

The study of disequilibrium textures and mineral chemistry in ultramafic - mafic rock suite East of Fariman, NE Iran

G. Moafpourian¹, M. Pourmoafi¹, M. Vosughi Abedini¹, M.H. Emami²

1- Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University

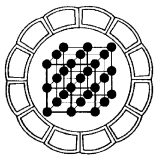
2- Geology survey of Iran

Email: g-pooryan@sbu.ac.ir

(Received: 7/4/2008, in revised form: 6/12/2008)

Abstract: On the basis of petrographic observations and electron microprobe analyses data set on major and minor minerals from ultramafic- mafic rock suite with komatiitic to picritic - tholeiitic affinity, East of Fariman, we have investigated some of the petrological features of their parental magmas and condition of minerals crystallization. Major minerals in ultramafic rocks show various disequilibrium textures, including elongated hopper olivines with sharp tips, and spray to acicular, skeletal and hopper elongated pyroxenes, while in mafic rocks disequilibrium textures are dendritic pyroxene - plagioclase intergrowth. Such textures must have been produced by rapid growth of crystals due to undercooling of a previously superheated melt. High Fo contents of olivines is necessary the equilibrium of these crystals in a hot melt with high MgO content. On the basis of maximum Fo content of an olivine crystal in a komatiitic sample, we have estimated MgO percent and temperature of parent melt as much as 23.74% and 1470°C -1535 °C respectively. High TiO₂ contents of pyroxene and spinel crystals indicate that their host magma must have been originated from a fertile mantle source, similar to OIB and /or LIP sources, indicating the probable role of a mantle plume in petrogenesis of these rocks.

Keywords: Northeast of Iran - Fariman - ultramafic-mafic rocks - mineral chemistry - crystallization temperature – komatiite.



بررسی بافت‌های نامتعادل و شیمی کانی‌ها در مجموعه سنگ‌های الترامافیک - مافیک خاور فریمان، شمال خاوری ایران

غلامعلی معاف پوریان^۱، سید محمد پورمعافی^۱، منصور وثوقی عابدینی^۱، محمد هاشم امامی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- سازمان زمین‌شناسی کشور

پست الکترونیکی: g-pooryan@sbu.ac.ir

(دریافت مقاله: ۸۷/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۸۷/۹/۱۶)

چکیده: بر اساس مشاهدات سنگ‌شناختی و مجموعه‌ای از داده‌ها که حاصل تجزیه نقطه‌ای کانی‌های اصلی و فرعی در سنگ‌های الترامافیک - مافیک خاور فریمان با گرایش کوماتی ایتی تا پیکریتی - توله‌ایتی بوده به بررسی برخی از ویژگی‌های ماگماهای میزبان و شرایط تبلور کانی‌ها در این سنگ‌ها پرداخته‌ایم. بافت‌های نامتعادل مشاهده شده در سنگ‌های الترامافیک، شامل الیوین‌های توخالی کشیده و نوک تیز، پیروکسن‌های تار مانند، سوزنی، اسکلتی و توخالی، و در سنگ‌های مافیک شامل اشکال شاخه‌ای از هم رشدی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و نمایانگر رشد سریع بلورها تحت تاثیر فروتافت یک مذاب است. محتوای بالای Fo در بلورهای الیوین مستلزم تعادل این بلورها با یک مذاب سرشار از MgO با دمای بالا بوده است. بر اساس بالاترین میزان Fo در بلور الیوین مشاهده شده در یک نمونه کوماتی ایتی، مقدار MgO و دمای ماگمای والد را به ترتیب در حدود ۲۳/۷۴٪ و ۱۴۷۰ تا ۱۵۳۵ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده‌ایم که همراه با شواهد دیگر، مانند محتوای بالای TiO₂ در ترکیب پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها، نشان از وجود مذاب ریشه گرفته از خاستگاه گوشته‌ای زایا نظیر خاستگاه‌های گوشته‌ای OIB و / یا LIP داشته و بر نقش احتمالی یک زبانه گوشته-ای در این سنگ‌زایی‌ها دلالت دارد.

واژه‌های کلیدی: شمال خاوری ایران - فریمان - سنگ‌های الترامافیک - مافیک - شیمی کانی‌ها - دمای تبلور - کوماتی ایت.

۱- مقدمه

این مقاله، ما بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناختی و با استفاده از مجموعه‌ای از داده‌های شیمی کانی‌های الیوین، پیروکسن، آمفیبول و اسپینل در تعدادی از سنگ‌های الترامافیک و مافیک خاور خط واره تربت جام - فریمان به مطالعه خصوصیات این کانی‌ها و ماگمای میزبان آنها پرداخته‌ایم. نمونه‌های مورد استفاده در این کار پژوهشی از رخنمون‌های پراکنده متشکل از توالی واحدهای الترامافیک- مافیک و لایه‌های تهنشستی خاور خط واره فریمان - تربت جام برداشت شده‌اند که علاوه بر خاور فریمان در نواحی باختر مشهد، شمال تربت جام و در شمال روستای آق دربند نیز مشاهده می‌شوند.

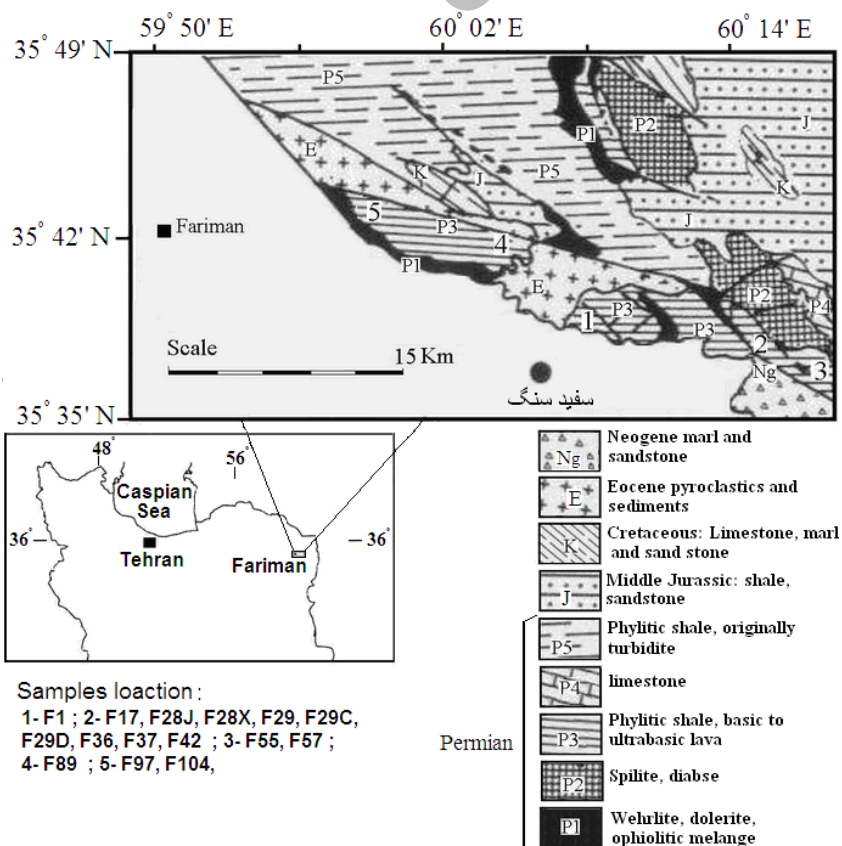
بررسی‌های سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌های اصلی از جمله روش‌هایی است که در سنگ‌شناسی آذرین به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. ویژگی‌های بافتی ملاحظه شده در یک سنگ آذرین شرایط و چگونگی به انجماد درآمدن مذاب مربوطه را نشان می‌دهد و با آگاهی از شیمی کانی‌هایی مانند الیوین، پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و اسپینل‌ها می‌توان به اطلاعات مهمی در خصوص خاستگاه و شرایط تشکیل ماگما دست یافت. این اطلاعات در نهایت ما را در زمینه تفسیر شرایط دیرینه زمین‌ساختی یک منطقه یاری خواهد کرد. در

مناطق شمالی و خاور فریمان ملاحظه می‌شوند و در حقیقت بخشی از مجموعه رخنمون‌های پراکنده متشکل از توالی الترامافیک - مافیک و لایه‌های ته‌نشستی خاور خط واره فریمان - تربت جام محسوب می‌شوند که علاوه بر خاور فریمان در نواحی باختر مشهد، شمال تربت جام و در منطقه آق در بند نیز مشاهده می‌شود. در ناحیه خاور فریمان رخنمون‌های یاد شده را به ویژه در مناطق شمالی و شمال خاوری سفید سنگ واقع در ۳۰ کیلومتری جنوب خاوری فریمان می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱). در این نواحی با توجه به عملکرد گسل‌های متعدد رخنمون‌های توالی مورد بحث را اغلب در همبندی‌های گسله با سازندهای جوانتر می‌توان مشاهده کرد که کار بررسی‌های صحرایی این سنگ‌ها را تا حدودی دشوار می‌سازد. سن توالی بر اساس بررسی‌های انجام شده روی ریزسنگ‌واره‌های یک نمونه آهکی Asselian تا Sakmarian تعیین شده است [۱۳]. علاوه بر این بر اساس کونودونت‌های مشاهده شده در یک نمونه چرت سرخ رنگ، زمان تشکیل این سنگ‌ها را به بخش فوقانی پرمین زیرین نسبت داده‌اند [۱۴].

برخی از نویسندگان، مجموعه سنگی مورد بحث را در ردیف سنگ‌های افیولیتی قرار داده و آنها را به عنوان آثار زمین درز پالئو تتیس معرفی می‌کنند [۱-۶] ولی شمار دیگری نیز ایده متفاوتی را مطرح کرده و سنگ‌های یاد شده را به عنوان یک توالی آتشفشانی-ته‌نشستی عادی شامل گدازه‌های الترامافیک-مافیک آب‌سپال توله ایت غنی از MgO با گرایش کوماتی ایتی معرفی کرده‌اند [۷-۱۰] بررسی‌های ما نیز از ماهیت آتشفشانی تا کم عمق این سنگ‌ها حکایت داشته و با توجه به بررسی‌های انجام شده در خصوص ژئوشیمی این سنگ‌ها، آنها را به انواع کوماتی‌ایتی، بیکریتی و توله‌ایتی تقسیم کرده‌ایم [۱۱].

۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی، بخشی از زون بینالود محسوب شده [۱۲] و برونزدهای توالی مورد مطالعه اغلب در مجاورت گسل‌هایی که در راستای شمال باختری- جنوب خاوری قرار دارند ملاحظه می‌شود. سنگ‌های الترامافیک - مافیک در تناوب با لایه‌های ته‌نشستی تخریبی و آهکی، به صورت رخنمون‌های پراکنده در



شکل ۱ نقشه گستره مورد مطالعه در شرق فریمان، نقشه اصلی از [۴۰].

۳- نمونه برداری، روش‌های بررسی و تجزیه نمونه‌ها

در هیچیک از نمونه‌ها بلور تازه‌ای از پلاژیوکلاز مشاهده نشد و فقط شکل‌های دروغین این کانی را همراه با بخش‌های باقیمانده که از ترکیب آلپیتی برخوردارند مشاهده کردیم. تجزیه کانی‌ها و تهیه داده‌های مربوط به شیمی آنها (جدول شماره ۱ تا ۵) در دانشگاه ادینبورگ و با استفاده از یک دستگاه ریزکائنده الکترونی مدل CAMECA SX100 انجام گرفت. کلیه تجزیه‌ها در شرایط جریان الکترونی ۱ کیلو ولت، جریان نمونه ۲۰ نانو آمپر و اندازه نقاط در حدود ۱ μ m انجام گرفته است. خطوط اولیه پرتو X با استفاده از ترکیب فلزات خالص، اکسیدهای ساختگی و کانی‌های طبیعی با ترکیب شناخته شده همسنجی شده و ترکیب کانی‌های نامشخص با استفاده از روش تصحیح PAP matrix تعیین و اکسیژن در تمام تجزیه‌ها با توجه به روابط عنصرسنجی مشخص شده است.

در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی و محل برداشت نمونه‌ها مشخص شده است. نخست بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، به بررسی بافت‌های نامتعادل مشاهده شده در نمونه‌های الترامافیک و مافیک پرداخته و در ضمن تعدادی از نمونه‌ها را که از کانی‌های سالم برخوردار بوده‌اند، برای تهیه مقاطع نازک صیقلی انتخاب کردیم. کار تهیه مقاطع نازک صیقلی از سنگ‌های انتخاب شده شامل نمونه‌های الترامافیک F17, F28X, 29C با ماهیت کوماتی ایتی، نمونه‌های F37, F42 با گرایش پیکریتی و نمونه‌های مافیک F97, F57 (بازالت کوماتی ایتی)، F29, F29b, F104 (بازالت توله- ایتی غنی از منیزیم) در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه دورهام انگلستان انجام گرفت. از آنجا که سنگ‌های مورد بررسی در معرض دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز قرار گرفته‌اند، لذا

جدول ۱ داده‌های عناصر اصلی و فرعی ۱۵ نمونه الترامافیک و مافیک منطقه فریمان که با استفاده از روش XRF تهیه شده‌اند. $Ins.Re(\sigma)$ و $Sam.Re$ به ترتیب قابلیت تولید دوباره داده‌ها توسط دستگاه و نمونه را نشان داده نمایانگر دقت دستگاه و کیفیت پودر تهیه شده است و $Ac.(rmsd)$ نمایانگر صحت داده‌ها بر حسب میانگین ریشه انحراف معیار است.

| Sample | F1 | F17 | F28J | F28X | F29 | F29C | F29D | F36 | F37 | F42 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|--------------------|--------|-----------|--------|-------|
| SiO ₂ | ۴۲٫۰۳ | ۴۱٫۱۹ | ۴۱٫۸۳ | ۳۹٫۴۱ | ۴۷٫۱۱ | ۴۱٫۵۰ | ۴۶٫۶۴ | ۴۹٫۶۲ | ۳۹٫۶۶ | ۴۰٫۹۹ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۴٫۱۵ | ۵٫۲۴ | ۷٫۰۳ | ۵٫۲۰ | ۱۳٫۲۰ | ۶٫۷۴ | ۱۲٫۵۶ | ۱۳٫۹۴ | ۴٫۹۶ | ۵٫۶۵ |
| Fe ₂ O ₃ | ۱۷٫۶۳ | ۱۱٫۱۰ | ۱۱٫۴۴ | ۱۰٫۶۳ | ۱۲٫۱۷ | ۱۱٫۸۴ | ۱۲٫۲۹ | ۱۰٫۲۸ | ۱۱٫۰۴ | ۱۰٫۶۶ |
| MgO | ۶٫۹۰ | ۳۰٫۸۱ | ۲۴٫۸۳ | ۲۹٫۰۶ | ۸٫۰۵ | ۲۳٫۹۹ | ۹٫۹۹ | ۵٫۷۱ | ۳۰٫۰۶ | ۲۸٫۴۰ |
| CaO | ۵٫۰۳ | ۵٫۰۶ | ۶٫۴۶ | ۵٫۵۵ | ۱۱٫۷۰ | ۷٫۲۶ | ۸٫۸۳ | ۸٫۹۲ | ۴٫۴۴ | ۴٫۸۰ |
| Na ₂ O | ۲٫۶۷ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۳٫۱۰ | ۰٫۰۰ | ۳٫۱۶ | ۴٫۷۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| K ₂ O | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ | ۱٫۰۷ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۹ |
| TiO ₂ | ۴٫۱۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۶۰ | ۰٫۵۰ | ۱٫۲۰ | ۰٫۶۰ | ۱٫۸۰ | ۲٫۱۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۸۰ |
| MnO | ۰٫۲۴ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۶ |
| P ₂ O ₅ | ۰٫۴۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۸ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳ |
| LOI | ۶٫۳۳ | ۶٫۷۷ | ۸٫۰۶ | ۹٫۶۹ | ۳٫۰۶ | ۷٫۸۲ | ۴٫۱۰ | ۳٫۳۴ | ۹٫۵۸ | ۸٫۳۸ |
| Total | ۹۹٫۶۱ | ۱۰۰٫۸۰ | ۱۰۰٫۵۰ | ۹۹٫۹۳ | ۹۹٫۸۶ | ۹۹٫۷۶ | ۹۹٫۷۳ | ۹۹٫۹۹ | ۱۰۰٫۵۰ | ۹۹٫۷۹ |
| Sample | F55 | F57 | F89 | F97 | F104 | Ins.Re(σ) | Sam.Re | Ac.(rmsd) | | |
| SiO ₂ | ۴۴٫۳۴ | ۴۶٫۸۵ | ۳۹٫۲۶ | ۴۵٫۹۱ | ۴۸٫۲۸ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۲۲ | | |
| Al ₂ O ₃ | ۱۴٫۱۰ | ۱۲٫۲۶ | ۶٫۶۷ | ۱۰٫۶۳ | ۱۴٫۰۶ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۱۲ | | |
| Fe ₂ O ₃ | ۱۱٫۳۴ | ۱۲٫۱۱ | ۱۱٫۷۵ | ۱۱٫۱۱ | ۱۱٫۵۳ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | | |
| MgO | ۱۰٫۹۴ | ۱۰٫۸۵ | ۲۸٫۸۲ | ۱۵٫۴۷ | ۸٫۶۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۸ | | |
| CaO | ۱۲٫۰۰ | ۱۰٫۶۰ | ۴٫۰۹ | ۹٫۶۵ | ۹٫۱۸ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۵ | | |
| Na ₂ O | ۱٫۹۸ | ۲٫۶۹ | ۰٫۰۰ | ۱٫۶۰ | ۳٫۶۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | | |
| K ₂ O | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | | |
| TiO ₂ | ۰٫۵۰ | ۰٫۴۰ | ۰٫۲۰ | ۰٫۹۰ | ۱٫۳۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | | |
| MnO | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۷ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | | |
| P ₂ O ₅ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | | |
| LOI | ۴٫۶۴ | ۳٫۹۴ | ۹٫۵۶ | ۳٫۹۵ | ۳٫۰۹ | | | | | |
| Total | ۱۰۰٫۰۰ | ۹۹٫۸۶ | ۱۰۰٫۳۰ | ۹۹٫۴۶ | ۹۹٫۹۶ | | | | | |

