

Vol. 17, No. 1, Spring 1388/2009



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 komatilitic 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 komatilitic 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 - ultamafic-mafic rocks - mineral chemistry - crystallization temperature – komatiite.*



سال هفدهم، شمارهٔ ۱، بهار ۸۸، از صفحهٔ ۱۰۹ تا ۱۳۲

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

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

۱- گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی ۲- سازمان زمین شناسی 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 مشاهده شده در یک نمونه کوماتی ایتی، مقدار 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 ۲۳/۲۶٪ و ۱۹۵۰ در بلور الیوین مانتی گراد برآورد کردهایم که همراه با شواهد دیگر، مانند محتوای بالای TiO در ترکیب پیروکسنها و اسپینلها، نشان از وجود مذاب ریشه گرفته از خاستگاه گوشتهای زایا نظیر خاستگاههای گوشته یک مالا داشته و بر نقش احتمالی یک زبانه گوشته-مداب ریشه گرفته از خاستگاه گوشته ای زایا نظیر خاستگاههای گوشته ای GI در این در ترکیب پیروکسنها و اسپینلها، نشان از وجود ای در این سنگراییها دلالت دارد.

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

۱ – مقدمه

بررسیهای سنگشناختی و شیمی کانیهای اصلی از جمله روشهایی است که در سنگشناسی آذرین به طور گسترده مورد استفاده قرار می گیرد. ویژ گیهای 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 زمینهٔ تفسیر شرایط دیرینه زمینساختی یک منطقه یاری خواهد کرد. در

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

برخی از نویسندگان، مجموعهٔ سنگی مورد بحث را در ردیف سنگهای افیولیتی قرار داده و آنها را به عنوان آثار زمین درز پالئو تتیس معرفی می کنند [۱-۶] ولی شمار دیگری نیز ایدهٔ متفاوتی را مطرح کرده و سنگهای یاد شده را به عنوان یک توالی آتشفشانی- تهنشستی عادی شامل گدازههای الترامافیک- مافیک آبیسال توله ایت غنی از MgO با گرایش کوماتی ایتی معرفی کردهاند[۲-۱۰] 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، پیکریتی و تولهایتی تقسیم کردهایم [۱۱].

۲- زمین شناسی منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ 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

مناطق شمالی و خاور فریمان ملاحظه می شوند و در حقیقت بخشی از مجموعهٔ رخنمونهای پراکندهٔ متشکل از توالی الترامافيك - مافيك و لايههاى تهنشستى خاور خط واره فريمان - تربت جام محسوب مي شوند كه علاوه بر خاور فریمان در نواحی باختر مشهد، شمال تربت جام و در منطقهٔ آق دربند نیز مشاهده می شود. در ناحیهٔ خاور فریمان رخنمون-های یاد شده را به ویژه در مناطق شمالی و شمال خاوری سفید سنگ واقع در ۳۰ کیلومتری جنوب خاوری فریمان می-توان مشاهده کرد (شکل ۱). در این نواحی با توجه به عملکرد گسلهای متعدد رخنمونهای توالی مورد بحث را اغلب در همبریهای گسله با سازندهای جوانتر میتوان مشاهده کرد که کار بررسیهای صحرایی این سنگها را تا حدودی دشوار می-سازد. سن توالى بر اساس بررسىهاى انجام شده روى ریزسنگوارههای یک نمونه آهکی Asselian تا Asselian 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].



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

۳- نمونه برداری، روشهای بررسی و تجزیهٔ نمونهها

در شکل ۱ موقعیت منطقهٔ مورد بررسی و محل برداشت نمونه-ها 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 مصیقلی از سنگهای انتخاب شده شامل نمونههای مونه مای F17 , F28X , F17 با ماهیت کوماتی ایتی، نمونه-های F42, F37 با گرایش پیکریتی و نمونههای مافیک ,F17 (بازالت کوماتی ایتی)،F104, F29b, F29 (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 شیست سبز قرار گرفتهاند، لذا

در هیچیک از نمونه ها بلور تازه ای از پلاژیو کلاز مشاهده نشد و فقط شکلهای دروغین این کانی را همراه با بخشهای باقیمانده که از ترکیب آلبیتی برخوردارند مشاهده کردیم. تجزیهٔ کانی ها و تهیه داده های مربوط به شیمی آنها (جداول شماره ۱ تا ۵) در دانشگاه ادینبورگ و با استفاده از یک دستگاه میزکاوندهٔ الکترونی مدل CAMECA SX100 انجام گرفت. کلیهٔ تجزیه ها در شرایط جریان الکترونی ۱ کیلو ولت، جریان نمونه ۲۰ نانو آمپر و اندازه نقاط در حدود ۱µ۳ انجام گرفت است. خطوط اولیهٔ پرتو X با استفاده از ترکیب فلزات خالص، اکسیدهای ساختگی و کانی های طبیعی با ترکیب شناخته شده همسنجی شده و ترکیب کانی های نامشخص با استفاده از روش توجه به روابط عنصرسنجی مشخص شده است.

جدول ۱ دادههای عناصر اصلی و فرعی ۱۵ نمونه الترامافیک و مافیک منطقهٔ فریمان که با استفاده از روش XRF تهیه شدهاند.(σ) و Ins.Re و دادههای عناصر اصلی و فرعی ۱۵ نمونه الترامافیک و مافیک منطقهٔ فریمان که با استفاده از روش XRF تهیه شدهاند.(σ) Sam.Re و کیفیت پودر تهیه شده است و Sam.Re (σ) نمایانگر دقت دستگاه و کیفیت پودر تهیه شده است و Ac (rmsd) نمایانگر محت دادها م

