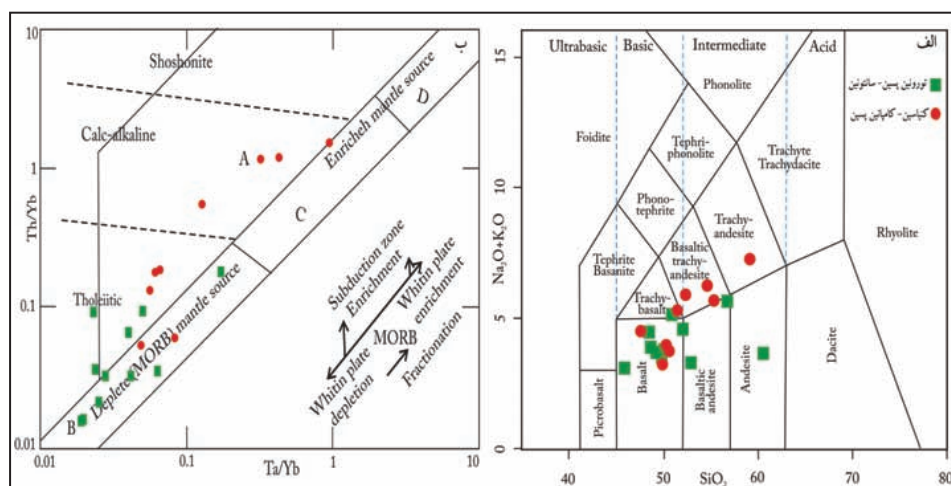
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی انتخابی شامل: الف) بافت پورفیریک با خمیره شیشه‌ای اکسید در حاشیه بالش (نور PPL)؛ ب) بافت پورفیریک با خمیره اینترگرانولار در بخش درونی بالش (نور XPL)؛ پ) بافت تجمعی بلورهای کلینوپیروکسن (نور XPL)؛ ت) حفره پر شده با کربنات (نور XPL)؛ ث) بلورهای اسکلتی پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای اکسید گدازه بالشی (نور PPL)؛ ج) بلورهای خودشکل و اسکلتی الیوین (نور PPL)؛ چ) ریز بلورهای اسفرولیتی پلاژیوکلاز همراه با کلینوپیروکسن (نور XPL)؛ ح) دندریتهایی از کلینوپیروکسن همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (نور XPL).



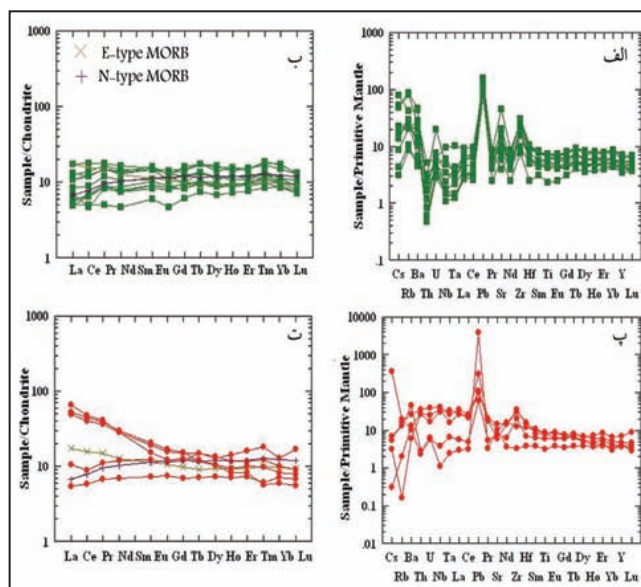
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی انتخابی از: الف تا ج) شکل‌های مختلف الیون؛ ج) گل کمر بند پلاژیوکلاز؛ ح) پیروکسن پر مرغ (نور PPL).



