

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجور، جنوب نوشهر

محمد رضا انصاری^{۱*}، منصور وثوقی عابدینی^۲، مرتضی خلعتبری^۳، محمد هاشم امامی^۴، جعفر قمی اویلی^۵

۱- عضو هیات علمی تمام وقت دانشگاه آزاد اسلامی واحد جالوس.

۲- عضو هیات علمی تمام وقت دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.

۳- عضو هیات علمی تمام وقت پژوهشگاه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.

۴- عضو هیات علمی تمام وقت پژوهشگاه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.

۵- *عهده دار مکاتبات - (rezaansari2@yahoo.com)

چکیده

منطقه کجور در ۲۵ کیلومتری جنوب نوشهر و در زون ساختاری البرز مرکزی قرار دارد. واحدهای سنگی این منطقه را گدازه‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های تشکیل می‌دهند. نهشته‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش‌های اپی کلاستیک، اتوکلاستیک و کلاستیت‌ها هستند. البیون بازالت، آندزی بازالت و تراکی آندزیت جزء گدازه‌های آتشفشانی‌اند که در این نوارماگمایی فوران نموده‌اند. بررسی شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها حاکی از تغییر و تحولات پیوسته‌ای در آن‌ها شامل تبلور تفریقی، بافت غربالی، ظهور و حذف برخی کانی‌ها و خوردگی فنوکریست‌ها که نشانگر عدم تعادل ماگما هنگام تبلور در خزینه ماگمایی است. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی حاکی از طبیعت آکالان گدازه‌ها، غنی شدگی نمونه‌ها از LREE و عناصر ناسازگار و همچنین عناصر HREE نسبت به کندریت و گوشته اولیه و از لحاظ محیط تکتونوماگمایی تعلق آن‌ها به جایگاه بازالت‌های آکالان درون قاره‌ای (WPB) است و احتمالاً با مناطق مرتبط با تکتونیک کششی ایجاد شده‌اند.

واژگان کلیدی: زون البرز مرکزی، ماگمای آکالان، بازالت‌های درون قاره‌ای، کجور.

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب شهرستان نوشهر و دارای مختصات جغرافیایی 36° ، 30° - 36° ، 00° عرض شمالی و 51° - 52° طول خاوری است. از نظر تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران، این منطقه در قسمت مرکزی زون البرز قرار دارد (آنلز و همکاران ۱۹۷۵). در چهارچوب تهیه و انتشار نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش آمل مطالعاتی را در منطقه انجام داده‌اند. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز تحت عنوان نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده توسط سازمان زمین شناسی کشور منتشر شده است (نقشه زمین شناسی بلده). در شمال - شمال باختری ورقه بلده واحدهای کربناته کرتاسه بالایی به طور ناهمشیب به توسط سنگ‌های ولکانیکی بازیک تا حد واسط بر روی واحدهای متعلق به کرتاسه میانی گسترش یافته‌اند. وجود این نوارماگمایی بین آهک‌های پلاژیک به سن کرتاسه میانی و لایه‌های آهکی پلاژیک به سن کرتاسه بالا (سازند تیزکوه)، بیانگر تشکیل این سنگ‌های ولکانیکی در محیط دریایی نیمه عمیق تا عمیق است.

منطقه مورد مطالعه عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری و کربناته پلاژیک کرتاسه معادل با سازند تیزکوه تشکیل شده است. اما این سنگ‌ها به غیر از تشابهات سنی با مقطع نمونه، تفاوت‌های بارز لیتولوژیکی با دیگر

فرایندها و محیطهای تشکیل آنها دارند. به همین دلیل، محققین مختلف تقسیمات جداگانه‌ای را برای سنگ‌های این منطقه ارائه داده‌اند (شکل ۱).