					ىت.	له انحراف معيار آه	ب میاندین ریش	فت دادهها بر حسه	، ىمايانگر صح	Ac.(msu)
Sample	F1	F17	F28J	F28X	F29	F29C	F29D	F36	F37	F42
SiO_2	47/•3	41,19	۴۱٫۸۳	39,41	44/11	۴۱٬۵۰	48,84	49,87	۳۹ <i>,</i> ۶۶	۴۰ _/ ۹۹
Al_2O_3	14/10	۵,۲۴	٧,٠٣	۵, ۲۰	17/7 +	۶,۷۴	17,08	۱۳٬۹۴	4,98	۵,۶۵
Fe_2O_3	17,88	۱۱,۱۰	11,44	1.,88	17/17	۱۱٫۸۴	17,79	۲۸, ۱۰	11,.4	1.188
MgO	۶,٩٠	۲۰٫۸۱	۲۴٬۸۳	79,09	۵ - ۸	۲۳٬۹۹	۹,٩٩	Δ_{I} Y)	۳۰٬۰۶	۲۸,۴۰
CaO	۵٬۰۳	۵,•۶	8,48	۵٬۵۵	۱۱/۲۰	۲ /۲۶	$\Lambda_{/}\Lambda^{\mu}$	۸,9۲	4,44	۴٫۸۰
Na ₂ O	۲,۶۷	• / • •	•,••	•	۳,۱۰	•,••	٣,1۶	۴,۷۱	• / • •	•,••
K_2O	۰,۰۹	•,18	•,٢٢	•,• ٢	• /• ۴	• , • ۵	• , • A	۱,• ۷	• , • Y	۰,۰۹
TiO_2	411.	• / ۵ •	•,8•	• , ۵ •	۱,۲۰	• ,	۱٫۸۰	۲,۱۰	• _/ V •	۰ _/ ۸۰
MnO	•,74	•,18	·,1A	•,18	۰,۱۷	• ,) Y	۰,۱۷	۰,۱۵	•,10	۰,۱۶
P_2O_5	• ,47	•,••	• /• 1	• ، • ،	•,•۶	• , • ۲	•/17	۰,۱۸	٠٬٠٣	۳.,۰۳
LOI	۶٫۳۳	<i>FIVY</i>	٨,•۶	٩,۶٩	۳, • ۶	۷٫۸۲	۴,۱۰	٣,٣۴	٩,۵٨	٨,٣٨
Total	99,81	٠٨,٠٠١	١٠٠،۵٠	٩٩٫٩٣	ঀঀ৻৾৾৸৵	۹٩, <i>٧۶</i>	۹۹ _/ ۷۳	૧ ٩, ૧ ٩	۱۰۰٫۵۰	۹٩, ٧ ٩
Sample	F55	F57	F89	F97	F104	Ins.Re(σ)	Sam.Re	Ac.(rmsd)		
SiO_2	44,74	۴۶ ₁ ۸۵	۳٩,٢۶	40,91	۴٨٬۲٨	۰,۰۳	•,•۶	۰,۲۲		
Al_2O_3	14/10	17,78	8,8V	۶۳، ۱۰	14,08	• , • ۲	• , • ۵	۰,۱۲		
Fe_2O_3	11/84	15/11	۱۱,۷۵	11/11	11/28	• , • ۲	• , • ۵	• / • ۵		
MgO	1.94	۵۸٬۰۰	۲۸٬۸۲	10,44	۶۴ ۸	۰,۰۳	•,•۶	• , • A		
CaO	۱۲/۰۰	1.8.	۴, • ۹	٩,۶۵	٩,١٨	• /•)	•,•۶	• / • ۵		
Na ₂ O	۱,۹٨	۲,۶٩	•,••	1,8.	۳,۶۵	۰,۰۳	• / • 1	۰, <i>۰۶</i>		
K_2O	۰٬۰۱	۰٬۰۱	•,•۶	• ، • ،	•,•۶	• /•)	• / • 1	• /• Y		
TiO_2	• _۱ ۵ •	•,*•	• ۲ .	۰,٩٠	۰۳٫۲	•,••	• / • •	• / • •		
MnO	۰,۱۸	•,14	۰,۱۷	٠٫١٩	۰,۱۷	•,••	• / • •	• /• 1		
P_2O_5	۰,۰۴	۰,۰۲	•,••	٠٬٠٣	۰, • ۵	•,••	۰, · ۲	• /•)		
LOI	4,84	٣٫٩۴	۹٫۵۶	٣/٩۵	۳٬۰۹					
Total	۱۰۰٬۰۰	۹۹ _/ ۸۶	۰۳،۰۰	99,49	<i>९९,९۶</i>					

جدول ۲ دادههای شیمی بلورهای الیوین در نمونههای الترامافیکF42, F37, F28X, F17 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 الیوینی را
که از بالاترین میزان Fo برخوردار است نشان میدهد.

Sample	F17	28X	28X	F37	F42	Sample	F17	28X	28X	F37	F42
Ν	١٢	۴	Max	11	٢	N	١٢	۴	Max	11	٢
SiO ₂	40,87	41/20	41,48	4.14	۳٩,٧١	Si	۵٬۹۹	۶,۰۳	۶,۰۲	۵٬۹۷	۵٬۸۶
TiO ₂	۰,۰۱	۰٬۰۱	•,• •	۰٬۰۱	•،• ١	Ti	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Al ₂ O ₃	• / ۱ ۱	•,•A	•,• A	۰ ٬۰۶	۰٬۰۹	Al	•,• ٢	۰,۰۱	•,• ١	۰,۰۱	•,•٢
Cr ₂ O ₃	•/17	۰,۱۵	۰,۱۸	•,1•	٠/١٩	Cr	•,• ٢	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	•,•٢
MgO	۴۸٬۰۹	F9,88	5.184	47,20	۵۰٬۶۸	Mg	۱۰٬۵۷	۷۶/۱۰	۱۰/۹۶	1.149	11/14
CaO	۰٫۲۹	• /YY	• ۲۲	۰,۳۶	۳۲٬۰	Ca	۰٬۰۵	۴.,۰۴	٠,٠۴	۰,۰۶	•,•۴
MnO	۰,۱۶	•/14	• / ١ •	۰,۱۷	•,17	Mn	•,• ٢	۰,۰۲	۰, • ۱	۰,۰۲	۰,۰۲
FeO	۱۰,۴۵	٨,٣٩	۶,۸۴	۱۱٬۵۵	٧/٩٨	Fe	1,79	١٬٠٣	۰٫۸۳	1,44	٠٫٩٩
NiO	٠,٣٩	•,*Y	•,49	۸۳٫۰	•/42	Ni	•7•0	۰,۰۵	۶۰ _۱ ۰۶	۰,۰۵	۰٬۰۵
Na ₂ O	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	Na	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
K ₂ O	۰,۰۱	•,••	•,••	۰٬۰۱	•،• ١	К	•	•,••	•,••	•,••	•,••
P_2O_5	•,••	•,••	•,••	۰٬۰۱	•,••	Р	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Total	1	۴.۰۰٬۰۴	۱۰۰٬۱۰	۴	99,44	Total	17,99	۱۷/۹۶	۱۷/۹۶	۱۸٬۰۲	۱۸٬۱۳
						#Mg	•,٨٩	٠٫٩١	۰٫۹۳	۰,۸۸	• ، ٩٢

جدول ۳ دادههای شیمی بلورهای پیروکسن در نمونههای الترامافیک F42, F37, F29C, F28X, F28, F17 و نمونههای مافیک F104, F97, د میه بلورهای پیروکسن در فرمول محاسبه شدهاند. F57. F29b. F29 بر حسب درصد وزنی اکسیدهای عناصر و تعداد کاتور ها که بر اساس ۲۴ اکسیژن و ۱۶ کاتیون در فرمول محاسبه شدهاند.