جدول ۲ داده‌های شیمی بلورهای الیون در نمونه‌های الترامافیک F17, F28X, F37, F42 بر حسب میانگین درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیون‌ها که بر اساس ۲۴ اکسیژن و ۱۸ کاتیون در فرمول محاسبه شده است. N تعداد تجزیه‌ها بوده و Max نتایج مربوط به بلور الیونی را که از بالاترین میزان Fo برخوردار است نشان می‌دهد.

| Sample | F17 | 28X | 28X | F37 | F42 | Sample | F17 | 28X | 28X | F37 | F42 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| N | ۱۲ | ۴ | Max | ۱۱ | ۲ | N | ۱۲ | ۴ | Max | ۱۱ | ۲ |
| SiO ₂ | ۴۰.۶۲ | ۴۱.۲۰ | ۴۱.۴۶ | ۴۰.۱۴ | ۳۹.۷۱ | Si | ۵.۹۹ | ۶.۰۳ | ۶.۰۲ | ۵.۹۷ | ۵.۸۶ |
| TiO ₂ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | Ti | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| Al ₂ O ₃ | ۰.۱۱ | ۰.۰۸ | ۰.۰۸ | ۰.۰۶ | ۰.۰۹ | Al | ۰.۰۲ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | ۰.۰۲ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰.۱۲ | ۰.۱۵ | ۰.۱۸ | ۰.۱۰ | ۰.۱۹ | Cr | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۱ | ۰.۰۲ |
| MgO | ۴۸.۰۹ | ۴۹.۲۳ | ۵۰.۶۴ | ۴۷.۲۵ | ۵۰.۶۸ | Mg | ۱۰.۵۷ | ۱۰.۷۶ | ۱۰.۹۶ | ۱۰.۴۶ | ۱۱.۱۴ |
| CaO | ۰.۲۹ | ۰.۲۷ | ۰.۲۷ | ۰.۳۶ | ۰.۲۳ | Ca | ۰.۰۵ | ۰.۰۴ | ۰.۰۴ | ۰.۰۶ | ۰.۰۴ |
| MnO | ۰.۱۶ | ۰.۱۴ | ۰.۱۰ | ۰.۱۷ | ۰.۱۲ | Mn | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۱ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ |
| FeO | ۱۰.۴۵ | ۸.۳۹ | ۶.۸۴ | ۱۱.۵۵ | ۷.۹۸ | Fe | ۱.۲۹ | ۱.۰۳ | ۰.۸۳ | ۱.۴۴ | ۰.۹۹ |
| NiO | ۰.۳۹ | ۰.۴۷ | ۰.۴۹ | ۰.۳۸ | ۰.۴۲ | Ni | ۰.۰۵ | ۰.۰۵ | ۰.۰۶ | ۰.۰۵ | ۰.۰۵ |
| Na ₂ O | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | Na | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| K ₂ O | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | K | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| P ₂ O ₅ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | P | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| Total | ۱۰۰.۲۴ | ۱۰۰.۰۴ | ۱۰۰.۱۰ | ۱۰۰.۰۴ | ۹۹.۴۴ | Total | ۱۷.۹۹ | ۱۷.۹۶ | ۱۷.۹۶ | ۱۸.۰۲ | ۱۸.۱۳ |
| | | | | | | #Mg | ۰.۸۹ | ۰.۹۱ | ۰.۹۳ | ۰.۸۸ | ۰.۹۲ |

جدول ۳ داده‌های شیمی بلورهای پیروکسن در نمونه‌های الترامافیک F17, F28, F28X, F29C, F37, F42 و نمونه‌های مافیک F97, F104 بر حسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیون‌ها که بر اساس ۲۴ اکسیژن و ۱۶ کاتیون در فرمول محاسبه شده‌اند.

| Sample | F17 | F28 | 28X | F29 | F29b | F29c | F37 | F42 | F57 | F97 | F104 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| N | ۲ | ۶ | ۲ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۳ | ۸ | ۷ | ۲ | ۷ | ۷ |
| SiO ₂ | ۴۷.۹۶ | ۴۴.۸۴ | ۵۰.۳۶ | ۴۹.۲۹ | ۴۸.۸۱ | ۴۹.۴۰ | ۵۱.۱۸ | ۴۶.۰۵ | ۵۰.۶۶ | ۵۰.۴۶ | ۴۷.۳۱ |
| TiO ₂ | ۱.۲۷ | ۱.۴۶ | ۰.۷۰ | ۰.۷۳ | ۱.۰۸ | ۰.۹۰ | ۰.۸۵ | ۱.۸۵ | ۰.۲۶ | ۰.۵۹ | ۱.۲۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۷.۵۰ | ۹.۹۴ | ۴.۹۴ | ۴.۴۲ | ۵.۱۲ | ۵.۲۰ | ۳.۶۱ | ۷.۰۱ | ۴.۰۵ | ۲.۷۱ | ۷.۵۹ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰.۲۷ | ۰.۱۳ | ۰.۴۰ | ۰.۱۷ | ۰.۰۴ | ۰.۲۴ | ۰.۸۹ | ۰.۱۹ | ۰.۴۸ | ۰.۰۵ | ۰.۱۷ |
| MgO | ۱۳.۲۸ | ۱۰.۸۲ | ۱۵.۰۵ | ۱۳.۴۴ | ۱۴.۵۸ | ۱۵.۰۶ | ۱۶.۷۹ | ۱۵.۲۶ | ۱۶.۲۳ | ۱۳.۵۷ | ۱۲.۷۸ |
| CaO | ۲۱.۲۴ | ۲۰.۵۳ | ۲۱.۷۷ | ۲۰.۲۳ | ۱۸.۶۵ | ۲۰.۵۵ | ۲۰.۶۸ | ۱۶.۹۵ | ۲۰.۵۱ | ۱۹.۰۲ | ۲۱.۰۳ |
| MnO | ۰.۱۵ | ۰.۲۱ | ۰.۱۵ | ۰.۲۹ | ۰.۲۲ | ۰.۱۷ | ۰.۱۴ | ۰.۲۱ | ۰.۱۷ | ۰.۳۴ | ۰.۱۸ |
| FeO | ۷.۶۹ | ۱۰.۹۰ | ۶.۱۹ | ۱۰.۱۸ | ۹.۹۰ | ۷.۴۴ | ۵.۲۵ | ۹.۹۱ | ۶.۷۹ | ۱۱.۷۸ | ۸.۳۹ |
| NiO | ۰.۰۱ | ۰.۰۳ | ۰.۰۴ | ۰.۰۲ | ۰.۰۳ | ۰.۰۴ | ۰.۰۴ | ۰.۰۲ | ۰.۰۵ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ |
| Na ₂ O | ۰.۲۱ | ۰.۲۵ | ۰.۲۰ | ۰.۵۰ | ۰.۳۴ | ۰.۱۸ | ۰.۲۲ | ۰.۲۳ | ۰.۲۰ | ۰.۳۸ | ۰.۲۱ |
| K ₂ O | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ | ۰.۰۲ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۱ |
| P ₂ O ₅ | ۰.۲۰ | ۰.۲۱ | ۰.۰۰ | ۰.۱۷ | ۰.۱۷ | ۰.۱۹ | ۰.۱۶ | ۰.۲۲ | ۰.۱۸ | ۰.۱۷ | ۰.۲۱ |
| Total | ۹۹.۸۵ | ۹۹.۳۱ | ۹۹.۷۷ | ۹۹.۴۶ | ۹۸.۹۳ | ۹۹.۳۷ | ۹۹.۸۲ | ۹۷.۹۲ | ۹۹.۵۵ | ۹۹.۱۰ | ۹۹.۱۳ |
| Si | ۷.۱۴ | ۶.۸۲ | ۷.۴۵ | ۷.۴۴ | ۷.۳۶ | ۷.۳۶ | ۷.۵۲ | ۷.۰۰ | ۷.۵۱ | ۷.۶۶ | ۷.۱۲ |
| Ti | ۰.۱۵ | ۰.۱۷ | ۰.۰۸ | ۰.۰۸ | ۰.۱۲ | ۰.۱۰ | ۰.۰۹ | ۰.۲۱ | ۰.۰۳ | ۰.۰۷ | ۰.۱۴ |
| Al | ۱.۳۲ | ۱.۷۹ | ۰.۸۶ | ۰.۷۸ | ۰.۹۱ | ۰.۹۱ | ۰.۶۳ | ۱.۲۷ | ۰.۷۱ | ۰.۴۸ | ۱.۳۵ |
| Cr | ۰.۰۴ | ۰.۰۱ | ۰.۰۵ | ۰.۰۲ | ۰.۰۰ | ۰.۰۳ | ۰.۱۱ | ۰.۰۲ | ۰.۰۶ | ۰.۰۰ | ۰.۰۲ |
| Mg | ۲.۹۷ | ۲.۴۶ | ۳.۲۲ | ۳.۰۲ | ۳.۲۸ | ۳.۳۵ | ۳.۶۸ | ۳.۵۲ | ۳.۵۹ | ۳.۰۶ | ۲.۸۷ |
| Ca | ۳.۳۹ | ۳.۳۵ | ۳.۴۶ | ۳.۲۷ | ۳.۰۱ | ۳.۲۸ | ۳.۲۶ | ۲.۷۳ | ۳.۲۶ | ۳.۰۹ | ۳.۳۹ |
| Mn | ۰.۰۲ | ۰.۰۳ | ۰.۰۲ | ۰.۰۴ | ۰.۰۳ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۳ | ۰.۰۲ | ۰.۰۴ | ۰.۰۲ |
| Fe | ۰.۹۶ | ۱.۳۹ | ۰.۷۷ | ۱.۲۹ | ۱.۲۵ | ۰.۹۳ | ۰.۶۵ | ۱.۲۶ | ۰.۸۴ | ۱.۵۱ | ۱.۰۶ |
| Ni | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| Na | ۰.۰۶ | ۰.۰۷ | ۰.۰۶ | ۰.۱۵ | ۰.۱۰ | ۰.۰۵ | ۰.۰۶ | ۰.۰۷ | ۰.۰۶ | ۰.۱۱ | ۰.۰۶ |
| K | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۱ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ | ۰.۰۰ |
| P | ۰.۰۳ | ۰.۰۳ | ۰.۰۳ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۳ | ۰.۰۲ | ۰.۰۲ | ۰.۰۳ |
| Total | ۱۶.۰۴ | ۱۶.۱۱ | ۱۶.۰۵ | ۱۶.۱۲ | ۱۶.۰۸ | ۱۶.۰۶ | ۱۶.۰۳ | ۱۶.۱۴ | ۱۶.۰۸ | ۱۶.۰۶ | ۱۶.۰۵ |
| #Mg | ۰.۷۶ | ۰.۶۴ | ۰.۸۲ | ۰.۷۰ | ۰.۷۲ | ۰.۷۸ | ۰.۸۵ | ۰.۷۲ | ۰.۸۱ | ۰.۶۷ | ۰.۷۳ |

جدول ۴ داده‌های شیمی بلورهای اسپینل در نمونه‌الترامافیک F29C با ماهیت کوماتی‌ایتی، برحسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیون‌ها که بر اساس ۴ اکسیژن و ۳ کاتیون در فرمول محاسبه شده‌اند.

| Sample point | F29c | F29c | F29c | F29c | F29c | F29c | point | F29c | F29c | F29c | F29c | F29c | F29c |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | Si | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| TiO ₂ | ۰/۷۲ | ۰/۹۰ | ۰/۷۵ | ۰/۷۵ | ۰/۸۲ | ۰/۶۸ | Ti | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۳/۵۹ | ۱۷/۷۱ | ۱۴/۵۷ | ۱۳/۴۶ | ۱۶/۰۰ | ۱۴/۳۸ | Al | ۰/۵۳ | ۰/۶۷ | ۰/۵۶ | ۰/۵۴ | ۰/۶۰ | ۰/۵۵ |
| Fe ₂ O ₃ | ۸/۱۲ | ۸/۸۸ | ۸/۵۰ | ۹/۲۷ | ۸/۲۶ | ۸/۴۷ | Fe ³⁺ | ۰/۲۰ | ۰/۲۱ | ۰/۲۱ | ۰/۲۴ | ۰/۲۰ | ۰/۲۱ |
| FeO | ۲۱/۹۴ | ۱۶/۷۰ | ۱۸/۵۶ | ۲۳/۱۶ | ۱۶/۱۷ | ۱۸/۶۲ | Fe ²⁺ | ۰/۶۱ | ۰/۴۵ | ۰/۵۱ | ۰/۶۶ | ۰/۴۳ | ۰/۵۱ |
| MnO | ۰/۳۷ | ۰/۲۹ | ۰/۲۸ | ۰/۳۹ | ۰/۲۸ | ۰/۳۷ | Mn | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| MgO | ۷/۸۶ | ۱۱/۸۱ | ۱۰/۱۶ | ۶/۹۳ | ۱۲/۰۸ | ۱۰/۲۵ | Mg | ۰/۳۹ | ۰/۵۶ | ۰/۵۰ | ۰/۳۵ | ۰/۵۷ | ۰/۵۰ |
| Cr ₂ O ₃ | ۴۶/۴۰ | ۴۲/۷۲ | ۴۵/۹۲ | ۴۴/۳۳ | ۴۶/۰۶ | ۴۶/۸۹ | Cr | ۱/۲۲ | ۱/۰۸ | ۱/۱۹ | ۱/۱۹ | ۱/۱۶ | ۱/۲۱ |
| NiO | ۰/۱۲ | ۰/۲۰ | ۰/۱۶ | ۰/۱۱ | ۰/۲۳ | ۰/۱۲ | Ni | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ |
| CaO | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۱۰ | ۰/۰۵ | ۰/۰۳ | ۰/۱۴ | Total | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ | ۳/۰۰ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | #Cr | ۶۹/۶۱ | ۶۱/۸۰ | ۶۷/۸۹ | ۶۸/۸۴ | ۶۵/۸۸ | ۶۸/۶۲ |
| Na ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | #Mg | ۳۸/۹۶ | ۵۵/۷۷ | ۴۹/۳۹ | ۳۴/۷۸ | ۵۷/۱۱ | ۴۹/۵۲ |
| K ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | #Fe ²⁺ | ۶۱/۰۴ | ۴۴/۲۳ | ۵۰/۶۱ | ۶۵/۲۲ | ۴۲/۸۹ | ۵۰/۴۸ |
| Total | ۹۹/۱۷ | ۹۹/۲۸ | ۹۹/۰۱ | ۹۸/۴۶ | ۹۹/۹۵ | ۹۹/۹۳ | #Fe ³⁺ | ۱۰/۳۹ | ۱۰/۸۹ | ۱۰/۶۸ | ۱۲/۰۵ | ۱۰/۱۰ | ۱۰/۵۶ |