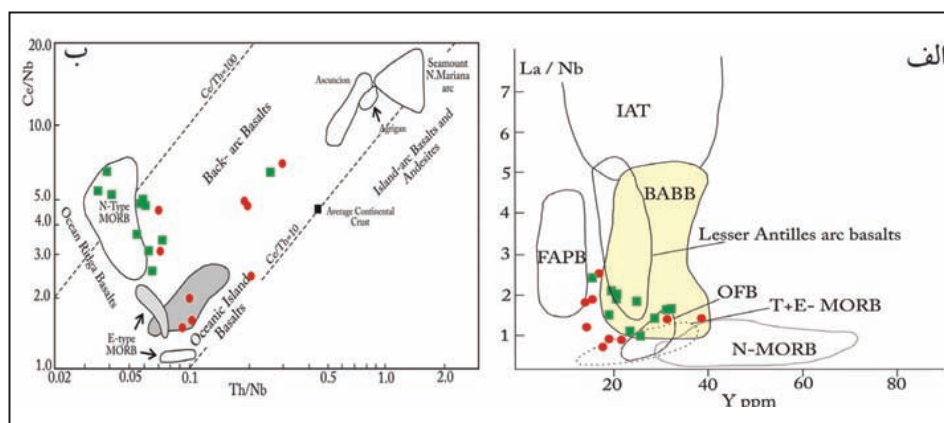
شکل ۶- مقایسه شکل‌های مختلف الیون میان کارهای تجربی (Donaldson (1976) و منطقه مورد بررسی. الف) الیون خود شکل؛ ب تا ت) الیون تو خالی؛ ث) الیون شاخه؛ ج و چ) نرده‌های مشبک صفحه‌ای (تصاویر انتخابی از بلورهای الیون از تصاویر میکروسکوپی شکل ۵- الف تا ج برداشت شده است).



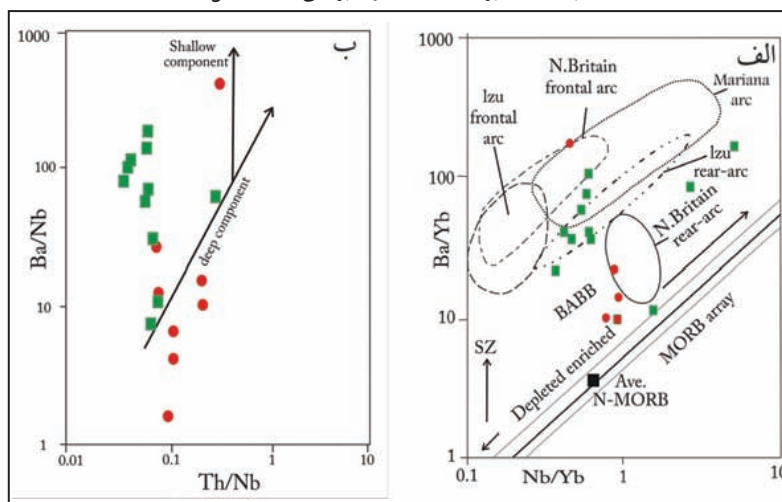
شکل ۷- الف) نمودار نام‌گذاری (Le Bas et al. (1986)؛ ب) نمودار نسبت Ta/Yb به Th/Yb از Pearce (1982, 2003) برای تعیین سری ماگمایی (Faustino et al., 2006).



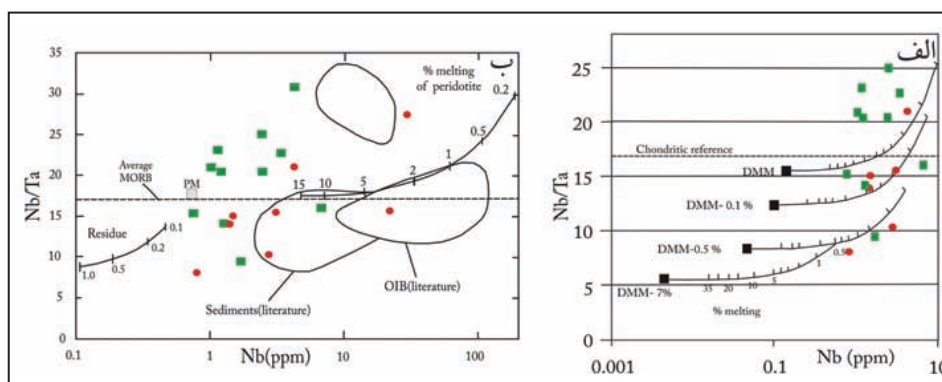
شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با: الف و پ) مقادیر گوشته اولیه؛ ب و ت) کندریت از (Sun and McDonough (1989) برای واحدهای توالی خروجی فرومد. محدوده‌های میانگین E-MORB و N-MORB نیز از داده‌های منبع یاد شده برگرفته شده است (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۷ است).