له سدهاند.	رمول محاسب	کانیون در قر	سیژن و ۱۴	ساس ۱۱۱ د	ونها که بر آ	و تعداد کانیا	های عناصر	وزني اكسيد	حسب درصد	۲37, ۲	290, г29
Sample	F17	F28	28X	F29	F29b	F29c	F37	F42	F57	F97	F104
N	٢	۶	٢	17	11	١٣	٨	٧	٢	٧	٧
SiO ₂	41/98	۴۴ _/ ۸۴	۵۰٬۳۶	49,79	۴۸٬۸۱	49,4.	۵۱٬۱۸	۴۶٬۰۵	۶۶٬۶۶	۵۰,۴۶	47,31
TiO ₂	١,٢٧	1,48	• _/ Y •	۳۷٫۰	۱٬۰۸	۰٫٩٠	۵۸٬ ۰	۱٫۸۵	۰,۲۶	۰٫۵۹	١,٢٢
Al ₂ O ₃	۷٫۵۰	٩٫٩۴	4,94	4,47	0,15	۵,۲۰	۳,۶۱	۷,۰۱	۴٬۰۵	۲,۷۱	۷٫۵۹
Cr ₂ O ₃	• ، ۲۷	٠٫١٣	•,*•	۰,۱۷	•,•۴	•,74	۰ <i>۸</i> ۹	٠٫١٩	۰ ٬۴۸	۰٬۰۵	۰,۱۷
MgO	۱۳٫۳۸	۲۸٬۰۱	۱۵,۰۵	18/66	۱۴٬۵۸	۱۵,۰۶	۱۶٫۷۹	10,78	18,88	۱۳٬۵۷	۱۲,Υ۸
CaO	41,74	۳۵٫۰۲	۲۱,۷۷	۲۰,۲۳	۱۸٬۶۵	۵۵, ۲۰	۲۰,۶۸	۱۶٬۹۵	۲۰٬۵۱	۱۹٬۰۲	۳ ۱٬۰۳
MnO	۰,۱۵	1 ۲/ ۰	· /10	•,۲۹	•,77	۰,۱۷	•,14	١٦/٠	٠٫١٧	•,٣۴	٠٫١٨
FeO	۷٫۶۹	۱۰٬۹۰	8,19	۱۰٬۱۸	٩,٩٠	٧,44	۵٫۲۵	٩,٩١	۶٫۷۹	۸۷٫۷۸	٨٫٣٩
NiO	• ، • ١	۳ ۰٬	•,•*	•,•٢	۰٬۰۳	•,•۴	۰,۰۴	•,• ٢	۰٬۰۵	۰٬۰۲	۰,۰۲
Na ₂ O	1 ۲ / ۰	۵۲٬۰	•,7•	• ۵, •	۴ ۳,۰	۰,۱۸	•,٢٢	•,77	• , ۲ •	۸۳٫۰	٠٫٢١
K ₂ O	•/• 1	•/•1	•,••	•,• ١	•,••	۰,۰۱	۰,۰۱	•,• ٢	•,••	•,• ١	•،• ١
P_2O_5	•,*•	•,71	•,••	•,۱۷	۰,۱۷	۰٫۱۹	۰,۱۶	•,77	٠٫١٨	٠٫١٧	٠٫٢١
Total	۹۹٬۸۵	99,371	۹۹ _/ ۷۷	۹۹/۴۶	۹۸٬۹۳	१९,٣٧	٩٩٫٨٢	٩٧,٩٢	۹۹٬۵۵	۹۹٫۱۰	٩٩٫١٣
Si	۷٫۱۴	۶,۸۲	۷٫۴۵	۷٬۴۴	۷٫۳۶	۷٫۳۶	Υ/۵۲	٧,	۲ _/ ۵۱	۷,۶۶	٧,١٢
Ti	۰,۱۵	•،۱۷	• / • A	•,•A	•/17	۰,۱۰	۰,۰۹	١٦/٠	۰٬۰۳	•,•Y	•,1۴
Al	١/٣٢	١,٧٩	٠٫٨۶	• /YA	۰٬۹۱	۰٫۹۱	۶۳/	١/٢٧	۰٫۷۱	۸۴٫۰	۱٬۳۵
Cr	۰٬۰۴	• /•)	۰,۰۵	۰,۰۲	•,••	۳.,۰	•/11	•,• ٢	•,•۶	•,••	۰,۰۲
Mg	۲٬۹۷	۲,۴۶	۳/۳۲	٣,• ٢	۳/۲۸	٣/٣۵	۳/۶۸	۳٬۵۲	۳٬۵۹	٣٬٠۶	۲٫۸۷
Ca	٣٫٣٩	۳,۳۵	۳,۴۶	٣/٢٧	۳/۰۱	٣,٢٨	۳/۲۶	۲٫۷۳	۳,۲۶	۳٬۰۹	۳٫۳۹
Mn	۰٬۰۲	۰٬۰۳	•,• ٢	•,•۴	۰٬۰۳	•,•۲	۰,۰۲	•,•٣	۰٬۰۲	•,•۴	۰,۰۲
Fe	۰ ٬۹۶	١,٣٩	• /YY	١,٢٩	١/٢۵	۰٫۹۳	۵۶/ •	۱/۲۶	٠٫٨۴	۱٬۵۱	۶.
Ni	•,••	•,• •	•,••	•,••	•,••	•,••	۰,۰۱	•,••	•،• ۱	•,••	•,••
Na	۰,۰۶	•,•Y	•,•۶	۰,۱۵	•,1•	۰٬۰۵	۰,۰۶	•,•Y	•,•۶	•,11	۰ ٬۰۶
K	•/••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,• ١	•,••	•,••	•,••
Р	•,•٣	۰٬۰۳	•,•٣	•,•٢	•,• ٢	۰,۰۲	٠,٠٢	•,•٣	۰٬۰۲	•,• ٢	•,•٣
Total	18,•4	18/11	۱۶,۰۵	18/17	۱۶٬۰۸	18,.8	18,00	18,14	۱۶٬۰۸	18,.8	۱۶,۰۵
#Mg	۰٫٧۶	•,84	۰٬۸۲	• , Y •	•,٧٢	۰٫۷۸	۵۸٬۰	• ،٧٢	۰٫۸۱	٠٫۶٧	۰٫۷۳