جدول ۵ داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای بلورهای آمفیبول و یک بلور فلوگوپیت (ستون آخر) در نمونه‌الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونه‌ مافیک F104 با گرایش تولدایتی بر حسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیون‌ها که در مورد آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن و در مورد فلوگوپیت بر اساس ۲۲ اکسیژن در فرمول محاسبه شده‌اند.

| Sample | F37 | F37 | F37 | F37 | F37 | F29 | F29 | F104 | F104 | F37 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۴۵/۲۰ | ۴۶/۰۹ | ۴۴/۳۵ | ۴۷/۲۵ | ۴۴/۸۵ | ۴۴/۲۰ | ۴۵/۲۱ | ۵۶/۴۱ | ۵۵/۵۸ | ۳۹/۲۴ |
| TiO ₂ | ۲/۶۶ | ۱/۵۱ | ۲/۸۲ | ۲/۵۸ | ۳/۵۸ | ۳/۲۶ | ۲/۹۸ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۴/۹۷ |
| Al ₂ O ₃ | ۹/۱۲ | ۹/۰۶ | ۹/۴۸ | ۶/۴۷ | ۸/۳۳ | ۹/۳۶ | ۸/۵۴ | ۰/۲۰ | ۰/۶۱ | ۱۳/۲۴ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۹ | ۰/۱۳ | ۰/۱۶ | ۰/۲۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۴ | ۰/۰۶ |
| MgO | ۱۶/۵۷ | ۱۷/۳۱ | ۱۶/۳۵ | ۱۹/۳۶ | ۱۶/۲۶ | ۱۶/۰۷ | ۱۶/۷۶ | ۱۸/۱۷ | ۱۸/۲۲ | ۱۹/۲۲ |
| CaO | ۱۰/۹۸ | ۱۱/۴۷ | ۱۰/۷۵ | ۸/۳۰ | ۱۰/۵۹ | ۱۱/۵۱ | ۱۱/۱۳ | ۱۲/۸۴ | ۱۲/۶۱ | ۰/۰۶ |
| MnO | ۰/۱۲ | ۰/۱۰ | ۰/۱۱ | ۰/۱۶ | ۰/۱۰ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۲۶ | ۰/۱۹ | ۰/۰۴ |
| FeO | ۹/۱۲ | ۸/۷۸ | ۹/۷۷ | ۱۱/۱۰ | ۹/۶۶ | ۹/۰۷ | ۸/۴۳ | ۹/۱۷ | ۹/۰۲ | ۹/۱۶ |
| NiO | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۰۸ | ۰/۱۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۸ | ۰/۱۵ |
| H ₂ O | ۲/۰۶ | ۲/۰۷ | ۲/۰۵ | ۲/۰۸ | ۲/۰۵ | ۲/۰۵ | ۲/۰۹ | ۲/۱۲ | ۲/۱۰ | ۱/۹۵ |
| Na ₂ O | ۲/۷۲ | ۲/۱۰ | ۲/۹۳ | ۲/۰۱ | ۳/۰۳ | ۲/۷۱ | ۲/۸۶ | ۰/۲۳ | ۰/۱۵ | ۱/۳۷ |
| K ₂ O | ۰/۳۷ | ۰/۱۵ | ۰/۳۸ | ۰/۳۶ | ۰/۶۱ | ۰/۶۱ | ۰/۴۶ | ۰/۰۰ | ۰/۰۶ | ۷/۷ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۱۶ | ۰/۱۷ | ۰/۱۲ | ۰/۱۴ | ۰/۱۵ | ۰/۱۳ | ۰/۱۶ | ۰/۱۵ | ۰/۲۰ | ۰ |
| Total | ۹۹/۱۶ | ۹۸/۸۷ | ۹۹/۲۴ | ۱۰۰/۰۰ | ۹۹/۴۴ | ۹۹/۳۲ | ۹۹/۰۷ | ۹۹/۶۰ | ۹۸/۸۸ | ۹۷/۱۶ |
| Si | ۶/۵۸ | ۶/۶۹ | ۶/۴۹ | ۶/۸۱ | ۶/۵۵ | ۶/۴۷ | ۶/۶۰ | ۷/۹۸ | ۷/۹۲ | ۵/۹۳ |
| Ti | ۰/۲۹ | ۰/۱۶ | ۰/۳۱ | ۰/۲۸ | ۰/۳۹ | ۰/۳۶ | ۰/۳۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۵۶ |
| Al | ۱/۵۶ | ۱/۵۵ | ۱/۶۳ | ۱/۱۰ | ۱/۴۳ | ۱/۶۲ | ۱/۴۷ | ۰/۰۳ | ۰/۱۰ | ۲/۳۵ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ |
| Mg | ۳/۶۰ | ۳/۷۴ | ۳/۵۶ | ۴/۱۶ | ۳/۵۴ | ۳/۵۱ | ۳/۶۵ | ۳/۸۳ | ۳/۸۷ | ۴/۳۳ |
| Ca | ۱/۷۱ | ۱/۷۸ | ۱/۶۸ | ۱/۲۸ | ۱/۶۶ | ۱/۸۱ | ۱/۷۴ | ۱/۹۵ | ۱/۹۳ | ۰/۰۱ |
| Mn | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| Fe | ۱/۱۱ | ۱/۰۷ | ۱/۲۰ | ۱/۳۴ | ۱/۱۸ | ۱/۱۱ | ۱/۰۳ | ۱/۰۹ | ۱/۰۸ | ۱/۱۶ |
| Ni | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ |
| OH | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۰/۰۲ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ |
| Na | ۰/۷۷ | ۰/۵۹ | ۰/۸۳ | ۰/۵۶ | ۰/۸۶ | ۰/۷۷ | ۰/۸۱ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۴۰ |
| K | ۰/۰۷ | ۰/۰۳ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۰۸ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۱/۴۸ |
| P | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ |
| Total | ۷/۷۳ | ۷/۶۵ | ۷/۸۲ | ۷/۶۵ | ۷/۷۹ | ۷/۸۱ | ۷/۷۹ | ۷/۰۰ | ۷/۰۱ | ۱۸/۲۵ |
| #Mg | ۰/۷۶ | ۰/۷۸ | ۰/۷۵ | ۰/۷۵ | ۰/۷۵ | ۰/۷۶ | ۰/۷۷ | ۰/۷۷ | ۰/۷۸ | ۰/۷۹ |
| #Cr | ۰/۱۹ | ۰/۱۳ | ۰/۲۴ | ۰/۰۹ | ۰/۰۴ | ۱/۱۰ | ۱/۵۳ | ۵/۷۱ | ۴/۶۳ | ۰/۳۴ |

۴- رده بندی و نام گذاری سنگ‌ها

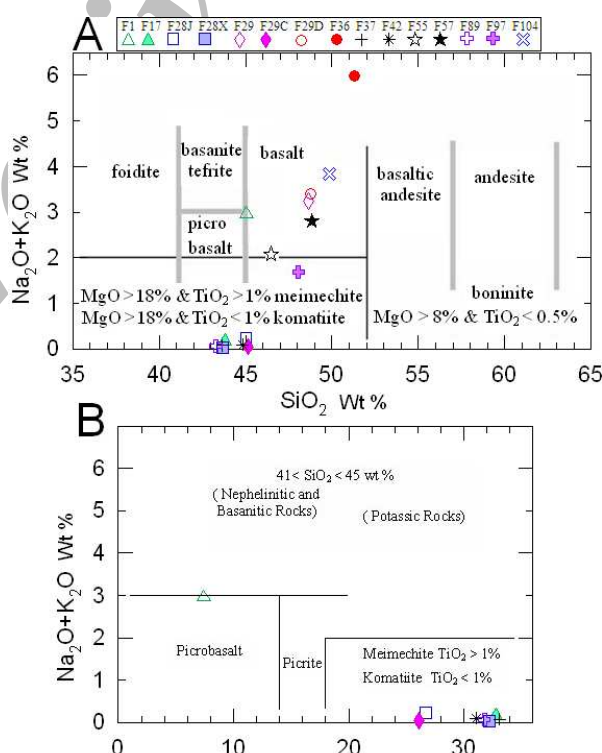
در شکل‌های A, B با استفاده از آخرین نمودارهای ارایه شده توسط IUGS، برای نام گذاری سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO [۱۵] به رده‌بندی و نام گذاری نمونه‌های مورد بررسی پرداخته‌ایم. با توجه به این نمودارها نمونه‌های F97, F89, F42, F37, F29C, F28X, F28J, F17 مشترک کوماتی ایت‌ها و می مکیت‌ها قرار گرفته‌اند، با توجه به میزان $TiO_2 < 1\%$ به عنوان کوماتی‌ایت، نمونه F1 تحت عنوان پیکرو بازالت و نمونه‌های F55, F36, F29D, F29 با توجه به کاربرد گسترده و اختصاصی نمودار مثلثی [۱۶] برای نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO ما از این نمودار برای نمونه‌های فریمان نیز استفاده کرده‌ایم (شکل ۳) و چنانکه ملاحظه می‌شود نمونه‌ها به عنوان کوماتی‌ایت، بازالت کوماتی‌ایتی، توله‌ایت غنی از MgO و توله‌ایت غنی از آهن نام گذاری می‌شوند. با توجه به آثار ترکیبی ناشی از انباشت بلورهای الیوین در مذاب، برای رده‌بندی و نام گذاری سنگ‌های آتشفشانی غنی از MgO می‌توان از روش [۱۷] استفاده کرد و بر اساس نسبت‌های مولی آلومین (Al_2O_3) و تیتان (TiO_2) از میزان واحد، سنگ‌ها را نام گذاری نمود. در این روش سهم مولی آلومین و تیتان را در حالی که مجموع کاتیون‌ها برابر با ۱ در نظر گرفته شده

دوباره محاسبه می‌شوند. معیارهای رده‌بندی در این روش با استفاده از معادلات زیر محاسبه و موقعیت هر نمونه در نمودار رده‌بندی (شکل ۴) نمایانگر تصویر ترکیب سنگ از قطب الیوین است و به این ترتیب می‌توان از ورای تاثیر انباشت بلورهای الیوین، ترکیب نمونه‌ها را بررسی و با یکدیگر مقایسه کرد. روابط مورد استفاده عبارتند از:

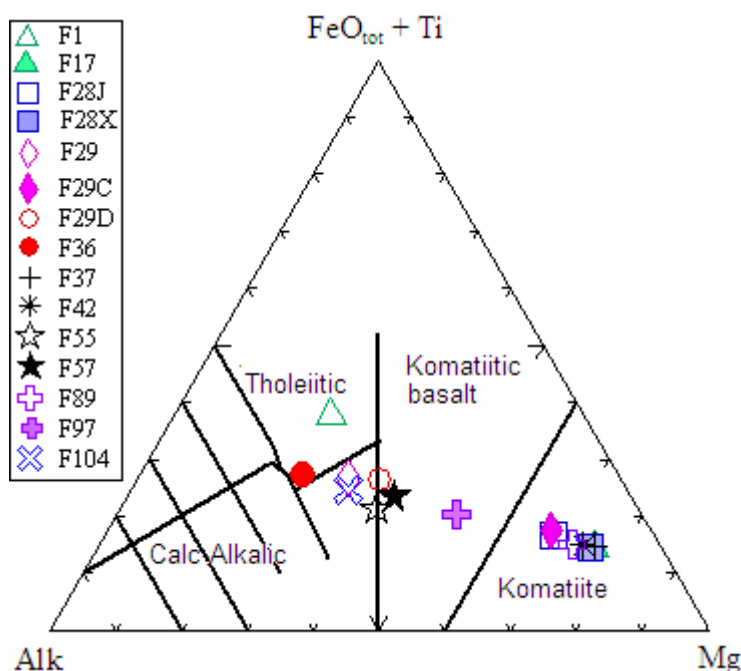
$$[Al_2O_3] = Al_2O_3 / (2/3 - MgO - FeO) ;$$

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

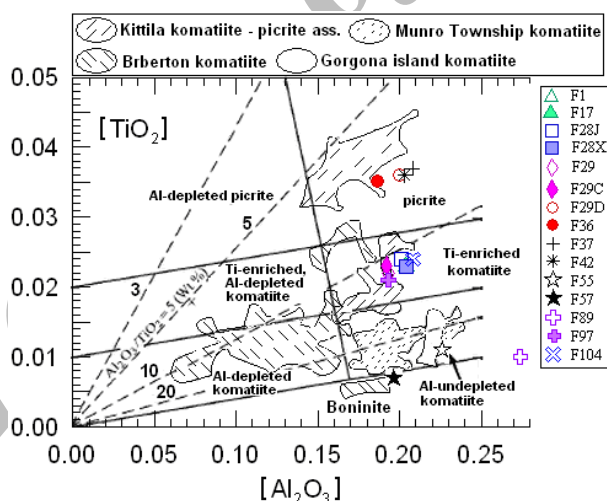
با توجه به نمودار شکل ۴ به خوبی می‌توان دید که برخی از سنگ‌های الترامافیک- مافیک فریمان شامل نمونه‌های F1, F42, F37, F36, F29D, دارای ماهیت پیکریتی بوده و شماری از آنها نیز در ردیف کوماتی‌ایت‌های غنی از تیتانیم قرار دارند (نمونه‌های F104, F97, F29C, F29, F28X, F28J). ماهیت سه نمونه F89, F57, F55 نیز که در مرز بین گستره- های تعیین شده برای کوماتی‌ایت‌های تهی نشده از آلومینیم و بونینیت‌ها قرار دارند تا حدودی بحث انگیز بوده و ما در بررسی داده‌های عناصر کمیاب این سنگ‌ها شواهدی از یک رویداد غنی‌شدگی ثانوی را ملاحظه کردیم و در یک جمع‌بندی کلی آنها را محصول انجماد مذاب‌های بازالت کوماتی‌ایتی ریشه گرفته از خاستگاه گوشته‌ای کم عمق قلمداد کردیم [۱۱].



شکل ۲ نام گذاری نمونه‌های فریمان با استفاده از نمودارهای TAS و اکسید منیزیم نسبت به مجموع قلیایی‌ها [۱۵].



شکل ۳ نام گذاری نمونه‌های فریمان با استفاده از نمودار مثلثی [۱۶].



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های فریمان در نمودار نسبت مولی TiO_2 نسبت به مولی Al_2O_3 در مقایسه با موقعیت مجموعه کوماتی ایت-پیکریت کیتیلا و کوماتی ایت‌های مونرو، باربرتون و گورگونا نمودار اصلی و گستره مجموعه‌های سنگی از [۱۷].

