



تعیین سری ماگمایی و فوگاسیته اکسیژن سنگهای آتشفشانی میوسن - پلیوسن شرق کامو (شمال اصفهان) بر اساس شیمی بیوتیت

محمد سیاری^{1*}، مرتضی شریفی¹، جمشید احمدیان²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

دریافت مقاله: 1392/2/13، پذیرش: 1392/5/28

چکیده

سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و بخشی از ایالت ماگمایی واقع در شمال زمیندرز بیتلیس - زاگرس، محسوب می‌گردند. این سنگها متشکل از درشت‌بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای از فلدسپار، کوارتز، کانیه‌های اوپاک، شیشه و میکروولیت قرار دارند و عمدتاً دارای بافت پورفیری تیک هستند و در محدوده داسیت تا آندزیت قرار می‌گیرند. کانیه‌ها عمدتاً سالم هستند و آثار دگرسانی محدود به کلریتی شدن ضعیف برخی آمفیبول‌ها و سوسوریتی شدن حاشیه برخی پلاژیوکلازهاست. بیوتیت‌های مورد آنالیز در سنگهای آتشفشانی میوسن - پلیوسن شرق کامو، همگی از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم بوده و بر اساس تقسیم‌بندی جامع میکاها به 6 عضو پایانی کلی، به‌طور متوسط از 55/45 درصد فلوگوپیت، 15/90 درصد تالک، 12/72 درصد تیتان - فلوگوپیت، 11/44 درصد ایستونیت، 3/71 درصد فری ایستونیت و 0/78 درصد موسکیت، تشکیل شده‌اند. ترکیب بیوتیت‌ها، سری کالک‌آلکان را برای ماگمای مادر نشان می‌دهد. برآورد فوگاسیته اکسیژن ماگما بر اساس ترکیب و محتوای Fe^{2+} بیوتیت، نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور بیوتیت‌ها به‌صورت کیفی در حد بافر FMQ و به‌صورت کمی حدود 10^{-15} بار بوده است. این تخمین با فوگاسیته اکسیژن سنگهای آتشفشانی حدواسط تا اسیدی مطابقت نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، فوگاسیته اکسیژن، سنگهای آتشفشانی، ارومیه - دختر، کامو

مقدمه

فضای خالی در ساختار بلوری بیوتیت، محاسبات فرمول ساختاری و تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} را برای آنالیزهای نقطه‌ای میکروپروب این کانی مشکل نموده است. از طرف دیگر Li به‌عنوان یکی از سازنده‌های اصلی میکاها از جمله بیوتیت از طریق آنالیز میکروپروب قابل اندازه‌گیری نیست. ولی روشهای غیر مستقیمی برای برآورد میزان Li میکاها ارائه شده است [10، 11، 12، 13 و 14].

سنگهای آتشفشانی با بافت پورفیری تیک دو مرحله تبلور را پشت سر گذاشته‌اند. مرحله اول در عمق که با تبلور بلورهای درشت مشخص می‌شود (مرحله اینتراتلوریک)؛ مرحله دیگر در خارج و یا نزدیک سطح زمین است که با تبلور ریزبلورهای زمینه، میکروولیت و شیشه مشخص می‌گردد [15 و 16]. با استفاده از ترکیب درشت‌بلورهای متبلور شده مربوط به مرحله

بیوتیت یکی از کانیه‌های متداول در بسیاری از سنگهای ماگمایی و دگرگونی است. این کانی به‌وفور در سنگهای آذرین حدواسط تا اسیدی، هم در نمونه‌های نفوذی و هم در نمونه‌های آتشفشانی دیده می‌شود. ترکیب بیوتیت‌های متبلور شده از ماگما مستقیماً با ترکیب ماگمای میزبان ارتباط تنگاتنگ دارد [1]. این ویژگی به‌علت انعطاف‌پذیری این فیلسیلیکات در جابه‌جاییهای کاتیونی در شبکه بلور است [2، 3، 4، 5، 6، 7 و 8]. حتی گاهی ترکیب بیوتیت از ترکیب سری آنیت - فلوگوپیت فاصله می‌گیرد [9]. هرچند تنوع ترکیب و جابه‌جاییهای گسترده کاتیونی در بیوتیت سبب شده است که بیوتیت به‌عنوان یک شاخص در ارزیابی ترکیب ماگمای مادر مطرح شود، پیچیدگیهای تبادل کاتیونی و وجود

و دستگاه الکترون مایکروپروب JEOL مدل XJA-8800R در دانشگاه ناروتو ژاپن تحت شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 15 کیلو ولت و شدت جریان 15 نانو آمپر صورت گرفته است.

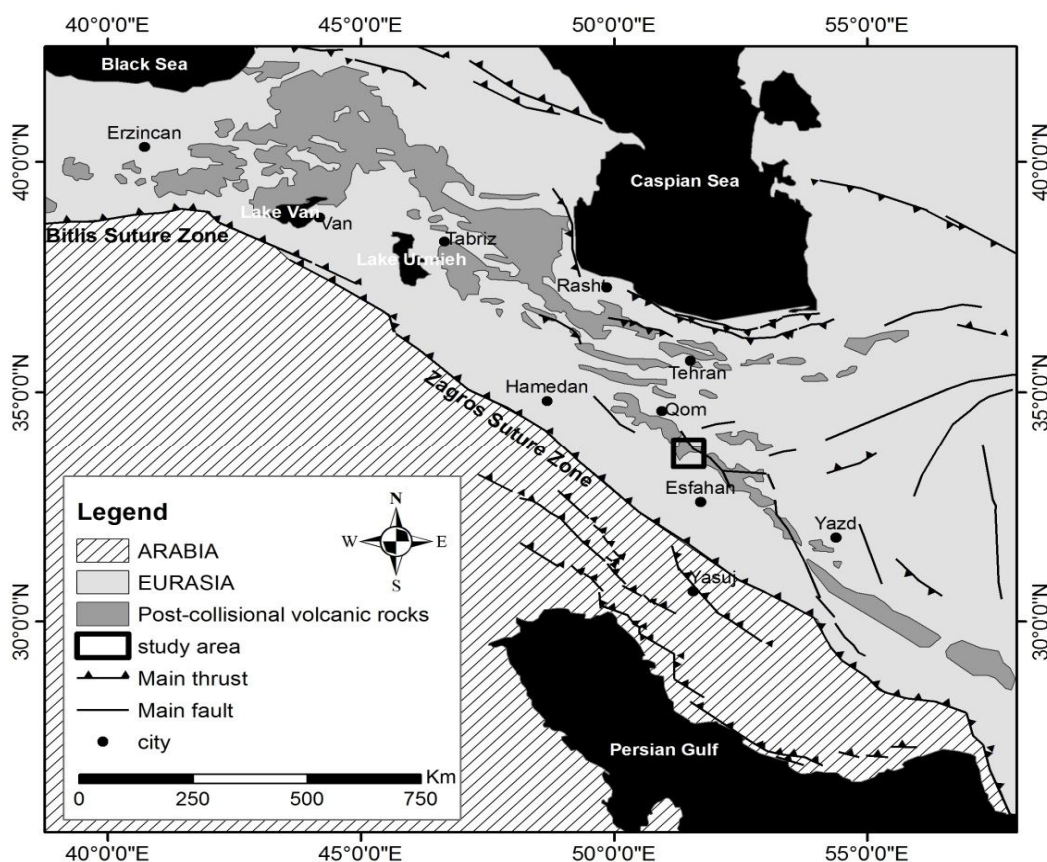
موقعیت و زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

