Archive of SID

تابستان ۸۸، سال هجدهم، شماره ۷۲، صفحه ۱۱ تا ۲۴

بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های فرامافیک - مافیک خاور فریمان، شمال خاوری ایران

نوشته: غلامعلی معاف پوریان*، محمد پورمعافی*، منصور وثوقی عابدینی*، محمد هاشم امامی**، محمدرضا جان‌نثاری** و استفان پارمن***

*دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم‌زمین، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
**سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
***دپارتمان زمین‌شناسی، دانشگاه دورهام، دورهام، انگلستان

تاریخ دریافت: ۲۵ / ۰۶ / ۱۳۸۶ تاریخ پذیرش: ۰۸ / ۰۴ / ۱۳۸۷

چکیده

رخنمون‌های پراکنده متشکل از سنگ‌های فرامافیک- مافیک و میان لایه‌های رسوبی در شمال خط‌واره فریمان - تربت جام را به طور عمده در مناطق باختر مشهد، خاور فریمان و شمال تربت جام در منطقه آق دربند می‌توان ملاحظه کرد. مطالعه این سنگ‌ها در خاور فریمان، شواهد صحرایی، مانند وجود سیماهای بالشی و برشی را ارائه کرد که از ماهیت آتشفشانی تا کم‌ژرفای این سنگ‌ها حکایت دارد، ضمن آن که مشاهده انواع بافت‌های نامتعادل شامل اولیوین‌ها و پیروکسن‌های کشیده و توخالی، به صورت بافت پیروکسن اسپینیفکس و بافت اولیوین میکرو اسپینیفکس، به ترتیب در سنگ‌های مافیک و فرامافیک و همچنین حضور شیشه بر همین اساس توضیح داده می‌شود. بنابراین ماهیت آتشفشانی تا کم‌ژرفای این سنگ‌ها آشکار بوده و با توجه به معیارهای زمین‌شیمیایی تعریف شده توسط IUGS در خصوص انواع سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO نمونه‌های فرامافیک- مافیک خاور فریمان را می‌توان به ترتیب در ردیف سنگ‌های کماتئیتی، پیکریتی و بازالتی قرار داد. تفاوت‌های اساسی دیده شده در زمینه زمین‌شیمی این سنگ‌ها مانند نسبت‌های مختلف بین عناصر ناسازگار نامتحرک و الگوهای متفاوت تغییرات REE و عنکبوتی را نمی‌توان صرفاً بر اساس اختلاف در شرایط و درجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای یکنواخت و یا فرایندهای AFC توضیح داد. بنابراین وجود یک منبع گوشته‌ای ناهمگن و یا سازوکار ذوب دینامیک را در این زمینه می‌توان محتمل دانست. علاوه بر ناهمگنی ذکر شده که با انگاره منبع پلوم گوشته‌ای قابل توجیه است، نسبت‌های عناصر ناسازگار نامتحرک مانند $(Nb/Th)_N$ در برابر $(Nb/La)_N$ و Nb/Th در برابر Zr/Y را که به نسبت‌های دیده شده در بازالت‌های مربوط به جایگاه دشت‌های اقیانوسی (OPB) شباهت دارد و همچنین موقعیت نمونه‌ها در نمودار نسبت Zr/Y در برابر Nb/Y که بالاتر از خط ΔNb قرار می‌گیرند را بر همین اساس یعنی نقش پلوم گوشته‌ای در سنگ‌زایی سنگ‌ها می‌توان توضیح داد. در اینجا، پیدایش بافت‌های نامتعادل نیز به فروتافت(Undercooling) ماگماهای فراتافته نشأت گرفته از پلوم گوشته‌ای در حال صعود و نیز رشد سریع بلورها نسبت داده می‌شود. این استدلال با داده‌های موجود در خصوص شیمی بلورهای اولیوین مبنی بر میزان بالای Fo که تا حداکثر 0.93 در یک نمونه کماتئیتی بالغ می‌شود و از وجود مذاب‌های والد دما بالا و سرشار از MgO حکایت داشته، مطابقت می‌کند. بر این اساس، مقدار MgO ماگمای والد در حدود ٪۲۳/۷۴ و دمای آن بین C^o ۱۴۷۰ تا ^{o}۱۵۳۵ برآورد می‌شود. مقادیر ذکر شده فراتر از حدی است که از یک محیط وابسته به فرورانش و یا حتی مورب عادی انتظار می‌رود و بیشتر با دمای حاکم بر محیط‌های مرتبط با نقاط داغ و متأثر از پلوم‌های گوشته‌ای شباهت دارد.

کلید واژه‌ها : فرامافیک - مافیک، کماتئیت، بافت نامتعادل، بافت اسپینیفکس.

۱. مقدمه

از نظر بیشتر نویسندگان سنگ‌های فرامافیک- مافیک و میان‌لایه‌های رسوبی خاور فریمان هم ارز با رخنمون‌هایی هستند که در باختر مشهد، در امتداد خط‌واره تربت جام- فریمان دیده می‌شود (مانند Magidi,1983,1981 و افتخار نژاد و بهروزی، ۱۳۷۰). بنابراین نظرها و تفسیرهای ژئودینامیکی مطرح شده در خصوص توالی یاد شده را که اغلب بر اساس مطالعه رخنمون‌های باختر مشهد ارائه شده می‌توان در مورد توالی‌های خاور فریمان نیز تعمیم داد. در این زمینه می‌توان به دیدگاه‌های Berberian (1981), Stocklin (1977, 1968), Alavi (1991,1979), Diefenbach et al. (1986), Stocklin & Nabavi(1973)، پور لطیفی و همکاران (۲۰۰۱)، طاهری و قائمی(۱۹۹۴) اشاره کرد که مجموعه سنگ‌های مورد بحث را در ردیف سنگ‌های افیولیتی قرار داده و آنها را به عنوان آثار زمین درز دیرینه تتیس معرفی می‌کنند. از سوی دیگر Magidi (1983, 1981) نظر متفاوتی مطرح ساخته و سری سنگی یاد شده را به عنوان یک توالی آتشفشانی- رسوبی عادی شامل گدازه‌های فرامافیک - مافیک مغاکی (آبیسال) تولیئت غنی ازMgO با گرایش کماتئیتی معرفی کرده‌اند. Sabzehei(1996) نیز نظر مشابهی را مطرح کرده و مجموعه سنگ‌های فرامافیک - مافیک باختر مشهد را در زمره سنگ‌های سری کماتئیتی قرار می‌دهد. بنابراین می‌توان به نبود یک توافق عمومی در رابطه با ماهیت واقعی سنگ‌های مورد بحث اشاره کرد و جالب آن که به‌رغم شمار زیاد مطالعات انجام شده در خصوص این سنگ‌ها، بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام شده تنها بر اساس داده‌های عناصر اصلی و فرعی صورت پذیرفته و معدود داده‌های موجود در خصوص عناصر کمیاب که در قالب چند پایان‌نامه تهیه شده نیز چندان قابل اعتماد نیستند و در حقیقت می‌توان‌دریافت که زمین‌شیمی و سنگ‌زایی‌مجموعه سنگ‌های فرامافیک - مافیک خاور خط‌واره فریمان- تربت‌جام به‌رغم اهمیت فوق‌العاده آنها، کماکان ناشناخته مانده است. به این ترتیب داده‌های ارائه شده در مقاله حاضر را شاید بتوان اولین گزارشی به شمار آورد که در آن به بررسی سنگ‌زایی این سنگ‌ها بر اساس مجموعه‌ای از داده‌ها، شامل طیف کامل عناصر کمیاب و شیمی بلورهای اولیوین در نمونه‌های فرامافیک پرداخته شده است. داده‌های تهیه شده حاصل تجزیه ۱۵ نمونه از سنگ‌های فرامافیک - مافیک خاور فریمان است که با روش‌های مطمئن تهیه شده است.

۲. زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرایی

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون بینالود به شمار می‌آید (نبوی، ۱۳۵۵) و برونزدهای توالی مورد مطالعه اغلب در مجاورت گسل‌هایی که در راستای شمال باختری- جنوب خاوری قرار دارند، دیده می‌شود. سنگ‌های فرامافیک - مافیک در تناوب با لایه‌های رسوبی آواری و آهکی، به صورت رخنمون‌های پراکنده در مناطق شمالی و خاوری فریمان دیده می‌شوند و در حقیقت بخشی از مجموعه رخنمون‌های پراکنده متشکل از توالی واحدهای فرامافیک - مافیک و لایه‌های رسوبی شمال خط‌واره

www.SID.ir

Archive of SID

فریمان- تربت جام به شمار می‌آیند. توالی مورد مطالعه علاوه بر خاور فریمان به طور عمده در نواحی باختر مشهد و شمال تربت جام در منطقه آق دربند نیز مشاهده می‌شود. در ناحیه خاور فریمان رخنمون‌های یاد شده را بویژه در مناطق شمالی و شمال خاور سفید سنگ می‌توان مشاهده کرد. در این نواحی، با توجه به عملکرد گسل‌های متعدد رخنمون‌های توالی مورد مطالعه را اغلب در همبری‌های گسلی با سازندهای جوان‌تر می‌توان مشاهده کرد که کار مطالعات‌صحرایی این سنگ‌ها را تا حدودی‌دشوار می‌سازد(شکل۱). سن توالی مورد بحث بر اساس مطالعات انجام شده بر روی میکرو فسیل‌های یک نمونه آهکی توسط Bozorgnia(1973)، Asselian تا Sakmarian تعیین شده است. علاوه بر این Kozur & Mostler (1991) بر اساس کنودونت‌های مشاهده شده در یک نمونه چرت سرخ رنگ زمان تشکیل این سنگ‌ها را به بخش بالایی پرمین زیرین نسبت داده‌اند. در توالی مورد مطالعه در لایه‌های رسوبی با ترکیب پلیتی، توسعه برگ‌وارگی در حد رخ اسلیتی به موازات لایه‌بندی دیده می‌شود که با چیرگی میدان تنشی که در آن σ_1 در جهت قائم بوده، مطابقت دارد. پیدایش چنین میدان تنشی را بر اساس استقرار توام با اعمال فشار توده گرانیتوییدی که برونزدهای آن در امتداد خط واره تربت جام- فریمان به فراوانی مشاهده می‌شود بهتر می‌توان توجیه کرد تا عملکرد نیروهای کوهزایی وابسته به همگرایی صفحات، زیرا در این شرایط، در میدان‌تنش حاکم، σ_1 در جهت افقی قرار داشته و انتظار می‌رود که برگ‌وارگی به موازات سطح محوری چین‌ها توسعه یافته باشد. بر اساس مشخصه‌های ظاهری مانند رنگ، بافت و نوع رخنمون به سادگی می‌توان سنگ‌های مافیک و فرامافیک را روی زمین از یکدیگر تشخیص داد. نمونه‌های مافیک اغلب دارای رنگ تیره متمایل به سبز و یا سبز بوده بافت نادیدا (آفانتیک)تا ریزدانه دارند ضمن آن که تنها در یک مورد که به نمونه دایک مافیک مربوط می‌شود، بافت پیروکسن اسپنیفکس مشاهده شد (شکل ۵). این سنگ‌ها اغلب به صورت سیل‌هایی با ستبرای متفاوت ۲ تا ۲۰ متر، در مواردی به صورت گدازه و به‌ندرت به صورت دایک مشاهده می‌شوند. نمونه‌های فرامافیک دارای رنگ تیره متمایل به خاکستری و بافت نادیدا بوده و اغلب به صورت روانه‌های گدازه با سیماهای برشی، بالشی تا توده‌ای مشاهده می‌شوند (شکل2B).

۳. نمونه برداری و روش‌های تجزیه

در شکل ۱ محل برداشت نمونه‌ها مشخص شده است و چنان که مشاهده می‌شود بجز نمونه‌های F89, F57, F55, F1, F97 و F104 دیگر نمونه‌ها، از گسترده‌ترین رخنمون واحدهای سنگی مورد بحث که در فاصله ۱۵ کیلومتری از مسیر سفید سنگ به شاهان گرماب واقع گردیده، تهیه شده است.

آماده سازی نمونه‌ها و تهیه پودر نمونه‌ها با استفاده از هاون‌های آگات در دانشگاه دورهام در انگلستان انجام شد. داده‌های عناصر اصلی، فرعی و عناصر جزئی Zr ,Cr و Sc به روش XRF و با استفاده از طیف سنج مدل PW2404 در دانشگاه ادینبورگ تهیه شده است. جزئیات روش شامل نحوه تهیه دیسک‌های شیشه‌ای و قرص‌های پودر فشرده که به ترتیب برای تجزیه عناصر اصلی و جزئی مورد استفاده قرار گرفتند در Fitton et al. (1998) ارائه شده و در این جا تنها به درج مقادیر σ و rmsd در جدول ۱ اکتفا می‌شود، معیارهای ذکر شده به ترتیب میزان دقت و صحت داده‌های مورد استفاده را بازتاب می‌کند. داده‌های مربوط به سایر عناصر جزئی (جدول ۲) در دانشگاه دورهام و با استفاده از روش ICP - MS تهیه شده است. مقادیر S.D (انحراف معیار) و R.S.D (انحراف معیار نسبی) داده‌ها که به ترتیب معیارهای کیفی دقت و صحت داده‌ها به‌شمار می‌آیند، بر اساس نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌های تکراری، نمونه‌های بلانک و طیفی از استانداردهای مختلف با ترکیب‌های گرانیتی تا پریدوتیتی تعیین شده است. داده‌های مربوط به شیمی بلورهای اولیوین(جداول۴ و ۵) در دانشگاه ادینبورگ و با استفاده از دستگاه الکترون‌میکروپرب مدلCAMECA SX100 تهیه‌شده‌است. همهٔ تجزیه‌ها در شرایط شعاع الکترونی1Kv ، ولتاژ متناوب، جریان 20 nA و اندازه نقاط 1um انجام شده است. خطوط اولیه پرتو X با استفاده از ترکیب فلزهای خالص، اکسیدهای ساختگی و کانی‌های طبیعی با ترکیب شناخته شده، کالیبره و ترکیب کانی‌های نامشخص با استفاده از روش تصحیح PAP matrix تعیین شده و اکسیژن در تمام تجزیه‌ها، توجه به روابط استوکیومتری مشخص شده است.

۴. سنگ‌نگاری

در بررسی میکروسکوپی سنگ‌های مافیک و فرامافیک، می‌توان تنوع بافتی قابل ملاحظه‌ای را مشاهده کرد که از تاریخچه متفاوت سرد شدن آنها حکایت دارد. در ادامه بحث، ابتدا به تشریح مشخصه‌های بافت میکروسکوپی نمونه‌های مافیک و فرا مافیک و تفسیر این ویژگی‌ها پرداخته و سپس زمین‌شیمی این سنگ‌ها را بررسی خواهیم کرد.

۴-۱. سنگ‌های فرامافیک

در کیلومتر ۱۵مسیر سفید سنگ- شاهان گرماب واقع در خاور فریمان رخنمونی از یک جریان گدازه فرامافیک به نسبت ستبر را می‌توان دید که با توجه به تفاوت‌های مشاهده شده در زمینه بافت، میزان نسبی کانی‌ها و ترکیب دارای ساختار لایه‌ای بوده و به عنوان یک جریان گدازه کماتئیتی لایه لایه معرفی شده است (معاف پوریان و همکاران، ۱۳۸۶). ویژگی‌های سنگ‌نگاری بخش‌های مختلف این جریان به قرار زیر است.