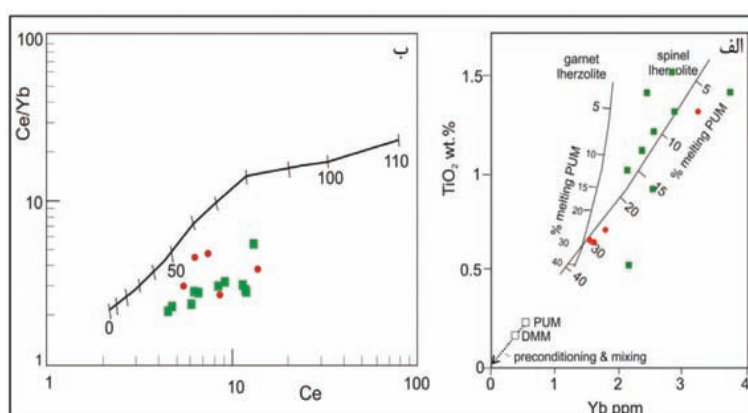
شکل ۹- الف) نمودارهای دوتایی تعیین محیط تکتونوماگمایی. الف) نمودار La/Nb - Y (Floyd et al., 1991)؛ ب) نمودار Ce/Nb - Th/Nb (Saunders and Tarney, 1984) (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۷ است).



شکل ۱۰- نمودارهای ارائه شده توسط (Pearce and Stern (2006 شامل: الف) Ba/Yb - Nb/Yb برای نمایش توزیع مؤلفه باروری گوشته؛ ب) Ba/Nb - Th/Nb برای نمایش توزیع مؤلفه فروانش (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۷ است).



شکل ۱۱- نمودارهای تعامل میان مؤلفه‌های فروانش - گوشته. (الف) نمودار Nb-Ta-Nb (Caulfield et al., 2008)؛ (ب) نمودار Nb-Ta-Nb (Stolz et al., 1996) (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۷ است).



شکل ۱۲- نمودارهای تعیین کننده درجه ذوب بخشی و ژرفا به ترتیب: (الف) نمودار TiO₂-Yb (Gribble et al., 1998)؛ (ب) نمودار نسبت Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۷ است).