کمان آتشفشانی ارومیه- دختر بخشی از یک ایالت ماگمایی وسیع است که حاصل همگرایی بین صفحه‌های آفریقا- عربی و اوراسیاست [17، 18، 20، 21، 22، 23، 24 و 25]. سنگهای آتشفشانی این ایالت ماگمایی، به‌طور گسترده‌ای در قسمت شمال و شمال غربی زمین درز زاگرس- بیتلیس برون زد دارند (شکل 1). در شکل 1 پراکندگی سنگهای آتشفشانی سنوزوئیک در این ایالت ماگمایی نشان داده شده است. مطالعات متعددی روی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر صورت گرفته است [26، 27، 28 و 29] که حاکی از وجود سری ماگمایی غالب کالک- آلكان و در برخی مناطق شوشونیتی [29] و آداکیتی [30، 31 و 32] می‌باشد.

تبلور اینتراتلوریک می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد شرایط فیزیکی حاکم بر ماگما در زمان تبلور درشت‌بلورها به‌دست آورد. این شرایط شامل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. هدف از این مطالعه، شناخت شیمی درشت‌بلورهای بیوتیت، تعیین سری ماگمایی و تخمین فوگاسیته اکسیژن در سنگهای آتشفشانی شرق روستای کامو، شمال اصفهان، واقع در بخش میانی پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر است.

روش مطالعه

پس از مطالعات مقدماتی و صحرایی و همچنین نمونه‌برداری از رخنمونهای مورد نظر، 63 نمونه مناسب به‌منظور تهیه مقاطع نازک و نازک- صیقلی انتخاب گردید. مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ پلاریزان با نور عبوری مدل BH2 انجام گرفت. 13 نقطه آنالیز مایکروپروب از بیوتیت در این مقاله ارائه شده است. آنالیزهای نقطه‌ای انجام‌شده روی کانیها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب X100-Cameca در دانشگاه اشتوتگارت آلمان



شکل 1. پراکندگی سنگهای آتشفشانی پس از برخورد [17] صفحات عربی- اوراسیا (بر اساس تلفیقی از [17، 18 و 19]) و همچنین موقعیت منطقه شرق کامو در شمال اصفهان

فرمول ساختاری بیوتیت‌ها بر اساس 22 اکسیژن ساختاری و همچنین بر اساس 11 اکسیژن ساختاری قابل محاسبه است. در این جا محاسبه فرمول ساختاری بر اساس 11 اکسیژن ساختاری (10 اکسیژن و دو مول OH) انجام گرفته و تفکیک آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی بر اساس روش [9] انجام شده که در جدول 1 ارائه شده است.

Li ممکن است یکی از سازنده های اصلی میکاها باشد که متأسفانه مقدار آن از طریق آنالیز مایکروپروب قابل اندازه‌گیری نیست. از آنجایی که Li نقش مهمی در طبقه بندی صحیح میکاها و محاسبه فرمول ساختاری ایفا می‌کند، روشهایی جهت تخمین مقدار Li از روی آنالیز مایکروپروب ارائه شده است. این روشها، تجربی است و پایه رگرسیون‌های آماری دارند.

روابط متعددی برای تخمین Li از روی FeO ، Rb_2O ، F و SiO_2 ارائه شده است [10، 11، 12، 13 و 14]. در این جا جهت تخمین Li از روش [14] برای میکاهای تری اکتاهدال با MgO بیش از 8 درصد استفاده شده است که مناسبترین روش برای نمونه‌های مورد مطالعه است.

بیوتیت‌های مورد بررسی همگی از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم (شکل 4 الف و ب) بوده و تغییر ترکیب محسوسی نشان نمی‌دهند. این نوع بیوتیت‌ها در گروه میکاهای نوع اول (میکا‌های آهن - منیزیم) تقسیم بندی [14] قرار می‌گیرند (شکل 4 ب). دایمک [9] ترکیب میکاها را در قالب 6 عضو پایانی تشریح کرده و بیان می‌کند که ترکیب بیوتیت می‌تواند حتی از سری آنیت - فلوگوپیت فاصله بگیرد [9]. محاسبه اعضای پایانی بیوتیت‌ها بر اساس این روش در جدول 1 ارائه شده که نشان می‌دهد بیوتیت‌های مورد آنالیز عمدتاً حاوی فلوگوپیت بوده و به‌طور میانگین از 55/45 درصد فلوگوپیت، 15/90 درصد تالک، 12/72 درصد تیتان - فلوگوپیت، 11/44 درصد ایستونیت، 3/71 درصد فری ایستونیت و 0/78 درصد موسکیت تشکیل شده‌اند.

بیوتیت از کانی‌هایی است که ترکیب آن نشان‌دهنده ویژگی‌های ماگمای مادر است [1 و 33]. از این رو جهت شناخت ماهیت ماگمای مادر می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. در شکل 4، نمودارهای تعیین سری ماگمایی بر مبنای ترکیب بیوتیت نشان داده شده است. این نمودارها به‌خوبی نشان می‌دهند که

منطقه مورد بررسی در 100 کیلومتری شمال اصفهان، 25 کیلومتری شمال شرق میمه و در شرق روستای کامو قرار دارد. محدوده مورد مطالعه بین طولهای جغرافیایی $51^\circ 20'$ و $51^\circ 24'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $32^\circ 35'$ و $32^\circ 38'$ شمالی واقع شده است. در شکل 2 نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و موقعیت رخنمونهای مورد بررسی نشان داده شده است.