- روانه کماتئیتی لایه‌ای

این روانه شامل سه بخش است که به ترتیب از بخش بالایی آن به طرف پایین عبارتند از بخش خرد شده، بخش اولیوین میکرواسپینیفکس و بخش انباشتی. بخش خرد شده دارای رنگ بسیار تیره، بافت نادیدا و فاقد درشت‌بلور (Aphyric) است. فابریک خرد شده گدازه به‌صورت شکستگی و یا ترک‌های چند ضلعی بسیار ظریف کم و بیش بر سطح سنگ قابل مشاهده است (شکل A ۳) و به خوبی با توصیف مطرح شده از بخش برشی جریان‌های کماتئیتی مطابقت دارد (مانند Arndt et al., 1977). در این بخش از گدازه اولیوین، کلینوپیروکسن، کانه‌های کدر و شیشه اجزای تشکیل دهنده سنگ به‌شمار می‌روند (شکل B ۳، نمونه F28J). اولیوین به صورت بلورهای هم بعد شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و یک پارچه (Solid) با ابعاد متفاوت مشاهده می‌شود به گونه‌ای که تبلور دو نسل از این کانی را به ترتیب در شرایط عمقی، تحت فروتافت (Undercooling) آهسته‌تر و شرایط سطحی همراه با دیگر اجزای زمینه سنگ می‌توان مطرح کرد، اندازه اغلب بلورهای اولیوین مربوط به نسل اول ۰/۴mm - ۰/۲ است در حالی که اندازه بلورهای تشکیل شده در آخرین مرحله اغلب کوچک‌تر از ۰/۰۸ mm است. وجود مقدار به نسبت بالای بلورهای اولیوین هم بعد و شکل‌دار حاکی از آن است که صعود ماگما تا پیش از رسیدن به سطح زمین همراه با وقفه در ترازهایی از پوسته بوده است و ماگمایی که به سطح رسیده مملو از درشت‌بلورهای اولیوین بوده و ظاهرا به دلیل فراهم نشدن شرایط خاصی که به تهی شدن مذاب از درشت‌بلور منجر می‌شود بافت شاخص اولیوین اسپینیفکس در مقیاس ماکروسکوپی تشکیل نشده و تنها تبلور آخرین نسل از بلورهای اولیوین، به صورت دانه‌های بسیار کوچک هم بعد همراه با دیگر اجزا زمینه سنگ دیده می‌شود. بلورهای اولیوین به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند و این ویژگی همراه با

www.SID.ir

Archive of SID

فابریک خرد شده سنگ را می‌توان نشانگر فوران گدازه فرامافیک در محیط زیرآبی دانست. بافت نامتعادل کلینوپیروکسن‌ها نیز از درجات بالای فروتافت و رشد سریع بلورها در شرایط سطحی حکایت داشته و کاملاً به نمونه‌های گزارش شده توسط Fleet (1975) از نمونه کماتئیتی دارای بافت اسپینیفکس شباهت دارند.

در شکل C ۳ تصویر میکروسکوپی نمونه F29C را که درست در زیر بخش خرد شده روانه کماتئیتی قرار داشته و به بخش اولیوین میکرو اسپینیفکس روانه تعلق دارد، دیده می‌شود رنگ سنگ تیره و بافت آن با وجود دانه‌های کشیده اولیوین و پیروکسن با ابعاد ۱۲mm-۲ در یک زمینه ریز بلور، پورفیری است. در بررسی میکروسکوپی سنگ با توجه به وجود اولیوین‌های (اکنون سر پانتین) کشیده و توخالی (Hopper) که دارای جهت یافتگی ترجیحی هستند می‌توان بافت آن را اولیوین میکرواسپینیفکس دانست. کلینو پیروکسن‌ها را هم به صورت درشت‌بلورهای کشیده و توخالی و هم به صورت دسته‌های شعاعی متشکل از تارهای کشیده و نازک که شکل Spray نامیده شده به صورت آمیخته با مواد شیشه‌ای قهوه‌ای رنگ در زمینه سنگ و در فضای بین دانه‌های کشیده اولیوین می‌توان مشاهده کرد (شکل C ۳). در شکل D ۳ تصویر میکروسکوپی نمونه F17، که به بخش انباشتی روانه کماتئیتی تعلق دارد، دیده می‌شود. بافت سنگ در این بخش از نوع ارتوکومولا (Orthocumulate) بوده وکانی‌های شامل اولیوین‌های هم بعد و ناهم بعد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار یک پارچه و توخالی با ابعاد بین ۰/۳ تا حداکثر ۳mm (اندازه اغلب بلورها کوچک‌تر از ۰/۶ mm است)، کلینوپیروکسن‌های کشیده و توخالی با ابعاد حداکثر ۱/۲mm است، شیشه قهوه‌ای که تا حدودی کلریتی شده و کانه‌های کدر از دیگر اجزای سنگ به‌شمار می‌روند. بافت این سنگ ارتوکومولا بوده و تازه بودن بخش عمده بلورهای اولیوین از جمله ویژگی‌های آن به‌شمار می‌رود.

– روانه پیکریتی

در نقطه شماره ۲ (شکل ۱) روانه‌های پیکریتی را با فابریک‌های برشی، بالشی (شکل B۲) تا توده‌ای می‌توان مشاهده کرد. رخنمون‌های پیکریتی را نیز بر اساس مشخصه‌های فابریکی و بافتی همچون روانه کماتئیتی که شرح آن رفت، می‌توان به سه بخش با فابریک‌های برشی، بالشی و توده‌ای تقسیم کرد اما در هیچیک از بخش‌های روانه پیکریتی نمی‌توان بافت اولیوین میکرواسپینیفکس نظیر نمونه کماتئیتی F29C را مشاهده کرد. با این وجود، در نمونه‌های متعلق به بخش‌های برشی و بالشی گدازه‌های پیکریتی انواع جالبی از بافت‌های نامتعادل شامل بلورهای اولیوین هم بعد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در عین حال توخالی و مملو از میانبار مذاب (Melt inclusion)، پیروکسن‌های کشیده و توخالی و تار مانند با آرایش شعاعی، اسپینل‌های متقاطع و مواد شیشه‌ای تبلور یافته به کلریت را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۴). نمونه‌های متعلق به بخش انباشتی گدازه‌های پیکریتی، بافت ارتوکومولا دارند.

۴-۲. سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک بیشتر به صورت سیل، در چند مورد به صورت جریان‌های گدازه با گسترش محدود و ستبرای کمتر از ۱۰ متر و در یک مورد به صورت دایک با ستبرای نزدیک به ۵ متر مشاهده می‌شود. در سنگ‌های مافیک پلاژیوکلاز به صورت گسترده حضور داشته و بر حسب درجه فرو تافت به شکل‌های متعادل لوحه‌ای و تیغه‌ای یک‌پارچه (Solid) و یا شکل‌های نامتعادل اسکلتی و سوزنی مشاهده می‌شود. فراوانی پلاژیوکلاز و اسفن در سنگ‌های مافیک و نبود این کانی‌ها در نمونه‌های فرامافیک از جمله وجوه تمایز کانی‌شناسی این سنگ‌ها به‌شمار رفته، از میزان بالاتر سازنده‌های SiO_2, Al_2O_3, CaO و TiO_2 در مذاب‌های مافیک حکایت دارد، تفاوت ترکیبی که ممکن است از تبلور تفریقی اولیوین از مذاب‌های فرامافیک والد، درجات پایین‌تر ذوب بخشی و یا به‌طور کلی شرایط متفاوت ذوب بخشی بویژه ذوب در فشار کمتر نتیجه شده باشد. در سنگ‌های مافیک مجموعه پاراژنز کانی شاخص دگرگونی در رخساره شیست سبز شامل کلریت- اکتینولیت- اپیدوت (Winkler, 1974، ترجمه هوشمندزاده، ۱۳۷۱) مشاهده می‌شود و از آنجا که رخساره ذکر شده مطابق با تقسیمات ارائه شده توسط Winkler (1974)، در خصوص میدان دما- فشار دگرگونی، هم ارز با دگرگونی درجه پایین است، لذا می‌توان نتیجه گرفت که توالی مورد مطالعه نیز در معرض دگرگونی در همین حد قرار گرفته و به این ترتیب می‌توان تا حد زیادی از عدم تحرک و توزیع دوباره عناصر مورد استفاده در مطالعات سنگ‌زایی تحت عنوان عناصر ناسازگار و غیر متحرک اطمینان حاصل کرد. در این بخش، به اختصار به توصیف ویژگی‌های سنگ‌نگاری واحدهای مافیک خواهیم پرداخت.

– دایک مافیک

شکل A۵ نمونه متعلق به دایکی را نشان می‌دهد که در گدازه‌های فرامافیک خرد شده، استقرار یافته است. ستبرای این دایک در حدود ۵m بوده و در بخش‌های داخلی آن، بافت شاخص پیروکسن اسپینیفکس به‌خوبی توسعه یافته است. کانی‌شناسی سنگ شامل کلینوپیروکسن‌های کشیده‌ای است که در مواردی طول آنها بیشتر از ۵Cm بوده و در مقاطع عرضی ساختار تو خالی آنها به خوبی مشخص است (شکل B۵)، پلاژیوکلازهای تیغه‌ای و اسکلتی، تیتانومگنتیت، اسفن و شیشه کلریتی شده از دیگر اجزای سنگ به‌شمار می‌روند. در بخش‌های حاشیه‌ای این دایک بافت‌سنگ در نمونه‌دستی نادیدا بوده و در زیر میکروسکوپ بافت نامتعادل شامل کلینوپیروکسن‌های اسکلتی و شاخه‌ای مشاهده می‌شود.

– سیل‌ها

در نمونه دستی سیل‌های ستبر انواع بافت‌های یکنواخت نادیدا (در حواشی سیل) تا ریز بلور مانندآنچه در سنگ‌های میکروگابرویی و دلریتی عادی موجود است، دیده می‌شود و تنها با مطالعه میکروسکوپی این سنگ‌ها می‌توان به وجود کلینوپیروکسن‌های توخالی پی برد، با این وجود، بافت چیره در بیشتر نمونه‌ها ریزدانه تا ساب‌افیتیک بوده و شامل هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است که در بخش‌های میانی سیل‌های ستبر به صورت بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک مشاهده می‌شود اما در سیل‌های نازک هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت میکروسکوپی بوده و چنان که Lofgren (1983) عنوان داشته، به احتمال از دشواری هسته‌بندی پلاژیوکلاز در مقایسه با پیروکسن حکایت دارد که به رغم دمای تبلور بالاتر بعد از پیروکسن متبلور می‌شود.

– گدازه‌ها

رخنمون گدازه‌های مافیک محدود بوده و این سنگ‌ها با توجه به دانه‌بندی بسیار ریز و بافت نادیدا اغلب رنگ تیره دارند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها، مانند سیل‌ها بوده و تنها از نظر ویژگی‌های بافتی با آنها تفاوت دارند، برخلاف سیل‌ها، در گدازه‌ها کلینوپیروکسن‌های دارای اشکال نامتعادل شاخه‌ای بوده و پلاژیوکلازهای سوزنی و اسکلتی را که گاهی دارای بافت واریولیتیک هستند، در هم‌رشدی با کلینوپیروکسن می‌توان مشاهده کرد (شکل C۵).

۵. چگونگی تشکیل و اهمیت بافت‌های نامتعادل

در گدازه‌های فرامافیک منطقه مورد بحث بافت‌های شاخص اولیوین اسپینیفکس مشاهده نمی‌شود. در این مورد باید توجه کرد که بر اساس گزارش‌های متعدد، در بخش عمده برونزدهای کماتئیتی آرکئن نیز این سنگ‌ها فاقد بخش اسپینیفکس بوده و اغلب دارای بافت انباشتی هستند (مانند Hill et al., 1994, 2004) و چنان که

www.SID.ir

Archive of SID

Arndt (1986) اظهار داشته در ناحیه Munro Township کانادا نیز که از جمله مناطق شاخص کماتئیت‌های آرکئن به‌شمار می‌رود، بخش عمده رخنمون‌ها فاقد بافت اسپینیفکس بوده و اغلب فابریک توده‌ای و بافت انباشتی دارند و حتی در بخش‌هایی از جریان هم که این بافت مشاهده شده با پیشروی در امتداد مسیر حرکت جریان به دلیل تغییر شرایط فیزیکی ماگما، برای مثال کاهش دما و افزایش گرانروی آن، بخش اسپینیفکس روانه به تدریج نازک شده و سرانجام به فابریک توده‌ای منتهی می‌شود لذا Arndt (1986) در توضیح چگونگی پیدایش فابریک لایه‌ای و به‌طور مشخص، نحوه تشکیل بخش اسپینیفکس جریان، بر لزوم فراهم آمدن یک شرایط خاص تأکید نموده و عقیده دارد که ماگما باید هنگام خروج یا کمی پس از آن به طریقی از درشت بلور تهی شده باشد، برای مثال، در نتیجه جمع شدن ماگما در یک فرور فتگی توپوگرافی و تفریق سریع گرانشی درشت بلورهای اولیوین که در مذاب کماتئیتی با توجه به چگالی بالا و گرانروی بسیار کم آن امکان پذیر بوده است. در مذاب تهی شده از اجزای جامد هسته‌بندی همگن و تشکیل اولیوین‌های صفحه‌ای و اسکلتی امکان پذیر می‌شود. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که نبود نمونه‌های شاخص اولیوین اسپینیفکس در گدازه‌های فرامافیک خاور فریمان ممکن است تا حد زیادی به دلیل فراوانی درشت بلورهای اولیوین در مذابی که به سطح رسیده باشد. بافت مشاهده شده در اغلب نمونه‌های برشی و بالشی، شامل درشت بلورهای هم بعد شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار که از تبلور این کانی در عمق حکایت دارد (شکل۳B) تأییدی بر این مدعاست. در این مورد، می‌توان احتمال داد که به دلیل حرکت مذاب چگال فرامافیک از بین سنگ کره قاره‌ای ستبر و کم چگال، بویژه در بخش پوسته‌ای آن، صعود ماگما با وقفه‌هایی همراه بوده که طی آن بخشی از اولیوین‌های مشاهده شده در نمونه‌های فرامافیک، بویژه درشت بلورهای درشت‌تر که در مواردی یاد آور بافت به هم پیوسته (Glomerate) می‌باشند، تبلور یافته که بنا به دلایلی مانند توقف کوتاه ماگما، جریان‌های همرفتی قوی و یا محتوای بالا Fo که فقدان اختلاف چگالی لازم برای تفریق گرانشی را سبب شده از مذاب تفکیک نگردیده و همراه با آن به سطوح بالاتر و در نهایت به سطح زمین رسیده‌اند. با این وجود، می‌توان مطمئن بود که بخشی از بلورهای اولیوین که شکل متفاوتی دارند، شامل بلورهای ریزتر، درشت بلورهای توخالی و بلورهای کشیده توخالی و نوک تیز در یک شرایط متفاوت که درجه فرو تافت بالاتر بوده، در سطوح بالاتر که بلور دارای آهنگ رشد سریع‌تری نیز بوده است، تبلور یافته‌اند (شکل‌های ۳، ۴ و ۵) و در آخرین مرحله از انجماد ماگما که به احتمال در شرایط سطحی صورت پذیرفته تبلور مذاب بین دانه‌ای به تشکیل آمیزه‌های متشکل از مواد شیشه‌ای و تارهای نازک و شعاعی پیروکسن منجر شده، این مرحله در یک فاصله زمانی کوتاه نسبت به مرحله پیشین خود صورت پذیرفته، زیرا شواهد دال بر درجات بالاتر فروتافت را در مذاب‌های حبس شده در درون اولیوین‌های توخالی نیز به صورت آمیزه‌های شیشه و پیروکسن‌های دارای اشکال نامتعادل می‌توان مشاهده کرد. با توجه به تبلور کلینوپیروکسن از مذاب‌های حبس شده در درشت بلورهای اولیوین می‌توان نتیجه گرفت که تحول شیمی مذاب در این مرحله، یعنی زمان به سطح رسیدن آن به گونه‌ای بوده که تنها تبلور پیروکسن را امکان‌پذیر می‌ساخته و ما تبلور این کانی در اشکال نامتعادل و در فضای بین درشت‌بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن‌های تبلور یافته در مراحل قبلی به صورت دسته تارهای نازک شعاعی و آمیخته با مواد شیشه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳).

در مورد ریخت‌شناسی بلورها می‌توان به نظر Vernon (2004) نیز استناد کرد، وی بر این باور است که بلورهای هم بعد، خود شکل و یک پارچه، نمایانگر اشکال متعادلی هستند که در نسبت‌های بالا D/G (نسبت روند یا آهنگ انتشار به روند رشد) متبلور می‌شوند و اشکال نامتعادل بلورها که به طور معمول به‌صورت‌های اسکلتی، سوزنی، اسفرولیتی و دندریتی مشاهده می‌شوند در شرایطی که نسبت یاد شده پایین بوده تشکیل می‌شوند. فروتافت ماگما که به ایجاد وضعیت ابرسیر شدگی ماگما از بلورها و در نهایت رشد سریع آنها منجر می‌شود از جمله عواملی است که پایین بودن نسبت D/G و توسعه شکل‌های نامتعادل بلوری را سبب می‌شود. بنابراین، مشاهده دامنه وسیعی از بافت‌های نامتعادل در نمونه‌های فرامافیک و مافیک فریمان را می‌توان است نشانگر فروتافت مذاب‌های مربوطه و دماهای بالاتر از حد عادی این مذاب‌ها به سبب فراتافتگی (Superheating) آنها دانست که در نهایت، در شرایط سطحی و در نتیجه رویداد فروتافت مؤثر به توسعه بافت‌های ذکر شده منجر شده است. اکنون در مورد چگونگی تشکیل اولیوین‌های صفحه‌ای و اسکلتی در کماتئیت‌های شاخص آرکئن نیز به رشد سریع بلورها، تهی بودن مذاب از اجزای جامد و امکان پذیر بودن هسته‌بندی همگن و بخصوص تعداد کم هستک‌ها، گرانروی بسیار پایین و شیمی خاص این ماگماها به عنوان عوامل اصلی (مانند Lofgren, 1983 و Arndt, 1986) اشاره می‌شود. به نظر Faure et al.(2006) درجات بالا فروتافت و هسته‌بندی همگن در مذاب عاری از درشت بلورعامل اصلی تشکیل بافت اسپینیفکس به شمار می‌آید.