Sample	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c		F29c	F29c	F29c	F29c	F29c	F29c
point	١٩	۲.	۲۱	22	۲۳	74	point	١٩	۲.	۲۱	22	۲۳	24
SiO_2	۰,۰۱	• ,• •	• / • •	۰,۰۳	۰,۰۲	۳	Si	•,• •	•,••	•,• •	•,••	• , • •	•,••
TiO ₂	• ٫٧٢	٠,٩٠	۰٫۷۵	۰٫۷۵	٠٫٨٢	۰ ۶۸	Ti	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	• ,• ٢	۰,۰۲	۰,۰۲
Al_2O_3	۱۳/۵۹	۱Y/Y ۱	14,07	18,48	18,	۱۴,۳۸	Al	۰٬۵۳	۰ ,۶۷	۶۵، •	+۵۴	• ,	۵۵, •
Fe_2O_3	Λ_{1}) Y	$A_{i}AA$	٨,۵٠	٩,٢٧	٨,٢۶	٨,۴٧	Fe ³⁺	• ۲ .	۰٫۲۱	۱۲٫۰	•,74	• , ٢ •	۰٫۲۱
FeO	۲١,٩۴	18,14.	۱۸٬۵۶	23/18	18,14	۱۸,۶۲	Fe ²⁺	• 181	۰,۴۵	۱۵٫۰	• ,99	• ,47	۰ ۵۱
MnO	٠٫٣٧	•,٢٩	۰,۲۸	٠,٣٩	۰,۲۸	٠٫٣٧	Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
MgO	۷٫۸۶	۱۱٬۸۱	۱۰,۱۶	۶,۹۳	۱۲٬۰۸	1.70	Mg	٠٫٣٩	۶۵٬ ۰	• ۵.	٥٣, •	۰,۵۲	• ۵۰
Cr_2O_3	49,40	47,77	40,94	۴۴,۳۳	48,08	46/21	Cr	۲۲/۱	$\gamma_{I} \cdot \lambda$	1,19	۱,۱۹	1,18	١,٢١
NiO	•,17	• ۲ .	•,18	•/11	٠٫٢٣	•,1۲	Ni	•,••	• ,• 1	۰,۰۱	•,••	٠٬٠١	•,••
CaO	۵ • ر	•,•۶	• , ۱ •	۵ • ٫	۰,۰۳	•,14	Total	٣,٠٠	٣,٠٠	٣,• •	٣,• •	٣,٠٠	٣,• •
P_2O_5	•,••	• ,• •	• / • •	•,••	•,••	• , • •	#Cr	89,81	۶۱/۸۰	۶۷٫۸۹	۶۸٬۸۴	۶۵٬۸۸	81,87
Na ₂ O	•,••	• ,• •	• / • •	•,••	•,••	• , • •	#Mg	۳۸,۹۶	۵۵٬۷۷	49,39	۳۴,۷۸	۵۷/۱۱	49,07
K_2O	•,••	• ,• •	• / • •	•,••	•,••	• , • •	#Fe ²⁺	81,04	44,78	61,81	۶۵,۲۲	۴۲٬۸۹	5.161
Total	٩٩, ١ ٧	۹۹,۲ ۸	۹۹,۰۱	۹۸٫۴۶	۹۹,۹ ۵	۹۹ , ۹ ۳	#Fe ³⁺	1.,89	1.,19	۱۰٬۶۸	۱۲٬۰۵	۱۰٬۱۰	۰/۵۶

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

جدول ۵ دادههای حاصل از تجزیهٔ نقطهای بلورهای آمفیبول و یک بلور فلوگوپیت (ستون آخر) در نمونهٔ الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونهٔ مافیک F104 با گرایش تولهایتی 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
SiO2	۴۵,۲۰	<i>۴۶٬</i> ۰۹	44,30	44,40	44,10	44,7.	40,41	56/191	$\Delta\Delta_{/}\Delta A$	٣٩,٢۴
TiO2	۲,۶۶	۱٫۵۱	۲۸۲	۲,۵۸	۳,۵۸	٣,٢۶	۲/۹۸	۰,۰۲	٠,•٢	۴,۹۷
Al2O3	٩,١٢	٩,•۶	٩,۴٨	9,4V	۸٬۳۳	٩,٣۶	٨,۵۴	• , ۲ •	• 181	18/26
Cr2O3	۰,۰۲	٠,•٢	٠٬٠٣	۰,٠٩	•,1٣	•/18	• / ٢ •	۰,۰۲	•,• ۴	• / • ۶
MgO	۱۶٬۵۷	17/51	18,80	19,88	18,78	۱ <i>۶٬</i> ۰۷	18,78	۱۸,۱۷	14,55	19,77
CaO	۱۰,۹۸	11/44	۱۰٬۷۵	۸٫۳۰	۱۰٬۵۹	۱۱,Δ۱	11/17	۱۲٬۸۴	17,81	•,•۶
MnO	•,1۲	•,••	•,11	•,18	•,\•	•/11	• / ۱۱	•,78	٠٫١٩	•,•۴
FeO	٩٫١٢	A,YA	٩,٧٧	11/1+	۹ <i>٫</i> ۶۶	۹٫۰۷	٨,۴٣	٩,١٧	۹٬۰۲	٩, ١۶
NiO	•,•Y	•,•9	٠,٠٩	•/11	• / ۱ ۱	• / • A	•,1۴	۰,۰۲	• / • A	۰,۱۵
H2O	۲,•۶	۲,• ۷	۲,۰۵	۲٬۰۸	۲٬۰۵	۲٬۰۵	۲,•۹	5,15	۲,۱۰	١/٩۵
Na2O	۲,۷۲	۲/۱۰	۲٫۹۳	۲,۰۱	٣, • ٣	۲,٧١	۲٫۸۶	•,٣٣	۰,۱۵	١,٣٧
K2O	•,٣٧	+,10	• /٣٨	۰,۳۶	۶۱، ج	• ۶۱	•,*۶	•,••	۰,۰۶	$\mathbf{V}_{/}\mathbf{V}$
P2O5	•,18	·,1V	•,1۲	•,14	۰,۱۵	٠٫١٣	۰,۱۶	۰,۱۵	• 7.•	•
Total	99/18	٩٨,٨٧	99,74	۱۰۰٬۰۰	99,44	۹۹ /۳۲	٩٩,٠٧	٩٩,۶٠	۹۸٬۸۸	٩٧/١۶
Si	۶,۵۸	9,99	۶,۴۹	۶,۸۱	۶,۵۵	۶,۴۷	818 ·	۷٬۹۸	۷٫۹۲	۵/۹۳
Ti	•,٢٩	•,18	٠٫٣١	۸۲٬۰	٠٫٣٩	۶۳۶ .	• /٣٣	•,••	•,••	۰,۵۶
Al	1,08	۱/۵۵	۱,۶۳	۱/۱۰	1,44	1,87	١/۴٢	۰,۰۳	• / \ •	۲٬۳۵
Cr	•,••	•,••	•,••	•,• ١	۰,۰۲	٠,•٢	۰,۰۲	•,••	۰,۰۱	•,• ١
Mg	۳,۶۰	٣٫٧۴	۳,۵۶	4,18	۳,۵۴	۳,۵۱	۳٬۶۵	٣٫٨٣	٣,٨٧	۴,۳۳
Ca	١,٧١	1/VA	۱,۶۸	١,٢٨	۱ <i>٬</i> ۶۶	۱/۸۱	۱/۲۴	۱/۹۵	١/٩٣	• / • 1
Mn	۰,۰۲	۰,۰۱	•,• ١	۰,۰۲	•,• \	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	• /• 1
Fe	1/11	۱,•۲	۱/۲۰	1,84	١,١٨	1/11	۳ • ۱٫	۱٬۰۹	۱,۰۸	1,18
Ni	۰٬۰۱	۰,۰۱	•,• ١	•,•)	•,• \	۰,۰۱	۰,۰۲	•,••	۰,۰۱	•,•٢
OH	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲, • •	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,••
Na	• /YY	۰٬۵۹	۰٫۸۳	۶۵۶ •	۰, <i>۸۶</i>	• /YY	• ۲۸۱	• ,• ۶	•,• ۴	۰,۴۰
Κ	•,•Y	•,•٣	• , • Y	• , • Y	•,\\	•/11	•,• A	•,• •	۰,۰۱	١,۴٨
Р	• / • Y	۰,۰۲	•,• ١	۰,۰۲	• / • ۲	۰,۰۲	۰٬۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	• / • •
Total	V/V۳	۱۷/۶۵	١٧,٨٢	۱۷,۶۵	14/49	۱۷/۸۱	14/44	۱۷,۰۰	۱۷/۰۱	$\Lambda/\Gamma\Delta$
#Mg	۰,۷۶	• , Y A	۰,۷۵	۰٫۷۵	۰,۷۵	۰,۷۶	• /YY	• , YY ,	• , Y A	٠, ٢ ٩
#Cr	٠٬١٩	٠٬١٣	•,74	• ٫٩ •	•,•۴	۱/۱۰	۱/۵۳	$\Delta_{/}$ Y 1	۴,۶۳	• / ٣۴