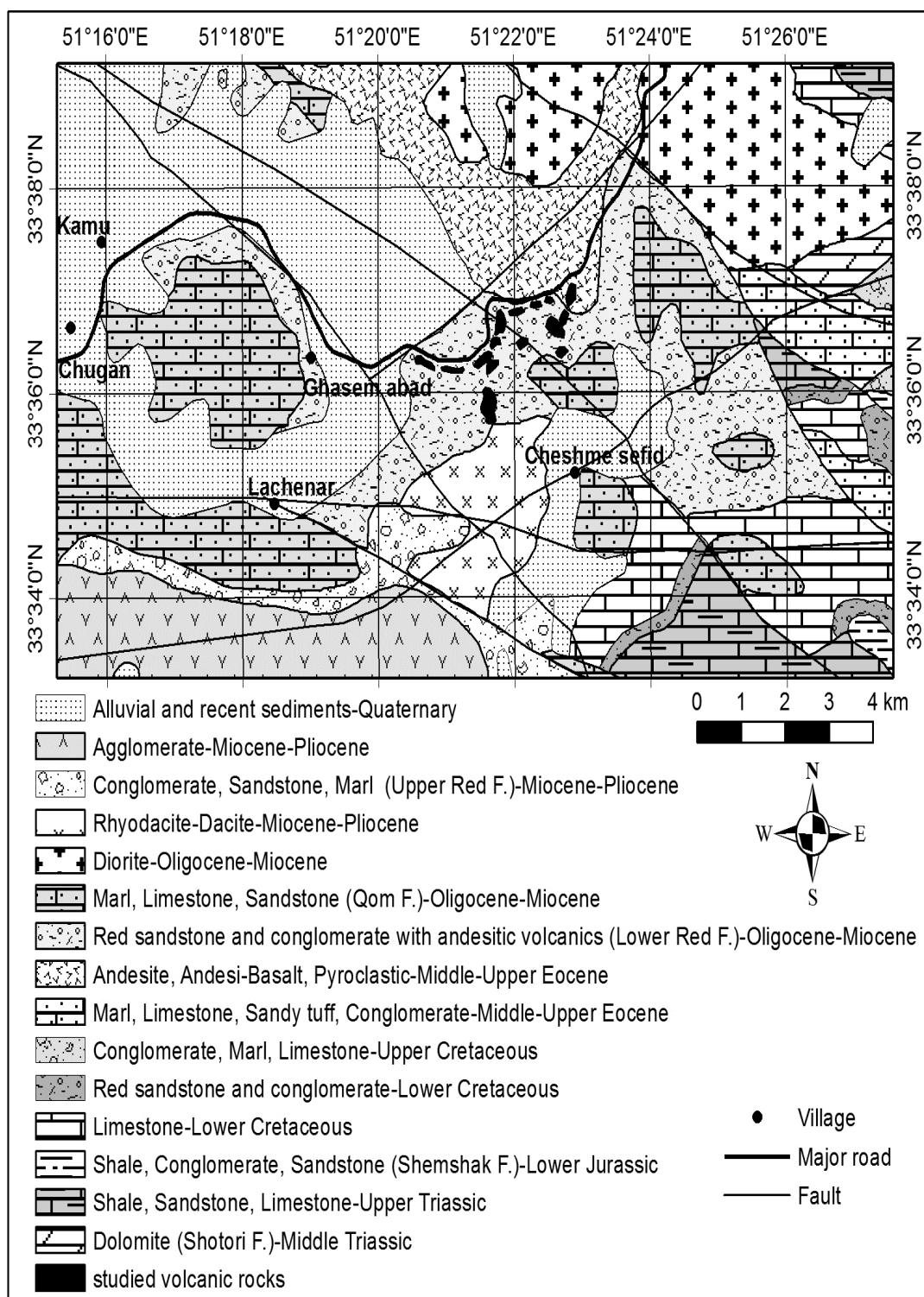
سنگهای آتشفشانی مورد بررسی به‌صورت رخنمونهای متعددی به ابعاد چند متر تا ده‌ها متر به‌صورت پراکنده واحدهای رسوبی سازند قرمز پایینی به سن پالئوسن را قطع کرده‌اند.

سازند قرمز پایینی از واحدهای رسوبی شیل، مارن ژئوپس‌دار، ماسه سنگهای قرمز و سنگهای پیروکلاستیک تشکیل شده است و بخش عمده رخنمونهای منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. از آنجایی که سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه واحدهای رسوبی این سازند را قطع کرده‌اند سن آنها بعد از الیگوسن یعنی میوسن - پلیوسن برآورد می‌شود که با فاز سوم ولکانیسم فراگیر سنوزئیک [17] در ایالت ماگمایی شمال زمین درز بیتلیس - زاگرس و بالطبع کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر تطابق دارد.