۲- روش کار

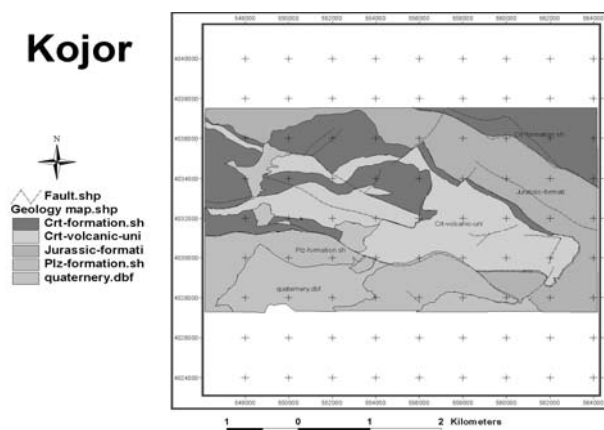
مطالعه این سنگ‌ها همانند دیگر مطالعات زمین‌شناسی به ترتیب مشتمل بر مطالعات کتابخانه‌ای، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و داده‌های ماهواره‌ای و پردازش آنها، بررسی‌های صحرایی رخنمون‌های سنگی، نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگی، تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، مطالعه پتروگرافی و انجام آنالیزهای شیمیایی بر روی ۱۸ نمونه از واحدهای مختلف سنگی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کشور کانادا بوده و نتایج آنالیزهای شیمیایی توسط نرم افزار پترولوژیکی GCDkit موجود پردازش شده اند.

۳- بحث

در شمال - شمال باختری ورقه بلده واحدهای کربناته کرتاسه بالایی بطور نا همشیب بتوسط سنگ‌های ولکانیکی بازیک تا حد واسط بر روی واحدهای متعلق به کرتاسه میانی گسترش یافته‌اند.

عمده تنوع سنگ‌های واحد ولکانیکی مذکور در محدوده بازالت، آندزیت بازالت، بازالت آندزیت، پیریت، توف‌های بازالتی، آگلومرا، برش‌های اتوکلاستیک، اپی کلاستیک و کلاستیت‌ها گاهاً در ظاهر لایه‌ای و گاه در ساختار گدازه‌های بالشی و یا همراه با آنها دیده می‌شوند.

وجود گدازه‌های بالشی (شکل ۲) در قسمت شرقی در ناحیه کجور دلالت بر نقش و حضور آب در شکل‌گیری چنین ساختاری می‌باشد. گدازه‌های بالشی معمولاً از ماگمای بازالتی با گرانیروی پایین تشکیل می‌شوند که در تماس با آب یا رسوبات اشباع از آب، حتی در توده‌های نفوذی کم عمق می‌تواند شکل گیرد (Walker, 1992). به دلیل کاهش نرخ سرد شدن به سمت مرکز، گدازه بالشی دارای فابریک منطقه‌ای می‌باشد. سطح خارجی آنها معمولاً دارای پوسته‌ای از اکسیدهای Fe-Mg می‌باشد که بعداً به پلاگونیت تبدیل می‌شوند. در اثر خرد شدن این پوسته نازک در آب سرد حاشیه ای Vitroclasts بوجود می‌آید (شلی، ۱۳۷۴).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی محدوده کجور

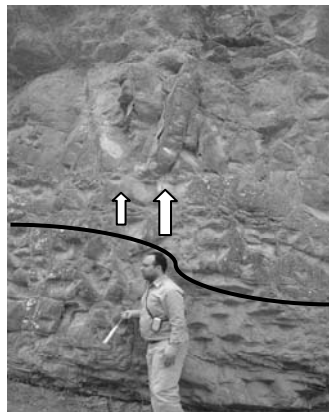
در محیط‌هایی غیر از پشته‌های اقیانوسی همچون دریایی کم عمق و مرتبط با فعالیت‌های کششی شرایط تشکیل گدازه‌های بالشی با اینکه حجم ماگمای تولیدی بسیار نسبت به پشته‌های اقیانوسی بسیار کم است می‌تواند مرتبط شیبدار بودن حوضه خروج ماگما باشد (شکل ۲).