دوباره محاسبه می شوند. 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 می توان از ورای تاثیر انباشت بلورهای الیوین، ترکیب نمونه ها 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 سنگهای الترامافیک- مافیک فریمان شامل نمونههای F42, F37, F36, F29D, شماری از آنها نیز در ردیف کوماتی ایتهای غنی از تیتانیم قرار دارند (نمونههای F42, F37, F28, F97, F29C, F29, F28X, F28J). ماهیت سه نمونه F89, F57, F55 نیز که در مرز بین گستره-های تعین شده برای کوماتی ایتهای تهی نشده از آلومینیم و های تعین شده برای کوماتی ایتهای تهی نشده از آلومینیم و دادههای عناصر کمیاب این سنگها شواهدی از یک رویداد غنی شدگی ثانوی را ملاحظه کردیم و در یک جمع بندی کلی آنها را محصول انجماد مذابهای بازالت کوماتی ایتی ریشه گرفته از خاستگاه گوشتهای کم عمق قلمداد کردیم [1]. 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 [۱۵] MgO [۱۵] به ردهبندی و نام گذاری نمونههای مورد بررسی پرداختهایم. با توجه به این نمودارها نمونههای ,F97, F89 542, F37, F29C, F28X, F28J, F17 كه در قلمرو مشترک کوماتی ایتها و می مکیتها قرار گرفتهاند، با توجه به میزان 1% F1 به عنوان کوماتی ایت، نمونهٔ 1% تحت عنوان ييكرو بازالت و نمونههاي F55, F36, F29D, F29 F57, به عنوان بازالت ردهبندی می شوند. با توجه به کاربرد گسترده و اختصاصی نمودار مثلثی [۱۶] برای نام گذاری سنگ-های آتشفشانی غنی از MgO ما از این نمودار برای نمونههای فريمان نيز استفاده كردهايم (شكل٣) و چنانكه ملاحظه مي-شود نمونهها به عنوان كوماتى ايت، بازالت كوماتى ايتى، توله ايت 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 می توان از روش [۱۷] استفاده کرد و بر اساس نسبتهای مولی آلومین ([Al₂O₃]) و تیتان ([TiO₂]) 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



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



شکل ۴ موقعیت نمونههای فریمان در نمودار نسبت مولی TiO₂ نسبت به نسبت مولی Al₂O₃ در مقایسه با موقعیت مجموعهٔ کوماتی ایت-پیکریت کیتیلا و کوماتی ایتهای مونرو، باربرتون و گورگونا نمودار اصلی و گسترهٔ مجموعههای سنگی از [۱۷].

۵- سنگشناختی

کانیشناختی سنگهای مافیک و الترامافیک خاور فریمان نسبتا ساده است. کانیهای اصلی اولیه یا آذرین در سنگهای الترامافیک شامل الیوین 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

ترتیب در مقادیر فرعی و جزیی صرفا 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 بوده-اند. با توجه به حضور دو نوع آمفیبول، با خاستگاه آذرین و دگرگون، در سنگهای مورد بحث اشارهای کوتاه به وجوه تمایز

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 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 Na₂O + K₂O, TiO₂, Al₂O₃ مشخص می-شوند [۱۸].

بر خلاف کانی شناختی ساده، این سنگ ها از تنوع بافتی قابل ملاحظهای برخوردارند. برای مثال در کیلومتر ۱۵ مسیر سفیدسنگ به شاهان گرماب خاور فریمان رخنمونی از یک جريان گدازه الترامافيک نسبتا ضخيم را ميتوان ملاحظه کرد که با توجه به تفاوتهای مشاهده شده در زمینهٔ بافت، میزان نسبی کانیها و ترکیب، دارای ساختار لایهای بوده و به عنوان یک جریان گدازهٔ 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 بسيار تيره، بافت نهان بلورين و فاقد فنوكريست (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 می شود. وجود مقدار نسبتا 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 فنوكريستهاى اليوين بوده است. بلورهاى اليوين به طور كامل به سرپانتین تبدیل شدهاند و این ویژگی همراه با بافت خرد شده سنگ را می توان 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 کاملا به نمونههای گزارش شده از نمونه کوماتیایتی دارای بافت اسپینیفکس شباهت دارند [۲۰]. در زير بخش خرد شده روانهٔ كوماتي ايتي، بخش اليوين ميكرو اسپینیفکس ملاحظه می شود. رنگ سنگ در این بخش تیره و

بافت آن با وجود دانههای کشیده الیوین و پیروکسن با ابعاد -2 12mm در یک زمینهٔ ریز بلور، موزائیکی (Porphyritic) است. بافت نامتعادل سنگ شامل الیوینها و کلینوپیروکسنهای کشیده و توخالی (Hopper) با سمتگیری ترجیحی و زمینهٔ متشکل از دستههای شعاعی کلینوپیروکسنهای رشتهای نازک و آمیخته با مواد شیشهای قهوهای رنگ است (شکل ۶). بخش انباشتی روانه در نمونهٔ 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 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 می شوند. 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 در گیر (Melt inclusion)، پیروکسنهای کشیده و توخالی و رشتهای با آرایش شعاعی، اسپینلهای متقاطع (Cruciform) و مواد شیشهای تبلور یافته به کلریت را می توان 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 زمینهٔ ریز بلور سنگ می توان مشاهده کرد. در منطقهٔ مورد مطالعه سنگ-های مافیک را بیشتر به صورت سیل، در چند مورد به صورت جریان های 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 ولى در سيلها بافت سنگ ريز بلور است. در نمونهٔ 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 می توان ملاحظه کرد. بافت این سنگ به بافت پیروکسن اسپینیفکس در بازالتهای کوماتی ایتی [۲۱] شباهت دارد. بین سنگهای مافیک، گدازه-های آفیریک از بیشترین شباهت ظاهری با نمونههای میانی سیلها دارای بافت افیتیک تا ساب افیتیکاند، ولی در

سیلهای نازک هم رشدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به

رخنمون گدازههای مافیک محدود است و این سنگها در

نمونهٔ دستی دارای بافت آفانیتیک و به رنگ تیره مایل به

سبزاند. کانی شناسی این سنگها نظیر سیلها بوده و تنها از

نظر ویژگیهای بافتی با آنها تفاوت دارند. برخلاف سیلها در

گدازهها، كلينوپيروكسنها داراي اشكال نامتعادل شاخهاي بوده

و پلاژیوکلازهای سوزنی و اسکلتی را که گاهی دارای بافت جارویی هستند، در هم رشدی با کلینوپیروکسن میتوان

صورت میکروسکوپی است.