ترتیب در مقادیر فرعی و جزئی صرفاً در نمونه‌های پیکریتی مشاهده کردیم. کانی‌های ثانوی مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل سرپانتین، مگنتیت، کلریت، کربنات و کانی‌های رسی حاصل دگرسانی کانی‌های اولیه و یا تبدیل مواد شیشه‌ای بوده‌اند. با توجه به حضور دو نوع آمفیبول، با خاستگاه آذرین و دگرگون، در سنگ‌های مورد بحث اشاره‌ای کوتاه به وجوه تمایز

۵- سنگ‌شناختی

کانی‌شناختی سنگ‌های مافیک و الترامافیک خاور فریمان نسبتاً ساده است. کانی‌های اصلی اولیه یا آذرین در سنگ‌های الترامافیک شامل الیوپن و کلینوپیروکسن بوده و دیگر کانی‌ها از جمله اسپینل، همواره به میزان کمتر از 5% حضور دارند. در این سنگ‌ها کانی‌های آبدار شامل آمفیبول و فلوگوپیت را به

بافت آن با وجود دانه‌های کشیده الیوین و پیروکسن با ابعاد 2-12mm در یک زمینه ریز بلور، موزائیکی (Porphyritic) است. بافت نامتعادل سنگ شامل الیوین‌ها و کلینوپیروکسن‌های کشیده و توخالی (Hopper) با سمگیری ترجیحی و زمینه متشکل از دسته‌های شعاعی کلینوپیروکسن‌های رشته‌ای نازک و آمیخته با مواد شیشه‌ای قهوه‌ای رنگ است (شکل ۶). بخش انباشتی روانه در نمونه دستی به رنگ تیره، بافت آفانیتیک و آفیریک بوده ولی بافت میکروسکوپی آن با توجه فراوانی الیوین‌های هم بعد و نا هم بعد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار یک پارچه و توخالی با ابعاد 0.3-3mm و کلینوپیروکسن‌های کشیده و توخالی با ابعاد حداکثر 1.2mm، در فضای بین بلورهای الیوین، در ردیف بافت‌های انباشتی قرار دارد.

در نقطه شماره ۲ (شکل ۱) روانه‌های پیکریتی با فابریک-های برشی، بالشی تا توده‌ای مشاهده می‌شوند. در نمونه‌های وابسته به بخش‌های برشی و بالشی گدازه‌های پیکریتی نیز انواع جالبی از بافت‌های نامتعادل شامل بلورهای الیوین هم بعد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در عین حال توخالی و انباشته از مذاب درگیر (Melt inclusion)، پیروکسن‌های کشیده و توخالی و رشته‌ای با آرایش شعاعی، اسپینل‌های متقاطع (Cruciform) و مواد شیشه‌ای تبلور یافته به کلریت را می‌توان ملاحظه کرد (شکل ۷).

در سنگ‌های مافیک کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سنگ بشمار رفته و در برخی از این سنگ‌ها فنوکریست-های الیوین را نیز که به سرپانتین تبدیل شده‌اند در زمینه ریز بلور سنگ می‌توان مشاهده کرد. در منطقه مورد مطالعه سنگ-های مافیک را بیشتر به صورت سیل، در چند مورد به صورت جریان‌های گدازه با گسترش محدود و ضخامت کمتر از ۱۰ متر و در یک مورد به صورت دایک با ضخامت نزدیک به ۵ متر مشاهده کردیم. بافت ماکروسکوپی این سنگ‌ها به نوع رخنمون بستگی دارد. به این ترتیب که گدازه‌ها دارای بافت آفانیتیک بوده ولی در سیل‌ها بافت سنگ ریز بلور است. در نمونه وابسته به بخش داخلی یک دایک مافیک نیز دسته‌های شعاعی متشکل از کلینوپیروکسن‌های طویل با ابعاد متجاوز از 5cm را در زمینه‌ای از مواد فروتافته کلریتی شده می‌توان ملاحظه کرد. بافت این سنگ به بافت پیروکسن اسپینیفکس در بازالت‌های کوماتی‌ایتی [۲۱] شباهت دارد. بین سنگ‌های مافیک، گدازه-های آفیریک از بیشترین شباهت ظاهری با نمونه‌های

آنها ضروری است. در تشخیص آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول-های دگرگونی، می‌توان از برخی ویژگی‌های ظاهری استفاده کرد. برای مثال آمفیبول‌های آذرین به رنگ قهوه‌ای بوده و به صورت Oikocryst یا در حاشیه‌های کلینوپیروکسن‌هایی که خود فاز بین‌انباشتی بوده‌اند و یا به صورت میان‌بارها در بلورهای الیوین ارتوکومولا مشاهده می‌شوند در حالی که آمفیبول‌های دگرگون به صورت اشکال دروغین کانی‌های آذرین اولیه ملاحظه شده، ریز دانه و به رنگ سبز بوده و از انواع ترمولیت-اکتینولیتی بشمار می‌روند و از نظر ترکیبی با توجه به مقادیر پائین $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 , Al_2O_3 مشخص می‌شوند [۱۸].

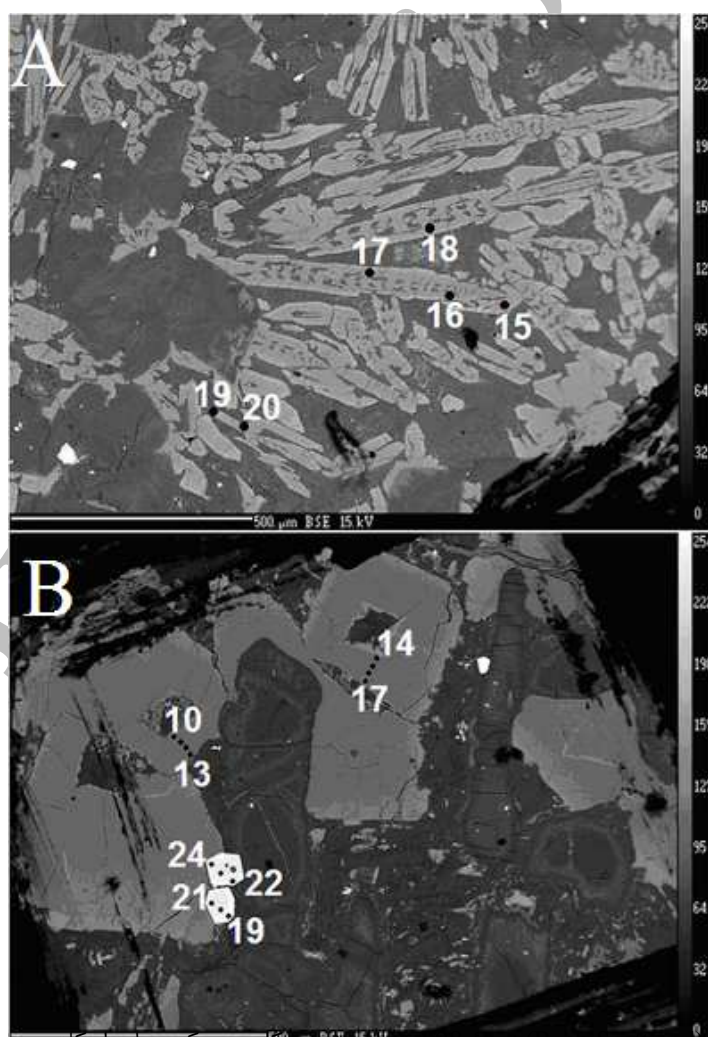
بر خلاف کانی‌شناختی ساده، این سنگ‌ها از تنوع بافتی قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. برای مثال در کیلومتر ۱۵ مسیر سفیدسنگ به شاهان گرماب خاور فریمان رخنمونی از یک جریان گدازه الترامافیک نسبتاً ضخیم را می‌توان ملاحظه کرد که با توجه به تفاوت‌های مشاهده شده در زمینه بافت، میزان نسبی کانی‌ها و ترکیب، دارای ساختار لایه‌ای بوده و به عنوان یک جریان گدازه کوماتی ایتی لایه لایه معرفی شده است [۱۹]. این روانه شامل سه بخش است که به ترتیب از بخش فوقانی آن به پائین عبارتند از بخش خرد شده، بخش الیوین میکرو اسپینیفکس و بخش انباشتی. بخش خرد شده به رنگ بسیار تیره، بافت نهان بلورین و فاقد فنوکریست (Aphyric) است. در این بخش از گدازه الیوین به صورت بلورهای هم بعد شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و یک پارچه (Solid) با ابعاد 0.08-0.4 mm مشاهده می‌شود. وجود مقدار نسبتاً بالا بلورهای الیوین 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 انباشته از فنوکریست‌های الیوین بوده است. بلورهای الیوین به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند و این ویژگی همراه با بافت خرد شده سنگ را می‌توان نشانگر فوران گدازه الترامافیک در محیط زیرآبی دانست. در همین سنگ کلینوپیروکسن‌ها به شکل‌های نامتعادل اسکلتی و سوزنی هستند (شکل‌های ۵ و ۶). شکل بلورها کلینوپیروکسن کاملاً به نمونه‌های گزارش شده از نمونه کوماتی‌ایتی دارای بافت اسپینیفکس شباهت دارند [۲۰]. در زیر بخش خرد شده روانه کوماتی ایتی، بخش الیوین میکرو اسپینیفکس ملاحظه می‌شود. رنگ سنگ در این بخش تیره و

میانی سیل‌ها دارای بافت افیتیک تا ساب افیتیک‌اند، ولی در سیل‌های نازک هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت میکروسکوپی است.

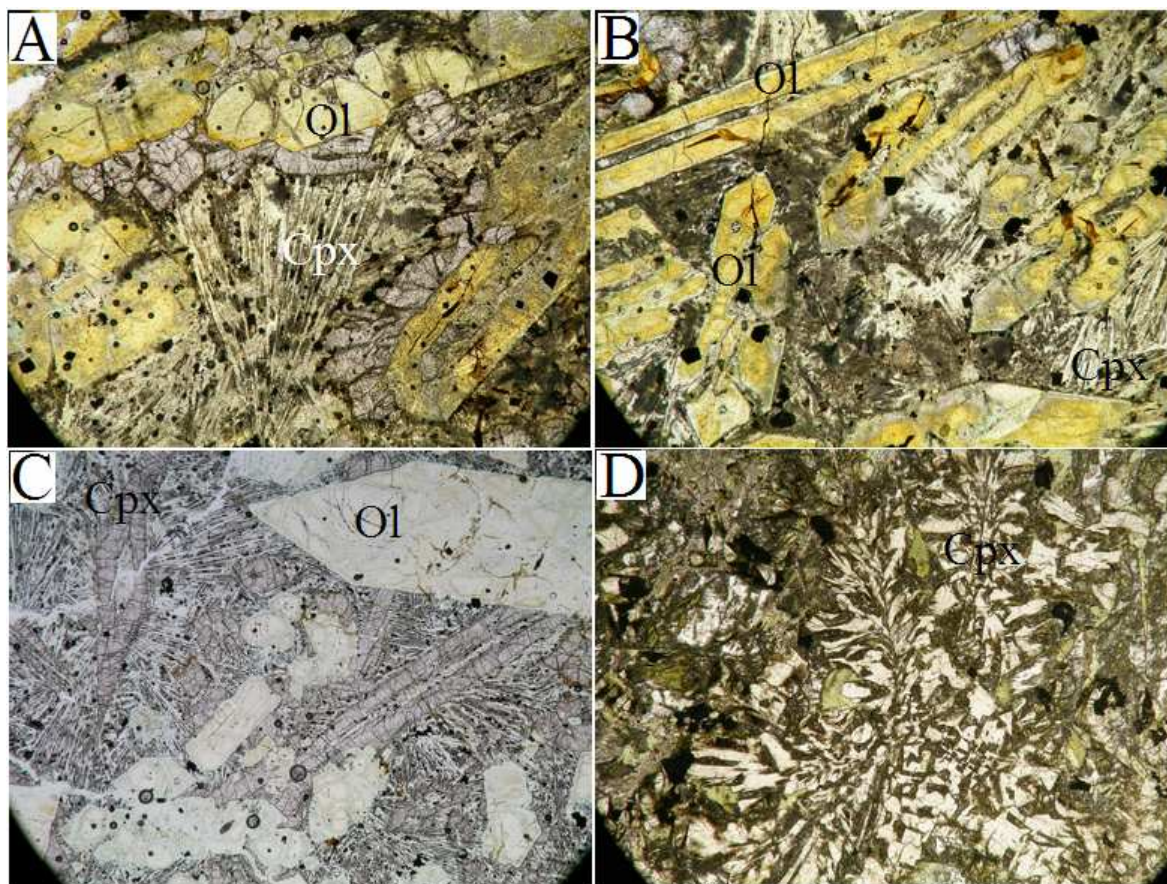
رخنمون گدازه‌های مافیک محدود است و این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی دارای بافت آفانیتیک و به رنگ تیره مایل به سبزاند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نظیر سیل‌ها بوده و تنها از نظر ویژگی‌های بافتی با آنها تفاوت دارند. برخلاف سیل‌ها در گدازه‌ها، کلینوپیروکسن‌ها دارای اشکال نامتعادل شاخه‌ای بوده و پلاژیوکلازهای سوزنی و اسکلتی را که گاهی دارای بافت جارویی هستند، در هم رشدی با کلینوپیروکسن می‌توان مشاهده کرد (شکل ۶D).

الترامافیک برخوردارند ولی همین سنگ‌ها را نیز در صحرا با توجه به رنگ روشن‌تر و متمایل به سبز به سهولت می‌توان از انواع الترامافیک تمیز داد. در سنگ‌های مافیک پلاژیوکلاز را بر حسب درجه‌ی فرو تافت به شکل‌های متعادل لوحه‌ای و تیغه‌ای یک پارچه و یا شکل‌های نامتعادل اسکلتی و سوزنی می‌توان دید. فراوانی پلاژیوکلاز و اسفن در سنگ‌های مافیک و نبود این کانی‌ها در نمونه‌های الترامافیک از جمله وجوه تمایز کانی‌شناسی این سنگ‌ها به شمار می‌رود. مجموعه پارائز کانی دگرگونی در سنگ‌های مافیک شامل کلریت- اکتینولیت- اپیدوت - آلبیت بوده و از دگرگونی این سنگ‌ها و به طور کلی توالی مورد بحث در رخساره‌ی شیست سبز حکایت دارد.