Moor، (۱۹۷۵) در سواحل هاوایی مشاهده کرد که گدازه‌های بالشی زیر دریایی در شیب ۲۰ درجه و در زیر ده‌ها متر آب تشکیل می‌شوند. برجستگی‌های خمیری شکل گدازه تازه از منافذ خارج شده و در آب می‌غلطند و می‌توان ساخت‌هایی نظیر برش‌های اتوکلاستیک، اپی کلاستیک و کلاستیت‌ها را در این ارتباط دانست. تشکیل گدازه بالشی در شیب‌های کمتر مشاهده نشده است. یکی دیگر از ساختارهای جالب توجه در ایالت بازالتی کجور درزه‌های ستونی (Columnar Joints) است که مرتبط با دایک‌های تغذیه کننده (Feeder dike) است و در نواحی اوپل و نیمور دیده می‌شوند (شکل ۳).

ستون منشوری این بازالت‌ها به دلیل کشش حاصل از چروکیدگی و ایجاد درزه‌های استرس کششی شکل می‌گیرند. لازم به ذکر است که گرچه ایالت بازالتی در ناحیه کجور رخنمون نسبتاً وسیعی دارد اما در این ناحیه بازالتی احتمالاً در هسته ناودیس کجور قرار گرفته و ضخامت این مجموعه بدلیل شکستگی و راندگی‌های موجود در این ناحیه بیش از مقدار واقعی بوده و بدلیل راندگی خاص البرز و ساختارهای دوپلکس لایه‌ها تکرار شده‌اند. در ناحیه اوپل با یک چنین ساختاری ناودیسی مانند مواجه هستیم که اندازه‌گیری ضخامت را دچار اشکال می‌کند.



شکل ۴: باند آگلومرایی به همراه قطعات مدور دره اوپل



شکل ۳: درزه‌های ستونی چند ردیفی



شکل ۲: ساخت‌های بالشی شکل دره نیمور

یکی از ویژگی‌های چینه‌ای این منطقه ولکانیکی وجود یک باند آگلومرایی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر در افق‌های میانی تا فوقانی این مجموعه می‌باشد (شکل ۴) از ویژگی‌های این افق آگلومرایی علاوه بر وجود قطعات بیضوی تا مدور آتشفشانی، زینولایت‌های مدور صورتی رنگ ولکانی کلاست است که گاه تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر قطر دارند. چنین افق آگلومرایی در تمام پیمایش‌های این منطقه ولکانیکی مشاهده می‌شود و آن را می‌توان بعنوان یک طبقه کلیدی بکار برد چه این‌که در مناطقی مانند ناحیه کجور این افق آگلومرایی به دلیل گسل خوردگی در جاهای مختلف تکرار شده است.

گدازه‌های بازیک تا حد واسط در برخی نقاط گدازه‌هایی با ترکیب الیوین بازالت، آندزی بازالت و تراکی آندزیتی‌اند که به صورت میان لایه‌ای با نهشته‌های پیروکلاستیک و یا بر روی آن‌ها قرار دارند.

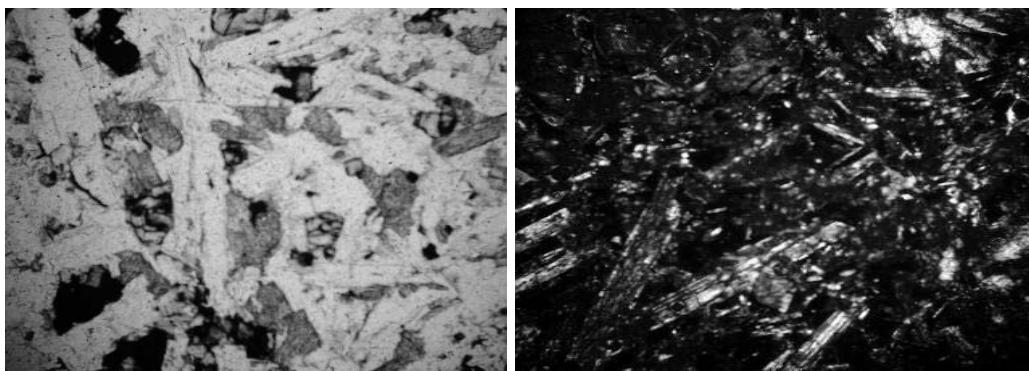
الیوین بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های تیره قرار دارند. عموماً بافت پورفیری و در برخی نقاط بافت گلومروپورفیری دارند. از کانی‌های فرعی آن‌ها می‌توان به اکسیدهای آهن و از کانی‌های ثانویه نیز به ایدنگسیت، کلریت اشاره کرد. بلورهای پلاژیوکلاز در برخی موارد دارای بافت غربالی می‌باشند (شکل ۵). اگر خوردگی کانی‌ها را قابل مقایسه با ایجاد بافت‌های غربالی بدانیم، بدون شک یکی از عوامل بروز این پدیده را می‌توان کاهش فشار وارد بر ماگما یا افت سریع فشار در خلال صعود دانست، (Tesuchiyama, 1985).