۶. نام‌گذاری سنگ‌ها

برای نام‌گذاری سنگ‌ها از جدیدترین نمودارهای ارائه شده توسط IUGS برای دسته‌بندی سنگ‌های آتشفشانی غنی ازMgO استفاده شده است(شکل‌های ۶، ۷ و ۸ LeBas, 2000). برخی از نویسندگان مانند Kerr & Arndt (2001) استفاده از این نمودارها را به دلیل عدم توجه به بافت سنگ‌ها و بویژه بافت شاخص اسپینیفکس در سنگ‌های کماتئیتی تأیید نکرده و نشان می‌دهند که چگونه تعدادی از نمونه‌های شاخص کماتئیت‌های آرکئن با بافت اولیوین اسپینیفکس، در این نمودارها در محدوده سنگ‌های پیکریتی واقع شده‌اند. با این وجود LeBas(2000) در پاسخ به انتقادهای مطرح شده به لزوم استفاده از معیارهای زمین‌شیمیایی در زمینه دسته‌بندی سنگ‌های آتشفشانی که به دلیل وجود شیشه و اندازه ریز بلورها مطالعه آنها به روش مودال امکان پذیر نبوده، تأکید می‌کند و عقیده دارد بافت سنگ ویژگی است که صرفا تاریخچه سرد شدن مذاب را بازتاب می‌کند و آنچه اهمیت دارد، داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ است که اطلاعات مفیدی را در خصوص منبع گوشته‌ای ماگما فراهم می سازد. همان‌گونه که در شکل ۶ دیده می‌شود به استثنای چهار نمونه F104, F36, F29D, F29 که در محدوده سنگ‌های بازالتی واقع شده‌اند، یازده نمونه در قلمرو سنگ‌های پیکریتی قرار گرفته‌اندکه با در نظرگرفتن میزان مجموع قلیایی‌ها هشت نمونهF97, F89, F42, F37, F29C, F28X, F28J, F17 را می‌توان با توجه به میزان TiO_2<1% به عنوان نمونه‌های کماتئیت و نمونه F1 را پیکروبازالت معرفی کرد. نام گذاری نمونه‌های F97, F57, F55 تا حدودی با ابهام همراه است زیرا این سه نمونه با توجه به مقدار مجموع قلیایی‌ها در ردیف سنگ‌های پیکریتی قرار می‌گیرند اما از آنجا که در صد وزنی SiO_2 در این نمونه‌ها بیشتر از 45% وزنی است با توجه به نمودار مجوع قلیایی‌ها در برابر MgO (شکل۷) آنها را نمی‌توان در ردیف سنگ‌های پیکریتی- پیکروبازالتی یا کماتئیتی قرار داد و شاید این سنگ‌ها را بتوان به عنوان کماتئیت بازالتی در نظر گرفت، موقعیت این نمونه‌ها در نمودار Jensen & Pyke (1982) (شکل۱۰A) این احتمال را تأیید می‌کند. با توجه به نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس (شکل ۸A ، Irvine & Baragar, 1971) از چهار نمونه مافیک سه نمونه F104, F29D, F29 به عنوان بازالت نیمه قلیایی و نمونه F36 به عنوان بازالت‌قلیایی معرفی می‌شود اما همین نمونه در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Pearce, 1996) به عنوان بازالت شناخته می‌شود و تنها نمونه F1، بازالت‌قلیایی نام گذاری شده است. با توجه به نامتحرک‌بودن عناصر به کار رفته در نسبت‌های مورد

www.SID.ir

Archive of SID

استفاده در این نمودار و بویژه با توجه به آن که نسبت Nb/Y به عنوان شاخص قلیایی شناخته شده، لذا افزایش مجموع قلیایی‌ها در نمونه F36 که با توجه به جدول۱ بیشتر به سبب میزان بالا سدیم بوده است را نه به عنوان یک ویژگی آذرین اولیه به احتمال باید نتیجه تأثیر نوعی دگرسانی مانند اسپیلیتی شدن بازالت‌ها توسط آب دریا تفسیر نمود. نمونه‌های نیمه قلیایی در نمودار AFM (شکل۸B) در محدوده بازالت‌های تولئیتی واقع شده‌اند. در اینجا متذکر می‌شود که با توجه به آن که نمودارهای شکل ۸ صرفا برای تقسیم‌بندی بازالت‌ها ارائه شده لذا از نمایش موقعیت نمونه‌های فرامافیک در این نمودارها خودداری شده است.

در شکل۱۰A موقعیت نمونه‌های فریمان را در نمودار Jensen&Pyke(1982) که برای نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی غنی ازMgO ارائه شده مشاهده می‌شود. نمونه‌های فریمان در این نمودار با عنوان کماتئیت، بازالت کماتئیتی، تولئیت غنی ازMgO و تولئیت غنی از آهن نام‌گذاری می‌شوند. با توجه به آثار ترکیبی ناشی از انباشت بلورهای اولیوین در مذاب، Hanski et al. (2001) برای دسته‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی غنی ازMgO از نسبت‌های مولی‌آلومین ($[Al_2O_3]$) و تیتان ($[TiO_2]$) از میزان واحد استفاده می‌شود. معیارهای دسته‌بندی در این نمودار (شکل۱۰B) با استفاده از معادلات ویژه به گونه‌ای محاسبه می‌شوند تا موقعیت هر نمونه در این نمودار نمایانگر تصویر ترکیب سنگ از قطب اولیوین باشد تا به این ترتیب از ورای تأثیر انباشت بلورهای اولیوین ترکیب نمونه‌ها بررسی و با یکدیگر مقایسه شود. معادلات مورد استفاده به قرار زیر است:

$[Al_2O_3] = Al_2O_3/(2/3 - MgO - FeO)$; $[TiO_2] = TiO_2/(2/3 - MgO - FeO)$

در نمودار مورد بحث برخی از سنگ‌های فرامافیک- مافیک فریمان شامل نمونه‌های F42, F37, F36, F29D, F1 در ردیف سنگ‌های پیکریتی قرار گرفته و شماری از آنها نیز با عنوان کماتئیت‌های غنی شده از تیتانیم رده‌بندی می‌شوند (نمونه‌های F104, F97, F29C, F29, F28X, F28J)ماهیت سه نمونه F89, F57, F55 نیز که در مرز بین محدوده‌های تعیین شده جهت کماتئیت‌های تهی نشده از آلومینیم و بونینیت‌ها قرار دارند، تا حدودی بحث‌انگیز بوده و در بخش زمین‌شیمی سنگ‌ها بیشتر به این مسئله خواهیم پرداخت.

۷. زمین‌شیمی

پیش از پرداختن به بحث زمین‌شیمی نمونه‌های مورد مطالعه، بررسی احتمال آلایش ماگما این امکان را فراهم خواهد ساخت تا با دقت بیشتری در مورد ویژگی‌های منابع گوشته‌ای مذاب قضاوت کنیم. به نظر Kerrich et al. (1999b) آن دسته از بازالت‌های آرکئن ایالت سوپریور که توسط پوسته آلوده شده‌اند، به‌طور شاخص از نسبت‌های $(La/Sm)_N > 1.5$ و $Th/Ce > 0.05$ برخوردار بوده‌اند (نسبت La/Sm بر حسب مقادیر گوشته اولیه Sun & McDonough, 1989 بهنجار شده). Condie (2003) در بررسی نسبت‌های عناصر ناسازگار در بازالت‌های اقیانوسی و کماتئیت‌ها به منظور تفکیک نمونه‌های آلوده از نسبت Nb/Th<5 به عنوان معیار آلودگی پوسته‌ای قابل توجه و بیشتر از ۵% استفاده می‌کند. با در نظر گرفتن نسبت‌های یاد شده و مقایسه آنها با مقادیر دیده شده در نمونه‌های فریمان (جدول ۳) می‌توان دریافت که بر اساس نسبت‌های $(La/Sm)_N$ تنها نمونه‌های F89, F57, F55 و با توجه به نسبت‌های Th/Ce این سه نمونه و نمونه F1 را می‌توان به عنوان نمونه‌های آلوده در نظر گرفت اما بر پایه دیگر معیار آلودگی یعنی نسبت‌های Nb/Th<5 هیچ یک از نمونه‌ها را نمی‌توان در ردیف نمونه‌های آلوده قرار داد، با این وجود بر اساس این معیار نیز سه نمونه F89, F57, F55 با توجه به برخوردار بودن از پایین‌ترین نسبت‌ها بیش از دیگر نمونه‌ها مشکوک به آلودگی هستند. بدین ترتیب بر اساس معیارهای ذکر شده می‌توان از عدم آلایش بقیه نمونه‌ها، دست کم آلایش به میزان قابل توجه، اطمینان حاصل کرد.

در شکل A ۱۱ پراکندگی نمونه‌های فرامافیک- مافیک فریمان در نمودار تغییرات Al_2O_3/TiO_2 در برابر CaO/Al_2O_3 مشاهده می‌شود. پراکندگی نمونه‌ها در این نمودار به گونه‌ای است که دخالت دست کم سه نوع مذاب مختلف را با ویژگی‌های سنگ‌زایی متفاوت در تشکیل این سنگ‌ها ضروری ساخته و تفکیک نمونه‌ها را به سه دسته مجزا با نسبت‌های متفاوت Al_2O_3/TiO_2 می‌توان مشاهده کرد. از آنجا که نسبت CaO/Al_2O_3 به میزان نسبی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ بستگی دارد افزایش آن را می‌توان به انباشت بلورهای کلینوپیروکسن و کاهش آن را به تمرکز پلاژیوکلاز در مذاب مرتبط دانست، به این ترتیب تغییرات نسبت CaO/Al_2O_3 را که در این نمودار با خطوط ممتد قائم نشان داده شده و در نسبت‌های ثابت Al_2O_3/TiO_2 صورت پذیرفته می‌توان به درصد نسبی این کانی‌ها در سنگ‌ها مرتبط دانست اما مقادیر مختلف این کانی‌ها هم گرچه ممکن است از فرایندهای انباشت و یا تفریق بلورها تأثیر پذیرفته باشد اما در اصل به میزان نسبی Al_2O_3 و CaO مذاب که خود تابعی از شرایط ذوب و ویژگی‌های منبع بوده، بستگی داشته است. برخی از نویسندگان (Wilson et al., 2003) نسبت‌های بالا Al_2O_3/TiO_2 را از جمله مشخصه‌های منابع تهی شده به شمار آورده‌اند، لذا دسته‌بندی نمایان شده در این نمودار، با فرض وجود منابع گوشته‌ای با ویژگی‌های متفاوت سازگاری دارد. بالاترین نسبت‌ها در سه نمونه F89, F57, F55 مشاهده می‌شود. در شکل۱۱B نیز می‌توان نسبت‌های تقریباً ثابت Al_2O_3/TiO_2 و نسبت‌های متغیر CaO/TiO_2 را در دو دسته از سنگ‌ها شامل دسته غنی از تیتان و دسته با محتوای متوسط تیتان مشاهده کرد. این روند را از جنبه زمین‌شیمیایی بر اساس افزایش نسبی درجه ذوب بخشی می‌توان توجیه کرد اما از آنجا که افزایش درجه ذوب بخشی منجر به افزایش نسبت Al_2O_3/TiO_2 نشده است، لذا می‌توان احتمال داد که ذوب در شرایطی که کانی آلومینیم‌دار گوشته یعنی گارنت پایدار بوده صورت پذیرفته و بدین ترتیب ورود Al به فاز مذاب با همان سهولت و میزانی که Ca وارد شده امکان پذیر نبوده است. ذوب در ژرفای زیاد و فشار بالا و شرایط نزدیک به خشک از جمله عوامل اصلی پایداری گارنت در پریدوتیت گوشته‌ای به شمار می‌آورند. در همین نمودار، با توجه به موقعیت متمایز سه نمونه F89, F57, F55 که نسبت‌های بسیار بالای CaO/TiO_2 و Al_2O_3/TiO_2 دارند، می‌توان احتمال وجود یک منبع گوشته‌ای تهی شده از تیتان را در زمینه تشکیل این سنگ‌ها مطرح کرد. در شکل‌های۱۲ و۱۳، موقعیت نمونه‌های فریمان را به ترتیب در نمودارهای Al_2O_3/TiO_2 در برابر CaO/Al_2O_3 و Al_2O_3/TiO_2 در برابر $(Gd/Yb)_N$ در مقایسه با دیگر سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO که توسط Arndt (2003) گردآوری شده دیده می‌شود. در شکل ۱۲ همه نمونه‌های فریمان به استثنای نمونه F1 در بین دیگر مجموعه‌های کماتئیتی واقع شده‌اند. موقعیت سه نمونه F89, F57, F55 که پیش از این سیمای تهی شده از تیتان آنها را در نمودار شکل۱۱B در نمودار اخیر به گونه‌ای است که تشکیل آنها را در پایین‌ترین فشار، در مقایسه با دیگر نمونه‌های فریمان می‌توان استنباط کرد. موقعیت این نمونه‌ها در نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر $(Gd/Yb)_N$ شکل ۱۳ در محدوده مذاب‌های منشأ گرفته از منابع تهی شده این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند، زیرا اغلب سنگ‌شناسان بر این باورند که بخش تهی شده گوشته در سطوح بالایی آن قرار دارد. موقعیت دیگر نمونه‌ها در همین شکل، نشانگر وجود منبع گوشته‌ای گارنت‌دار است و با توجه به نحوه پراکندگی نمونه‌های F36, F29D, F1, F42, F37 و گرایش آنها به سمت سنگ‌های میرمکیتی می‌توان تصور کرد که نمونه‌های غنی از تیتان، بویژه نمونه F1 نمایانگر مذاب‌های بخشی درجه پایین است که در فشارهای بالاتر در مقایسه با نمونه‌های کماتئیتی تشکیل شده‌اند. به نظر Herzberg (1995) فشارهای بالاتر موجب پایداری گارنت نسبت به اولیوین و کلینوپیروکسن می‌شود که نتیجه آن تشکیل کماتئیت‌هایی

www.SID.ir

Archive of SID

است با محتوای Al_2O_3 پایین‌تر و نسبت‌های CaO/Al_2O_3 و Gd/Yb بالاتر است.