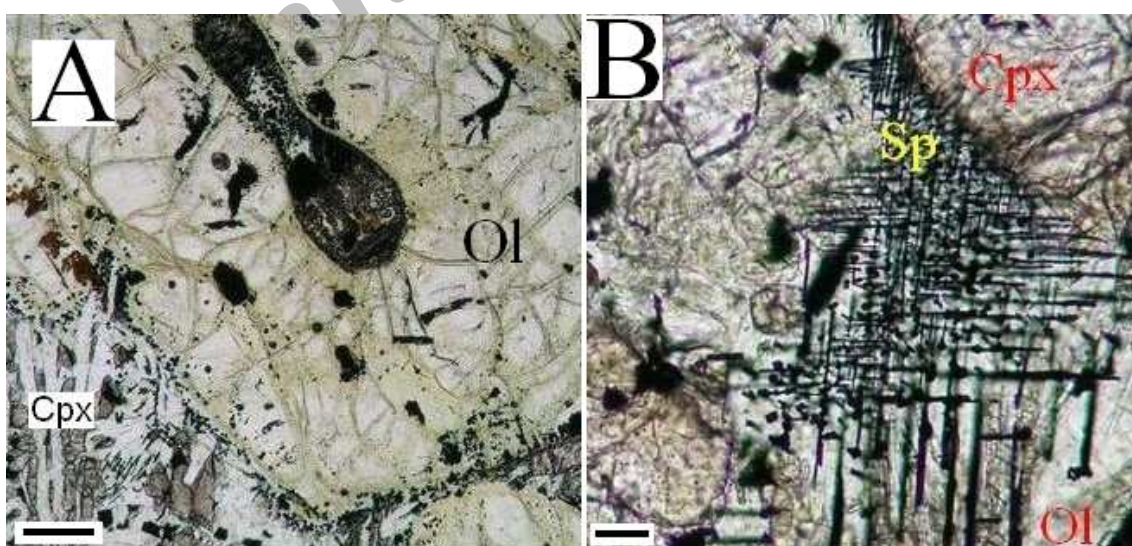
بافت سیل‌ها اغلب ریز بلور تا ساب افیتیک بوده و شامل هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. در بخش‌های



شکل ۵ A تصویر پس پراکندگی (Back Scattered Electron) نمونه‌ی دستی از این تصویر کلینوپیروکسن‌های اسکلتی و سوزنی را می‌توان ملاحظه کرد. B تصویر نمونه‌ی F29C، دو اسپینل خود شکل دیده می‌شوند. شماره‌ها نقاط تجزیه‌ی این کانی‌ها را نشان می‌دهند.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی بافت‌های نامتعادل در سنگ‌های الترامافیک-مافیک فریمان. A و B نمونه کوماتیتی شامل الیون‌های کشیده و توخالی و نوک تیز، کلینوپیروکسن‌های تار مانند و شیشه در زمینه. C نمونه پیکریتی شامل الیون‌های هم بعد و نا هم بعد، کلینوپیروکسن‌های کشیده توخالی و تار مانند و شیشه. D بلورهای اسکلتی و شاخه‌ای شکل کلینوپیروکسن. تصاویر در وضعیت PPL تهیه شده و طول میدان دید در آنها ۴ میلی‌متر است



شکل ۷ A مذاب درگیر در بلور الیون. B تبلور اسپینل‌های متقاطع در فضای بین بلورهای الیون و کلینوپیروکسن. هر دو تصویر در وضعیت PPL تهیه شده‌اند. مقیاس رسم شده در شکل‌های A و B به ترتیب برابر با ۰/۱۱۵ و ۰/۰۳ میلی‌متر است.
۶- بافت‌های نامتعادل، چگونگی تشکیل و اهمیت آن‌ها

با توجه به حساسیت الیوین نسبت به فرایندهای دگرسانی، در تعداد کمی از نمونه‌های الترامافیک این کانی سالم بوده و به همین دلیل در انتخاب نمونه مناسب برای تهیه مقطع نازک صیقلی و بررسی‌های نقطه‌ای با محدودیت روبرو بودیم. در اغلب نمونه‌های الترامافیک بلورهای الیوین به سرپانتین و مگنتیت تبدیل شده‌اند. نمونه‌های الترامافیک مورد استفاده برای بررسی‌های نقطه‌ای کانی الیوین شامل نمونه پیکریتی F37 و نمونه‌های کوماتی‌ایتی F28X, F17 وابسته به بخش انباشتی جریان گدازه لایه‌ای کوماتی‌ایتی هستند. متأسفانه در نمونه F29C که به بخش الیوین میکرواسپینیکس این جریان مربوط می‌شود همه الیوین‌ها دگرسان شده‌اند. نتایج شیمی بلورهای الیوین در جدول شماره ۲ ارائه شده است.

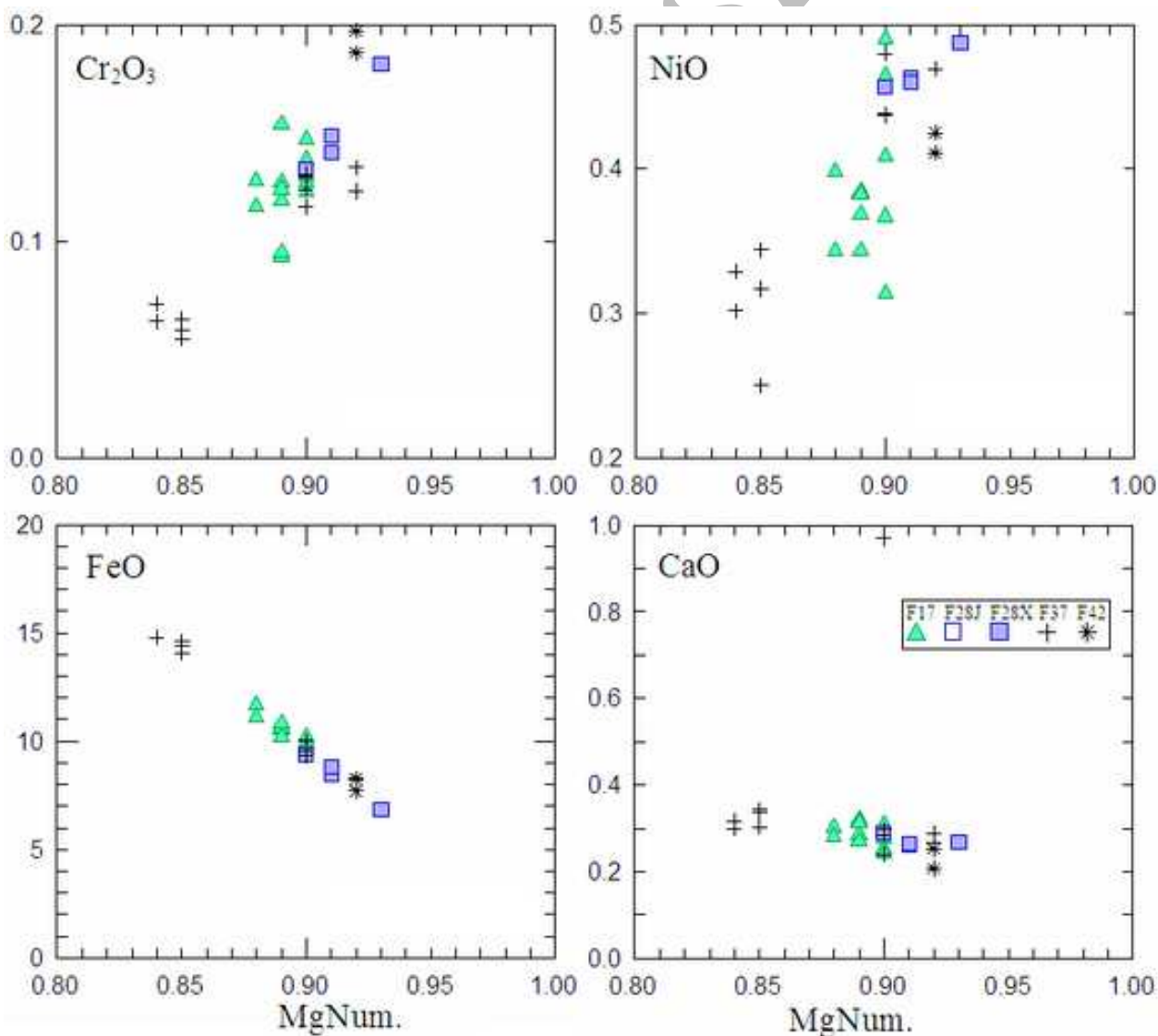
با توجه به تشکیل ریز بلورهای الیوین در زمینه نمونه‌های کوماتی‌ایتی می‌توان نتیجه گرفت که مذاب آنها حتی زمانی که به سطح می‌رسد نیز از میزان بالای MgO برخوردار بوده است. بالاترین میزان Fo را در بلور الیوین تجزیه شده در نمونه F28X مشاهده کرده‌ایم (جدول ۲). در شکل ۸ نحوه تغییرات عدد منیزیم $[Mg^{\#} = (Mg/(Mg+Fe))]$ نسبت به تغییرات برخی از ترکیب‌های اصلی و فرعی را در بلورهای الیوین مشاهده می‌کنیم. رابطه مستقیم اکسیدهای نیکل و کرم با عدد منیزیم و رابطه عکس اکسیدهای آهن و کلسیم با این پارامتر به خوبی با روند تغییرات شیمیایی عادی و قابل پیش‌بینی در بلورهای الیوین همراه با پیشرفت فرایند تبلور و تهی شدن نسبی مذاب در تعادل با بلورها از ترکیبات سازگار مطابقت می‌کند. به عبارت دیگر سیمای یاد شده از تغییرات همسو در شیمی بلورها و مذاب در تعادل با آنها در جریان تبلور حکایت دارد. علاوه بر این با توجه به مشاهدات سنگ‌شناختی و تصاویر پس پراکنش (Back Scattered) مبنی بر وجود بلورهای هم بعد و خودشکل الیوین که در مواردی به صورت نوک تیز یا توخالی و حاوی مذاب حبس شده بوده‌اند و بویژه عدم وجود آثار کرنش در بلورها، با اطمینان می‌توان گفت که بلورهای الیوین، اعم از فنوکریست‌ها و یا ریز بلورهای زمینه حاصل تبلور مذاب بوده و نمی‌توان آنها را به عنوان بیگانه بلورهای وابسته به متلاشی شدن زینولیت‌های لیتوسفری که در ماگما پراکنده شده‌اند تفسیر کرد. بنابراین می‌توان گفت که بلورهای الیوین مشاهده شده در این سنگ‌ها محصول مستقیم تبلور ماگمای مادر بوده و چنانکه مرسوم است [۲۵] می‌توان از بالاترین

در مورد شکل‌گیری بلورها می‌توان به نظر [۲۲] استناد کرد، به نظر این نویسندگان بلورهای هم بعد، خودشکل و یک پارچه نمایانگر شکل‌های متعادلی هستند که در نسبت‌های بالا D/G (نسبت آهنگ انتشار به آهنگ رشد) متبلور می‌شوند و شکل‌های نامتعادل بلورها که معمولاً به صورت‌های اسکلتی، سوزنی، کره سنگی (spherulitic) و شاخه‌ای مشاهده می‌شوند، در شرایطی که نسبت یاد شده پائین بوده تشکیل می‌شوند. فروتافت ماگما که به ایجاد وضعیت ابر اشباعی ماگما از ترکیب برخی کانی‌ها و در نتیجه رشد سریع بلورهای آنها می‌انجامد از جمله عواملی است که پائین بودن نسبت D/G و گسترش شکل‌های نامتعادل بلوری را سبب می‌گردد. بنابراین مشاهده دامنه گسترده‌ای از بافت‌های نامتعادل در نمونه‌های الترامافیک و مافیک فریمان را ممکن است نشانگر فروتافت مذاب‌های مربوطه بدانیم. از سوی دیگر در مورد چگونگی تشکیل الیوین‌های صفحه‌ای و اسکلتی در کوماتی‌ایتهای شاخص آرکن نیز به رشد سریع بلورها اشاره شده و بر تهی بودن مذاب از اجزای جامد (مانند توده‌های متشکل از چهار وجهی‌های SiO_2 که واحد ساختمانی اصلی در سیلیکات‌ها بشمار می‌رود) تاکید شده است [۲۱، ۲۳، ۲۴]. شرایط یاد شده از بروز هسته‌بندی ناهمگن در مذاب جلوگیری کرده و هسته‌بندی همگن تعداد کمی از هستک‌ها و رشد سریع آنها را امکانپذیر می‌سازد. تهی بودن مذاب از اجزای جامد از ویژگی‌های مذاب‌های فراتافته (Superheated) بشمار می‌رود [۲۱]. بررسی‌های تجربی در خصوص مذاب‌های بازالتی [۲۳] نیز حاکی از این است که شکل‌های نامتعادل بلوری زمانی که مذاب بازالتی دستخوش گرمایش تا دمای بالاتر از ۱۱۹۰ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته توسعه یافته و در مذاب‌هایی که حداکثر به دمای ۱۱۸۰ درجه سانتی‌گراد رسیده‌اند بلورهای تشکیل شده دارای شکل‌های هم بعد و ساختار یک پارچه بوده‌اند. بنابراین مشاهده دامنه گسترده‌ای از بافت‌های نامتعادل در نمونه‌های الترامافیک و مافیک فریمان را ممکن است نشانگر فروتافت مذاب‌های مربوطه و دماهای بالاتر از حد عادی این مذاب‌ها به سبب فراتافتگی آنها بدانیم که در نهایت در شرایط سطحی و در نتیجه رویداد فروتافت (Undercooling) مذاب به گسترش بافت‌های یاد شده منتهی شده است.

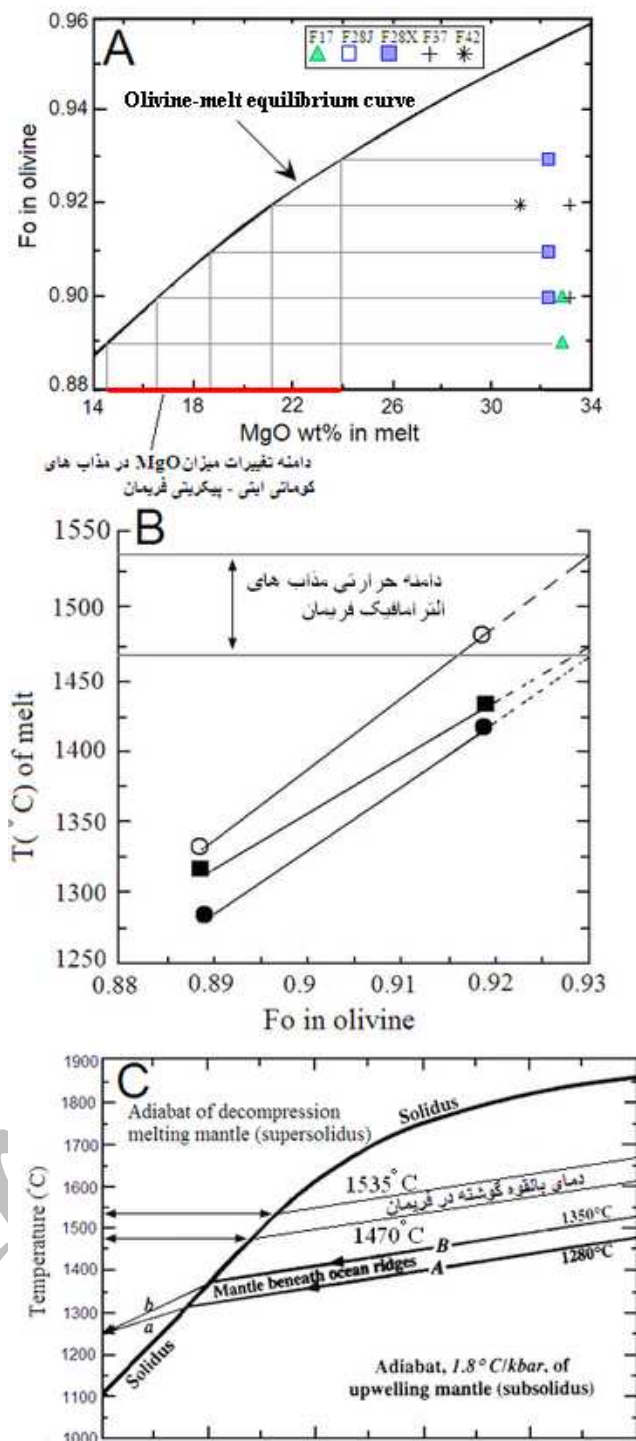
۷- شیمی بلورهای الیوین

مذاب این کانی قرار داشته و ما با استفاده از شیب تغییرات بی در روی دما در گوشته در حال صعود به میزان ۱/۸ درجه سانتی‌گراد بر یک کیلو بار به برآورد دمای بالقوه خاستگاه گوشته‌ای مذاب‌های فریمان در شکل ۸C اقدام کرده‌ایم. 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 دمای تنوره‌های گوشته‌ای شباهت دارد [۲۶]. علاوه بر دمای بالا، محتوای بالا NiO که میزان آن تا ۰/۴۸۷٪ هم بالغ شده قابل توجه است. مقادیر ملاحظه شده حتی بیشتر از مقادیر گزارش شده در خصوص کوماتی‌ایت‌های جزیره گورگونا [۲۷] است.