کلینوپیروکسن‌ها معمولاً شکل دار بوده و بصورت مقاطع هشت ضلعی یا حالت منشوری پهن قابل مشاهده‌اند. گاهی در حاشیه این بلورها خلیج خوردگی نیز مشاهده می‌شود. با توجه به زاویه خاموشی آن‌ها، از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. الیوین‌ها غالباً خورده شده‌اند. الیوین و گاهی اوقات کلینوپیروکسن، هر دو متحمل ایدنگسیتیزاسیون شده‌اند اما الیوین بیشتر تحت تأثیر این پدیده قرار گرفته است و در اغلب موارد بجز اسکلت اولیه، هیچ گونه آثاری از کانی اولیه را نمی‌توان مشاهده کرد.



شکل ۵: الیوین بازالت با بافت گلومروپرفیریک و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و الیوین با بافت اسکلتی بزرگنمایی ۴۰* XPL

دیابازها با بافت اینترگرانولار و جهت‌یابی تصادفی کانی‌های تخته‌ای شکل پلاژیوکلاز که در فضای ما بین آن‌ها دانه‌های پیروکسن و کانی‌های اپاک قرار گرفته‌اند. بافت این سنگ‌ها عمدتاً پورفیری است. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز گاه تا چند میلی‌متر نیز می‌رسد و در مواردی به کانی‌های کلریت، کلسیت و سریسیت تجزیه شده‌اند کلینوپیروکسن‌ها نیز عمدتاً در اثر عملکرد پدیده دگرسانی تا حدی به کلریت تبدیل شده‌اند، کانی کلریتی در شکل ۶ به رنگ سبز دیده می‌شود.



شکل ۶: دیاباز با بافت اینترگرانولار بزرگنمایی ۴۰* XPL

گدازه‌های بازالتیک آندزیت- آندزیتی منطقه کجور در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند و درشت بلورهای کشیده و در بعضی موارد گرد شده پلاژیوکلاز در سطح آن‌ها بخوبی قابل تشخیص است. بافت این سنگ‌ها عمدتاً پورفیری با خمیره میکرولیتی - شیشه‌ای می‌باشد. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز گاه تا ۱۰ میلی‌متر نیز می‌رسند و در مواردی به کانی‌های ثانویه و سریسیت تجزیه شده‌اند. بافت‌های غیر تعادلی مانند بافت غربالی و خوردگی نیز در آن‌ها دیده می‌شود. زمینه نیز شامل بلورهای ریز پلاژیوکلاز، شیشه ولکانیکی و به مقدار

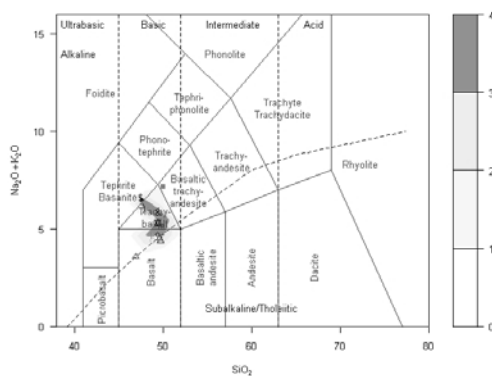
خیلی کم کوارتز ثانویه است. میکروولیت‌های کلینوپیروکسن، نیز کلریتی شده‌اند. از کانی‌های فرعی آن‌ها می‌توان به اکسیدهای آهن و به مقدار خیلی کم آپاتیت اشاره کرد. از کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، سربیسیت و کوارتز را نیز می‌توان نام برد (شکل ۷) (Hoofmann, 1988).