کتابنگاری

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه رسوبی، نشریه انجمن نفت، ۸۲، صص. ۱۹ تا ۲۸.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن، ۶۰۸ ص.
- بحرودی، ع. و عمرانی، ج.، ۱۳۷۸- ورقه زمین‌شناسی فرومد به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میاثو، ل.، ۱۳۹۴- سن سنجی Pb-U و تعیین ترکیب محل منشاء گندهای آداکیتی پسافیولیتی سبزوار، مجله پترولوژی اصفهان، ۲۳، صص. ۱۲۱ تا ۱۳۸.
- رادفر، ج. و کهنسال، ر.، ۱۳۸۱- ورقه زمین‌شناسی داورزن به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- زند، ز.، مهربانی، ب. و مسعودی، ف.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی و ژئز کانسارهای کرومیت پادفرم فرومد سبزوار، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شیرزادی، ع. ر.، ۱۳۷۷- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های مجموعه افیولیتی و پست افیولیتی نوار افیولیتی شمال سبزوار، واقع در شمال روستای فرومد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۳۰ ص.
- غنی، م.، ۱۳۸۹- بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگ‌های افیولیتی و سوپرا- افیولیتی محدوده افچنگ شمال باختری سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۹۴ ص.
- فروزش، و.، ۱۳۸۵- سنگ‌شناسی و منشأ افیولیت‌های منطقه افچنگ- شمال سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- قریب، ف. و فتوتی، و.، ۱۳۸۲- ورقه زمین‌شناسی جاجرمد به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵,۰۰۰، بیه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵,۰۰۰، جنوب کهنه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال، ر.، قربانی، م.، پورمعافی، م.، خلعت‌بری جعفری، م.، عمرانی، ج.، ذوالفقاری، ص. و سلیمانی، س.، ۱۳۹۴- زمین‌شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، ۹۷، صص. ۳۸۷ تا ۳۹۶.
- میرزایی، م.، ۱۳۸۹- پترولوژی و تحول ژئودینامیکی توالی پوسته‌ای افیولیت باغ‌جر- قره‌قلی، شمال خاوری سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۷۸ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م.، ۱۳۹۱- کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی شیست‌های آبی مجموعه‌ی دگرگون سلطان آباد (شمال شرق سبزوار)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱، صص. ۱۲۳ تا ۱۴۰.

نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م.، ۱۳۹۳- پتروژنز توده‌های نفوذی آداکیتی نوار افیولیتی شمال خاوری سبزوار، فصلنامه علوم زمین، ۹۴، صص. ۱۸۳ تا ۱۹۶.

وطن‌پور، ح. ر.، ۱۳۸۶- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ساختار کانسارهای کرومیت در افیولیت‌های شمال غرب سبزوار و ارائه مدل اکتشافی آنها، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۹۸ ص.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, scale 2,500,000. Geological Survey and Mining Exploration of Iran.
- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and petrography in the ophiolitic range NW of Sabzevar (NE-Iran) with special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite. 147 pp.
- Arculus, R. J., 1994- Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, 33, 189–208.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Elsevier, Tectonophysics* v. 451, p. 123-155.
- Baier, J., Audétat, A. and Keppler, H., 2008- The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 290–300.
- Bowen, N. L., 1915- The crystallization of haplosasaltic, haplodioritic, and related magma. *Am. J. Sci.*, 40, 161-185.
- Bryan, W. B., 1972- Morphology of quench crystals in submarine basalts. *J. Geophys. Res.* 77, 5812-5819.
- Caulfield, J. T., Turner, S. P., Dosseto, A., Pearson, N. J. and Beier, C., 2008- Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 273, 279-288.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems, *Lithos*, 113, 1-20.
- Dilek, Y., 2003- Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y. and Newcomb, S., eds., *Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 373*, p. 1–16.
- Donaldson, C. H., 1976- An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 187-213.
- Eftekhari-nezhad, J. and Aghanabati, A., 1992- Geological Quadrangle map of Jajarm 1:250,000 Geological Survey of Iran.
- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry, *Geology* 20, 153-156.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991–15019.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. and Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran, scale 1:1,000,000 Geological Survey of Iran.
- Faure, F. and Schiano, P., 2004- Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 331-344.
- Faure, F., 2001- Les textures de croissance rapide dans les roches magmatiques basiques et ultrabasiques: étude expérimentale et nanoscopique. *Thèse Université Clermont-Ferrand*.
- Faure, F., Troliard, G., Nicollet, C. and Montel, J. M., 2003- A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 251-263.
- Faustino, D. V., Yumul, Jr., Dimalanta, C. B., De Jusu, J. V., Zhou, M. F., Aitchison, J. C. and Tamayo, R. A., 2006- Volcanic-hypabyssal rock geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol ophiolite-Cansiwang Melange complex, Central Philippines *Geosciences*.
- Fisk, M. R., 1984- Depths and temperatures of mid ocean ridge magma chambers and composition of their source magmas, in ophiolites and oceanic lithosphere, edited by I G Gass, S J Lippard & A W Shelton, (Blackwell Sci Publ, Oxford), 17-23.
- Floyd, P. A., Kelling, G., Gökçen, S. L. and Gökçen, N., 1991- Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis Ophiolitic Melange, south Turkey. *Chemical Geology*, 89, 263–280.
- Gribble, R. F., Stern, R. J., Newman, S., Bloomer, S. H. and O’Hearn, T., 1998- Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins, *J. Petrol.*, 39, 125–154.
- Hebert, L. B., Asimow, P. and Antoshechkina, P., 2009- Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas. *Chemical Geology*, 266, 306–319.
- Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P. and Taylor, B., 2001- Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 2000GC000105, 2001.
- Juteau, T. and Maury, R., 1999- *Geologie de la croûte océanique: Petrologie et dynamique endogene*: Paris, Dunod, 367 p.
- Kelley, K. A., Plank, T., Grove, T. L., Stolper, E. M., Newman, S. and Hauri, E., 2006- Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *J. Geophys. Res.*

- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. and Gani, M., 2013a- Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 70–71, 209–230.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. and Mirzaie, M., 2013b- Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran. *Geological Magazine*, 150, 862-884.
- Kincaid, C., and P. S. Hall, 2003- Role of back arc spreading in circulation & melting at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 108, 2001JB001174.
- Kirkpatrick, R. J., 1978- Processes of Crystallization in Pillow Basalts, Hole 396B, DSDP Leg 46. In Dmitriev, L., Heirtzler, J., et al, *Init. Repts. DSDP*, 46, 271-282.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrology*, 27, 745-750.
- Lin, P. N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H., 1989- Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large-ion lithophile and rare element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *J. Geophys. Res.* 94:497- 4514.
- Lofgren, G. E., 1974- An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274: 243-273.
- Lofgren, G. E., 1980- Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In R. B. Hargraves, Ed., *Physics of Magmatic Processes*, p 487, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Martinez, F. and Taylor, B., 2002- Mantle wedge control on back-arc crustal accretion, *Nature*, 416, 417– 420.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent area of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15(6), 517–531.
- Mevel, C. and Velde, D., 1976- Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 32: 158-164.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T., 2004- Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from arc lavas rocks in the Kamchatka–Aleutian region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 275–293.
- Nicolas, A., 1989- Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere, *Petrology and structural geology*: Amsterdam, Kluwer Academic Publishers, 367 p.
- Noghreyan, M. K., 1982- Evolution géochimique, minéralogique et structurale d'un édifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie centrale) NE de l'Iran. *Thèse Sci.: Université Nancy, France*. 239 p.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. and 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* 234, 179–210.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 23, 251–285.
- Pearce, J. A. and Stern, R. J., 2006- Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives, *Geophysical Monograph*. American Geophysical Union 166, 63-86.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries; p. 525-548 in, Thorp, R.S., ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley and Sons, New York, 724 p.
- Pearce, J. A., 2003- Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolites Concept and Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America, pp. 269–293.
- Pearce, J. A., 2005- Mantle Preconditioning by Melt Extraction during Flow: Theory and Petrogenetic Implications, *J. Petrol.* 48, 973-998.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. and 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.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and 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. 26-34.
- Saccani, E. and Photiades, A., 2004- Mid-ocean ridge and supra- subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos*, 73, 229-253.
- Sadredini, E., 1974- Geologie and petrographic in Mittel teil des ophiolith zuges nordlich Sabzevar. These universite Saarbrucken.
- Saunders, A. D. and Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 16: 59-76.
- Schiffman, P. and Lofgren, G. E., 1982- Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde Pillow Basalts, central Washington. *Journal of Geology* 90: 49-78.
- Sengör, A. M. C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society of London Special Publication* 37, 119 181.

- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, B., Ghorbani, G., Tamura, A. and Ottley, Ch., 2015- Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, 27, 575-593.
- Shelley, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferred-orientations. London: Chapman & Hall.
- Shojaat, B., Hassanipaka, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1053–1067.
- Sinton, J. M., Bergmanis, E., Rubin, K., Batiza, R., Gregg, T. K. P., Grönvold, K., Macdonald, K. and White, S., 2002- Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: new evidence from the superfast-spreading East Pacific Rise, 17°-19° S. *J. Geophys. Res.*, 107 (B6).
- Stampfli, G. M. G. and Borel, R. M., 2002- A Revised Plate Tectonic Model for the Western Tethys from Paleozoic to Cretaceous. AAPG International Conference Barcelona, Spain.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. and Vervoot, J., 2006- Subduction factory processes beneath the Guguang cross-chain, Mariana arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (2), 202-221.
- Stern, R. J., Lin, P. N., Morris, J. D., Jackson, M. C., Fryer, P., Bloomer, S. H. and Ito, E., 1990- Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: Implications for the magmatic evolution of back-arc basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 210-225.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. *AAPG Bulletin* 52 (7), 1229–1258.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of continental margins*, Springer, New York, PP.873-887.
- Stolper, E. M. and Newman, S., 1994- The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 293-325.
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettle, B. and Hofmann, A. W., 1996- Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology* 24, 587-590.
- Sun, S. S. and 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.
- Swanson, S. E. and Schiffman, P., 1979- Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan Complex, Western Marin County, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 291-299.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 23, 147–150.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. and 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 Vulknosedimentaren Folgeprodukte im Ostteil des Bergzuges nordlich Sabzevar/Iran, These unive. Saarbuckten.
- Volpe, A. M., Macdougall, J. D. and Hawkins, J., 1988- Lau Basin basalts (LBB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in back arc basin mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 174–186.
- Walker, G. P. L., 1992- Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas. *Bull. Volcanol.*, 54, 459- 474.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993- High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multiphase melt extraction and a depleted mantle wedge, *Earth and Planetary Sciences, Letters*, 144, pp. 491-504.
- Yamagishi, H., 1985- Growth of pillow lobes-evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology* 13, 499–502.

Petrology and petrogenesis of pillow lavas of Forumad area, Northeast Iran

R. Kohansal^{1*}, M. Ghorbani², M. Pourmafi², M. Khalatbari Jafari³ and J. Omrani⁴

¹Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 November 23

Accepted: 2016 June 18

Abstract

The Forumad ophiolite pillow lavas crop out at west of Sabzevar and at the periphery of north central Iran microcontinent. These lavas include Upper Cretaceous pelagic limestone with microfossils and are classified in two Late Turonian- Santonian and Coniacian- Late Campanian groups. These basaltic pillow lavas have tubular and flattened forms, with external (vittrified), medial (variolite) and internal (intergranular) parts. Each part has its own texture with mineral composition of clinopyroxene $\pm$ plagioclase $\pm$ olivine. The medial part is characterized by formation of skeletal crystals of olivine and lesser extend of plagioclase, indicating high nucleation rate. The nature of Late Turonian- Santonian lavas is tholeiitic and Coniacian- Late Campanian lavas are tholeiitic and calc-alkaline. Despite of enrichment in LILE, relative depletion of HFSE, different enrichment in LREE and various linear trends of HREE which suggest the formation of pillow lavas in the arc environment and the heterogeneous mantle with varying degrees of partial melting, but low ratios of Th/ Yb, La/ Nb, Ce/ Nb and Ce/ Th indicate that they are more inclined to intermediate between IAB and MORB environments. Unlike Late Turonian – Santonian lavas, high ratios of La/Yb, Nb/ Yb in Late Coniacian – Late Campanian lavas represent mantle fertility and decrease of Nb/ Ta ratios as well as relative increase of Th exhibit the effect of partial melting of subducted slab in genesis of these lavas. The depth of partial melting was 40 to 70 km in the spinel lherzolite stability zone. It seems that the formation of Forumad ophiolitic pillow lavas is accrued in a marginal basin to a back arc basin of a supra-subduction zone.

Keywords: Forumad ophiolite, Pillow lava, Partial melting, Supra-subduction zone, Marginal basin.

For Persian Version see pages 147 to 158

*Corresponding author: R. Kohansal; E-mail: kohansal.reza@gmail.com