میزان Fo برای برآورد میزان MgO مذاب مادر استفاده کرد. در شکل ۹A بر اساس میزان Fo در بلورهای الیوین و استفاده از منحنی تعادلی الیوین-مذاب که بر اساس معادله $MgO = 55 * Fo^{11.5}$ [۲۵] رسم شده مقدار MgO مذاب در تعادل با این بلورها را بین ۰/۱۴٪ تا ۲۳/۷۴٪ برآورد کردیم. دامنه یاد شده نمایانگر تحول تدریجی مذاب و کاهش محتوای اکسید منیزیم آن همراه با تبلور تفریقی الیوین است. در شکل ۹B با استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با بلورها را بر اساس سه مدل مختلف بین حداقل ۱۴۷۰ درجه سانتی‌گراد و حداکثر ۱۵۳۵ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده‌ایم [۲۶]. از آنجا که دماهای محاسبه شده نمایانگر دمای تعادلی مذاب یا تبلور بلورهای الیوین می‌باشند بنابراین بر منحنی



شکل ۸ چگونگی تغییرات مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بلورهای الیوین نسبت به تغییرات عدد منیزیم.

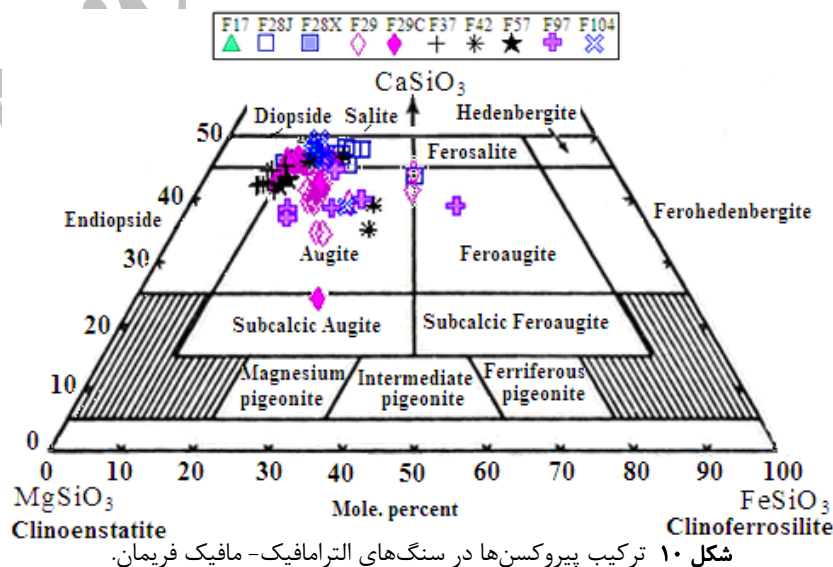


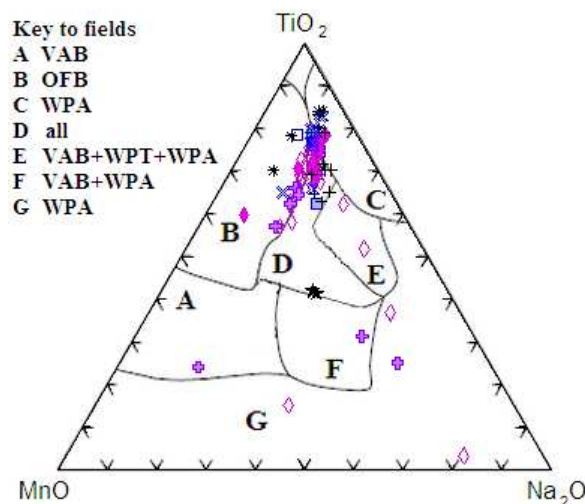
شکل ۹ A برآورد میزان MgO در مذاب بر اساس میزان Fo در بلورهای الیوین، منحنی تعادلی از [۲۵]، با توجه به فاصله نمونه‌ها از منحنی تعادلی می‌توان تاثیر انباشت الیوین را در افزایش میزان MgO در ترکیب سنگ کل ملاحظه کرد. B برآورد دمای مذاب با استفاده از میزان Fo در بلورهای الیوین بر اساس سه مدل مختلف ارائه شده در [۲۶]. دمای بیشینه بر اساس مدل [۴۱] (دایره‌های توخالی) در حدود ۱۵۳۵ درجه سانتی‌گراد و کمینه آن بر پایه مدل [۴۲] حدود ۱۴۷۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود (دایره‌های توپر)، مدل [۴۳] (مربع‌های توپر) به دمای کمترین نزدیک است. C برآورد دمای بالقوه گوشته بر اساس بیشینه و کمینه دمای محاسبه شده مذاب در شکل B و با توجه به شیب بی در رو تغییر دما در گوشته در حال صعود به میزان ۱/۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلوبار [۲۶].

۸- شیمی بلورهای پیروکسن

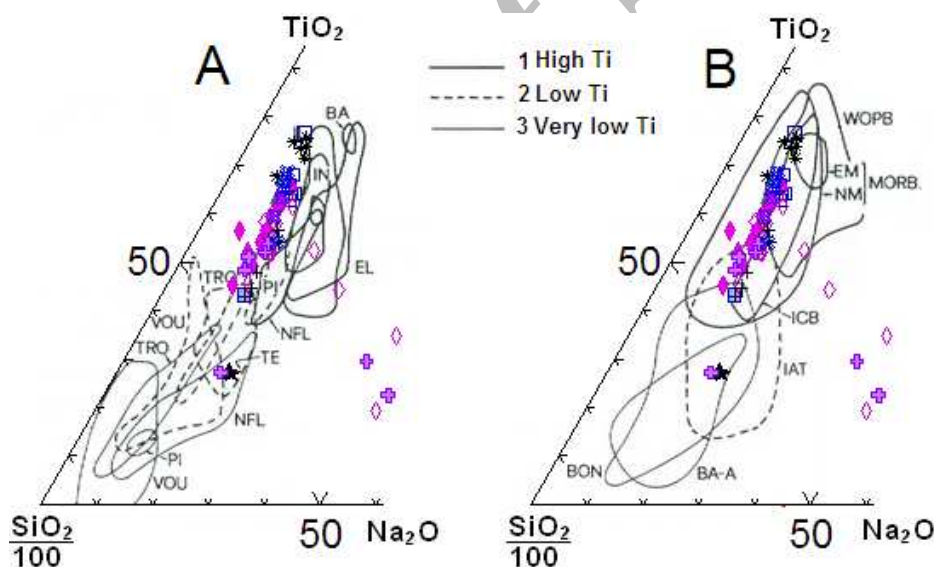
نمی‌پذیرد. در این نمودار شماری از پیروکسن‌های فریمان در گستره بازالت‌های کف اقیانوس، تعدادی در قلمرو بازالت‌های قلیایی درون صفحه و اکثر نقاط نیز در فاصله بین این دو گستره که به کلیه جایگاه‌ها تعلق دارد قرار گرفته‌اند و تعداد اندکی نیز به صورت پراکنده در قلمروهای دیگر قرار گرفته‌اند. به طور کلی دو ویژگی ترکیبی اصلی مشاهده شده در این نمودار عبارتند از میزان پائین MnO که موجب دور شدن نقاط ترکیبی از قلمرو قوسی شده، و میزان بالای TiO_2 که موجب قرار گرفتن نقاط در مجاورت قلمروهای بازالت‌های کف اقیانوس و بازالت‌های قلیایی درون صفحه شده است. در شکل-های A, B ۱۲ ترکیب پیروکسن‌ها در نمونه‌های فریمان در مقایسه با ترکیب پیروکسن‌ها در بازالت‌های وابسته به انواع مختلف افیولیت‌ها و بازالت‌های مربوط به جایگاه‌های اقیانوسی جدید ملاحظه می‌شود [۳۰]. در این نمودار پیروکسن‌های فریمان در مقایسه با پیروکسن‌های وابسته به اغلب بازالت‌های افیولیتی از TiO_2 غنی‌تر و از Na_2O فقیرتر هستند، سیمایی که بازتاب تفاوت‌های ترکیبی مذاب‌های میزبان است. در نمودار B همین شکل قرار گرفتن بخش بیشتر پیروکسن‌های فریمان در قلمروهای تعیین شده برای پیروکسن‌های وابسته به محیط‌های مختلف بازالت‌های اقیانوسی و فاصله گرفتن آنها از گستره‌های وابسته به محیط‌های فرورانش را می‌توان ملاحظه کرد، و بویژه همپوشی و مجاورت پیروکسن‌های فریمان با گستره وابسته به بازالت‌های ایسلند و بازالت‌های درون صفحه-ای اقیانوسی که گفته می‌شود از خاستگاه تنوره گوشته‌ای ریشه گرفته‌اند، جالب توجه است.

نتایج تجزیه بلورهای پیروکسن در نمونه‌های الترامافیک F42, F29, F37, F29C, F28X, F28, F17 در جدول شماره ۳ ارائه شده است. از نظر شکل بلور، پیروکسن‌ها را می‌توان به چهار دسته هم بعد و یک پارچه، بلورهای نامتعادل هم بعد و توخالی، اسکلتی، سوزنی و تار مانند (شکل‌های ۵ و ۶)، به صورت کانی پرکننده فضای بین بلورهای انباشتی البیون در نمونه‌های الترامافیک و یا در هم‌رشدی با پلاژیوکلاز در نمونه‌های مافیک (شکل ۶D) تقسیم کرد. میزان بالای آلومین در پیروکسن‌های اسکلتی و سوزنی (شکل ۴A) از جمله ویژگی‌های ترکیبی این بلورهاست که از رشد سریع آنها حکایت دارد که از یکسو موجب پیدایش بلورهای نامتعادل شده و از سوی دیگر شرکت میزان بیشتری از آلومینیم را در شبکه بلوری امکان پذیر ساخته است [۲۸]. در شکل ۱۰ دامنه ترکیبی نسبتاً گسترده پیروکسن‌ها را در چارگوش این کانی ملاحظه می‌کنیم. با توجه به موقعیت پیروکسن‌ها در این نمودار می‌توان مشاهده نمود که بخش عمده پیروکسن‌ها دارای ترکیب ان دیوپسیدی- دیوپسیدی- سالیتی و اوژیتی هستند. در شکل ۱۱ موقعیت ترکیبی پیروکسن‌ها در نمودار مثلیتی $TiO_2 - MnO - Na_2O$ که به منظور بررسی جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های دگرگون شده و هوازده بر اساس ترکیب کلینوپروکسن‌ها ارائه شده [۲۹] مشاهده می‌شود. میزان سه ترکیب یاد شده در بلورهای کلینوپروکسن که به عنوان معیار تشخیص جایگاه زمین-ساختی در این نمودار مورد استفاده قرار گرفت به ترکیب مذاب میزبان بلورها وابسته بوده و از روند سرد شدن چندان تاثیر





شکل ۱۱ ترکیب پیروکسن‌ها در نمونه‌های مافیک-الترامافیک فریمان و بررسی جایگاه زمین‌ساختی احتمالی این سنگ‌ها در نمودار [۲۹]، علایم بکار رفته در این نمودار شامل VAB بازالت‌های قوس آتشفشانی، OFB بازالت‌های کف اقیانوس، WPA بازالت‌های قلیایی درون صفحه و WPT بازالت‌های توله‌ایتی درون صفحه. نمادهای مورد استفاده نمونه‌ها مانند شکل ۸.



شکل ۱۲ مقایسه ترکیب پیروکسن‌ها در نمونه‌های الترامافیک و مافیک فریمان با، A بازالت‌های وابسته به انواع مختلف افیولیت‌ها شامل B و (NFL) نیوفوندلند (VOU)، پیندوس (PI)، ترودوس (TRO)، لیزگوریدس خارجی (EL)، Inzecca (IN)، لیگوریدس خارجی (EM) غنی شده (NM) و غنی شده (EM)، بازالت‌های مربوط به جایگاه‌های اقیانوسی جدید شامل بازالت‌های درون صفحه اقیانوسی (WOPB)، MORB عادی (NM) و غنی شده (EM)، بازالت‌های ایسلند (ICB)، توله‌ایت‌های جزیره قوسی (IAT)، آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی (BA-A) و بونینیت‌ها (BON)، نمودار و گستره‌ها از [۳۰]. نمادهای مورد استفاده نمونه‌ها مانند شکل ۸.

۹- شیمی بلورهای اسپینل

درصد وزنی اکسیدها و روابط عنصرسنجی به صورت مجزا محاسبه کرده‌ایم. با توجه به حساسیت ترکیب بلورهای اسپینل نسبت به فرایند دگرسانی در انتخاب نمونه‌های مناسب برای تجزیه بلورهای اسپینل با محدودیت مواجه بوده‌ایم، به ویژه با توجه به فراوانی مگنتیت و دیگر کانی‌های اکسیدی که اغلب به

داده‌های شیمی بلورهای اسپینل در نمونه الترامافیک F29C با گرایش کوماتی‌ایتی را بر حسب درصد اکسیدهای عناصر و تعداد کاتیون‌ها در جدول شماره ۴ ارائه کرده‌ایم. میزان کاتیون‌های دوظرفیتی و سه ظرفیتی آهن را با استفاده از

گسترده عدد کرم، مقادیر پائین عدد آهن دوظرفیتی، میزان اندک Fe^{3+} و TiO_2 و روند افزایش عدد کرم همراه با افزایش عدد آهن دوظرفیتی است [۳۳]. خطوط موازی با این روند نمایانگر اسپینل‌های در تعادل با الیوین‌های با ترکیب ثابت، در دمای ثابت است [۳۳]. روند آهن-تیتان ($Fe-Ti$) از دیگر روندهای مشاهده شده در نمودار شکل ۱۳A است که نمایانگر تحول ترکیبی اسپینل‌ها در خلال تبلور تفریقی الیوین یا پیروکسن، (همراه با پلاژیوکلاز و یا بدون پلاژیوکلاز) از مذاب و افزایش نسبت Fe^{2+}/Mg و محتوای Ti مذاب وابسته می‌دانند [۳۳]. نحوه پراکندگی اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان در نمودار شکل ۱۳B با توجه به تغییرات گسترده عدد آهن دوظرفیتی با روند $Fe-Ti$ مطابقت می‌کند، ولی با توجه به پراکندگی مشاهده شده در نمودار شکل ۱۳A می‌توان دریافت که تغییرات ترکیبی در اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان در راستای روند $Fe-Ti$ قرار نداشته و لذا چنانکه پیشتر گفته شد، تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی در اسپینل‌ها احتمالاً به مبادله‌های آهن و منیزیم بین بلورهای اسپینل و زمینه در مرحله پس از انباشت بلورها در دمای زیر انجماد و یا در جریان دگرگونی وابسته بوده است. با این حال ممکن است میزان عدد آهن دو ظرفیتی از تغییرات ترکیبی وابسته به تبلور تفریقی بلورهای الیوین و پیروکسن نیز تاثیر پذیرفته باشد.

در شکل‌های ۱۴A, B موقعیت اسپینل‌های فریمان در نمودارهای عدد آهن دوظرفیتی در برابر عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی در مقایسه با ترکیب اسپینل‌های وابسته به مجموعه‌های بونینیتی، MORB و بازالت‌های هاوایی ملاحظه می‌شود. پراکندگی اسپینل‌های فریمان در این دو نمودار با آنچه در مورد ترکیب اسپینل‌های مشاهده شده در کوماتی‌ایت-ها گفتیم یعنی میزان متغیر عدد آهن دو ظرفیتی و مقادیر تقریباً ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی همخوانی داشته و موقعیت آنها به اسپینل‌های مشاهده شده در بازالت‌های هاوایی شباهت دارد.