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 درجهٔ 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 کانی شناسی این سنگها به شمار میرود. مجموعه پاراژنز کانی دگرگونی در سنگهای مافیک شامل کلریت اکتینولیت-اپیدوت - آلبیت بوده و از دگرگونی این سنگها و به طورکلی توالی مورد بحث در رخسارهٔ 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 (محمد منابع) موت می معرف می معرف کو معرفی می می می می می می می می معرفی را می توان ملاحظه کرد. B تصویر نمونهٔ F29C، دو اسپینل خود شکل دیده می شوند. شمارهها نقاط تجزیهٔ این کانیها را نشان می دهند.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی بافتهای نامتعادل در سنگهای الترامافیک-مافیک فریمان. A و B نمونهٔ کوماتی ایتی شامل الیوینهای کشیده و توخالی و نوک تیز، کلینوپیروکسنهای تار مانند و شیشه در زمینه. C نمونهٔ پیکریتی شامل الیوینهای 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 میلی متر است



شکل ۲ A مذاب در گیر در بلور الیوین. B تبلور اسپینلهای متقاطع در فضای بین بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن. هر دو تصویر در وضعیت PPL تهیه شدهاند. مقیاس رسم شده در شکلهای A و B به ترتیب برابر با ۱۵/۱۰ و ۰٬۰۳ میلیمتر است. ۶- بافتهای نامتعادل، چگونگی تشکیل و اهمیت آنها

در مورد شکل گیری بلورها می توان به نظر [۲۲] استناد کرد، به نظر این نویسنده بلورهای هم بعد، خودشکل و یک پارچه نمایانگر شکلهای متعادلی هستند که در نسبتهای بالا D/G (نسبت آهنگ انتشار به آهنگ رشد) متبلور می شوند و شکل-های نامتعادل بلورها که معمولا به صورتهای اسکلتی، سوزنی، کره سنگی (spherulitic) و شاخهای مشاهده می شوند، 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 می گردد. بنابراین مشاهدهٔ 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 الیوین-های صفحهای و اسکلتی در کوماتی ایتهای شاخص آرکئن نیز به رشد سریع بلورها اشاره شده و بر تهی بودن مذاب از اجزای جامد (مانند تودههای متشکل از چهار وجهیهای ${
m SiO_2}$ 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 سانتی گراد قرار گرفته توسعه یافته و در مذابهایی که حداکثر به دمای ۱۱۸۰ درجه سانتی گراد رسیدهاند بلورهای تشکیل شده دارای شکلهای هم بعد و ساختار یک یارچه بودهاند. بنابراین مشاهدهٔ 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 نتيجه رويداد فروتافت (Undercooling) مذاب به گسترش بافتهای یاد شده منتهی شده است.

۷- شیمی بلورهای الیوین

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 تهیهٔ 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 F17 پF28X, F17 وابسته به بخش انباشتی جریان گدازه لایهای کوماتیایتی هستند. متاسفانه در نمونهٔ F29C که به بخش الیوین میکرواسپینیفکس این جریان مربوط می شود همهٔ الیوینها دگرسان شدهاند. نتایج شیمی بلورهای الیوین در جدول شماره ۲ ارایه شده است.

با توجه به تشکیل ریز بلورهای الیوین در زمینهٔ نمونههای كوماتى ايتى مىتوان نتيجه گرفت كه مذاب آنها حتى زمانى که به سطح میرسد نیز از میزان بالای MgO برخوردار بوده است. بالاترین میزان Fo را در بلور الیوین تجزیه شده در نمونهٔ F28X مشاهده کردهایم (جدول ۲). در شکل ۸ نحوهٔ تغییرات عدد منیزیم [(Mg[#] = (Mg/(Mg+Fe))] نسبت به تغییرات برخی از ترکیبهای اصلی و فرعی را در بلورهای الیوین ملاحظه می کنیم. رابطهٔ مستقیم اکسیدهای نیکل و کرم با عدد منیزیم و رابطه عکس اکسیدهای آهن و کلسیم با این پارامتر به خوبی با روند تغیرات شیمیایی عادی و قابل پیشبینی در بلورهای الیوین همراه با پیشرفت فرایند تبلور و تهیشدن نسبی مذاب در تعادل با بلورها از ترکیبات سازگار مطابقت می-کند. 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 می توان گفت که بلورهای اليوين، اعم از فنوكريستها و يا ريز بلورهاى زمينه حاصل تبلور مذاب بوده و نمی توان آنها را به عنوان بیگانه بلورهای وابسته به متلاشی شدن زینولیتهای لیتوسفری که در ماگما پراکنده شدهاند تفسير كرد. بنابراين مىتوان گفت كه بلورهاى اليوين ملاحظه شده در این سنگها محصول مستقیم تبلور ماگمای مادر بوده و چنانکه مرسوم است [۲۵] می توان از بالاترین

میزان Fo برای برآورد میزان MgO مذاب مادر استفاده کرد. در شکل A۹ بر اساس میزان Fo در بلورهای الیوین و استفاده از منحنی تعادلی الیوین- مذاب که بر اساس معادله =MgO از منحنی تعادلی الیوین- مذاب که بر اساس معادله ا 11.5 برآورد کردیم. دامنهٔ یاد این بلورها را بین ۱۹۰٪ تا ۲۳/۷۴٪ برآورد کردیم. دامنهٔ یاد شده نمایانگر تحول تدریجی مذاب و کاهش محتوای اکسید مندیزیم آن همراه با تبلور تفریقی الیوین است. در شکل B۹ با استفاده از بالاترین میزان Fo، میزان دمای مذاب در تعادل با بلورها را بر اساس سه مدل مختلف بین حداقل ۱۴۷۰ درجه سانتی گراد و حداکثر ۱۵۳۵ درجه سانتی گراد برآورد کردهایم سانتی گراد و حداکثر ۱۵۳۵ درجه سانتی گراد برآورد کردهای مدایب یا تبلور بلورهای الیوین میباشند بنابراین بر منحنی

مذاب این کانی قرار داشته و ما با استفاده از شیب تغییرات بی در روی دما در گوشتهٔ در حال صعود به میزان ۱٫۸ درجه سانتی گراد بر یک کیلو بار به برآورد دمای بالقوه خاستگاه گوشتهای مذابهای فریمان در شکل ۸۲ 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 متاثر از دمای تنورههای گوشتهای شباهت دارد [۲۶]. علاوه بر دمای بالا، محتوای بالا NiO که میزان آن تا حتی بیشتر از مقادیر گزارش شده در خصوص کوماتی ایتهای جزیره گورگونا [۲۷] است.