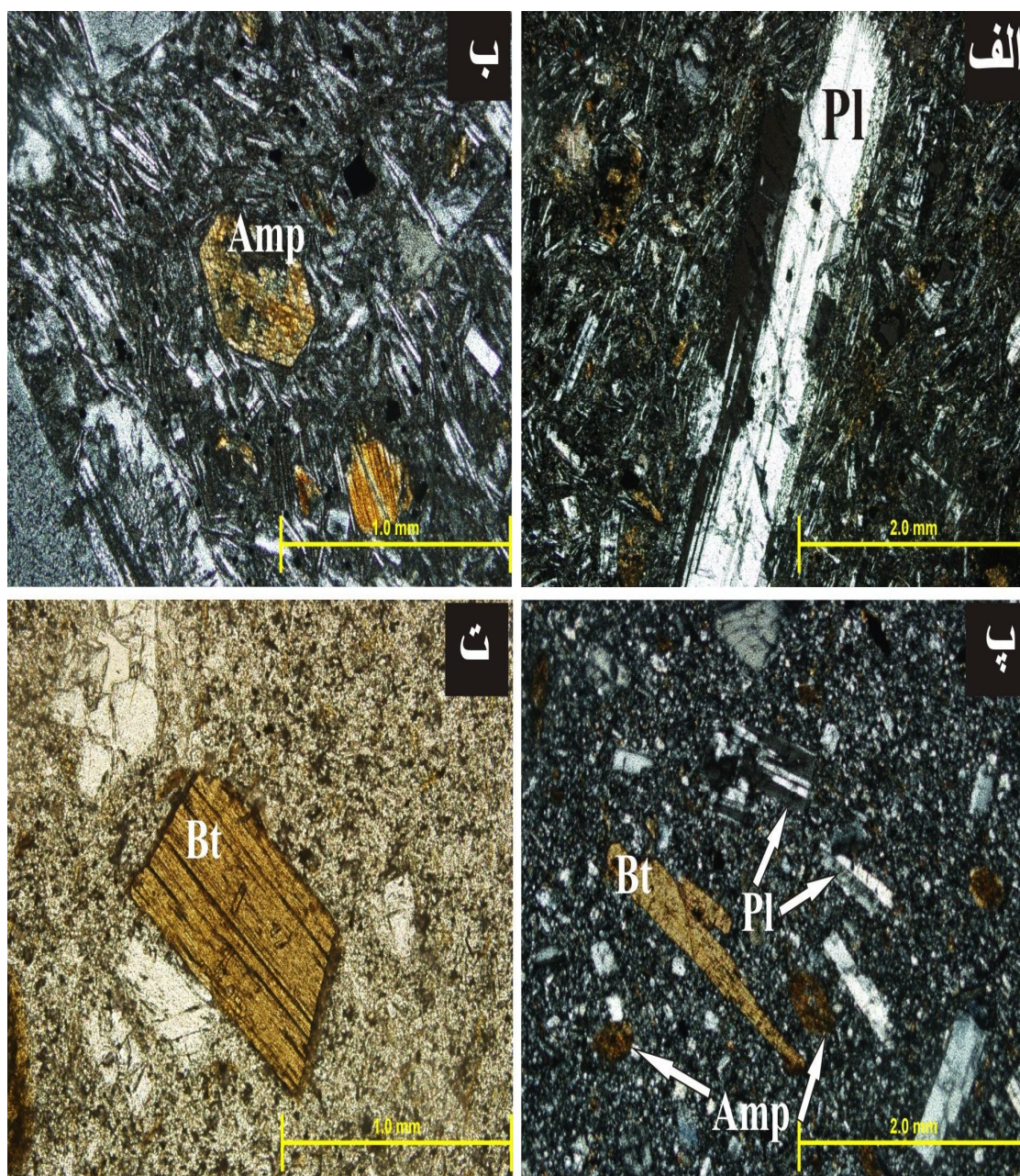
بحث و بررسی

سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی عمدتاً داسیت تا آندزیت می‌باشند. بافتهای پورفیری‌تیک، هیالوپورفیریک و میکرولیتیک پورفیریک شاخصترین بافتهای این سنگها می‌باشند که از درشت‌بلورهای بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده و در زمینه‌ای از میکرولیت، شیشه، فلدسپارهای ریزبلور و کوارتز (نمونه‌های داسیتی) قرار دارند (شکل 3). همگی پلاژیوکلازها ترکیب آندزین داشته و تغییرات بسیار اندکی از مرکز به حاشیه بلور نشان می‌دهند که نشان‌دهنده منطقه‌بندی نرمال بسیار ضعیف است. این وضعیت نشان می‌دهد که در زمان تبلور پلاژیوکلازها شرایط دما، فشار و فوگاسیته H_2O نسبتاً پایدار و تغییرات نامحسوس بوده است. درشت‌بلورهای آمفیبول نیز ترکیب یکنواختی داشته و همگی از نوع هورنبلند چرماکیت می‌باشند. نتیجه آنالیز مایکروپروب درشت‌بلورهای بیوتیت مورد بررسی به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری در جدول 1 ارائه شده است.

ماگمای مولد بیوتیت‌های مورد آنالیز ماهیت ساب‌آکالن (شکل 5 الف) و کالک آکالن دارد (شکل‌های 5 ب، پ، ت، ث و ج).



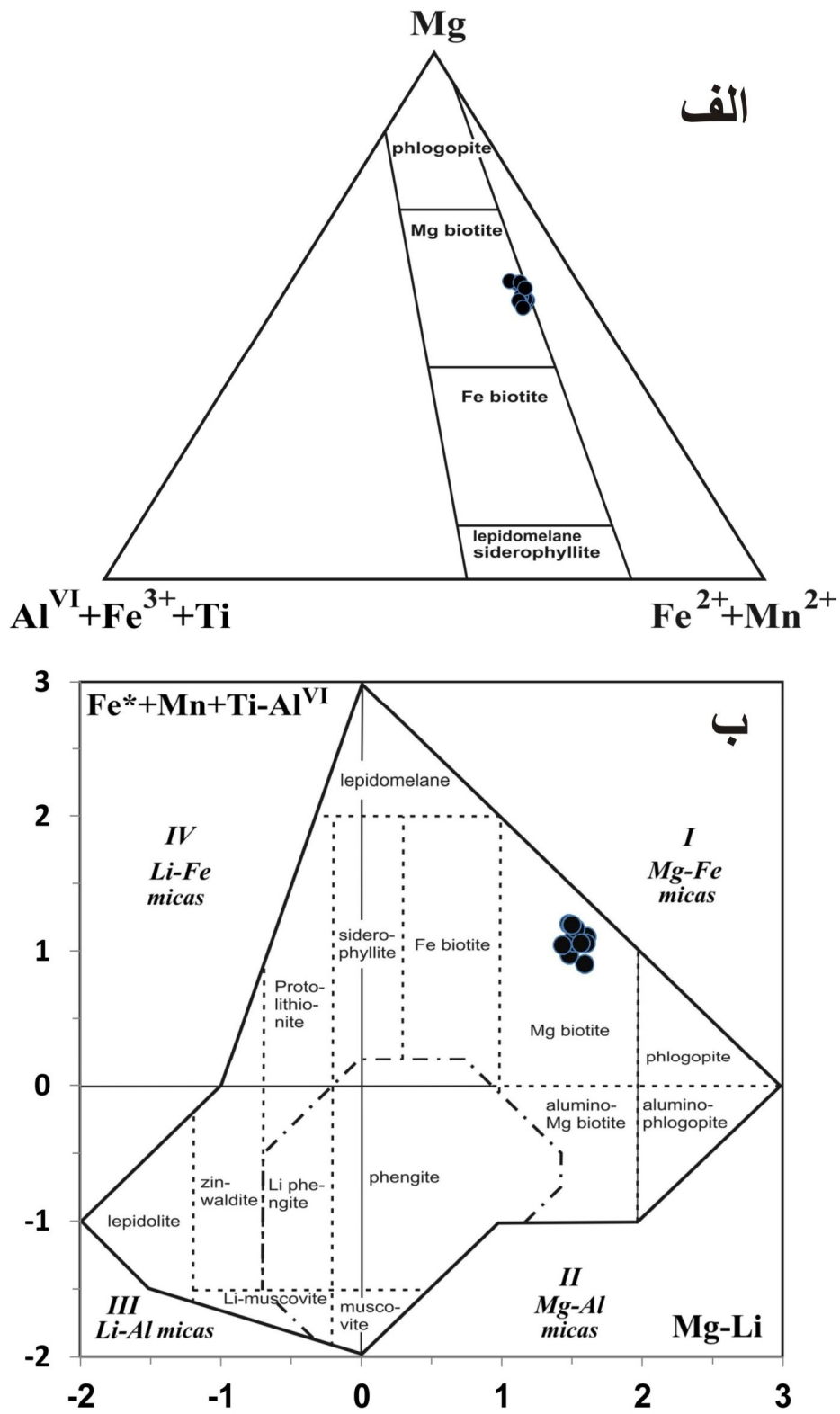
شکل 2. نقشه زمین‌شناسی محدوده منطقه کامو