در شکل‌های ۱۵A, B, C موقعیت اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان را در نمودارهای مثلثی $Cr - Al - Fe^{3+}$ و نمودار عدد آهن دوظرفیتی نسبت به عدد کرم و در مقایسه با گستره‌های تعیین شده برای بونینیت‌ها، MORB، کرمیتیت‌ها و بازالت‌های افیولیتی و کوماتی‌ایت‌های دونیتی و تهی شده از آلومینیم ملاحظه می‌کنیم. در این نمودارها می‌توان تشابه ترکیبی اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان را در مقایسه با

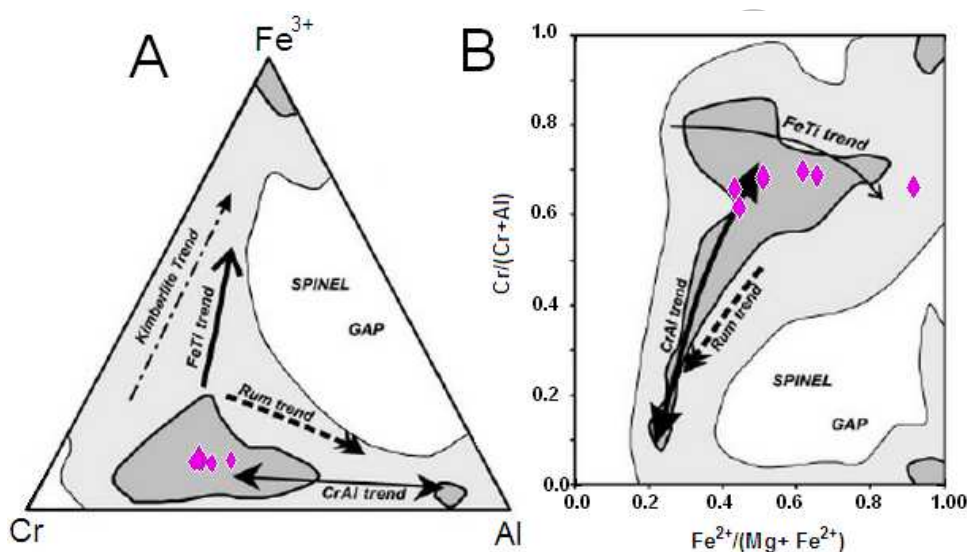
صورت کانی‌های ثانوی وابسته به دگرسانی الیوینها به سرپانتین، در نمونه‌های الترامافیک ملاحظه می‌شوند یافتن و انتخاب اسپینل‌های خود شکل در این سنگ‌ها دشوار بوده است. در نمونه F29C چند بلور خود شکل اسپینل را که با توجه به نتایج تجزیه می‌توان از عدم دگرسانی یا تاثیر اندک این فرایند بر ترکیب آنها اطمینان داشت ملاحظه کرده و به منظور بررسی ویژگی‌های ترکیبی این کانی انتخاب کردیم (شکل ۵B).

به نظر [۳۱] عدد کرم ($Cr/Cr+Al$) نسبت به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و فشار لیتواستاتیک حساسیت ویژه‌ای نداشته و بیشتر در کنترل میزان آلومین مذاب قرار دارد، و از آنجا که محتوای آلومین نیز به تبلور و یا جذب دوباره پلاژیوکلاز در مذاب وابسته است، لذا در مواردی که عدد Cr تغییرات گسترده‌ای را نشان می‌دهد به نقش پلاژیوکلاز در این زمینه اشاره می‌شود. با توجه به جدول شماره ۴ و با در نظر گرفتن میزان عدد کرم می‌توان دریافت که عدد Cr در اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان تغییرات چندانی نداشته و در یک بازه نسبتاً محدود بین ۶۱٫۸ تا ۶۹٫۶ درصد قرار دارند و این مسئله از عدم نقش پلاژیوکلاز در زمینه تکوین ماگماهای کوماتی‌ایتی فریمان حکایت دارد. میزان بالای عدد کرم معمولاً در اسپینل‌های بونینیت‌ها مشاهده می‌شود و آن را نشانه نقش یک خاستگاه گوشته‌ای دیرگداز در تشکیل مذاب بونینیتی می‌دانند [۳۲]. یکی از ویژگی‌های ترکیبی ملاحظه شده در اسپینل‌های وابسته به سنگ‌های کوماتی‌ایتی عبارت است از تغییرات گسترده عدد آهن دوظرفیتی ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$) در مقادیر تقریباً ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی (Fe^{3+}) $Cr + Al + Fe^{3+}$ ، ویژگی که بر اساس مبادله‌های آهن و منیزیم بین بلورهای اسپینل و زمینه در مرحله پس از انباشت بلورها در دمای زیر انجماد و یا در جریان دگرگونی توجیه شده است [۳۳]. نظیر روند یاد شده را با توجه به موقعیت اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان (F29C) در شکل‌های ۱۳، ۱۴ و ۱۵، به ویژه در مورد تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی می‌توان ملاحظه کرد. در شکل‌های ۱۳A, B، ترکیب اسپینل‌های فریمان را در نمودار مثلثی $Cr - Al - Fe^{3+}$ و نمودار عدد آهن دوظرفیتی نسبت به عدد کرم در مقایسه با ترکیب جهانی اسپینل‌ها، بر اساس نتایج ۲۱۶۴۴ تجزیه، و همراه با روندهای مختلف تغییرات ترکیبی این کانی ملاحظه می‌کنیم [۳۳]. روند کرم-آلومینیم ($Cr-Al$) در این نمودارها نمایانگر تغییرات

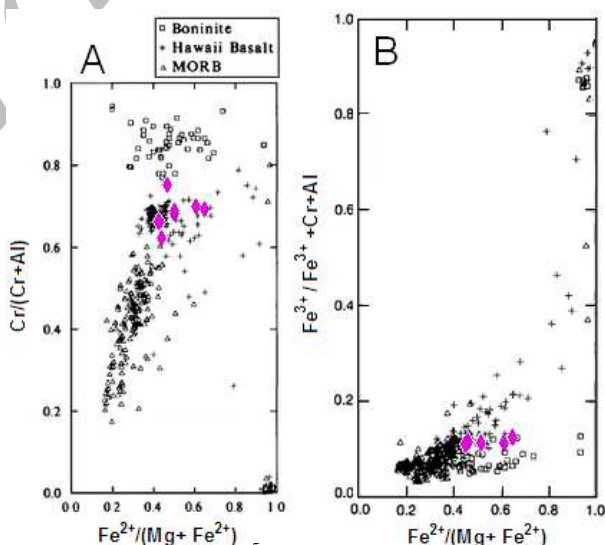
وابسته به جایگاه‌های مختلف قوسی، ایالت‌های آذرین گسترده، MORB و جزیره اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند [۳۵]. در این نمودار اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان در پایانه گستره تعیین شده برای اسپینل‌های محیط قوسی (Arc)، در بخشی که با توجه به نمودار شکل ۱۵B داده‌های کافی در دست نبوده‌اند، در همپوشی با گستره وابسته به ایالت آذرین گسترده (LIP) باختر گرینلند مشاهده می‌شود.

ترکیب اسپینل‌های مشاهده شده در دونیت‌های کوماتی‌ایتی و MORB از یکسو و ترکیب مغایر آنها را در مقایسه با اسپینل‌های وابسته به محیط‌های دیگر مشاهده کرد.

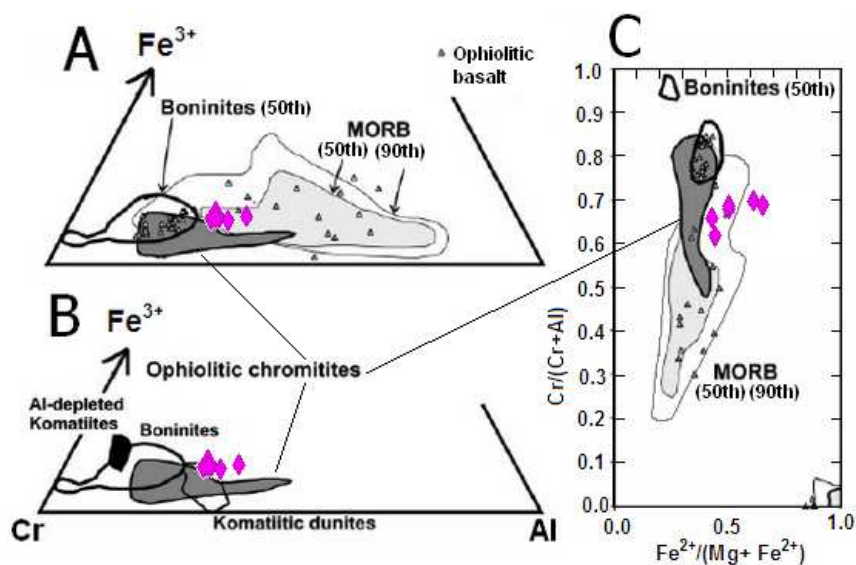
به نظر [۳۵] میزان TiO_2 و Al_2O_3 در بلورهای اسپینل به مقدار این اکسیدها در ماگمای میزبان وابسته بوده و لذا به این دلیل می‌توان به بررسی جایگاه زمین‌ساختی و نوع مذاب میزبان این بلورها پرداخت. به این ترتیب در نمودار تغییرات میزان TiO_2 نسبت به میزان Al_2O_3 (شکل ۱۵)



شکل ۱۳ A موقعیت ترکیبی اسپینل‌ها در نمونه کوماتی‌ایتی F29C فریمان در نمودار مثلثی Cr-Al-Fe^{3+} و نمودار عدد آهن دو ظرفیتی در برابر عدد کرم (B). در این نمودارها گستره ترکیبی اسپینل‌ها بر اساس نتایج تجزیه ۲۱۶۴۴ اسپینل همراه با روندهای تغییر ترکیب اسپینل‌ها نشان داده شده است. گستره خاکستری تیره ۵۰٪ نتایج و گستره خاکستری روشن ۹۰٪ نتایج تجزیه را دربر می‌گیرند [۳۳].



شکل ۱۴ نمودار تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی نسبت به عدد کرم (A) و عدد آهن سه ظرفیتی (B) در اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان، در مقایسه با ترکیب اسپینل‌های بازالت‌های هاوایی، بونینیت‌ها و MORB [۳۰].

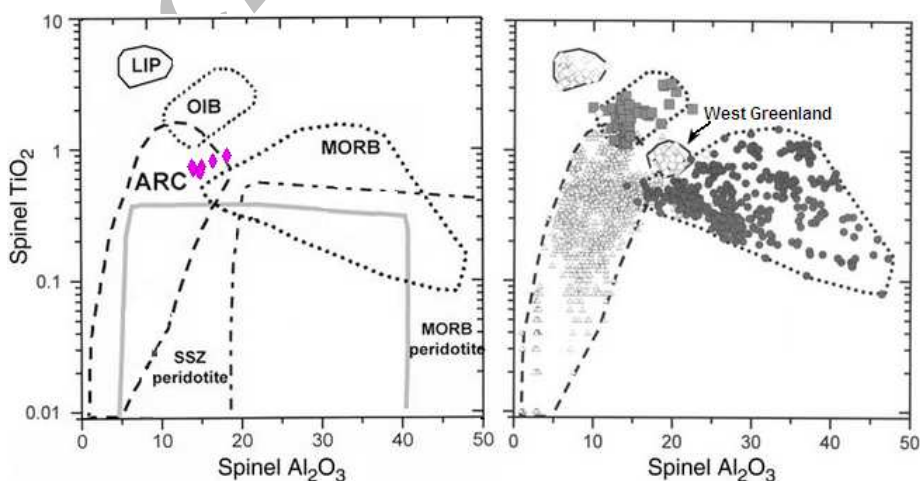


شکل ۱۵ مقایسه ترکیب اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی F29C فریمان با ترکیب اسپینل‌ها در بونینیت‌ها، MORB، بازالت‌ها و کرمیتیت‌های افیولیتی، کوماتی‌ایت‌های دونیتی و کوماتی‌ایت‌های تهی از آلومینیم. گستره مربوط به MORB شامل دو بخش بی رنگ و خاکستری روشن است که به ترتیب نشانگر ۹۰٪ و ۵۰٪ داده‌ها هستند [۳۰].

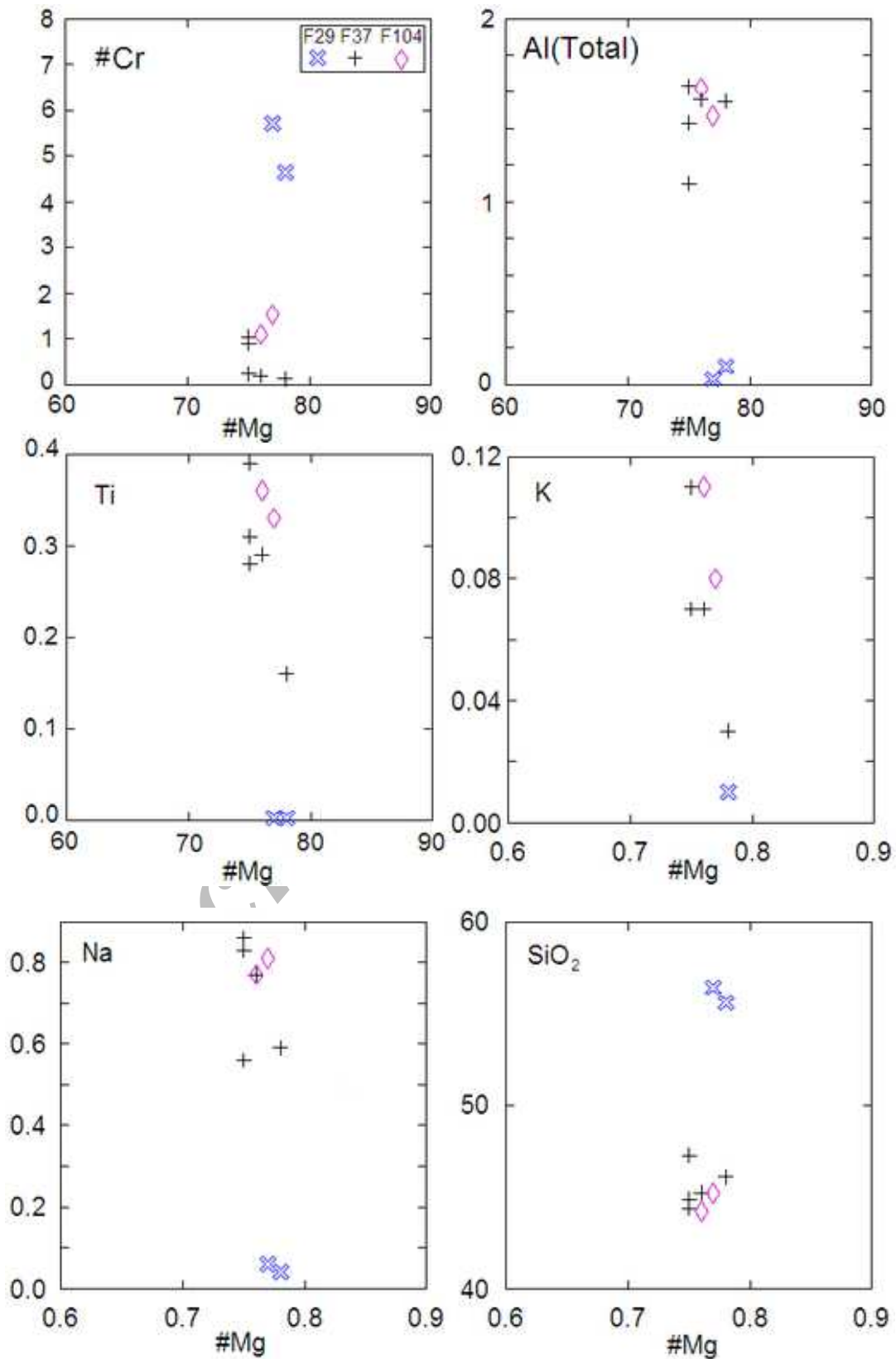
آمفیبول‌های ملاحظه شده در نمونه‌های F29 و F37 از کلیه ویژگی‌های ترکیبی مطرح شده در مورد آمفیبول‌های آذرین که در دمای بالا تشکیل می‌شوند [۱۹]، (شکل ۱۷) یعنی مقادیر بالای TiO_2 ، Al_2O_3 و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و مقادیر متوسط تا بالای عدد منیزیم، NiO و Cr_2O_3 برخوردار بوده و از نظر ترکیب کلی به آمفیبول‌های پارگازیتی گزارش شده از واحدهای کوماتی‌ایتی، توله‌ایتی، پیکریتی و فروپیکریتی کمر بند گرین استون آبی تی بی در کانادا شباهت دارند [۳۶].