خوردگی‌های خلیج مانند و بافت‌های غربالی و اسکلتی از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌هاست. این ویژگی‌ها ممکن است ناشی از تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور در اثر ورود دوره‌ای ماگمای تازه به درون مخزن، آرایش و هضم مواد خارجی در ماگما، کاهش فشار وارد بر ماگما در خلال صعود، افزایش فشار بخار آب در اثر صعود ماگما و جدایش آب محلول در ماگما به صورت یک فاز مجزا و افزایش دمای ماگما در نتیجه ورود یک ماگمای تازه داغتر به درون مخزن باشد.

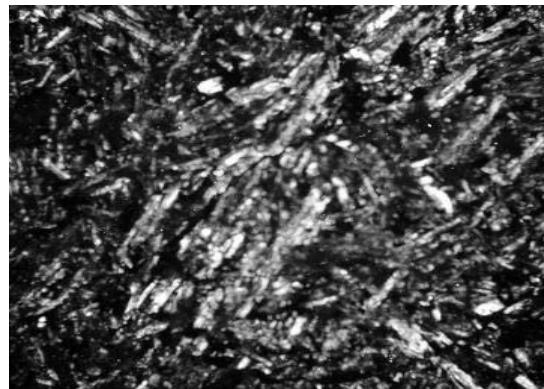
۴- ژئوشیمی

۴-۱- رده‌بندی

نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به جدول ۱ در طبقه‌بندی شیمیایی TAS (Le Bas and et al., 1986) در محدوده‌های تراکی بازالت، بازالت، تراکی آندزی بازالت و تفریت بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۸).



شکل ۸: نمودار طبقه بندی شیمیایی TAS (Le Bas and et al., 1986)

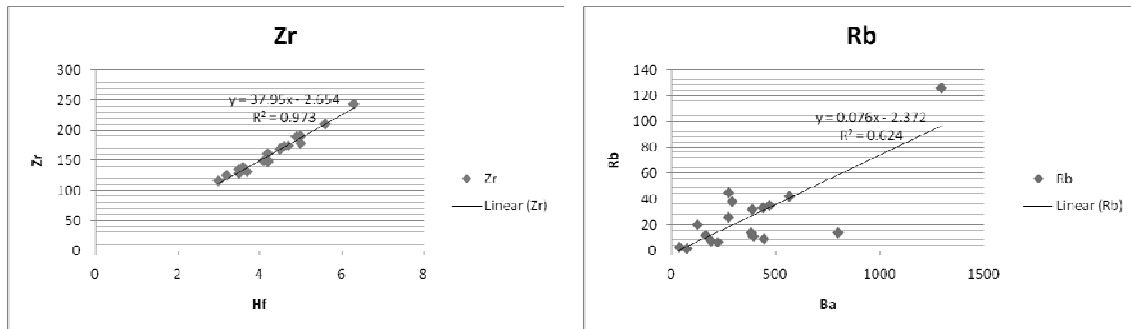


شکل ۷: بازالتیک آندزیت با بافت میکروولیتی با خمیره شیشه ای

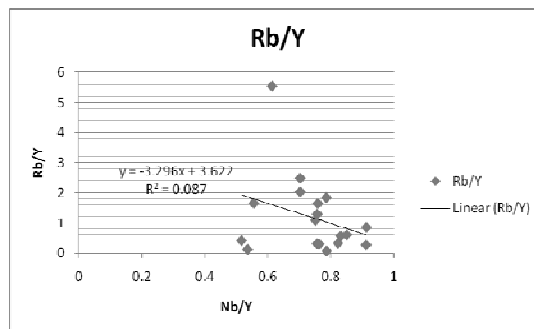
۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر

در دیاگرام‌های تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس، روندهای تفریقی بخوبی مشخص می‌باشند. این روندها ناشی از تبلور فازهای مختلف کانی‌ها نظیر الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و ... است. روندهای مزبور مبین تغییرات موجود بین سنگ‌های منطقه و ارتباط آن‌ها با یکدیگر است. به منظور تعیین این که کدامیک از فرآیندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی موجب این ارتباط شده‌اند از دیاگرام‌های تغییرات دو عنصر ناسازگار یا یک عنصر سازگار و یک عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر استفاده شده است.