شکل ۹ A برآورد میزان MgO در مقلب بر اسائش میزان Fo در بلورهای الیوین، متحدی تعادلی از [۲۵]، با توجه به فاصلهٔ نمونهها از منحنی تعادلی از [۲۵]، با توجه به فاصلهٔ 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 به 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، متحدی [۴۱] (دایرههای توان 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 ارایه شده در [۶۶]. دمای بیشینه بر اساس مدل [۴۱] (دایرههای توخالی) در حدود ۱۵۳۵ درجهٔ سانتی گراد و کمینهٔ آن بر پایه مدل [۴۲] حدود ۱۹۷۰ درجه سانتی گراد براورد میشود (دایرههای توپر)، مدل [۴۳] (مربعهای توپر) به دمای کمترین ازدیک است. C براورد دمای با در شکل B و با توجه به شیب بی در رو تغییر دما در گوشته بر اساس بیشینهٔ و کمینهٔ دمای محاسبه شدهٔ مذاب در شکل B و با توجه به شیب بی در رو تغییر دما در گوشته بر اساس میون از ۲۸].

۸- شیمی بلورهای پیروکسن

نمی پذیرد. در این نمودار شماری از پیروکسن های فریمان در گسترهٔ بازالتهای کف اقیانوس، تعدادی در قلمرو بازالتهای قليايي درون صفحه و اكثر نقاط نيز در فاصلهٔ بين اين دو گسترهٔ 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 TiO₂ که موجب قرار گرفتن نقاط در مجاورت قلمروهای بازالتهای کف اقیانوس و بازالتهای قلیایی درون صفحه شده است. در شکل-های A, B 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 می شود [۳۰]. در این نمودار پیروکسن های فریمان در مقایسه با پیروکسنهای وابسته به اغلب بازالتهای افیولیتی از TiO₂ غنی تر و از Na₂O فقیر تر 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 محیط-های مختلف بازالتهای اقیانوسی و فاصله گرفتن آنها از گسترههای وابسته به محیطهای فرورانش را می توان ملاحظه کرد، و بویژه همپوشی و مجاورت پیروکسنهای فریمان با گسترهٔ وابسته به بازالتهای ایسلند و بازالتهای درون صفحه-ای اقیانوسی که گفته می شود از خاستگاه تنوره گوشتهای ریشه گرفتهاند، جالب توجه است.

نتايج تجزيه بلورهاى پيروكسن در نمونههاى الترامافيك, F42, F37, F29C, F28X, F28, F17 و نمونههای مافیک F97, F104, F57, F29b, در جدول شمارهٔ ۳ ارایه شده است. از نظر شکلبلور، پیروکسنها را میتوان به چهار دستهٔ هم بعد و یک پارچه، بلورهای نامتعادل هم بعد و توخالی، اسکلتی، سوزنی و تار مانند (شکلهای ۵ و ۶)، به صورت کانی پرکنندهٔ فضای بین بلورهای انباشتی الیوین در نمونههای الترامافیک و یا در همرشدی با یلاژیوکلاز 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 دامنهٔ ترکیبی نسبتا گسترده پیروکسنها را در چارگوش این کانی ملاحظه میکنیم. با توجه به موقعیت ییروکسنها در این نمودار میتوان مشاهده نمود که بخش عمده پیروکسنها دارای ترکیب اندیوپسیدی- دیوپسیدی-سالیتی و اوژیتی هستند. در شکل ۱۱ موقعیت ترکیبی یپروکسنها در نمودار مثلثیTiO₂ - MnO - Na₂O که به منظور بررسی جایگاه زمینساختی بازالتهای دگرگون شده و هوازده بر اساس ترکیب کلینویروکسنها ارایه شده [۲۹] مشاهده می شود. میزان سه ترکیب یاد شده در بلورهای کلینوپیروکسن 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 مقایسهٔ ترکیب پیروکسنها در نمونههای الترامافیک و مافیک فریمان با، A بازالتهای وابسته به انواع مختلف افیولیتها شامل (Ra)، Balagne(Ba، (IN)، Laceca (IN)، لیگوریدس خارجی (EL)، ترودوس (TRO)، پیندوس (PI)، (VOU)، نیوفوندلند(RA)، و B بازالتهای مربوط به جایگاههای اقیانوسی جدید شامل بازالتهای درون صفحهٔ 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 [۳]. نمادهای مورد استفادهٔ نمونهها مانند شکل ۸

۹- شیمی بلورهای اسپینل

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

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 تجزیهٔ بلورهای اسپینل با محدودیت مواجه بودهایم، به ویژه با توجه به فراوانی مگنتیت و دیگر کانیهای اکسیدی که اغلب به

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 نمونهٔ 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 (شکلB).

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 اسيينلهاي نمونه كوماتى ايتي فريمان تغييرات چنداني نداشته و در یک بازهٔ نسبتاً محدود بین ۶۱٫۸ تا ۶۹٫۶ درصد قرار دارند. و این مسئله از عدم نقش پلاژیوکلاز در زمینهٔ تکوین ماگماهای كوماتى ايتى فريمان حكايت دارد. ميزان بالاى عدد كرم معمولا در اسپینلهای بونینیتها مشاهده می شود و آن را نشانهٔ نقش یک خاستگاه گوشتهای دیرگداز در تشکیل مذاب بونینیتی می-دانند [۳۲]. یکی از ویژگیهای ترکیبی ملاحظه شده در اسپینلهای وابسته به سنگهای کوماتی ایتی عبارت است از تغییرات گسترده عدد آهن دوظرفیتی (Fe²⁺ /Fe²⁺ + Mg) در ${\rm Fe}^{3+}$) مقادیر تقریبا ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی /Fe³⁺ +Al+ Cr/)، 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 اسپینل-های نمونهٔ کوماتی ایتی فریمان (F29C) در شکلهای ۱۳، ۱۴ و ۱۵، به ویژه در مورد تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی میتوان ملاحظه کرد. در شکلهای B, ۱۳A ترکیب اسپینلهای فريمان را در نمودار مثلثي +Cr - Al - Fe 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 تغييرات تركيبي اين كاني ملاحظه مي كنيم [٣٣]. روند کرم- آلومینیم (Cr-Al) در این نمودارها نمایانگر تغییرات

گستردهٔ 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 ۱۳۸ است که نمایانگر تحول تركيبي اسپينلها در خلال تبلور تفريقي اليوين يا پيروكسن، (همراه با پلاژيوكلاز و يا بدون پلاژيوكلاز) از مذاب و افزایش نسبت Fe²⁺/Mg و محتوای Ti مذاب وابسته میدانند [۳۳]. نحوهٔ پراکندگی اسپینلهای نمونهٔ کوماتی ایتی 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 می توان دریافت که تغییرات ترکیبی در اسپینلهای نمونه کوماتی ایتی فریمان در راستای روند Fe-Ti قرار نداشته و لذا چنانکه پیشتر گفته-شد، تغییرات عدد آهن دو ظرفیتی در اسپینلها احتمالا به مبادلههای آهن و منیزیم بین بلورهای اسپینل و زمینه در مرحلهٔ 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 B 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 کوماتی ایت-ها گفتیم یعنی میزان متغیر عدد آهن دو ظرفیتی و مقادیر تقریبا ثابت عدد کرم و عدد آهن سه ظرفیتی همخوانی داشته و موقعیت آنها به اسپینلهای مشاهده شده در بازالتهای هاوایی شباهت دارد.