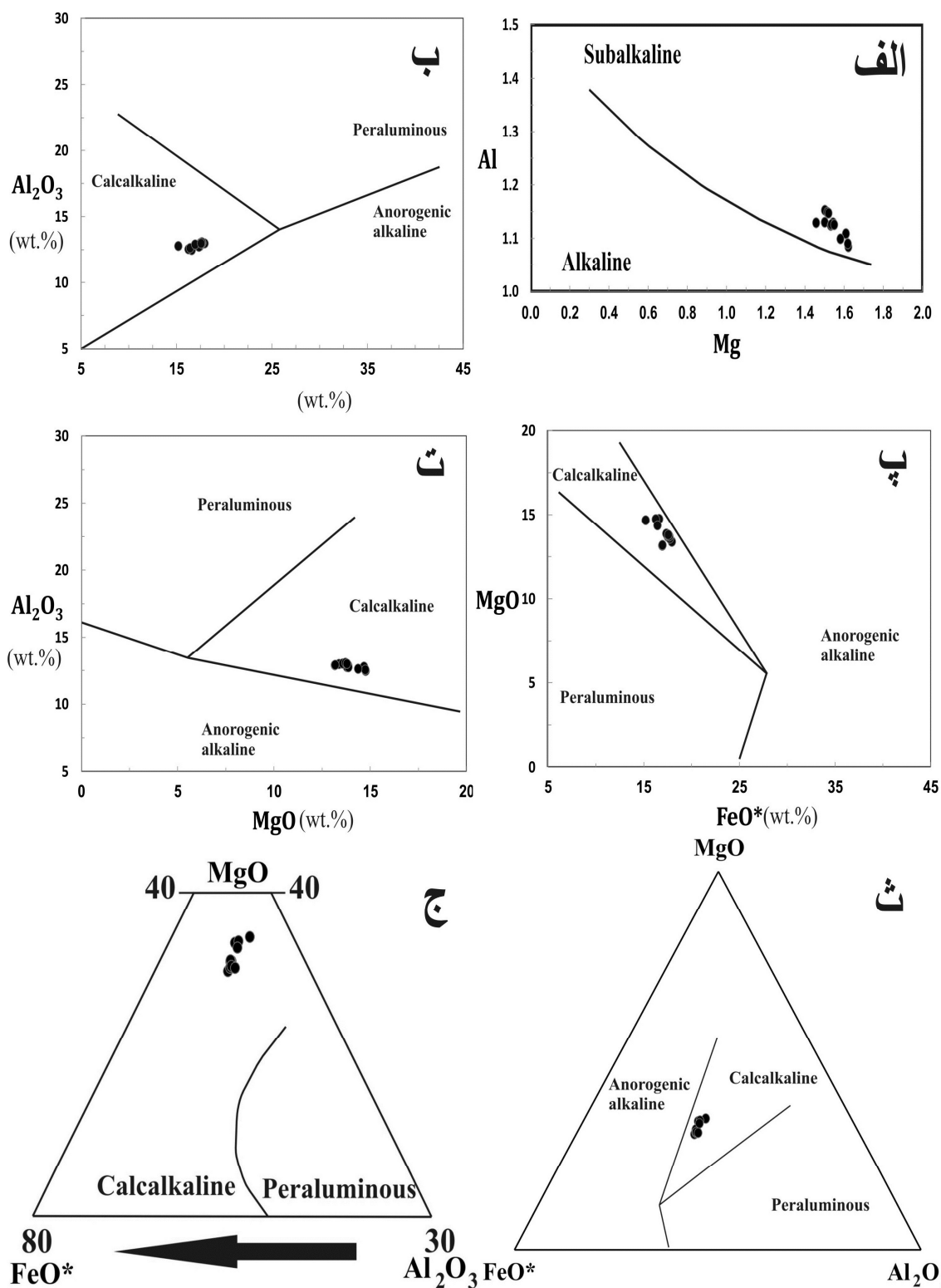
شکل 3. تصویر میکروسکوپی سنگهای آتشفشانی شرق کامو، الف) درشت بلور پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت و فلدسپارهای ریزبلور با کمی دگرسانی در مرکز (نور متقاطع)، ب) مقاطع عرضی آمفیبول در زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه همراه با بافت جریان حاصل از جهت‌یابی میکرولیت‌ها در جهت جریان گدازه (نور متقاطع)، پ) درشت بلورهای آمفیبول پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه‌ای از شیشه و ریز بلورهای کوارتز و فلدسپار (نور متقاطع)، ت) درشت بلور بیوتیت (نور غیر متقاطع).

جدول 1. نتایج آنالیز مایکروپروب فنوکریست‌های بیوتیت در سنگهای آتشفشانی شرق کامو (بر حسب درصد وزنی) به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس 11 اکسیژن