اگر دیاگرام‌های دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبت که از مبدأ مختصات نیز بگذرد را نشان دهند و همچنین دیاگرام‌های عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار روند خطی و منفی نشان دهند، در این صورت فرآیند اصلی تبلور تفریقی می‌باشد. در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی ارتباط می‌باشد (Rogers and et al., 1984). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام‌های Rb-Ba و Hf-Zr روندهای خطی مثبتی نشان می‌دهند (شکل ۹). و در دیاگرام‌های نسبت عناصر ناسازگار Rb/Y-Nb/Y نیز این سنگ‌ها از انطباق خوبی با یکدیگر برخوردارند (شکل ۱۰). این دیاگرام‌ها همگی بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های منطقه می‌باشند.



شکل ۹: نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار. ملاحظه می‌شود که بین این جفت عناصر روند افزایشی مثبت وجود دارد



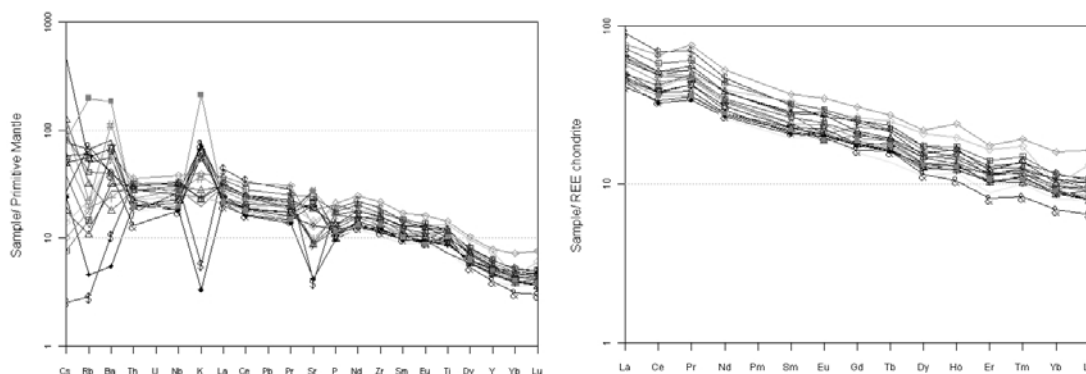
شکل ۱۰: نمودارهای نسبت - نسبت عناصر ناسازگار. تمامی نمونه‌ها از ارتباط و انطباق خوبی با یکدیگر برخوردارند

۴-۳- دیگرام‌های عنکبوتی

دیگرام‌های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت نمونه‌های سنگی منطقه بیانگر غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و عناصر ناسازگار و همچنین عناصر HREE نسبت به کندریت می‌باشند، دیگرام‌های عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه نمونه‌های سنگی منطقه نیز بیانگر غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و عناصر ناسازگار K، Th، Rb و عناصر HREE، Ta، Ti، Nb نسبت به گوشته اولیه می‌باشند. با چشم پوشی از تغییرات رفتاری بعضی عناصر متحرک نظیر Cs، Rb، Sr، Ba، K، سنگ‌های ولکانیکی کجور در دیگرام‌های عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه الگوی کاهشی با شیب نسبی آرام را به نمایش می‌گذارند. عدم وجود آنومالی منفی Nb و همچنین عناصر HFS نظیر Ta، Zr، Hf و Ti بیانگر این است که بازالت‌های منطقه کجور از نوع جزایر کمانی (IAB) هم نیستند (Ewart et al, 1998). به علاوه، هماهنگی الگوهای توزیع و عناصر ناسازگار بین نمونه‌ها بیانگر ارتباط زایشی این سنگ‌ها با یکدیگر است. وجود چنین ویژگی‌هایی از مشخصات بارز ماگماتیسم آکالن درون قاره‌ای (WPB) است، که در این محیط‌ها فراوانی عناصر ناسازگار بیشتر از سنگ‌های ماگمایی متعلق به پشته‌های میان اقیانوسی می‌باشد، بنابراین یک منشا غنی شده از عناصر ناسازگار و درجه ذوب بخشی پایینی برای ماگمای والد پیشنهاد می‌گردد (Notsu and et al., 1995; Hofmann, 1988; Rollinson, 1993).