در شکلهای NAA, B, C موقعیت اسپینلهای نمونهٔ کوماتیایتی فریمان را در نمودارهای مثلثی ^{+C}r - Al - Fe³ 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 نمونهٔ کوماتیایتی فریمان را در مقایسه با

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

به نظر [۳۵] میزان Al₂O₃ و TiO₂ 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 2012 نسبت به میزان Al₂O₃ (شکل ۱۵) اسپینلهای

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



شکل ۱۳ A موقعیت ترکیبی اسپینلها در نمونهٔ کوماتیایتی F29C فریمان در نمودار مثلثی ^{+C}r-Al-Fe و نمودار عدد آهن دو ظرفیتی در برابر عدد کرم (B). در این نمودارها گسترهٔ ترکیبی اسپینلها بر اساس نتایج تجزیهٔ ۲۱۶۴۴ اسپینل همراه با روندهای تغییر ترکیب اسپینلها نـشان داده شده است. گسترهٔ خاکستری تیره۵۰٪ نتایج و گسترهٔ خاکستری روشن ۹۰٪ نتایج تجزیه را دربر می گیرند[۳۳].





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

۱۰- شیمی بلورهای آمفیبول

در جدول شماره ۵ دادههای شیمی بلورهای آمفیبول در نمونهٔ الترامافیک F37 با ماهیت پیکریتی و نمونههای مافیک ,F104 F29 با ماهیت تولهایتی ارایه شده است. با توجه به نتایج 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.

آمفیبولهای ملاحظه شده در نمونههای F37 و F29 از کلیه ویژگیهای ترکیبی مطرح شده در مورد آمفیبولهای آذرین که در دمای بالا تشکیل میشوند [۱۹]، (شکل ۱۷) یعنی مقادیر بالای TiO₂, Al₂O₃ و Na₂O+K₂O و مقادیر متوسط تا بالای عدد منیزیم، NiO و Cr₂O₃ برخوردار بوده و از نظر ترکیب کلی به آمفیبولهای پارگازیتی گزارش شده از واحدهای کوماتیایتی، تولهایتی، پیکریتی و فروپیکریتی کمربند گرین استون آبی تی بی در کانادا شباهت دارند [۳۶].



شکل ۱۶ بررسی جایگاه زمینساختی نمونه کوماتیایتی F29C فریمان بر اساس میزان Al₂O₃ و TiO₂ و TiO اسپینلها. با مقایسهٔ نمودارهای A و B میتوان دریافت که اسپینلهای نمونه کوماتیایتی فریمان مجاور گسترهٔ نبود دادههای مربوط به جایگاه قوسی (Arc) و در همپوشی با گسترهٔ مربوط به جایگاه ایالت گستردهٔ 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 نمونهٔ الترامافیک F37 (پیکریتی) و نمونههای مافیک F29 و F104 (توله ایتی).

۱۱- بحث و برداشت

استنباط شده را می توان در راستای قائم و بر اساس نقش احتمالی یک تنوره گوشته ای در سنگزایی های 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 آمفیبول های ملاحظه شده در نمونهٔ F104 را محتمل دانست. ماهیت آذرین آمفیبولهای مشاهده شده در واحدهای مختلف کمربند گرین استون آبی تی بی به عنوان گواهی بر حضور آب، به میزان فراتر از تصور جاری مبنی بر ماهیت تقریبا خشک مذابهای غنی از MgO آرکئن و به ویژه کوماتی ایتها، تفسیر شده است [۱۹]. در این جا تاکید می شود که بر اساس مشاهدات سنگ شناختی 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 زمینهٔ تشکیل ماگماهای کوماتی ایتی، توله ایتی و پیکریتی منطقهٔ فریمان را مطرح میکنند مطابقت دارد [۱۱]. در پایان این بحث یاد آور می شود که به طور کلی حضور گدازههای کوماتی ایتی در یک مجموعه سنگی منافاتی با ماهیت افیولیتی آن مجموعه سنگی ندارد زیرا افیولیتها به عنوان بقایای پوستهٔ اقیانوسی تعریف شدهاند و بنابر نظر بسیاری از نویسندگان (مانند [۱۱]) کوماتی ایت ها در محل پهنه های اقیانوسی از جمله سنگهای تشکیل دهندهٔ پوسته اقیانوسی به شمار می-روند. 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 کوماتی ایتی هستند، به عنوان نظایر فانروزوئیک بازالتهای کوماتی ایتی نیز معرفی شده-اند [۴۶].

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 الیوین، میتوان دریافت که دمای بالای ماگما نقش مهمی را در شکل گیری بافتهای نامتعادل ملاحظه شده ایفا كرده و در نتيجه مىتوان احتمال فراتافته بودن ماگما را مطرح کرد. در مدلهای مختلف ارایه 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 نقطهٔ ذوب سیلیکاتها را سبب می-شود که حاصل آن فراتافتگی ماگما خواهد بود. علاوه بر این مشاهدات دیگر ما نیز با ایدهٔ عنوان شده یعنی تشکیل ماگما در محیط با دمای بالا تنوره گوشتهای همخوانی دارد، برای مثال ترکیبهای غنی از TiO₂ کانیهای پیروکسن و اسپینل از نشات گرفتن مذابهای وابسته به خاستگاه گوشتهای غنی شده در مقایسه با خاستگاه گوشتهای فقیر از TiO₂ 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 دامنهٔ ترکیبی ملاحظه شده بر حسب محتوای متفاوت تیتان و اکسید سدیم را صرفا بر اساس وجود مذابهایی با محتوای متفاوت از ترکیبات یاد شده می توان توضیح داد. علاوه بر این وجود کانی های 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 نمی توان 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

مافیک اولاکوژنهای پالئو زوئیک ایران زمین ً، سیزدهمین گرد همایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۳) ص ۶۵- ۸۷.

[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). (۱۳] 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 Bundesantstalt, 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., "Komatilites in the Ontario portion of the Abitibi belt", In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G., (ed.) Komatilites: 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., Deloule, E., Larson, M.S. and Lesher, 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 کماتی ایتی لایه لایه در شرق فریمان م*ناسی ایجمن زمین شناسی ایران ، دانشگاه فردوسی مشهد.

[20] Fleet, M.E., "*The growth habits of clinopyroxene*", Canadian Mineralogist. Vol, 13, (1975) 336-341.

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 می کنند.

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., "*Towardsna* 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- *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., Deloule, 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. ۱.، ^۳ ی*افته های جدید از سنگ های افیولیتی و سنگ های پائوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان(ازجمله کپه داغ) واهمیت 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*", Amesterdam: 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., Bikle, 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., Brügmann, G.E., Pushkarev, E.V., "Chromian Spinels: petrogenic Indicator of the Evolution of Uralian-Alaskan-Type zoned mafic[44] Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D., "Are oceanic plateaus 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: // wwwodp. tamu. edu/ publications/176 SR/VOLUME/ CHAPTERS/SR176 08.PDF.

[42] Nisbet, E.G., "The tectonic setting and petrognesis of komatiites", In: Arndt, N.T.,

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.