۱۰- شیمی بلورهای آمفیبول

در جدول شماره ۵ داده‌های شیمی بلورهای آمفیبول در نمونه الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونه‌های مافیک F104 حاصل از تجزیه که در شکل ۱۶، شامل نمودارهای تغییرات عدد منیزیم نسبت به عدد کرم، مقدار آلومینیم کل، تیتانیم و قلیایی‌ها بازتاب یافته، به خوبی می‌توان به وجود دو نوع آمفیبول با ویژگی‌های متمایز در این سنگ‌ها پی برد.



شکل ۱۶ بررسی جایگاه زمین‌ساختی نمونه کوماتی‌ایتی F29C فریمان بر اساس میزان TiO_2 و Al_2O_3 اسپینل‌ها. با مقایسه نمودارهای A و B می‌توان دریافت که اسپینل‌های نمونه کوماتی‌ایتی فریمان مجاور گستره نبود داده‌های مربوط به جایگاه قوسی (ARC) و در همپوشی با گستره مربوط به جایگاه ایالت گسترده آذرین (LIP) غرب گرینلند قرار گرفته‌اند [۳۱].



شکل ۱۷ چگونگی تغییرات عدد منیزیم نسبت به عدد کرم، آلومینیم، تیتانیم، پتاسیم، سدیم و سیلیس در ترکیب آمفیبول‌های نمونه‌های ترامافیک F37 (پیکریتی) و نمونه‌های مافیک F29 و F104 (توله ایتی).

۱۱- بحث و برداشت

با توجه به مشاهدات بافتی که از فروتافت مذاب‌های مافیک و الترامافیک فریمان حکایت دارند، تشکیل این سنگ‌ها در شرایط آتشفشانی محرز بوده و با در نظر گرفتن شواهدی که بر دمای فراتر از حد معمول این مذاب‌ها دلالت دارند، مانند میزان بالای MgO در مذاب‌های الترامافیک و محتوای بالای Fo بلورهای البوین، می‌توان دریافت که دمای بالای ماگما نقش مهمی را در شکل‌گیری بافت‌های نامتعادل ملاحظه شده ایفا کرده و در نتیجه می‌توان احتمال فراتافته بودن ماگما را مطرح کرد. در مدل‌های مختلف ارائه شده برای تشکیل ماگما، فراتافتگی مذاب را بیشتر در مدل تنوره‌های گوشته‌ای می‌توان شاهد بود. بر اساس این مدل تشکیل ماگما در تنوره‌های گوشته‌ای در حال صعود با کاهش بی در روی فشار همراه بوده و این به نوبه خود کاهش نقطه ذوب سیلیکات‌ها را سبب می‌شود که حاصل آن فراتافتگی ماگما خواهد بود. علاوه بر این مشاهدات دیگر ما نیز با ایده عنوان شده یعنی تشکیل ماگما در محیط با دمای بالا تنوره گوشته‌ای همخوانی دارد، برای مثال ترکیب‌های غنی از TiO_2 کانی‌های پیروکسن و اسپینل از نشات گرفتن مذاب‌های وابسته به خاستگاه گوشته‌ای غنی شده در مقایسه با خاستگاه گوشته‌ای فقیر از TiO_2 مذاب‌ها در مناطق فرورانش و حاشیه‌های سازنده نظیر MORB عادی حکایت دارد. گر چه محتوای بسیار متفاوت آلومین در ترکیب بلورهای پیروکسن را می‌توان بر اساس درجات مختلف فروتافت مذاب‌های مربوطه توجیه کرد، ولی دامنه ترکیبی ملاحظه شده بر حسب محتوای متفاوت تیتان و اکسید سدیم را صرفاً بر اساس وجود مذاب‌هایی با محتوای متفاوت از ترکیبات یاد شده می‌توان توضیح داد. علاوه بر این وجود کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و فلوگوپیت در سنگ‌های الترامافیک پیکریتی که نشانگر میزان بالاتر آب در این مذاب‌ها در مقایسه با انواع کوماتی‌ایتی است را می‌توان بر اساس ناهمگنی خاستگاه گوشته‌ای از جنبه ترکیبی تفسیر کرد، زیرا با توجه به ارتباط نزدیک فضایی و زمانی این سنگ‌ها ماهیت ناهمگن گوشته را نمی‌توان در راستای افقی و در یک مقیاس گسترده در نظر گرفت، در حالیکه بنابر نظر بسیاری از نویسندگان مبنی بر ساختار ناهمگن تنوره‌های گوشته‌ای [۳۷-۳۹]، ناهمگنی

استنباط شده را می‌توان در راستای قائم و بر اساس نقش احتمالی یک تنوره گوشته‌ای در سنگ‌زایی‌های مورد بررسی توجیه کرد.

ویژگی‌های ظاهری آمفیبول‌های مشاهده شده در نمونه‌های F29 و F37 بگونه‌ای است که با ماهیت آذرین این کانی‌ها همخوانی دارد، در حالیکه دست کم بر اساس شواهد سنگ-شناختی می‌توان ماهیت دگرگونی آمفیبول‌های ملاحظه شده در نمونه F104 را محتمل دانست. ماهیت آذرین آمفیبول‌های مشاهده شده در واحدهای مختلف کمر بند گرین استون آبی تی بی به عنوان گواهی بر حضور آب، به میزان فراتر از تصور جاری مبنی بر ماهیت تقریباً خشک مذاب‌های غنی از MgO آرکن و به ویژه کوماتی‌ایت‌ها، تفسیر شده است [۱۹]. در این جا تاکید می‌شود که بر اساس مشاهدات سنگ‌شناختی آمفیبول و دیگر کانی آبدار یعنی فلوگوپیت را تنها در نمونه‌های پیکریتی و توله‌ایتی مشاهده کرده‌ایم. این مشاهده در حقیقت با مشاهدات ژئوشیمیایی ما در خصوص ترکیب سنگ کل نمونه-های مورد مطالعه که نقش منابع گوشته‌ای متفاوت، به ویژه از نظر غنای نسبی آنها از ترکیبات ناسازگار و از جمله آب، در زمینه تشکیل ماگماهای کوماتی‌ایتی، توله‌ایتی و پیکریتی منطقه فریمان را مطرح می‌کنند مطابقت دارد [۱۱]. در پایان این بحث یاد آور می‌شود که به طور کلی حضور گدازه‌های کوماتی‌ایتی در یک مجموعه سنگی منافاتی با ماهیت افیولیتی آن مجموعه سنگی ندارد زیرا افیولیت‌ها به عنوان بقایای پوسته اقیانوسی تعریف شده‌اند و بنابر نظر بسیاری از نویسندگان (مانند [۱۱]) کوماتی‌ایت‌ها در محل پهنه‌های اقیانوسی از جمله سنگ‌های تشکیل دهنده پوسته اقیانوسی به شمار می‌روند. علاوه بر این به حضور جریان‌های گدازه بالشی و توده‌ای الترامافیک در برخی از مجموعه‌های افیولیتی نیز اشاره شده است؛ سازند Agrilia در کوه‌های Othris، یونان مرکزی و گدازه‌های بالشی فوقانی Trodos در قبرس از جمله گزارش-های مطرح شده در این زمینه به شمار می‌روند. این گدازه‌ها که با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی خود و بنابر نظر برخی از نویسندگان (مانند [۴۵]) دارای ماهیت کوماتی‌ایتی هستند، به عنوان نظایر فانروزوئیک بازالت‌های کوماتی‌ایتی نیز معرفی شده‌اند [۴۶].

تشکر و قدردانی

داده‌های مورد استفاده در این مقاله با یاری دکتر S.Parman عضو هیئت علمی دانشگاه دورهام تهیه شده است لذا نویسندگان مقاله از ایشان و نیز دکتر N.Odling و دکتر D.Steele از دانشگاه ادینبورگ که در زمینه تهیه داده‌های سنگ کل و شیمی کانی‌ها صمیمانه همکاری کرده‌اند تشکر و قدردانی می‌کنند.

مراجع

- [1] Alavi, S. M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geology Society of America Bulletin 103 (1991) 983-992.
- [2] Alavi, S. M., "The Virani ophiolite complex and surrounding rocks", Geologisch Rundschau 68, no. 1 (1979) 334 – 341.
- [3] Berberian, M., King, G.C.P., "Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- [4] Diefenbach, K.W., Davoudzadeh, M., Alavi-Tehrani, N., Lensch, G., "Paleozoic ophiolites in Iran and geodynamic implication", Ofioliti, 11 (3) (1986) 305- 338.
- [5] Stocklin, J., "Structural correlation of the alpine ranges between Iran and central Asia" Memoir Hors Service Society Geologique France, 8 (1977) 333-353.
- [6] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review." American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
- [7] Majidi, B., "The geochemistry of ultrabasic lava flow occurrence in North -east Iran", Geological Survey of Iran, Report 51 (1983) 463 - 477.
- [8] Majidi, B., "The ultrabasic lava flows of Mashhad, NE Iran: Geological Magazine", 118 (1981) 49-58.
- [9] Sabzehei, M., "Layered mafic-ultramafic komatiitic lava flows and their bearing on the problems of Iranian ophiolites", 30th Internat. Geol. Congress, Abstracts, vol. 1 (1996) p. 296.
- [۱۰] سبزه ئی، م.، "پدیده های تفریق در ماگما های اولترا بازیک: برداشت هایی از گدازه های لایه ای اولترامافیک-
- مافیک اولاکوژنهای پالئو زوئیک ایران زمین، سیزدهمین گرد همایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۳) ص ۶۵-۷۸.
- [۱۱] معاف پوریان، غ.، "بررسی پترولوژی سنگ‌های سری کوماتی‌ایتی شمال شرق ایران در مناطق مشهد و فریمان"، پایان نامه دکترا رشته زمین شناسی، گرایش پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، درحال نگارش (۱۳۸۷).
- [۱۲] نبوی. م.ح.، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.
- [13] Bozorgnia, F., "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Elbruz mountains", Iran-National Iranian oil company, geological laboratories, publ. No. 4, Tehran (1973).
- [14] Kozur, H., Mostler, H. with a preliminary note by Ruttner, A. W., "Pelagic Permian Conodonts from an oceanic sequence at Sang-e-Sefid (Farman, NE- Iran) ", Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 38 (1991) 101-110.
- [15] LeBas, M.J., "IUGS Reclassification of high-Mg and picritic volcanic rocks", Journal of Petrology 41, 10 (2000) 467-1470.
- [16] Jensen, L.S., Pyke, D.R., "Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt", In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (ed.) Komatiites: George Allen & Unwin (1982) 147-157.
- [17] Hanski, E., Huhma, H., Rastas, P. and Kamenetsky, V.S., "The Palaeoproterozoic Komatiite - Picrite association of Finnish Lapland", Journal of Petrology 42.Number 5 (2001) 855 – 876.
- [18] Stone, W.E., Delouie, E., Larson, M.S. and Leshner, C.M., "Evidence for high - MgO melts in Precambrian", Geology 25 no. 2 (1997) 143 -146.
- [۱۹] معاف پوریان، غ.، پورمعافی، م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۶، "بررسی پتروژنز یک جریان گدازه کوماتی ایتی لایه لایه در شرق فریمان"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- [20] Fleet, M.E., "The growth habits of clinopyroxene", Canadian Mineralogist. Vol, 13, (1975) 336-341.

- ultramafic Complexes*", Geophysical Research Abstracts 7 (2005).
- [33] Barnes, S.J., Roeder, P.L., "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", *Journal of Petrology* 42, 12 (2001) 2279- 2302.
- [34] Irvine, T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. petrologic applications", *Canadian Journal of Earth Sciences* 4 (1967) 71-103.
- [35] Kamensky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal of Petrology* 42, Number 4 (2001) 655 - 671.
- [36] Stone, W.E., Delouie, E., Stone, M.S., "Hydromagmatic amphibole in komatiitic, tholeiitic and ferropicritic units, Abitibi greenstone belt, Ontario and Québec: evidence for Archaean wet basic and ultrabasic melts", *Mineralogy and Petrology* 77 (2003) 39-65.
- [37] Viruete E.J., Estau'n, A.P., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T.D., Spadea, P., "Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex, Hispaniola, northeastern Caribbean", *Journal of Geophysical Research* 112 (2007) 1-19.
- [38] Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F., Duncan, R.A., "Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau", *Journal of Geophysical Research* 107 No.B7 (2002).
- [39] Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tamey, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Duncan, R.A., "The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints" *Lithos* 37 (1996) 245-260.
- [۴۰] افتخار نژاد، ج.، بهروزی، ا.، " یافته های جدید از سنگ های افیولیتی و سنگ های پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان (از جمله کپه داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آن"، فصل نامه علوم زمین، سال اول شماره اول (۱۳۷۱)، ص ۴-۱۵.
- [41] Niu, Y., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A. Bach, W., "Mineral chemistry, whole-rock
- [21] Arndt, N.T., "Komatiites. In: Condie, K.C., (ed.) *Archean Crustal Evolution*", Amsterdam: Elsevier (1994) 11 – 44.
- [22] Vernon, R.H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press (2004) 594P.
- [23] Lofgren, G.E., "Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallization study", *Journal of Petrology* 24, part 3. (1983) 229-255.
- [24] Faure, F., Arndt, N., Libourel, G., "Formation of spinifex texture in Komatiites: an Experimental Study", *Journal of Petrology*, Vol, 47, Number 8, (2006) 1591-1610.
- [25] Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., "Constraining the potential temperature of the mantle: A review of the evidence from komatiites", *Lithos*, 30 (1993) 291-307.
- [26] Fang, N., Niu, Y., "Late palaeozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China, and their geodynamic significance", *Journal of Petrology* 44, 1 (2003) 141-157.
- [27] Révillon, S., Arndt, N.T., Chauvel, C., Hallot, E., "Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau", *Journal of Petrology*, 41 (2000) 7, 1127 – 1153.
- [28] Donaldson, C.H., "Spinifex texture komatiites: a review of textures, compositions and layering", In Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (ed.) *Komatiites*. George Allen & Unwin, London, (1982) 526 p.
- [29] Nisbet, E.G., Pearce, J.A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 63 (1977) 149-160.
- [30] Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", *Chemical Geology* 77 (1989) 165-182.
- [31] Roeder, P.L., Reynolds, I., "Crystallization of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts", *J. of Petrology* 32, part 5 (1991) 909-934.
- [32] Krause, J., Brüggemann, G.E., Pushkarev, E.V., "Chromian Spinel: petrogenetic Indicator of the Evolution of Uralian-Alaskan-Type zoned mafic-

- [44] Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D., "Are oceanic plateau sites of komatiite formation?", *Geology* 19 (1991) 376-379.
- [45] Paraskevopoulos, G.M., Economou, M.I., "Komatiite- type ultramafic lavas from the agrilia formation, otris ophiolite complex, Greece", *Ofioliti* 11(3), (1986) 293-304.
- [46] Cameron, W.E., Nisbet, E.G., "Phanerozoic analogues of of komatiitic basalts", In: Arndt, N.T., Nisbet, E. G., (eds) *Komatiites*. London: George Allen & Unwin, (1982) 501-520.
- compositions and petrogenesis of ODP Leg 176 gabbros*", data and discussion. In: Natland, J.H., Dick H.J.B., Miller, D.J., Herzen, R.P. (eds) *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results, 176*. College Station, TX: Ocean Basins Geological Society, London, Special Ocean Drilling Program, (2002a) 1-60. [On line] Available at: <http://www.odp.tamu.edu/publications/176> SR/VOLUME/CHAPTERS/SR176 08.PDF.
- [42] Nisbet, E.G., "The tectonic setting and petrogenesis of komatiites", In: Arndt, N.T.,

Archive of SID

Nisbet, E. G., (eds) *Komatiites*. London: George Allen & Unwin, (1982) 501-520.

[43] Renner, R., "Cooling and crystallization of komatiite flows from Zimbabwe", Ph.D. Thesis, University of Cambridge, (1989) 162 pp.