در نمودار نسبت Nb/Th در برابر Zr/Nb (شکل۱۴A) هم بجز چهار نمونه F89, F57, F55, F1 نمونه‌های دیگر در محدوده بازالت‌های دشت میان اقیانوسی قرار می‌گیرند که به‌نظر سنگ‌شناسان در نتیجه فعالیت پلوم‌های گوشته‌ای تشکیل شده‌اند. با ارائه این نمودار Condie (2005) سعی داشت بر تفسیرهایی تأکید کند که در پیدایش مذاب‌های بازالتی، دخالت و نقش منابع گوشته‌ای مختلف را که از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متنوع برخوردار هستند، مطرح می‌سازند. در این نمودار نمونه‌های کماتئیتی و پیکریتی- تولئیتی در فاصله بین ترکیب‌های گوشته اولیه و گوشته تهی شده عمیق قرار دارند و ظاهرا از دو منبع گوشته‌ای با باروری متفاوت منشأ گرفته‌اند. به این ترتیب، با توجه عدم حساسیت نسبت Nb/Th به درجه ذوب بخشی و حساس بودن نسبت Zr/Nb به این فرایند و با در نظر گرفتن موقعیت این سنگ‌ها که دو اجتماع مجزا را تشکیل می‌دهند، به‌نظر می‌رسد منبع گوشته‌ای نمونه‌های پیکریتی- تولئیتی در مقایسه با منبع نمونه‌های کماتئیتی تا حدودی غنی‌تر بوده است اما به احتمال مذاب‌های کماتئیتی محصول درجات بالاتر ذوب بخشی بوده‌اند، ضمن آن که با توجه به مقادیر تقریبا مشابه نسبت Zr/Nb در چهار نمونه مافیک F36, F29D F97, F104 و نمونه‌های فرامافیک F42, F37 که اجتماع واحدی را تشکیل می‌دهند و با توجه به حساس بودن نسبت یاد شده به درجه ذوب بخشی، می‌توان نتیجه گرفت که درجات مختلف ذوب بخشی را نمی‌توان عامل اصلی تغیرات Zr/Nb در نمونه‌های مافیک و فرامافیک ذکر شده به شمار آورد. موقعیت چهار نمونه F89, F57, F55, F1 در مجاورت منابع بازچرخه از وجود یک منبع گوشته‌ای متفاوت در مقایسه با منابع گوشته‌ای مذاب‌های کماتئیتی، پیکریتی و تولئیتی حکایت دارد. منبع گوشته‌ای اخیر از نیوبیم غنی شده و به ترکیبات وابسته به سنگ کره اقیانوسی بازچرخه شباهت داشته است. بنابراین دامنه نسبت‌های Nb/Th و Zr/Nb را در نمونه‌های فریمان بر اساس وجود منبع گوشته‌ای ناهمگن از جنبه ترکیبی بهتر می‌توان توجیه کرد. بسیاری از نویسندگان پلوم‌های گوشته‌ای را که با توجه به ساختار ویژه خود شامل سه بخش سر (Head) بخش محوری میانی یا دنباله (Tail) و مواد گوشته‌ای اطراف که به درون پلوم کشیده شده می‌باشند، به عنوان منبع ناهمگن مذاب‌های کماتئیتی و پیکریتی معرفی کرده‌اند (مانند Kerr et al., 1996; Viruete et al., 2007) موقعیت نمونه‌های فریمان در نمودار نسبت Zr/Y در برابر Nb/Y (شکل۱۴B) که بالاتر و یا بر روی خط اختلاف نیوبیم (ΔNb) قرار دارند، می‌توان منشأ گرفتن مذاب‌های مربوطه را از منبع پلوم گوشته‌ای محتمل دانست، به نظر Fitton et al. (1997) مذاب‌هایی که ترکیب آنها بالاتر و یا بر روی خط ΔNb قرار می‌گیرد از منبع پلوم گوشته‌ای منشأ گرفته‌اند و به نظر Condie(2005) بازالت‌هایی که در زیر خط ΔNb قرار می‌گیرند یا از یک منبع گوشته‌ای تهی شده کم‌ژرفا (DM) سرچشمه گرفته یا به مناطق فرورانش مربوط بوده و یا نمایانگر آن دسته از بازالت‌های منشأ گرفته از پلوم هستند که توسط پوسته قاره‌ای و/یا سنگ کره زیر قاره ای آلوده شده‌اند.

در شکل‌های ۱۵ الگوهای REE نمونه‌های فریمان که بر حسب مقادیر کندریتی بهنجار شده‌اند دیده می‌شود. به منظور بررسی دقیق‌تر، نمونه‌ها را با توجه به شکل الگوها در چهار دسته با الگوهای موازی قرار داده و نمودارهای هر دسته به صورت مجزا رسم شده‌اند. دسته اول نمونه‌های مافیک F36, F29D, F1 و نمونه‌های فرامافیک F42, F37 را شامل می‌شود که از الگوی نظیر سنگ‌های پیکریتی- تولئیتی یا بازالت‌های مورب غنی شده (شکل۱۵A) برخوردار است. الگوهای موازی در این دسته از وجود یک منبع یکسان حکایت دارد، اما سطح بالاتر الگوی نمونه‌های مافیک و بویژه نمونه F1 بیش از مقداری است که تنها بر اساس تبلور تفریقی و یا کاهش درجه ذوب بخشی قابل توجیه باشد. لذا به‌نظر می‌رسد که با توجه به الگوی متقاطع نمونه‌های F1 و F36 نوعی سازوکار ذوب بخشی نیز در این زمینه مؤثر بوده است. به عبارت دیگر فرایند ذوب بخشی به احتمال از نوع دینامیک بوده است.

دسته دوم از نمونه‌های مورد مطالعه شامل نمونه‌های فرامافیک F29C, F28X, F28J, F17 و نمونه‌های مافیک F97, F29 بوده که الگوی Hump شکل با بخش میانی برآمده را که اغلب در کماتئیت‌ها مشاهده‌می‌شود(مانند Hanski et al., 2001) نشان می‌دهند (شکل۱۵B) ضمن آن که نمونه F104 را هم که از یک الگوی تقریبا صاف برخوردار است با توجه به شباهت کلی با الگوی نمونه F29 می‌توان در همین دسته قرار داد و یا به عنوان یک نمونه بازالتی با الگوی تا حدودی متفاوت از نمونه‌ها کماتئیت و بازالت کماتئیتی در نظر گرفت.

دسته سوم شامل نمونه‌های مافیک F57, F55 و نمونه فرامافیک F89 است که دارای الگوی U شکل با بخش میانی فرو رفتهٔ الگوی شاخص سنگ‌های بونینیتی هستند (شکل۱۵C). برای مقایسه، در شکل۱۵D الگوهای مختلف مشاهده شده در کنار یکدیگر نمایش داده شده‌اند. نمونه‌های F89, F57, F55 با الگوی REE بونینیتی، بالاترین نسبت‌های Al_2O_3/TiO_2 و پایین‌ترین مقادیر TiO_2 را داشته و از این نظر به بونینیت‌ها شباهت دارند، ضمن آن که با توجه به موقعیت آنها در نمودار نسبت Al_2O_3/TiO_2 در برابر نسبت CaO/Al_2O_3 (شکل‌های۱۱A و ۱۲) منشأ آنها را باید در ژرفای کم و از یک منبع تهی شده جستجو کرد که با استدلال‌های مطرح شده در خصوص چگونگی ایجاد الگوی U شکل REE مطابقت می‌کند زیرا به عقیده برخی از نویسندگان مانند Cameron et al. (1983) الگوی یاد شده در نتیجه دخالت و آمیختگی یک ترکیب غنی از LREE با منبع تهی شده نظیر مورب پدید آمده است (شکل ۱۶). منبع غنی از LREE در مناطق فرورانش سیالات مشتق شده از قطعه فرورانده است که دگرنهادی منبع گوشته‌ای تهی شده را سبب می‌شوند و یا ممکن است ترکیبات پوسته‌ای باشند که آلایش مذاب را موجب می‌شوند، در هر صورت، شکل الگوی REE حاصل شده، تلفیقی از شکل‌های الگوی مورب و الگوی غنی از LREE خواهد بود که به صورت U شکل مشاهده می‌شود. با این وجود در مقایسه با بونینت‌ها، این سه نمونه از سیلیس فقیرتر بوده و در عین حال از تیتانیم و نیوبیم غنی‌ترند و در نمودار عنکبوتی (شکل۱۷C) فاقد نشیب‌های معروف Nb و Ta، هستند حتی همان‌گونه که در نمودارهای عنکبوتی مشاهده می‌شود، از Nb غنی شده‌اند.

در شکل‌های ۱۷ الگوهای عنکبوتی نمونه‌های فریمان که بر حسب مقادیر گوشته اولیه(Sun & McDonuogh, 1989) بهنجار شده‌اند دیده می‌شود. در این شکل نیز با تفکیک نمونه‌ها به سه دسته با الگوهای موازی سعی شده است بر سیماهای سنگ‌زادی مهم دیده شده در این نمودارها تأکید شود. سیماهای مشترک در کلیه الگوها شامل بی‌هنجاری‌های وابسته به تحرک عناصر LILE و تهی شدگی همه نمونه‌ها به استثنای نمونه F1 از P و K است، ضمن آن که وجود فرازهای غیر عادی پتاسیم که تنها در سه نمونه دیده می‌شود، به احتمال تحت تأثیر سیالاتی که دگرسانی سنگ‌ها را سبب شده‌اند به وجود آمده است.

Campbell et al. (1994) براین باورند که در صورت نبود نشیب‌های Nb, Ti بی‌هنجاری‌های منفی P را نمی‌توان ناشی از آلودگی پوسته‌ای و یا دگرنهادی آب‌دار منبع گوشته‌ای مذاب دانست. ایشان با اشاره به قابلیت جانشینی P به جای Si در شماری از کانی‌های سیلیکاتی گوشته اظهار می‌دارند که، تنها گارنت قادر است میزان قابل ملاحظه‌ای از P را در خود نگه داشته و بی‌هنجاری منفی در حد مشاهده شده از این عنصر را سبب شود. الگوهای موازی و صاف هردسته که در بخش عناصر نامتحرک مشاهده می‌شود از وجود منابع گوشته‌ای مشترک در زمینه تشکیل مذاب‌های فرامافیک و مافیک حکایت دارد. برای مثال الگوهای رسم شده برای نمونه‌های پیکریتی- تولئیتی در شکل۱۷A صرفنظر از عناصر متحرک، کاملاً

www.SID.ir

Archive of SID

با یکدیگر موازی هستند و سطح بالاتر الگوهای دو نمونه تولئیتی و یک نمونه پیکروبازالتی در مقایسه با الگوهای دو نمونه پیکریتی را می‌توان بر اساس ترکیب فرامافیک و انباشت اولیوین در دو نمونه پیکریتی توضیح داد. شیب دیده شده در بخش عناصر خاکی کمیاب سنگین بر اساس حضور گارنت در منبع توجیه شده است. نظیر همین سیما را در الگوی رسم شده برای سنگ‌های کماتئیتی- بازالت کماتئیتی (شکل۱۷B) هم می‌توان مشاهده کرد اما در مقایسه با الگوی نمونه‌های پیکریتی الگوی نمونه‌های کماتئیتی در بخش عناصر LILE از سیمای تهی شده برخوردار است و شکل کلی الگوها کوژ است. سیمای یاد شده را در الگوی نمونه‌های پیکریتی- تولئیتی نمی‌توان مشاهده کرد لذا می‌توان نتیجه گرفت که در مقایسه با منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها، منبع گوشته‌ای نمونه‌های کماتئیتی یک منبع تهی شده همانند منبع بسیاری از دیگر کماتئیت‌ها (Arndt & Nisbet,1982; Arndt et al.,1998) بوده است. الگوهای مربوط به سه نمونه بحث انگیز F89, F57, F55 در شکل C ۱۷ دیده می‌شود. در این شکل، الگوی نمونه‌های کماتئیتی F17 و نمونه پیکروبازالتی F1 نیز برای مقایسه ارائه شده است. سه نمونه مورد بحث از سیماهای زمین‌شیمیایی متفاوتی در مقایسه با نمونه‌های کماتئیتی و پیکرو بازالتی برخوردار است به این ترتیب که در بخش LILE الگوی این نمونه‌ها در مقایسه با نمونه کماتئیتی غنی‌تر و در مقایسه با نمونه پیکروبازالتی تهی‌تر است، در بخش LREE الگو نیز وضعیت کم و بیش به همین منوال است، ضمن آن که با توجه به روند دیده شده در بخش HREE الگوی این سنگ‌ها می‌توان نتیجه گرفت که برخلاف منبع گوشته‌ای مذاب‌های کماتئیتی و پیکریتی منبع گوشته‌ای این نمونه‌ها فاقد گارنت بوده است. در حقیقت سیمای اصلی مشاهده شده در الگوی این سنگ‌ها تهی شدگی عمده آنها در بخش MREE است و شکل تقریبا کاو الگو مربوط به همین بخش می‌شود، سیمایی که پیش از این، با توجه به الگوی U شکل REE در این سه نمونه دیده شد. به طور کلی، این سه نمونه در مقایسه با الگوی عنکبوتی بونینیت‌ها، فاقد فرازهای Zr, La, Th, Sr و نشیب‌های Eu, Sm, Nd, Ta,Nb هستند و بنابر این نمونه‌های مورد بحث را به رغم برخورداری از برخی سیماهای زمین‌شیمیایی مانند بونینیت‌ها نمی‌توان به عنوان بونینیت معرفی کرد. با این حال، فرایند تشکیل مذاب ممکن است مانند آنچه در مورد بونینت‌ها مطرح شده، حاصل آمیختگی دو ترکیب با ویژگی‌های متفاوت، شامل ترکیب تهی شده، نظیر منبع گوشته‌ای مورب و ترکیب غنی شده، نظیر ترکیب نمونه F1 که به احتمال محصول درجات پایین ذوب بخشی در فشار بالا باشد.

۸. شیمی بلورهای اولیوین

در جداول ۳ و ۴ داده‌های مربوط به تجزیه بلورهای اولیوین در نمونه‌های فرامافیک F42, F37, F28X, F17 به ترتیب بر حسب درصد وزنی اکسیدهای سازنده و بر حسب تعداد نسبی کاتیون‌ها ارائه شده است. در شکل ۱۸ چگونگی تغییرات عدد منیزیم (Mg″=Mg/Mg+Fe) در برابر تغییرات برخی از سازنده‌های اصلی و فرعی در بلورهای اولیوین دیده می‌شود. رابطه مستقیم اکسیدهای نیکل و کروم با عدد منیزیم و رابطه عکس اکسیدهای آهن، منگنز، کلسیم با این پارامتر از تغییرات همسو در شیمی بلورها و مذاب در تعادل با آنها در جریان تبلور تفریقی حکایت دارد. علاوه بر این با توجه به مشاهدات سنگ‌نگاری مبنی بر وجود بلورهای هم بعد و خود شکل اولیوین که در مواردی به صورت نوک تیز یا توخالی و حاوی مذاب حبس شده بوده‌اند (شکل‌های ۳ و ۴) و همچنین عدم وجود آثار کرنش در بلورهای اولیوین می‌توان اطمینان داشت این بلورها، اعم از درشت بلورها و یا ریز بلورهای زمینه، حاصل تبلور مذاب بوده و نمی‌توان آنها را به عنوان بیگانه بلورهای وابسته به متلاشی شدن بیگانه سنگ‌های سنگ‌کره‌ای که در ماگما پراکنده شده‌اند تفسیر کرد. بنابراین می‌توان از بالاترین میزان Fo برای برآورد ترکیب مذاب والد و مقدار MgO آن استفاده کرد. در شکل۱۹A بر اساس میزان Fo در بلورهای اولیوین و با استفاده از معادله $MgO= 55*Fo^{11.5}$ (Nisbet et al., 1993) مقدار MgO مذاب در تعادل با این بلورها برآورد شده است. مقدار MgO مذاب بر این اساس، بین % ۸/۰۳ تا % ۲۳/۷۴ برآورد می‌شود. مقادیر پایین MgO محاسبه شده به میزان پایین Fo در درشت بلوری مربوط می‌شود که در نمونه پیکریتی F37 دیده شده است که غیر عادی به نظر می‌رسد، زیرا میزان Fo حتی در ریز بلورهای زمینه همین سنگ بالاتر بوده است. بنابراین، با توجه به وجود شبکه‌ای از شکستگی‌ها در بلور مورد بحث و با توجه به مقادیر یکسان Fo از بخش هسته تا حاشیه بلور یاد شده، می‌توان نتیجه گرفت که پایین بودن عدد منیزیم در این بلور، به احتمال حاصل تحول بلور برای برقراری تعادل دوباره ترکیبی با زمینه بوده که در نتیجه تبادلات یونی در خلال دگرگونی صورت پذیرفته است. در شکل ۱۹B با استفاده از بالاترین میزان Fo در بلورهای اولیوین، میزان دمای مذاب در تعادل با بلور را بر اساس سه مدل مختلف بین حداقل ۱۴۷۰°C بر اساس مدل Nisbet (1982) و حداکثر ۱۵۳۵°C بر اساس مدل Niu et al. (2002a) برآورد شده است. به طور کلی دماهای برآورد شده فراتر از حدی است که از یک محیط فرورانش و یا MORB عادی می‌توان انتظار داشت و بیشتر به محیط‌های متأثر از گرمای پلوم‌های گوشته‌ای شباهت دارد (Fang Niu, 2003). علاوه بر دمای بالا، محتوای بالای NiO که میزان آن تا % ۰/۴۸۷ هم افزوده شده قابل توجه است. مقادیردیده شده بیشتر از مقادیر گزارش شده از بازالت‌های MORB بوده (Wilson, 1989) و از مقادیر عنوان شده برای کماتئیت‌های جزیره گورگونا (Revillon et al., 2000) هم بالاتر است.