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	38/87	40/50	41/41	40/68	41/73	39/27	40/65	40/13	40/72	39/36	39/09	40/70	39/30
TiO ₂	2/45	2/47	2/08	2/30	1/44	2/44	1/95	2/13	2/37	2/45	2/61	2/36	2/70
Al ₂ O ₃	12/98	12/48	12/78	12/89	13/03	12/76	12/86	12/82	12/55	12/74	13/02	12/63	13/08
FeO ^t	17/94	16/61	15/19	16/93	17/52	17/43	17/37	17/39	16/25	17/37	17/72	16/44	17/67
MnO	0/32	0/32	0/23	0/33	0/34	0/32	0/33	0/32	0/30	0/32	0/32	0/30	0/32
MgO	13/38	14/76	14/67	13/16	13/68	13/79	13/86	13/83	14/74	13/86	13/57	14/37	13/71
CaO	0/33	0/27	0/50	0/31	0/40	0/31	0/35	0/34	0/33	0/31	0/28	0/32	0/26
Na ₂ O	0/28	0/20	0/19	0/26	0/13	0/25	0/19	0/21	0/20	0/25	0/31	0/21	0/32
K ₂ O	8/38	8/53	7/91	8/27	6/95	8/40	7/69	7/96	8/38	8/41	8/48	8/36	8/55
BaO	0/14	0/13	0/18	0/18	0/21	0/13	0/17	0/16	0/14	0/13	0/21	0/15	0/24
Li ₂ O*	0/07	0/05	0/05	0/07	0/06	0/06	0/06	0/06	0/05	0/06	0/06	0/05	0/06
Total	95/14	96/32	95/19	95/38	95/49	95/16	95/48	95/35	96/03	95/26	95/67	95/89	96/21
Si	2/93	2/99	3/05	3/02	3/07	2/95	3/01	2/99	3/00	2/95	2/93	3/01	2/93
Al ^{iv}	1/06	1/01	0/95	0/97	0/92	1/05	0/98	1/00	0/99	1/04	1/07	0/99	1/07
Al ^{vi}	0/09	0/07	0/16	0/16	0/21	0/08	0/17	0/12	0/10	0/08	0/08	0/11	0/08
Ti	0/14	0/14	0/12	0/13	0/08	0/14	0/11	0/12	0/13	0/14	0/15	0/13	0/15
Fe ^{Y+}	1/06	0/97	0/93	1/04	1/07	1/03	1/06	1/05	0/98	1/03	1/04	1/01	1/02
Fe ^{Y+}	0/07	0/05	0/01	0/01	0/01	0/06	0/01	0/03	0/02	0/06	0/07	0/00	0/08
Mn	0/02	0/02	0/01	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02
Mg	1/50	1/62	1/61	1/46	1/50	1/54	1/53	1/54	1/62	1/55	1/51	1/58	1/52
Li*	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02
Ca	0/03	0/02	0/04	0/02	0/03	0/02	0/03	0/03	0/03	0/02	0/02	0/03	0/02
Na	0/04	0/03	0/03	0/04	0/02	0/04	0/03	0/03	0/03	0/04	0/04	0/03	0/05
K	0/81	0/80	0/74	0/78	0/65	0/80	0/73	0/76	0/79	0/80	0/81	0/79	0/81
Ba	0/00	0/00	0/01	0/01	0/01	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/01	0/00	0/01
Total	9/78	9/75	9/66	9/68	9/61	9/77	9/69	9/72	9/73	9/77	9/78	9/72	9/78
Total T-site	4	4	3/99	3/99	3/99	4	4	4	4	4	4	4	4
Total M-site	2/90	2/89	2/85	2/84	2/91	2/90	2/90	2/90	2/88	2/90	2/90	2/88	2/89
Total I-site	0/88	0/86	0/81	0/85	0/71	0/87	0/79	0/82	0/85	0/87	0/88	0/85	0/89
Talc	12/15	14/32	18/08	14/55	28/73	12/89	21/28	18/11	15/43	13/00	11/55	15/30	11/29
Ti-Phlogopite	13/78	13/62	11/27	12/59	7/91	13/72	10/91	11/94	13/16	13/72	14/61	13/17	15/01
Ferri-Eastonite	6/76	5/21	0/75	1/07	0/96	6/24	1/34	3/02	2/07	6/16	7/11	0/11	7/40
Muscovite	0/00	0/00	4/00	4/02	2/14	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00
Eastonite	8/78	7/50	15/82	15/64	20/62	8/34	14/57	12/26	9/71	8/24	8/22	11/10	7/89
Phlogopite	58/53	59/35	50/08	52/14	39/65	58/80	51/90	54/67	59/64	58/84	58/52	60/33	58/41



شکل 4. نمودارهای الف [2] و ب [14] نشان می‌دهند که بیوتیت‌های مورد آنالیز در سنگهای آتشفشانی شرق کامواز نوع میکاهای منیزیم- آهن‌دار و از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم می‌باشند.



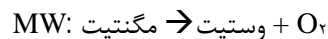
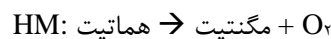
شکل 5. نمودارهای تفکیک سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت، نمودار الف) تعیین ماهیت ساب‌آلکان ماگمای مادر بیوتیت‌ها بر اساس نمودار [34]، کاتیون‌ها بر حسب a.p.f.u. می‌باشند. نمودارهای ب، پ، ت، ث [1] و نمودار ج [35] ماهیت کالک‌آلکان ماگمای مادر بیوتیت‌های مورد آنالیز در سنگهای آتشفشانی شرق کامو را نشان می‌دهند.

نتیجه گیری

ترکیب درشت بلورهای متبلور شده در طی مرحله تبلور اینتراتلوریک اطلاعات با ارزشی در مورد شرایط فیزیکی حاکم بر ماگما در زمان تبلور درشت بلورها فراهم می آورد. محاسبه بر دما و فشار تبلور زوجهای فنوکریست آمفیبول - پلاژیوکلاز بر اساس تلفیق روابط ژئوترموتری [36] برای مجموعه های با یا بدون کوارتز و بارومتري [37] با استفاده از نرم افزار APG [38] دمای 763 تا 823 با میانگین 797 درجه سانتی گراد و محدوده فشار 2/2 تا 4/5 با میانگین 3/4 کیلو بار را نشان می دهند.

یکی دیگر از شرایط فیزیکی حاکم در زمان تبلور، فوگاسیته اکسیژن (fO_2) است. فوگاسیته اکسیژن تأثیری به سزا در نوع تبلور کانیها، ترتیب تبلور و همچنین تبادلات یونی بین کانیها در مسیر انجماد ماگما دارد. جهت تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما روشهای مختلفی ارائه گردیده است. مبنای محاسبه در عمده این روشها تغییرات ظرفیت کاتیونهایی است که بیش از یک حالت ظرفیت دارند. از این میان Fe، مهمترین و رایجترین کاتیون است.

از طرفی، از آنجایی که فوگاسیته اکسیژن ماگما توسط واکنشهای اکسیداسیون - احیا معروف به بافرهای کنترل کننده اکسیژن کنترل می شود و این بافرها دارای معادلات ترمودینامیکی شناخته شده ای هستند، با مشخص کردن حد بافر اکسیژن محیط می توان مقدار کمی fO_2 را تخمین زد. مهمترین این بافرها در پترولوژی آذرین، عبارتند از:



این معادلات بافر تابعی از دما، فوگاسیته اکسیژن و تا حدی فشار هستند. تاکنون روابط متعددی برای معادلات بافر ارائه شده است [39, 40, 41, 42, 43, 44, 45 و 46].

در این جا معادلات HM [46]، NNO [43]، FMQ [46] و MW [39] که بستگی فشاری در آنها لحاظ شده است در قالب روابط 1 تا 4 ارائه شده اند.

رابطه (1)

$$\text{Log}fO_2(\text{HM}) = \frac{-26629}{T} + 15.288 + \frac{0.019(P-1)}{T}$$

رابطه (2)

$$\text{Log}fO_2(\text{NNO}) = \frac{-24930}{T} + 9.36 + \frac{0.046(P-1)}{T}$$

رابطه (3)

$$\text{Log}fO_2(\text{FMQ}) = \frac{-23973}{T} + 7.985 + \frac{0.092(P-1)}{T}$$

رابطه (4)

$$\text{Log}fO_2(\text{MW}) = \frac{-32730}{T} + 13.12 + \frac{0.083(P-1)}{T}$$

روابط 1 تا 4 در شکل 6 الف برای فشار ثابت 4 کیلو بار در نمودار $\log fO_2$ -T ترسیم شده اند. این فشار با این فرض است که شروع تبلور بیوتیت با فشار و دمای حاشیه آمفیبول های مورد آنالیز مطابقت داشته باشد. لازم به ذکر است شواهد پتروگرافی این مسأله را تأیید می کند.