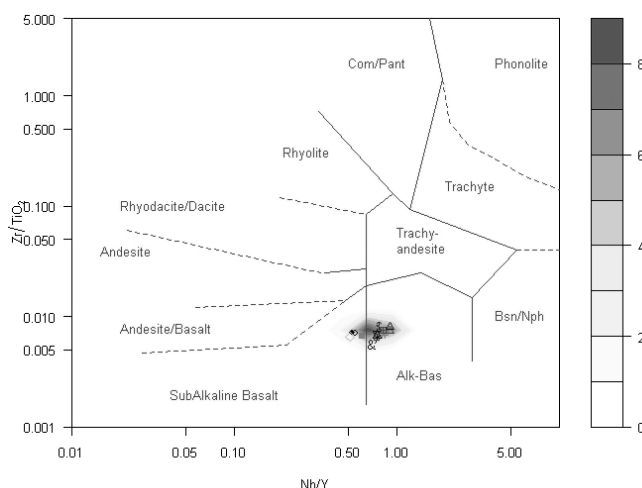
۴-۴- نمودارهای محیط تکتونیکی

سنگ‌های ولکانیکی کجور با استفاده از دیگرام TAS در شکل (۸) و نمودار Zi/Ti در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1976) (شکل ۱۲) نمونه‌ها اکثراً در حول و حوش مرز جدایش آکالنی بازالت و ساب آکالنی بازالت قرار گرفته‌اند. عمده گرایش عمومی آن‌ها به آکالنی بازالت بیش از بازالت ساب آکالن می‌باشد.



شکل ۱۱: الف) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1977)، ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1988)

نمودار شکل ۸) هم جزئی از نمودار (Irvine and Baragar, 1971) می‌باشد که مرز جدایش سری‌های آلکان از ساب آلکان را در دیاگرام TAS به نمایش گذاشته است. غالب نمونه‌ها گرایش به سری آلکان بیش از ساب آلکان دارند.

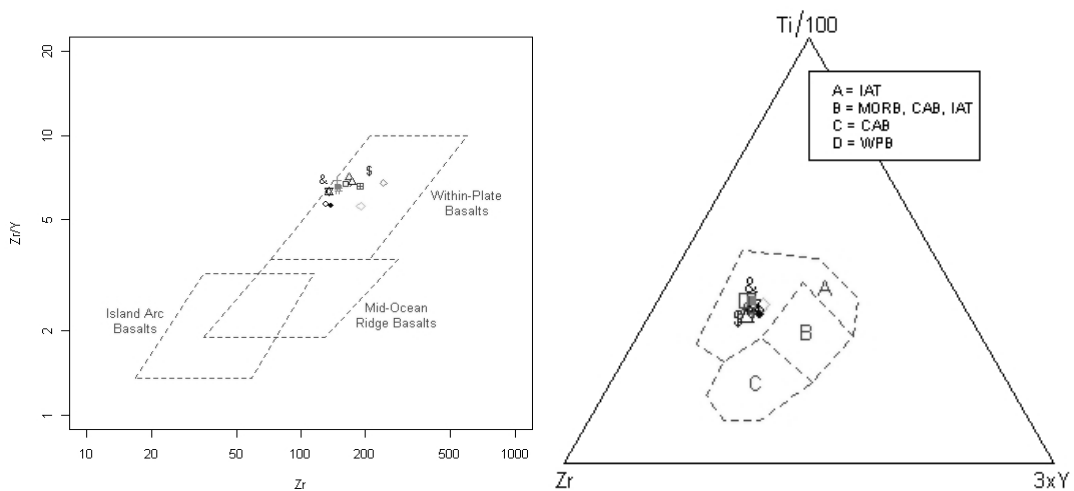


شکل ۱۲: نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1976)