۹. بحث و نتیجه‌گیری

به‌طور کلی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با مذاب‌هایی تشکیل شده در بالای زون فرورانش در شرایط آب‌دار تفاوت دارد برای مثال تهی شدگی از HFSE و غنی شدگی از LILE در نمونه‌های فریمان دیده نمی‌شود. علاوه بر این، با نگاهی به برخی از نسبت‌های بین عناصر ناسازگار که از جنبه سنگ‌زایی دارای اهمیت است (جدول ۳) می‌توان دریافت که مجموعه سنگ‌های فرامافیک- مافیک خاور فریمان را نمی‌توان متعلق به یک سری ماگمایی واحد دانست و ارتباط آنها با یکدیگر را بر اساس یک روند تفریقی ساده توضیح داد. به همین ترتیب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها به گونه‌ای است که نمی‌توان آنها را مشابه بازالت‌های مورب عادی و یا بازالت‌های تشکیل شده در حوضه‌های حاشیه‌ای دانست که تصور می‌رود بخش‌هایی از آنها در خلال همگرایی صفحات و فرورانش به حاشیه قاره‌ای می‌پیوندند. تفاوت‌های مشاهده شده در نسبت‌های مهمی مانند $[La/Sm]_N$ و $[Th/Sm]_N$ که در نمونه‌های کماتئیت کوچک‌تر از ۱ و در نمونه‌های پیکریتی بزرگ‌تر یا در حدود ۱ است، به ترتیب از منابع گوشته‌ای تهی شده و غنی شده این سنگ‌ها حکایت دارد. بر اساس تفاوت‌های مشاهده شده در دیگر نسبت‌های مهم مانند La/Nb ، $[Zr/Nb]_N$ و Nb/Th نیز همین نتیجه را می‌توان گرفت ضمن آن که بررسی نسبت‌های مورد بحث در سه نمونه بحث انگیز و برخوردار از الگوهای U شکل REE (نمونه‌های F89, F57, F55) از غنی شدگی ترجیحی آنها از برخی عناصر بسیار ناسازگار مانند Nb, Ta, Th و تهی شدگی از شمار دیگری از عناصر با ناسازگاری متوسط مانند Zr, Hf و MREE حکایت دارد که به گمان به سبب غنی شدگی ترجیحی منبع گوشته‌ای تهی شده آنها بوده است.

در سری‌های افیولیتی سنگ‌های فرامافیک یا به بخش گوشته‌ای و یا پلوتونیک سری تعلق داشته و در مقایسه با نمونه‌های فرامافیک فریمان که به وضوح فابریک سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند فابریک متفاوتی دارند. لازم به ذکر است

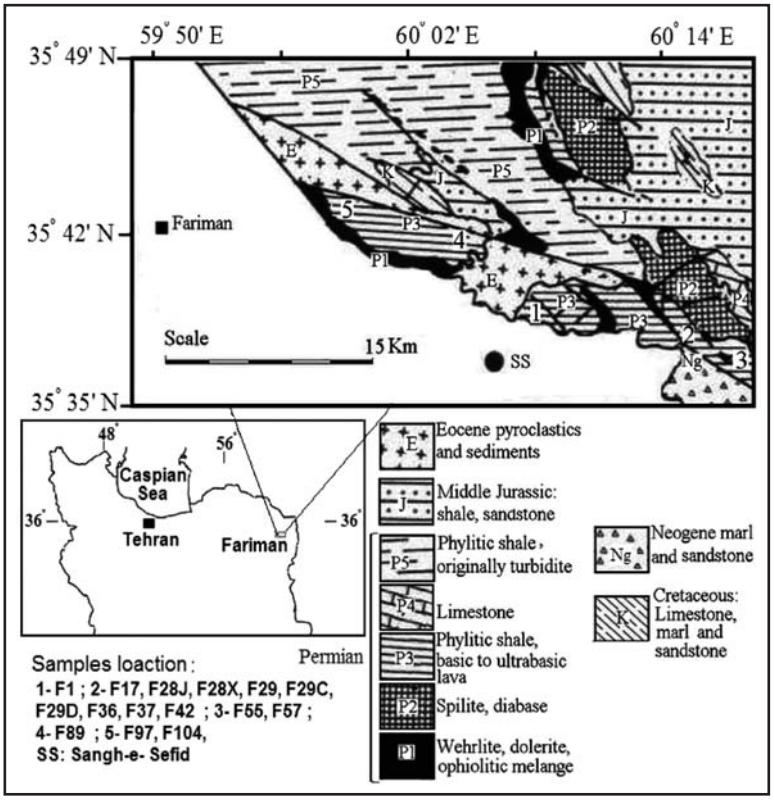
www.SID.ir

Archive of SID

که صرفنظر از رخدادهای بونینیتی تنها موارد گزارش شده از مشاهده گدازه‌های فرامافیک در مجموعه‌های افیولیتی به جریان‌های گدازه بالشی و توده‌ای سازند Agrilia ، کوه‌های Othris، یونان مرکزی و گدازه‌های بالشی بالایی Troodos قبرس مربوط می‌شود. به نظر Cameron & Nisbet(1982) این سنگ‌ها که با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی خود توسط برخی از نویسندگان از گرایش کماتئیتی برخوردار هستند (مانند Paraskevopoulos & Economou, 1986) به عنوان نظایر فانروزوییک بازالت‌های کماتئیتی در نظر گرفته می‌شوند. علاوه بر این، میزان بسیار پایین P_2O_5 و نسبت‌های بالا TiO_2 / P_2O_5 در نمونه‌های کماتئیتی فریمان (جدول ۳) با آنچه در سنگ‌های فرامافیک درونی مانند دونیت، هارزبورگیت و لرزولیت دیده می‌شود، مغایرت دارد (برای مثال Best, 2001 را ببینید). نسبت ذکر شده، اهمیت زیادی دارد، به گونه‌ای که Nesbitt (1979) از این نسبت به عنوان معیار زمین‌شیمیایی تشخیص کماتئیت‌ها از بازالت‌های افیولیتی کم TiO_2 استفاده کرده و عقیده دارد که در کماتئیت‌ها این نسبت در حدود ۱۰ و یا بیشتر است در حالی که در بازالت‌های افیولیتی این نسبت بسیار پایین‌تر و در حدود ۳ است. نسبت یاد شده در نمونه‌های فریمان بسیار بالاتر از حد یاد شده است.

بنابر این شواهد زمین‌شیمیایی را که بر وجود منبع گوشته‌ای ناهمگن دلالت داشته بر اساس انگاره منبع پلوم گوشته‌ای می‌توان توجیه کرد ضمن آن که دیگر مشاهدات مانند شواهد وابسته به شیمی بلورهای اولیوین که از وجود مذاب‌های والد با دمای فراتر از حد عادی و میزان بالا MgO حکایت داشته و همچنین بافت‌های نامتعادل دیده شده در نمونه‌های فرامافیک و مافیک فریمان را که به فروتافت و رشد سریع بلورها در مذاب‌های فراتافته نسبت داده شد بر اساس انگاره پلوم گوشته‌ای قابل درک خواهد بود.

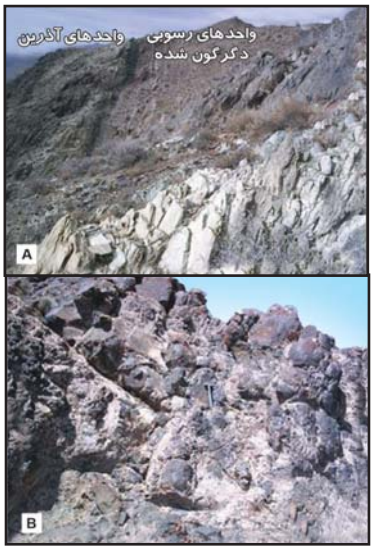
دو دیدگاه مغایر مطرح شده در خصوص ماهیت مجموعه سنگ‌های فرامافیک- مافیک خاور خط‌واره تربت جام- فریمان مضامین ژئودینامیکی متفاوتی را در بر دارند. برای مثال، اگر مجموعه مورد بحث به عنوان یک سری افیولیتی در نظر گرفته شود، در این صورت وجود یک حوضه اقیانوسی که به معنی جدا بودن حوضه کپه داغ از ایران مرکزی و البرز است، وجود حاشیه قاره‌ای فعال و سلسله وقایع فرو رانش و منضم شدن قطعاتی از پوسته اقیانوسی به حاشیه قاره‌ای اجتناب ناپذیر خواهد بود اما چنانچه سنگ‌های فرامافیک در توالی مورد بحث به عنوان گدازه‌های فرامافیک از نوع مغاکی تولئیتی غنی از MgO با گرایش کماتئیت معرفی شوند، در این صورت، تشکیل این سنگ‌ها و اضافه شدن توالی مورد بحث به پوسته قاره‌ای، باید در شرایط متفاوتی صورت پذیرفته باشد، برای مثال، در امتداد باز شدگی ناشی از کشش سنگ‌کره قاره‌ای همراه با تأثیرات وابسته به استقرار پلوم گوشته‌ای، زیرا در چنین شرایطی می‌توان وقوع درصد بالای ذوب بخشی سنگ‌های گوشته‌ای را که برای تشکیل ماگماهای فرامافیک ضروری است، توجیه کرد. جالب آن‌که اندیشهٔ وجود یک کافت‌قاره‌ای را سال‌ها قبل Stocklin (1974) مطرح کرد و منطقه مورد بحث را محل جدایش ابرقاره پانگه آ به دو قاره اوراسیا و گندوانا فرض می‌کند. افتخارنژاد و همکاران (۱۳۷۱) مجموعه سنگ‌های مورد بحث در شمال خطواره فریمان- تربت جام را به عنوان ادامه احتمالی بقایای بازشدگی که به پیدایش دیرینه تتیس دوم یا تتیس ایندوزنید منجر شده به شمار می‌آورد. تتیس ایندوزنید، پیش‌تر توسط اشتوکلین، با تجدید نظر در گفته‌های قبلی خود (نقل از افتخارنژاد، و همکاران، ۱۳۷۱) و Belov et al. (1986) تعریف شده است. نویسندگان یاد شده آثار تتیس ایندوزنید را از طرف خاور از رودخانه سرخ در شمال ویتنام تا شمال تبت و افغانستان دنبال کرده و بدون اشاره به شواهد آن در ایران، دنباله آن را به جنوب دریای سیاه می‌رسانند. نکته مهم آن است که اکنون سنگ‌های فرامافیک شمال ویتنام به عنوان دومین نمونه کمیاب از سنگ‌های کماتئیتی متعلق به فانروزوییک شناخته می‌شوند (Hanski et al. , 2004).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در خاور فریمان، نقشه اصلی از افتخار نژاد و همکاران (۱۳۷۱) همراه با کمی تغییرات.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲ – A)توالی مورد مطالعه و توسعه برگ‌وارگی به موازات لایه‌بندی در واحدهای رسوبی پلیتی، دید به سمت باختر. B)گدازه‌های فرامافیک با فابریک بالشی در رخنمون‌های نقطه شماره ۲، دید به سمت جنوب باختری.

جدول ۱- داده‌های عناصر اصلی، فرعی و عناصرکمیاب Sc, Zr, Cr مربوط به ۱۵ نمونه فرامافیک و مافیک منطقه فریمان که با استفاده از روش XRF تهیه شده است.

Samples	F1	F17	F28J	F28X	F29	F29C	F29D	F36	F37
SiO2	45.057	43.812	45.032	43.671	48.666	45.139	48.774	51.338	43.646
Al2O3	15.169	5.574	7.568	5.762	13.636	7.331	13.135	14.423	5.459
Fe2O3	18.900	11.807	12.316	11.779	12.572	12.878	12.852	10.636	12.150
MgO	7.397	32.771	26.731	32.202	8.316	26.094	10.447	5.908	33.081
CaO	5.392	5.382	6.954	6.150	12.087	7.897	9.234	9.229	4.886
Na2O	2.862	0.000	0.000	0.000	3.202	0.000	3.305	4.873	0.000
K2O	0.091	0.167	0.231	0.027	0.043	0.051	0.079	1.111	0.078
TiO2	4.412	0.496	0.659	0.534	1.243	0.685	1.875	2.143	0.768
MnO	0.262	0.169	0.189	0.177	0.178	0.179	0.173	0.157	0.165
P2O5	0.457	0.004	0.013	0.007	0.057	0.017	0.127	0.182	0.031
LOI	6.330	6.770	8.060	9.690	3.060	7.820	4.100	3.340	9.580
Total	99.611	100.786	100.495	99.932	99.862	99.758	99.725	99.993	100.447
Mg- no	0.437	0.846	0.811	0.844	0.567	0.801	0.617	0.524	0.844
CaO / Al2O3	0.355	0.966	0.919	1.067	0.886	1.077	0.703	0.640	0.895
Al2O3 / TiO2	3.438	11.245	11.487	10.788	10.973	10.698	7.005	6.731	7.106
Zr	165.6	20.7	27.7	22.3	64.1	31	114.3	148.7	39
Cr	10.372	3403.2	2723.4	3375.0	207.5	2222.3	843.3	86.0	3035.0
Sc	43.3	22.5	27.4	20.6	38.2	20.1	38.1	31.7	18.6
Samples	F42	F55	F57	F89	F97	F104	Ins.Re(σ)	Sam.Re	Ac.(rmsd)
SiO2	44.843	46.477	48.844	43.273	48.069	49.843	0.030	0.060	0.220
Al2O3	6.181	14.779	12.782	7.352	11.130	14.515	0.020	0.050	0.120
Fe2O3	11.662	11.886	12.625	12.951	11.633	11.903	0.020	0.050	0.050
MgO	31.070	11.467	11.312	31.766	16.198	8.920	0.030	0.060	0.080
CaO	5.251	12.526	11.072	4.508	10.104	9.477	0.010	0.060	0.050
Na2O	0.000	2.075	2.805	0.000	1.675	3.768	0.030	0.010	0.060
K2O	0.095	0.006	0.008	0.069	0.009	0.063	0.007	0.005	0.020
TiO2	0.866	0.553	0.379	0.214	0.948	1.287	0.009	0.013	0.010
MnO	0.170	0.186	0.149	0.186	0.201	0.176	0.002	0.003	0.010
P2O5	0.036	0.044	0.023	0.001	0.034	0.049	0.003	0.023	0.010
LOI	8.380	4.640	3.940	9.560	3.950	3.090			
Total	99.787	100.043	99.857	100.287	99.458	99.955			
Mg- no	0.841	0.656	0.640	0.829	0.734	0.597			
CaO / Al2O3	0.850	0.848	0.866	0.613	0.908	0.653			
Al2O3 / TiO2	7.134	26.705	33.681	34.381	11.746	11.275			
Zr	46.3	29.3	18.2	9.2	44.3	54.8	0.9	1	14.8
Cr	2488.3	712.3	1616.8	4709.5	2631.4	146.4	2.1	1.1	11.0
Sc	19.4	56.5	45.8	24.8	36.7	47.1	0.9	1.5	2.4

جدول ۲- داده‌های عناصر جزئی ۱۵ نمونه مافیک و فرامافیک منطقه فریمان که با استفاده از روش ICP-MS تهیه شده است.