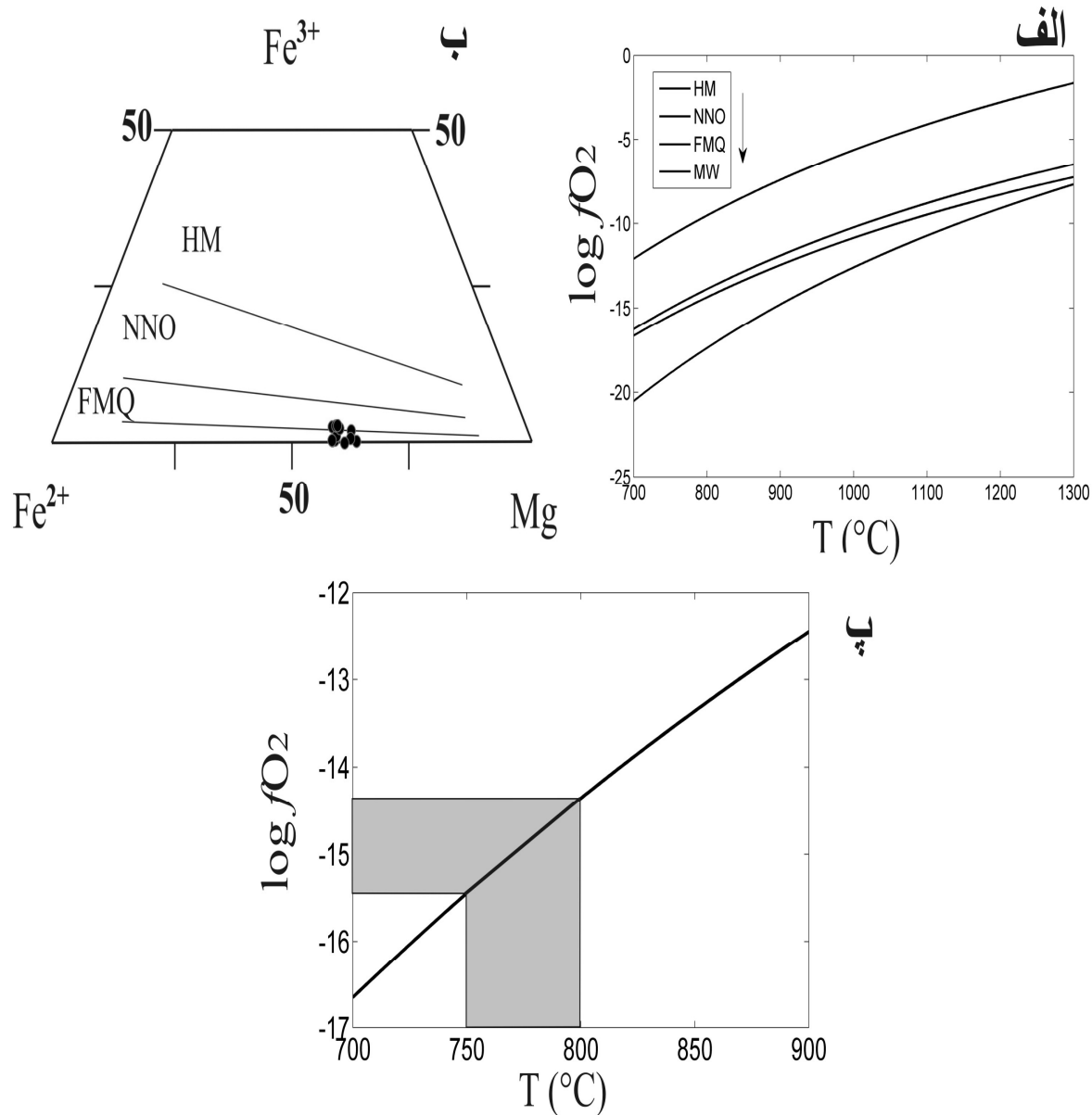
بر مبنای تفکیک آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در بیوتیت های مورد آنالیز و با استفاده از نمودار شکل 6 ب [47] به طور کیفی می توان حدود فوگاسیته اکسیژن را تخمین زد. بر این اساس فوگاسیته اکسیژن ماگما در زمان تبلور بیوتیت های مورد آنالیز در حد بافر HM بوده است. جهت تخمین کمی مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما از شکل 6 پ استفاده شده است. در این برآورد فرض بر این بوده است که دمای تبلور بیوتیت با دمای تبلور حاشیه آمفیبول ها مطابقت داشته است. با در نظر گرفتن یک محدوده دمایی 50 درجه سانتی گراد برای تبلور آنها، فوگاسیته اکسیژن حدود 10^{-15} بار ارزیابی می شود.

برای ارزیابی صحت این برآورد، می توان فوگاسیته اکسیژن نمونه هایی از سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط را با آن مقایسه کرد. فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده برای سنگهای آتشفشانی آتشفشان سبوروکو مکزیکو [48] و سنگهای آتشفشانی کالیفرنیا [49] در جدول 2 ارائه شده است. این محاسبات توسط [50] به دو روش صورت گرفته است: یکی استفاده از ترکیب اکسیدهای Fe-Ti [51] و دیگری استفاده از نسبت Fe^{+3}/Fe^{+2} گدازه [52]. بر اساس جدول 2، لگاریتم فوگاسیته اکسیژن در سنگهای اسیدی تا حدواسط می تواند از حدود -9/5 تا -15/5 تغییر نماید.

قدردانی

از مدیریت محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان، همچنین از همکاری آقای دکتر طباطبائی‌منش به خاطر مساعدت در انجام آنالیزهای میکروپروب قدردانی می‌گردد.

این ارقام نشان می‌دهند که مقدار فوگاسیته تخمین‌زده شده برای سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه در شرق کامو که بر اساس شیمی بیوتیت و برآورد غیر مستقیم از نمودار کیفی است، قابل اطمینان بوده و در محدوده قابل قبول برای سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط است.



شکل 6. الف) منحنیهای بافر HM، NNO، FMQ و MW در نمودار $\log fO_2$ -T در شرایط ایزوبار 4 کیلو بار (ب) ترسیم بافرهای HM، NNO و FMQ در نمودار Fe^{+2} - Fe^{+3} -Mg بیوتیت [47] و موقعیت بیوتیت‌های مورد آنالیز که نشان می‌دهند فوگاسیته تشکیل آنها در حد بافر FMQ بوده است. ب) ترسیم بافر FMQ در محدوده دمایی 700 تا 900 درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد که دمای 750-800 درجه سانتی‌گراد با لگاریتم فوگاسیته اکسیژن $14/30$ تا $15/30$ - مطابقت دارد.