برای تعیین محیط تکتونوماگمایی ولکانیک‌های منطقه کجور از دیاگرام‌های (Pearce and Cann, 1973) و (Pearce and Norry, 1979) استفاده شده است (شکل ۱۳) (Pearce, 1982). در این نمودارها که از عناصر ناسازگار و غیر متحرک Zr و Ti , Y جهت تقسیم‌بندی میدان‌های مختلف استفاده شده است. تمامی نمونه‌های سنگ‌های ولکانیکی منطقه کجور در محدوده بازالت‌های داخل ورقه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند.

۵- بحث و نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه کجور، جنوب نوشهر در زون البرز مرکزی عمدتاً از نهشته‌های آذرآواری و روانه‌های الیوین بازالت، آندزی بازالت تشکیل شده‌اند. مطالعات رخساره‌شناسی صحرایی حاکی از محیط خروج و فوران زیرآبی و گاه فوران‌های هوایی است.



شکل ۱۳: نمودارهای مثلث‌های Pearce & Cann, (1973) و Pearce & Norry, (1979) جهت تفکیک محیط تکتونوماگمایی انواع بازالت‌ها

بعلاوه، مطالعات صحرایی، پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی بخصوص داده‌های عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار حاکی از نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه می‌باشد. سنگ‌های مزبور عمدتاً دارای ماهیت آلکالن و گاه ساب آلکالن و از لحاظ موقعیت تکتونیک در محدوده بازالت‌های داخل ورقه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند و احتمالاً با مناطق مرتبط با تکتونیک کششی ایجاد شده‌اند.

۶- سپاسگزاری

این پژوهش در راستای قرارداد طرح پژوهشی، (بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی منطقه کجور، جنوب نوشهر) ما بین معاونت پژوهشی واحد چالوس و اینجانب محمد رضا انصاری (مجری طرح) ارایه گردیده، لذا بر خود میدارم از معاونت محترم پژوهشی، دکتر جعفر قمی اوپلی کمال تشکر را داشته باشم.

۷- منابع

- ۱- سازمان زمین شناسی کشور نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده.
- ۲- شلی، د.، ۱۳۷۴. بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی ترجمه عباس آسیابان‌ها (انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی)
- 3- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd ed., Blackwell science Ltd, 729p.
- 4- Ewart, A.; Collerson, D. and et al., 1998, *Geochemical evolution within the Tonga –kermadec-lau arc-back arcsystem*.
- 5- Hoofmann, A.W., 1988, *Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantel, continental crust and oceanic crust*. *Earth planet Sci.*
- 6- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, *A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*. *Can. J. Sci.*, 8, 523-548.
- 7- Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin., 1986, *A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagrame*. *J. Petrol.*, 27, Part 3, 745-750.
- 8- Nakamura, N., 1974, *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38, 757-775.
- 9- Notsu, K.; Fujitani, T.; Ui, Ti; Matsuda, J. and Ercan, T., 1995, *Geochemical features of collision related volcanic rocks in central and eastern Anatoli, Turkey*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64, 171-192.
- 10- Pearce, J.A., 1982, *Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries*. In: Thorpe, R.S. (eds), *Andesites.*, Wiley., 525-548.

- 11- Rogers, J.J.W. and Rayland, P.C., 1980, Trace elements in continental margin magmatism. Part I. Geol. Soc. Am. Bull, 91, 196-198.
- 12- Rogers, J.J.W.; Suayah, L.B. and Edwards, J.M., 1984, Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. Geol. Soc. Am. Bull, 95, 1437-1445.
- 13- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation . Longman.
- 14- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes.
- 15- Tsuchiyama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites, Contrib. Mineral. Petrol. 89, 1-16.
- 16- Walker, G.P.I., 1992, Morphometric study of pillow – size spectrum among pillow lava. Bull. volc.
- 17- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1976, Geochemical magma type discrimination to altered and metamorphosed basic igneous rocks, Earth planet Sci.