Samples	F1	F17	F28J	F28X	F29	F29C	F29D	F36	F37
Ni	40.401	2009.321	1493.835	1994.011	104.099	1462.409	426.233	118.028	2018.088
Co	51.702	101.620	90.207	97.626	49.762	93.867	57.784	37.443	100.602
V	393.882	136.203	187.079	136.393	332.635	178.834	356.554	330.619	138.311
Ga	21.067	6.643	8.688	6.664	14.514	8.293	17.237	19.337	7.097
Mn	0.232	0.148	0.160	0.144	0.166	0.154	0.164	0.154	0.148
Hf	3.899	0.591	0.794	0.622	1.723	0.843	2.841	3.885	1.033
Nb	26.789	1.075	1.395	1.311	3.479	1.673	8.362	10.800	2.937
Ta	1.547	0.063	0.076	0.072	0.219	0.101	0.502	0.676	0.171
Th	1.768	0.074	0.091	0.094	0.253	0.119	0.770	1.062	0.248
Pb	2.102	0.119	0.506	0.095	0.218	0.387	0.177	0.319	0.039
U	0.413	0.016	0.023	0.030	0.080	0.033	0.206	0.562	0.066
Cs	2.000	0.042	18.439	1.581	0.164	3.694	0.831	1.320	0.240
Rb	2.208	3.687	20.363	2.276	5.245	7.516	1.666	29.621	3.189
Sr	254.339	48.148	54.970	27.435	133.987	41.437	157.506	218.562	31.954
Ba	130.403	5.383	8.010	14.500	45.986	179.720	46.691	127.666	19.658
Y	30.464	7.488	10.307	7.787	20.651	10.199	24.635	31.030	8.701
Cu	70.863	69.969	89.875	67.680	222.067	91.119	125.856	104.957	54.444
Zn	139.814	56.249	59.112	55.322	66.017	58.788	78.362	95.309	59.588
La	15.457	0.905	1.178	1.078	3.165	1.432	6.670	10.530	2.246
Ce	36.120	2.647	3.373	3.010	8.759	4.001	16.800	25.974	5.771
Pr	5.378	0.485	0.624	0.532	1.524	0.715	2.792	4.011	0.964
Nd	23.668	2.526	3.340	2.818	8.022	3.750	13.835	19.998	4.819
Sm	5.670	0.741	1.075	0.830	2.459	1.151	3.812	5.542	1.254
Eu	2.210	0.320	0.431	0.329	0.928	0.459	1.446	1.892	0.481
Gd	6.426	1.228	1.591	1.241	3.475	1.669	4.819	6.479	1.656
Tb	0.952	0.205	0.284	0.209	0.583	0.280	0.730	1.014	0.268
Dy	5.400	1.218	1.671	1.253	3.463	1.695	4.245	5.638	1.530
Ho	1.032	0.239	0.339	0.257	0.711	0.357	0.830	1.093	0.293
Er	2.557	0.646	0.893	0.688	1.847	0.911	2.100	2.789	0.752
Tm	0.374	0.102	0.142	0.101	0.281	0.136	0.302	0.402	0.109
Yb	2.304	0.599	0.858	0.648	1.760	0.838	1.848	2.368	0.667
Lu	0.350	0.094	0.133	0.101	0.261	0.132	0.274	0.370	0.092

Samples	F42	F55	F57	F89	F97	F104	StDev	RSD%
Ni	1895.606	252.481	811.926	1850.456	972.755	145.282	10.65	3.25
Co	100.474	56.726	77.873	119.657	86.137	51.143	1.63	2.62
V	168.315	253.446	191.450	122.526	274.715	339.012	6.15	2.65
Ga	8.719	11.961	10.516	6.194	12.560	15.900	0.54	2.99
Mn	0.159	0.168	0.141	0.183	0.200	0.179	0.01	2.82
Hf	1.343	0.687	0.401	0.267	1.202	1.562	0.09	1.62
Nb	3.285	8.119	3.320	1.953	2.965	4.455	3.12	2.62
Ta	0.205	0.439	0.156	0.099	0.184	0.283	0.05	0.81
Th	0.306	0.606	0.372	0.216	0.291	0.405	0.41	3.63
Pb	0.689	0.266	0.222	0.329	0.360	0.947	0.04	1.00
U	0.130	0.136	0.086	0.045	0.100	0.146	0.12	4.64
Cs	11.356	0.577	0.881	11.626	0.344	0.521	0.03	4.05
Rb	10.806	0.149	0.132	3.079	0.246	1.237	1.65	3.49
Sr	73.730	46.631	37.234	39.650	29.438	152.074	36.83	2.70
Ba	17.154	31.152	27.244	27.847	13.120	66.522	35.32	3.62
Y	10.893	16.191	14.724	8.307	14.456	20.019	0.95	3.13
Cu	72.390	57.704	69.734	49.544	125.560	138.237	2.76	3.85
Zn	78.371	60.868	59.629	84.924	79.941	112.039	6.66	5.53
La	3.136	4.103	2.065	1.999	3.130	3.915	2.64	3.39
Ce	7.902	7.965	4.053	3.661	8.024	10.135	4.31	3.05
Pr	1.241	1.032	0.528	0.420	1.248	1.594	0.50	2.84
Nd	6.326	4.289	2.297	1.746	6.487	8.230	1.97	2.96
Sm	1.925	1.010	0.588	0.458	1.985	2.538	0.40	3.40
Eu	0.647	0.400	0.275	0.190	0.640	0.995	0.10	2.87
Gd	2.245	1.674	1.266	0.695	2.405	3.298	0.38	3.82
Tb	0.354	0.317	0.270	0.153	0.409	0.552	0.03	2.53
Dy	2.033	2.233	1.960	1.078	2.476	3.333	0.11	1.79
Ho	0.387	0.511	0.475	0.263	0.509	0.693	0.02	2.16
Er	1.013	1.537	1.405	0.845	1.421	1.887	0.03	1.40
Tm	0.149	0.253	0.239	0.139	0.213	0.293	0.00	1.46
Yb	0.862	1.688	1.554	0.932	1.350	1.833	0.02	1.08
Lu	0.129	0.275	0.252	0.166	0.218	0.300	0.01	2.30

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۳- برخی از نسبت‌های مهم بین عناصر ناسازگار و نامتحرک نمونه‌های فریمان.

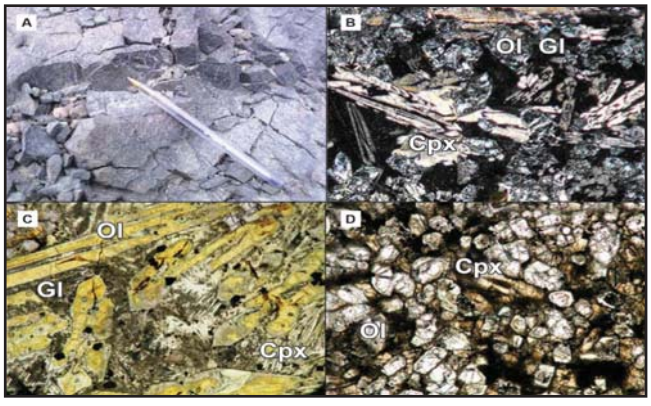
Sample	TiO2/P2O5	$[La/Sm]_N$	$[Th/Sm]_N$	La/Nb	Nb/Y	Nb/Th	Nb/U	Th/U	Zr/Nb	[Zr/Nb]N	Th/Ce	Ti/Zr	Zr/Y
F1	9.7	1.762	1.629	0.58	0.879	15.15	64.86	4.28	6.18	0.394	0.049	159.7	5.436
F17	116.5	0.790	0.522	0.84	0.144	14.53	67.19	4.63	19.26	1.226	0.028	143.5	2.764
F28J	51.0	0.708	0.442	0.84	0.135	15.33	60.65	3.96	19.86	1.264	0.027	142.6	2.687
F28X	80.3	0.840	0.590	0.82	0.168	14.00	43.70	3.12	17.01	1.083	0.031	143.6	2.864
F29	21.9	0.832	0.537	0.91	0.168	13.75	43.49	3.16	18.42	1.173	0.029	116.2	3.104
F29C	39.4	0.804	0.540	0.86	0.164	14.06	50.70	3.61	18.53	1.180	0.030	132.5	3.040
F29D	14.8	1.131	1.055	0.80	0.339	10.86	40.59	3.74	13.67	0.870	0.046	98.3	4.640
F36	11.8	1.228	1.001	0.98	0.348	10.17	19.22	1.89	13.77	0.877	0.041	86.4	4.792
F37	24.9	1.158	1.033	0.76	0.338	11.84	44.50	3.76	13.28	0.845	0.043	118.1	4.482
F42	24.0	1.053	0.830	0.95	0.302	10.74	25.27	2.35	14.09	0.897	0.039	112.2	4.250
F55	12.6	2.625	3.134	0.51	0.501	13.40	59.70	4.46	3.61	0.230	0.076	113.2	1.810
F57	16.5	2.270	3.305	0.62	0.225	8.92	38.60	4.33	5.48	0.349	0.092	125.0	1.236
F89	194.0	2.824	2.466	1.02	0.235	9.04	43.40	4.80	4.71	0.300	0.059	139.3	1.107
F97	28.3	1.019	0.766	1.06	0.205	10.19	29.65	2.91	14.94	0.951	0.036	128.2	3.064
F104	26.5	0.997	0.834	0.88	0.223	11.00	30.51	2.77	12.30	0.783	0.040	140.8	2.737

جدول ۴-داده‌های مربوط به تجزیه نقطه‌ای بلورهای اولیوین در نمونه‌های فرامافیک F42,F37,F28X,F17 بر حسب درصد وزنی اکسیدهای سازنده، N تعداد نقاط تجزیه شده در هر نمونه است.

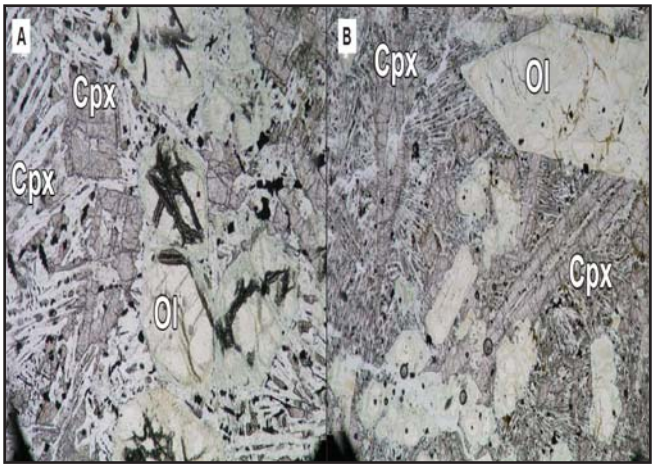
Sample	N	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na2O	K2O	P2O5	Total
Average F17	13	40.6	0.00	0.11	0.12	48.1	0.29	0.16	10.5	0.39	0.00	0.01	0.00	100.2
Average 28X	4	41.2	0.01	0.08	0.15	49.3	0.27	0.14	8.4	0.47	0.00	0.00	0.00	100.0
Average F37	11	40.1	0.01	0.06	0.10	47.3	0.36	0.17	11.5	0.38	0.00	0.01	0.01	100.0
Average F42	2	39.7	0.01	0.09	0.19	50.7	0.23	0.12	8.0	0.42	0.00	0.01	0.00	99.4
Max Fo in F28X	1	41.1	0.01	0.07	0.13	48.7	0.29	0.16	9.4	0.46	0.01	0.00	0.00	100.4

جدول ۵-داده‌های مربوط به تجزیه نقطه‌ای بلورهای اولیوین در نمونه‌های فرامافیک F42,F37,F28X,F17 بر حسب تعداد کاتیون‌ها که بر اساس ۴ اکسیژن در فرمول محاسبه شده است.

Sample	N	Si	Ti	Al	Cr	Mg	Ca	Mn	Fe	Ni	Na	K	P	Total	#Mg
Average F17	13	5.99	0.00	0.02	0.01	10.57	0.05	0.02	1.29	0.05	0.00	0.00	0.00	17.99	0.89
Average 28X	4	6.03	0.00	0.01	0.02	10.76	0.04	0.02	1.03	0.05	0.00	0.00	0.00	17.96	0.91
Average F37	11	5.97	0.00	0.01	0.01	10.47	0.06	0.02	1.44	0.05	0.00	0.00	0.00	18.02	0.88
Average F42	2	5.86	0.00	0.02	0.02	11.14	0.04	0.02	0.99	0.05	0.00	0.00	0.00	18.13	0.92
Max Fo in F28X	1	6.02	0.00	0.01	0.02	10.96	0.04	0.01	0.83	0.06	0.00	0.00	0.00	17.96	0.93



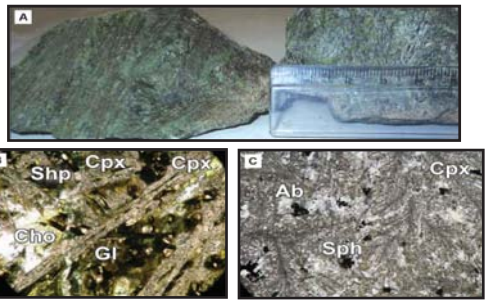
شکل ۳ - تصاویری از بخش‌های مختلف روانه گدازه کماتئیتی لایه‌ای. A) بخش برشی، بر سطح سنگ ترک‌های متعدد و ظریف را می‌توان مشاهده نمود. B) تصویر بافت میکروسکوپی از بخش برشی، شامل دانه‌های هم بعد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اولیوین (Ol) که به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده، کلینوپیروکسن‌های سوزنی و اسکلتی (Cpx) و مواد شیشه (Gl) بین دانه‌ای، عرض تصویر در حدود ۱/۴۵ mm است و در وضعیت XPL تهیه شده است.C) تصویر بافت میکروسکوپی از بخش اولیوین میکرو اسپینیفکس شامل بلورهای توخالی و ناودانی شکل اولیوین که به سرپانتین تبدیل شده‌اند، پیروکسن‌های نازک تار مانند با آرایش شعاعی و مواد شیشه‌ای قهوه ای رنگ، عرض تصویر ۲/۹mm است و در وضعیت PPL تهیه شده است.D) تصویر بافت میکروسکوپی از بخش انباشتی شامل بلورهای هم‌بعد، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار اولیوین و پیروکسن‌های توخالی، عرض تصویر ۲/۵mm است و در وضعیت XPL تهیه شده است.



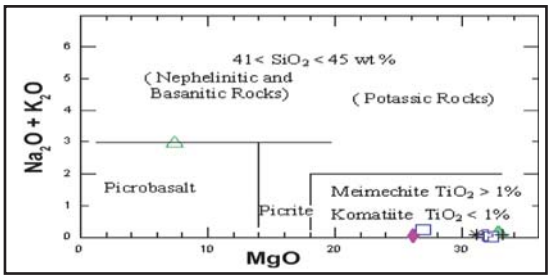
شکل ۴ - تصاویری از بافت‌های نامتعادل در روانه پیکریتی.
A) بافت گدازه پیکریتی بالشی شامل اولیوین‌های هم‌بعد شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار توخالی و حاوی مذاب درگیر (Ol) کلینوپیروکسن‌های توخالی و تار مانند (Cpx)، عرض تصویر ۱/۴mm است و در وضعیت PPL تهیه شده است.
B)گدازه پیکریتی بافابریک برشی شامل بلورهای اولیوین شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، کلینوپیروکسن‌های هم بعد، کشیده توخالی و تارمانند با آرایش شعاعی، عرض تصویر ۲/۹mm است و در وضعیت XPL تهیه شده است.

www.SID.ir

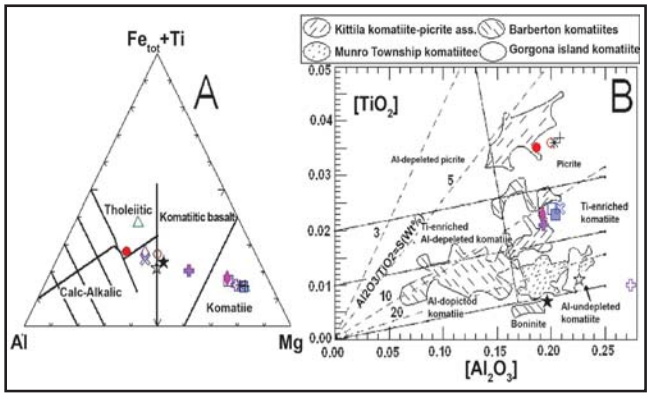
Archive of SID



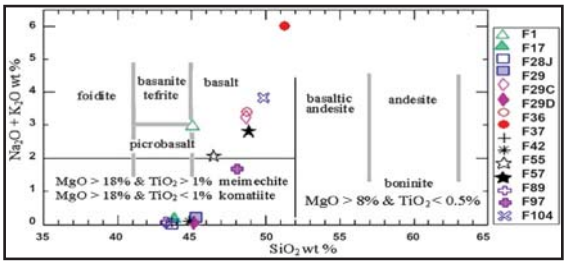
شکل ۵- دایک مافیک با بافت پیروکسن اسپینیفکس. A) در نمونه دستی سمت چپ دسته‌های تقریباً موازی از بلورهای کشیده کلینوپیروکسن با طول بیشتر از ۵ Cm دیده می‌شود، در مواردی که سطح برش بلور ورقی شکل را با زاویه مایل قطع کرده، بلور به صورت نوارهای پهن بر سطح سنگ دیده می‌شود.
B) تصویر میکروسکوپی از بافت همین سنگ که شامل بلورهای کشیده و توخالی کلینوپیروکسن (Cpx)، کلریت (Cho)، شیشه (Gl) و اسفن (Sph) است، عرض تصویر ۱۴mm بوده و در وضعیت PPL تهیه شده است. C) نمونه بازالت کماتئیتی شامل کلینوپیروکسن‌های شاخه‌ای و هم‌رشد با پلاژیوکلاز آلبیتی (Ab) شده،عرض تصویر ۳mm بوده و در وضعیت PPL تهیه شده است.



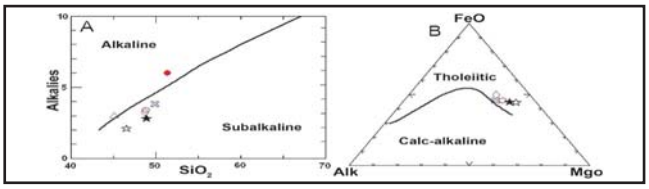
شکل ۷ – نامگذاری نمونه‌های فریمان با استفاده از نمودار MgO در برابر مجموع قلیایی‌ها (LeBas, 2000). نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶



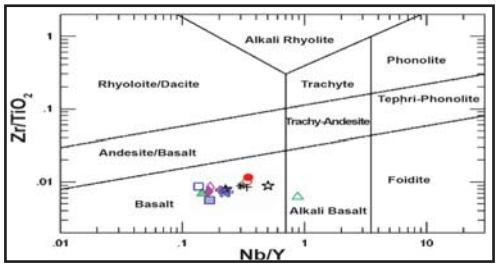
شکل ۱۰- A) نام‌گذاری نمونه‌های فریمان با استفاده از نمودار مثلثی Jensen & Pyke (1982) خط سرخ رنگ دامنه ترکیبی اولیوین در نمونه‌های پیکریتی و کماتئیتی را نشان می‌دهد. روند ترکیبی نمونه‌های فرامافیک با فرایند انباشت اولیوین در این سنگ‌ها سازگاری دارد. B)موقعیت نمونه‌های فریمان در نمودار نسبت مولی TiO_2 در برابر نسبت مولی Al_2O_3 (Hanski et al., 2001)، در مقایسه با موقعیت مجموعه کماتئیتی- پیکریت Kittila و کماتئیت‌های مونرو، باربرتون و گورگونا. نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.



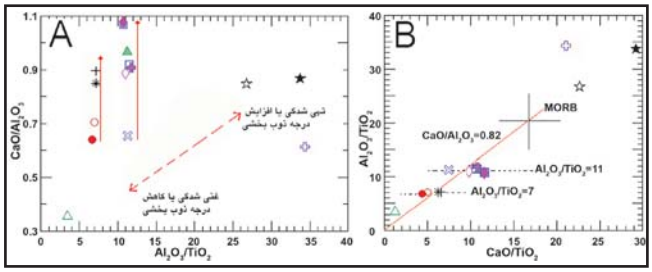
شکل ۶ – نامگذاری نمونه‌های فریمان با استفاده از نمودار سیلیس در برابر مجموع قلیایی‌ها (LeBas, 2000).



شکل ۸- بررسی ماهیت نمونه‌های مافیک فریمان با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط Irvine & Baragar (1971) برای تفکیک انواع بازالت‌ها. نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.



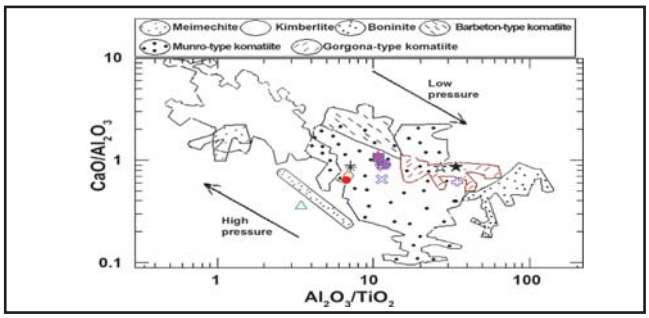
شکل ۹- نامگذاری نمونه های فریمان با استفاده از نسبت های عناصر ناسازگار و نامتحرک. نمودار اولیه از Winchester & Floyd (1977) که توسط Pearce (1996) بازبینی و مجدداً رسم شده است. نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.



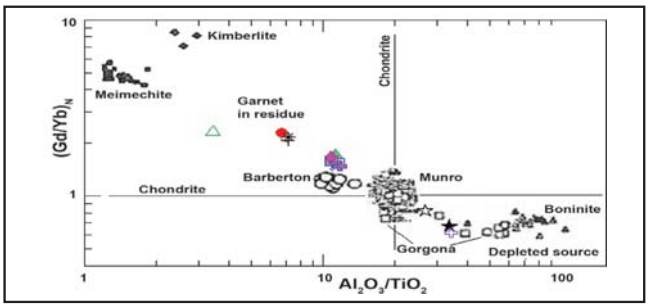
شکل ۱۱- A) نمودار تغییرات نسبت Al_2O_3/TiO_2 در برابر CaO/TiO_2 نمونه‌های فریمان، خط ممتد قائم تغیرات نسبت CaO/Al_2O_3 را در مقادیر ثابت نسبت Al_2O_3/TiO_2 نشان می دهد و خط چین مایل نحوه تأثیر فرایندهای تهی شدگی و غنی شدگی و درجه ذوب بخشی را بر این نسبت ها نشان می دهد.
B) نمودار تغییرات نسبت CaO/TiO_2 در برابر Al_2O_3/TiO_2 ، خطوط متقاطع نمایانگر مقادیر کندریتی این نسبت‌ها و خط رسم شده مقدار این نسبت ها را در نمونه های مورب برخوردار از نسبت‌های کندریتی (Nesbitt et al., 1979) نشان می‌دهد. نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.

www.SID.ir

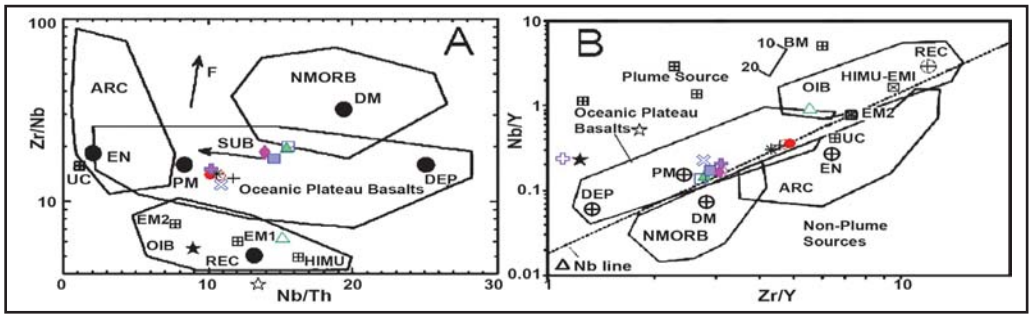
Archive of SID



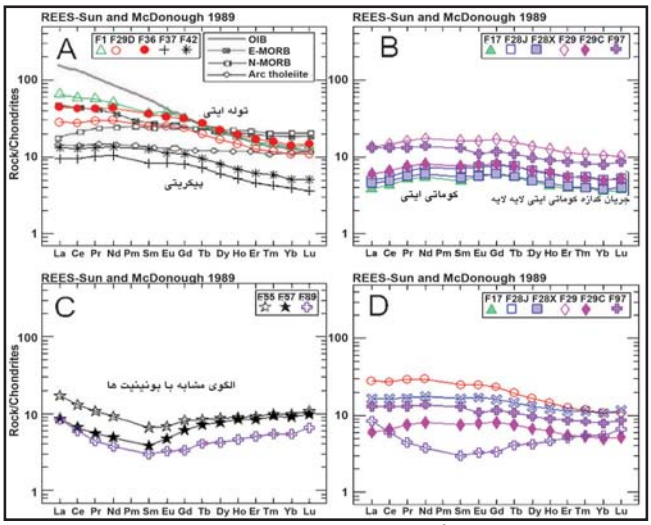
شکل ۱۲- نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر CaO/TiO_2 و موقعیت نمونه‌های فریمان در مقایسه با انواع کماتئیت‌ها در مناطق باربرتون، مونرو و گورگونا و همچنین دیگر سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO شامل میرمکیت‌ها، کیمبرلیت‌ها و بونینیت‌ها، محدوده مجموعه‌های سنگی مختلف از Arndt (2003) . نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.



شکل ۱۳- نمودار Al2O3/TiO2 در برابر $(Gd/Yb)_N$ بهنجار شده بر حسب نسبت گوشته اولیه، موقعیت نمونه‌های فریمان در مقایسه با انواع کماتئیت‌ها در مناطق باربرتون، مونرو و گورگونا و دیگر سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO شامل میرمکیت‌ها، کیمبرلیت‌ها و بونینیت‌ها، محدوده مجموعه‌های سنگی مختلف از Arndt (2003). نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.

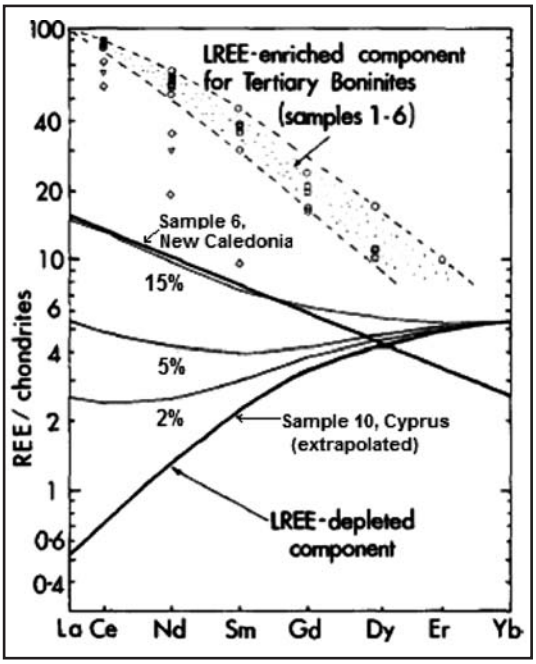


شکل ۱۴- A و B) به ترتیب نمودارهای نسبت های Zr/Y در برابر Nb/Y و Nb/Th در برابر Zr/Nb و موقعیت نمونه‌های فریمان در مقایسه با منابع گوشته‌ای و محدوده‌های مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف. علائم به کار رفته در این نمودارها عبارتند از: جایگاه کمانی (ARC)، بازالت‌های جزیره اقیانوسی (OIB)، بازالت‌های دشت اقیانوسی و مورب عادی (NMORB) . ترکیب منابع گوشته‌ای مختلف شامل منابع تهی شده کم ژرفا (DP) و پلوم ژرف (DEP)، غنی شده کم ژرفا شامل پوسته بالایی قاره‌ای و سنگ کره زیر قاره‌ای، گوشته اولیه (PM)، پوسته بالایی(UC)، سنگ کره اقیانوسی بازچرخه (REC) شامل ترکیبات EM1 و EM2 و منبع گوشته‌ای با μ بالا ،(HIMU)μ عبارت است از نسبت $(^{238}U/^{204}Pb)$.BM در نمودار A نحوه تأثیر ۱۰ تا ۲۰ درصد ذوب تعادلی بر این نسبت‌ها را نشان می‌دهد و فلش‌ها در نمودار B آثار ناشی از ۱۰ تا ۲۰ درصد ذوب تعادلی (F) و فرورانش (SUB) را بر ترکیب مذاب نشان می‌دهد. نمودار A از Condie(2005) و نمودار B از Viruete et al. (2007). نمادهای رسم شده برای نمونه‌ها مانند شکل ۶.



شکل ۱۵- الگوهای مختلف REE در نمونه‌های فریمان.

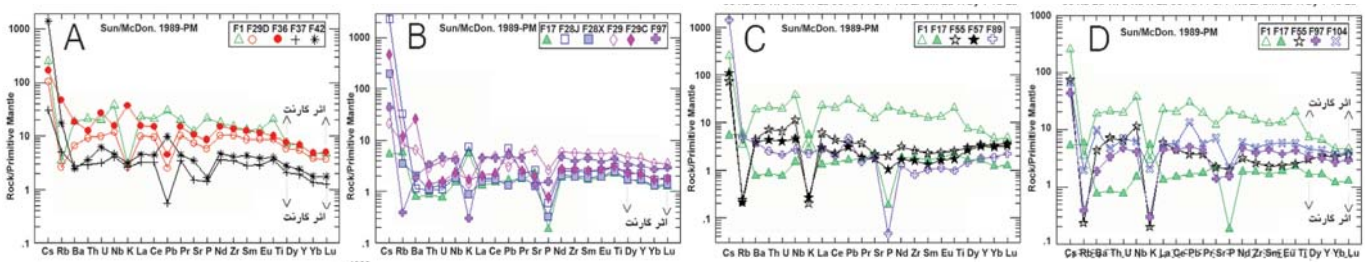
A) الگوهای پیکریتی- تولئیتی، B) الگوی کماتئیتی، C) الگوی شبه بونینیتی و D) مقایسه الگوهای مختلف. الگوهای مربوط به بازالت‌های جزیره اقیانوسی(OIB)، مورب غنی شده (E-MORB)، مورب عادی (NMORB) و تولئیت کمانی از Fang Niu (2003) اقتباس شده است.



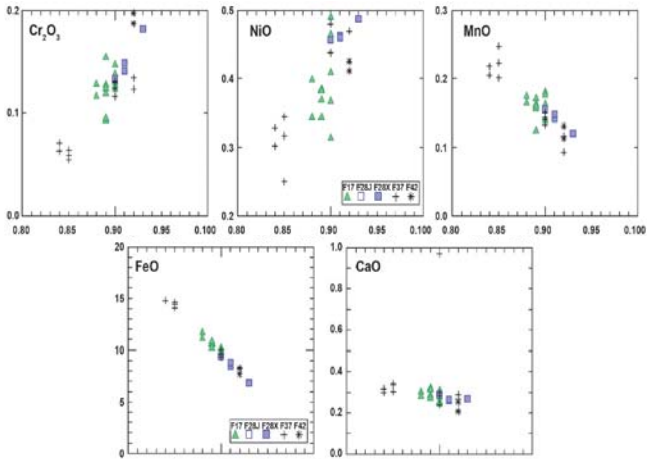
شکل ۱۶- چگونگی شکل گیری الگوی U شکل REE در نتیجه ادغام الگوهای تهی شده و غنی شده از REE (Cameron et al., 1983).

www.SID.ir

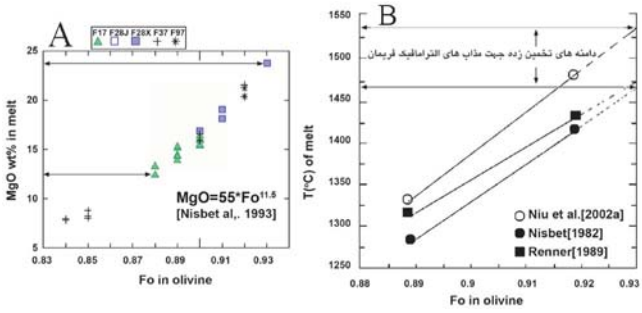
Archive of SID



شکل ۱۷- الگوهای عنکبوتی نمونه های فریمان، بهنجار شده برحسب مقادیر گوشته اولیه از (1989) Sun & McDonough . A) نمونه‌های پیکریتی- تولئیتی، B) نمونه‌های کماتیتی و کماتئیت بازالتی، C) نمونه‌های کماتئیتی و کماتئیت بازالتی که از الگوهای عناصر خاکی کمیاب U شکل برخوردار هستند همراه با الگوی نمونه پیکروبازالتی F1 برای مقایسه، D) الگوهای مختلف مشاهده شده برای مقایسه. در نمونه های پیکریتی- تولئیتی و کماتئیتی تأثیر حضور گارنت در منبع گوشته‌ای را با توجه به شیب دیده شده در بخش عناصر خاکی کمیاب سنگین می‌توان مشاهده کرد.



شکل ۱۸- تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی در برابر تغییرات عدد منیزیم در بلورهای اولیوین.



شکل ۱۹- A) محاسبه میزان MgO در مذاب بر اساس میزان Fo در بلورهای اولیوین و با استفاده از فرمول تجربی (1993) .Nisbet et al B) برآورد دمای مذاب با استفاده از میزان Fo در بلورهای اولیوین و بر اساس سه مدل مختلف. بیشینه دما با در نظر گرفتن بالاترین میزان Fo در بلورهای اولیوین و بر اساس مدل Niu et al. (2002a) در حدود ۱۵۳۵ºC و کمینه آن بر پایه مدل(1982) Nisbet در حدود ۱۴۷۰ºC برآورد می‌شود.

کتابنگاری

افتخارنژاد، .ج. و بهروزی. ا.، ۱۳۷۰- یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پالئوزوییک پایانی در شمال خاوری خراسان (از جمله کپه داغ) واهمیت ژئودینامیکی آن. فصلنامه علوم زمین، سال اول شماره اول، ص ۴-۱۵.

افتخار نژاد، .ج.، اسدبان، ع.، راستگار میرزایی، ع.، ۱۳۷۱- سن مجموعه دگرگونه‌ها و افیولیت‌های شاندرمن- اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته شبه اقیانوسی دریای خزر. فصل نامه علوم زمین، بهار۷۱، سال اول شماره ۳.

پورلطیفی، ا.، علوی‌نائینی، م.، شجاعی، ن.، M , Vedige، بهرمند، م.، واعظ، ف.،۲۰۰۱- نقشه زمین‌شناسی ورقه طرقبه مقیاس ۱۰۰،۰۰۰ : ۱، سازمان زمین‌شناسی کشور، مرکز مشهد.

سبزه‌ئی، م. و پورلطیفی، ع.، ۱۳۷۴ - ماگمای افیولیتی و نقش آن در تکوین افیولیت‌های ایران، برداشت‌هایی از گدازه‌های الترابازیک با گرایش کماتئیتی، چهاردهمین گردهمایی
علوم زمین.سازمان زمین‌شناسی کشور.

طاهری، ج. و قائمی، ف.،۱۹۹۴- نقشه زمین‌شناسی ورقه مشهد مقیاس ۱۰۰،۰۰۰ : ۱، سازمان زمین شناسی کشور. مرکز مشهد.

معاف پوریان، غ.، پورمعافی، م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۶ - بررسی پتروژنزیک جریان گدازه کماتئیتی لایه لایه در شرق فریمان، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران ، دانشگاه فردوسی مشهد.

هوشمند زاده، ع.، ۱۳۷۱- پتروژنز سنگ‌های دگرگونه، ترجمه شده، نویسنده Winkler, H.G.F., 1974.

References

Alavi, S. M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran., Geol. Soc.Amer., Bull., V.103, pp : 983-992.

Alavi, S. M., 1979- The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. Geologisch Rundschau , v.68 , no. 1, p. 334 – 341.

Arndt, N. T., 1986- Diffrentiation of komatiite flows. Journal of Petrology,Vol, 27, part2, pp. 279-301.

Arndt, N. T., 1994- Komatiites. In: Condie, k.c., (ed) Archean Crustal Evolution. Amesterdam: Elsevier, pp.11 – 44.

Arndt, N.T., Naldrett, A. J., Pyke, D. R., 1977- Komatiitic and Iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario.Journal of Petrology, Vol, 18,

www.SID.ir

Archive of SID

part 2, pp. 319-369.
Berberian, M., King, G.C.P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci., 18, 210–265.
Best, M. G., 2001- Igneous petrology. By Blackwell Science,inc.
Bozorgnia, F., 1973 – Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Elbruz mountains , Iran – National Iranian oil company, geological laboratories , publ. No 4 , Tehran.
Belov, A. A., Gatnskyvu, G., Mossakovsky, 1986- A Precis on pre-Alpine Tectonic History of Tethyan Paleooceans, Tectonophys, 127, pp. 197-211,
Cameron, W. E., McCulloch, M. T., Walker, D. A., 1983- Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 65, pp. 75-89.
Cameron, W. E., Nisbet, E. G., 1982- Phanerozoic analogues of of komatiitic basalts. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G., (eds) Komatiites. London: George Allen & Unwin, pp. 29 – 49.
Condie, K. C., 2003- Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. Geochemistry, Geophysics, Geosistems,an electronic journal of the Earth Sciences.
Condie, K. C., 1999- Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust, Lithos, 46, 95–101.
Diefenbach,K. W., Davoudzadeh,M., Alavi-Tehrani, N. and Lensch,G., 1986 – Paleozoic ophiolites in Iran and geodynamic implication. Ofioliti ,1986, 11(3) , 305 – 338.
Fang, N., Niu, Y., 2003- Late Palaeozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China, and their geodynamic significance. Journal of Petrology, vol. 44, Number 1, pp. 141-157.
Faure, F., Arndt, N., and Libourel,G., 2006- Formation of Spinifex Texture in Komatiites: an Experimental Study. Journal of Petrology, Vol, 47, Number 8, pp.1591-1610.
Fitton, J. G., Saunders, A. D., Larsen, L. M., Hardarson, B. S., Norry, M. J., 1998- Volcanic rocks from the Southeast Greenland margin at 63º N:Composition, petrogenesis,and mantle sources. Proceedings of the ocean drilling program, scientific results,vol. 152, pp. 331-350.
Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S., Taylor, R. N., 1997- Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth planetary science letters. 153, pp.197- 208.
Fleet, M. E., 1975- The growth habits of clinopyroxene. Canadian Mineralogist. Vol, 13, pp. 336-341.
Hanski, E., Walker,r.j., Huhma, H., Polyakov,G . V., Balykin,P. A., Hoa,T. T. and Phuong,N. T., 2004- Origin of the Permian-Triassic komatiitees, Northwestern Vietnam. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147, pp. 453-469.
Hanski, E., Huhma, H. Rastas, P. and Kamenetsky, V. S., 2001- The Palaeoproterozoic Komatiite – Picrite association of Finnish Lapland. Journal of Petrology, Vol, 42, Number 5, pp. 855- 876.
Herzberg, C., 1995- Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. Chemial Geology, 126, pp. 1-16.
Hill, R. E. T, Barnes, S. E., Dowling, S. E. , Thordarson, T., 2004- Komatiites and nickel sulphide ore bodies of the Black Swan area, Yilgarn Craton, Western Australia.1.Petrology and volcanology of host rocks. Mineralium Deposita 39, pp. 684–706.
Hill, R. E. T., Barnes, S.J., Gole, M.J., Dowling, S.E., 1995- The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. Lithos, 34, pp. 159-188.
Kerr, A. C., Arndt, N. T., 2001- A note on IUGS reclassification of the high - Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology, Vol, 42 Number 11, pp. 2169 – 2171.
Kerr, A. C., Marriner, G. F., Arndt, N.T., Tamey, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Duncan, R. A., 1996- The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and 4basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. Lithos, 37, PP. 245-260.
Kerrich, R., Wyman, D., Fan, J., Bleeker, W. Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. Earth and Planetary Science Letters 164 (1998) 303–316.
Kozur, H., Mostler, H. with a preliminary note by Ruttner A.W. ,1991- pelagic Permian Conodonts from an oceanic sequence at Sang-e-Sefid (Farman, NE- Iran). Abh Geol B-A 38: 101- 110.
LeBas, M. J., 2001- Reply to comment by Kerr and Arndt. Journal of petrology, Volume 42, Number 11, pp. 2173-2174.
LeBas, M. J., 2000- IUGS Reclassification of high-Mg and picritic volcanic rocks.journal of petrology , Volume 41, Number10 ,1467-1470.
Lofgren, G. E., 1983- Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallization study . Journal of Petrology, Vol. 24, part 3. pp. 229-255, 1983.
Magidi, B., 1983 - The geochemistry of ultrabasic lava flow occurrence in north-east Iran.G.S.I. rep.no. 51, PP: 463 - 477.
Magidi, B., 1981 - The ultrabasic lava flows of Mashhad ,NE Iran: Geological magazine,v.118, pp. 49-58.
Nesbitt, R. W., Sun, S. S. and Purvis, A. C., 1979- Komatiites: Geochemistry and Genesis.Canadian Mineralogist. Vol, 17, pp. 165–186.
Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. and Bikle, M. J., 1993- Constraining the potential temperature of the mantle : A review of the evidence from komatiites . Lithos, 30, PP. 291-307.
Nisbet, E. G., 1982- The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G., (eds) Komatiites. London: George Allen & Unwin, pp. 501–520.
Niu, Y., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A. & Bach, W., 2002a- Mineral chemistry, whole-rock compositions and petrogenesis of ODP Leg 176 gabbros: data and discussion. In: Natland, J.H., Dick H.J.B., Miller, D.J. & Von Herzen, R.P. (eds) Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results, 176. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 1–60. [On line.] Available at: http://wwwodp.tamu.edu/publications/176 SR/VOLUME/CHAPTERS/SR176 08.PDF.
Paraskevopoulos, G. M., Economou, M. I., 1986- Komatiite- type ultramafic lavas from the agrilia formation, otris ophiolite complex, Greece. Ofioliti, 11 (3), pp. 293-304.
Renner, R., 1989- Cooling and crystallization of komatiite flows from Zimbabwe. Ph.D. Thesis, University of Cambridge,162 pp.
Sabzehei, M., 1996- Layered mafic-ultramafic komatiitic lava flows and their bearing on the problems of Iranian ophiolites.30th Internat. Geol. Congress, Abstracts, vol. 1, p. 296.
Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the alpine ranges between Iran and central Asia, Memoir Hors Service Society Geologique France, 8, 333-353.
Stocklin, J., 1974 - Possible ancient continental margins in Iran. Geology of continental margins (ed. C. A. Burk and C. L. Darke)PP. 873 – 87.New York ; Springer – Verlag.
Stocklin, J. and Nabavi,M. H., 1973- Tectonic map of Iran 1:2,500,000, Geology survey of Iran.
Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258.
Vernon, R. H., 2004 - A practical guide to rock microstructure. Cambridge Univerity Press.
Viruete, E. J., Estau´n, A. P., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T. D., Spadea, P., 2007- Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex,Hispaniola, northeastern Caribbean.Journal of Geophysical research,Vol.112,pp.1-19.

www.SID.ir

Archive of SID

Scientific Quarterly Journal,**GEOSCIENCES**,Vol.18, No 72, Summer 2009

Thermometry and Formation Model of Carbonate-Hosted Zn-Pb Sulfide Deposits in the Ravar-Bafgh Area Based on Sulfur Stable Isotopes

By: A. Amiri*·*, I. Rassa**, A. Khakzad** & M. H. Adabi****

* Geology Department, Islamic Azad University, Science and Research Campus, Tehran, Iran

** Geology Department, Earth Science Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

*** Islamic Azad University, Zarand Branch

Received: 2007 August 18 Accepted: 2007 December 23

Abstract

Stabilization of potentially sliding terraces and natural slopes are of great importance from view point of resident security, environment protection, river engineering and water and soil conversation. Soil reinforcement using tree toots is one of the methods being studied by many researchers. Most of them have worked on the effect of root density and few of them on the root diameter leading to contradicting results. In this paper the combined effect of root diameter and density on the shear resistance of soil is investigated by series of in-situ direct shear tests. Eighteen tests were carried out on soil possessing Willow roots and the results compared with those of non rooted soil as reference. To explain the observations, a new parameter referred to as root diameter-density index (RDDI) was defined. The results reveal that an increase in RDDI causes a significant increase in the apparent cohesion of rooted soil, but a little decrease in the internal friction angle. In both cases the rate of variation decreases with increasing RDDI and tends to a little value; however the extreme values of 212% and -15% are observed respectively. As general conclusion for rooted soils, the dominance of variation of apparent cohesion with respect to that of internal friction angle results the shear resistance ameliorates within a range of RDDI, and for further values it tends to a stabilized value. Moreover, for practical purposes, a relation was developed to be used by designer engineers.

Key words: slope stabilization, sSoil shear resistance, apparent cohesion, internal friction angle, root diameter, root density

For Persian version see pages 3 to 10

E-mail:aliamiri731@yahoo.com

Petrogenetic Investigation of Ultramafic – Mafic Rocks At The East Of Fariman, NE Iran

By: Gh. A. Moafpourian*, M. Pourmoafi*, M. Vosoughi Abedini*, M. H. Emami, M. R. Jannessari** & S.w. Parman *****

*Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Department of Geology, Tehran, Iran.

**Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

***Durham University, Department of Earth science, Durham, England.

Received:2007 September 16 Accepted: 2008 June 28

Abstract

Scattered outcrops of ultramafic – mafic rocks and interbeded sedimentary layers in the North of Fariman – Torbat-e- Jam lineament are exposed mainly at the west of Mashhad, east of Fariman and north of Torbat-e- Jam in Agh- Darband area. Our studies on ultramafic – mafic rocks have revealed several fields and petrographic evidences which demonstrate their volcanic to subvolcanic origin. Moreover, observation of various disequilibrium textures including the presence of glass, elongate and hopper pyroxene and olivine, occurring as pyroxene spinifex and olivine microspinifex textures in mafic and ultramafic rocks, can just be explained on the basis of their volcanic origin. On the basis of geochemical criteria, defined by IUGS for high MgO ultramafic and mafic volcanic rocks, these rocks are classified as komatiitic, picritic and basaltic types. Essential geochemical contrasts, including various ratios of incompatible immobile trace elements and different patterns of REE and spider diagrams, are too high to be explained on the basis of various degrees of partial melting of a uniform mantle source or AFC processes. It is thus possible to consider the role of a heterogeneous mantle source and/or dynamic melting in petrogenesis of these rocks.

www.SID.ir

Archive of SID

Furthermore to the cited heterogeneity which can be explained by mantle plume assumption, position of Fariman's samples in the diagrams of (Nb/Th)N versus (Nb/La)N and Nb/Th versus Zr/Y which mainly plot at the OPB area, and Zr/Y versus Nb/Y which plot on or above ΔNb line, coincide with the same assumption. Here we have argued that disequilibrium textures had been formed by undercooling of superheated melts, originated from an ascending mantle plume source, and rapid growth of crystals in such a melts. This arguement is favored with regard to high Fo contents of olivines which make necessary equilibrium of these crystals to high MgO contents and hot melts. We have estimated the MgO content and temperature of parent melt as much as 23.74% and 1470-1535ºC respectively based on maximum Fo content of olivine crystal in a komatiitic sample. These values are too high to correspond to a subduction or even a normal MORB related environments; however, similar to a hot spot tectonic setting.

Key words: Ultramafic – Mafic , Komatiite, Disequilibrium texture, Mantle plume.

For Persian Version see pages 11 to 24

E-mail:ghmoaf@yahoo.com

Recognition of Favourable Groundwater Contamination Zones with Karst Evolution Zonation Using GIS (Case Stady : Kermanshah Province)

By: A. Maleki*

*Dept. of Geomorphology, Razi University, Kermanshah, Iran

Received: 2007 December 30 Accepted: 2008 July 19

Abstract

The Large numbers of provinces in country use Karst's water Sources as a main Source of securing water for using in different ground of drinking-agriculture and industry. Kermanshah province with an area about 24953,286 square kilometers is located in the middle of western side of the country which its main part is in the zones of nappe and foliated Zagross and its heights are often formed of the hard carbonated formations. The Karsti zonations of Kermanshah province play an important role in the providing and feeding of aquiferouses; for this reason to recognize these zonations and the rate of their modification , the zonation of the modification of the karst is done in this research and its map has been drawn too . For the purpose of acquiring of the aims of the research , first the closed superficial holes as the index of the modification of the karst were recognized by using the topographic maps 1 / 50000 and the recognizing pictures 5 meters irs (BW) , their maps were drawn and after examining statistically and confirm the relationship the maps with the subject , with the help of the Kay square and the rotary operation , seven factors of height , lithologic , geomorphology , temperature , rainfall , vaporization and slope as the effective factors in the modification of the karst have been selected . After digitalization of all of the respective data for evaluation (giving weight) the classes of the maps of aquired from the statistics ways , analysis of the hierarchic (expertizing judgement) , condensation of the surface , the informational value , the variables weight and the experimental way were used . Then in the environment of GIS the maps of the factor of overlapping and the maps of the zonation the modification of the karast has been aquired with the 5 ways mentioned .Among the ways used for zonation , the way of the informational value has the most adaption with the selected index (the closed holes) in the zone being studied .The aquired maps of zanation, beside the determinination of the zones with different degrees of modification of the karst's from in the province, It also has detemined the feeding Limitations of underground waters (Karst) and the favourable areas for Pollution of these Sources in the surface of earth.Which should use Suitable Policy for protecting these areas, Other wise many gangers will threat the feeding places.

Key words: Karst, Underground, Contamination, Kermanshah, GIS.

For Persian Version see pages 25 to 32

E-mail: amjad_maleki@yahoo.com

www.SID.ir