جدول 2. فوگاسیته اکسیژن سنگهای آتشفشانی سبوروکو مکزیکو [48] و سنگهای آتشفشانی کالیفرنیا [49]

محل	نام نمونه	نوع گدازه	دما (°C)	log fO ₂	
				روش اکسیدهای Fe-Ti [51]	روش Fe ⁺³ /Fe ⁺² گدازه [52]
سبوروکو، مکزیکو [48]	1	آندزیت	956	-11/07	-10/48
	3	داسیت	832	-13/72	-13/38
	15	آندزیت	1031	-9/8	-9/71
	30	آندزیت	1005	-10/37	-9/79
	61	آندزیت	1046	-9/73	-9/37
	117	آندزیت	974	-10/9	-10/45
	Tequila Q 46	ابسیدین	852	-12/8	-12/05
کالیفرنیا، آمریکا [49]	Cam 49	ابسیدین	906	-11/69	-11/05
	Cam 66	ابسیدین	980	-10/41	-9/59
	Cam 86	ابسیدین	960	-10/32	-9/68
	Cal 13	داسیت	906	-9/95	-9/75
	Cal 19	داسیت	794	-11/95	-10/97
	Cam 73	ریولیت	716	-17/36	-14/64
	Cam 99	ریولیت	711	-17/34	-14/37
	Cam 103	ریولیت	774	-15/07	-12/59
	Cam 104	ریولیت	786	-14/74	-12/78
	Cam 110	ریولیت	773	-14/92	-13/1
	3112	ریولیت	848	-15/5	-12/23

منابع

mantle?", Earth and Planetary Science Letters 22 (1974) 60-66.

[7] Holdaway M. J., Lee S. M., "F e-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 175-198.

[8] Holdaway M. J., "Chemical formulae and activity models for biotite, muscovite, and chlorite applicable to pelitic metamorphic rocks", American Mineralogist 65 (1980) 711-719.

[9] Dymek R. F., "Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses West Greenland", American Mineralogist 68 (1983) 880-889.

[10] Monier G., "Cristallochimie des micas des leucogranites", Ph.D. thesis, University of Orleans, France (1985) 347 p.

[11] Monier G., Robert J. L., "Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O \pm Li_2O \pm MgO \pm FeO \pm Al_2O_3 \pm SiO_2 \pm H_2O \pm HF$ at 600°C, 2

[1] Abdel-Rahman A., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[2] Foster M. D., "Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas", American Mineralogist 45 (1960) 383-398.

[3] Foster M. D., "Interpretation of the compositions of trioctahedral micas", U.S. Geological Survey Professional Paper 354-B (1960) 11-48.

[4] Hazen R. M., Wones D. R., "The effect of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas", American Mineralogist 57 (1972) 103-129.

[5] Hazen R. M., Burnham C. W., "The crystal structure of one-layer phlogopite and annite", American Mineralogist 58 (1973) 889-900.

[6] Forbes W. C., Flower M. F. J., "Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: A refractory phase in the upper

- [22] McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev G., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Ndariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz, M. N., Veis G., "Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus", *Journal of Geophysical Research* 105 (2000) 5695–5719.
- [23] McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A., "GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions", *Geophysical Journal International* 155 (2003) 126–138.
- [24] Allen M., Jackson J., Walker R., "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates", *Tectonics* 23 (2004) 1-16.
- [25] Dilek Y., Sandvol E., "Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African plate boundary and the Cenozoic orogenic belts in the eastern Mediterranean region", *Geological Society of London, Special Publication* 327 (2009) 127–160.
- [26] Emami M. H., "Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Ph.D. thesis, France, University of Grenoble, France (1981) 489 p.
- [27] Amidi S. M., Emami M. H., Michel R., "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation", *Geologische Rundschau* 73 (1984) 917–932.
- [28] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahrehabak area), Kerman province", Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, UCA (1993) 204 p.
- [29] Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes* 23 (2000) 119-125.
- [30] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 433–47.
- [31] Ghadami G., Shahre Babaki A. M., Mortazavi M., "Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Central Iranian kbar PH_2O : comparison with natural lithium micas", *Mineralogical Magazine* 50 (1986) 641-651.
- [12] Stone M., Exley C. S., George M. C., "Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith", *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 175-192.
- [13] Tindle A. G., Webb P. C., "Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks", *European Journal of Mineralogy* 2 (1990) 595-610.
- [14] Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H. J., Trumbull R. B., "On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation" *Mineralogical Magazine* 61 (1997) 809-834.
- [15] Barker D. S., "Igneous rocks", Englewood cliffs, New jersey (1983) 415 p.
- [16] Best M. G., "Igneous and metamorphic petrology", Blackwell science ltd, Oxford UK, second edition (2003) 729p.
- [17] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", *International Geology Review* 52 (2010) 536–578.
- [18] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds). *Geodynamic Evolution of the Zagros*, *Geological Magazine* 148 (2011) 692-725.
- [19] Hessami K., Jamali F., Tabassi H., "Map of major active faults of Iran", scale 1:2500000, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (2003).
- [20] Jackson J., McKenzie D., "Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan", *Geophysical Journal International* 77 (1984) 185–264.
- [21] Dewey J. F., Hempton M. R., Kidd W. S. F., Saroglu F., Sengo A. M. C., "Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone", In Coward M. P., Ries A. C., (Eds.), *Collision Zone Tectonics*, *Geological Society of London Special Publication* 19 (1986) 3–36.

- temperatures”, Geological Survey Bulletin 1259 (1968) 256 p.
- [42] Wones D. R., Gilbert M. C., “*The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600° and 800°C*”, American Journal of Science 267-A (1969) 480-488.
- [43] Huebner J. S., Sato M., “*The oxygen fugacity-temperature relationship of manganese oxide and nickel oxide buffers*”, American Mineralogist 55 (1970) 934-952.
- [44] Haas J. L., Robie R. A., “*Thermodynamic data for wustite, $Fe_{0.947}O$, magnetite, Fe_3O_4 and hematite, Fe_2O_3 (abstr.)*”, Transactions - American Geophysical Union 54 (1973) 483.
- [45] Hewitt D. A., “*A redetermination of the fayalite-magnetite-quartz equilibrium between 650 and 850°C*”, Transactions - American Geophysical Union 57 (1976) 1020.
- [46] Chou I. M., “*Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor*”, American Mineralogist 63 (1978) 690-703.
- [47] Wones D. R. Eugster H. P., “*Stability of biotite: experiment, theory, and application*”, American Mineralogist 50 (1965) 1228-1272.
- [48] Nelson S. A., “*Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico*”, Bull Geol Soc Am 91(1980) 2290-2431.
- [49] Carmichael I. S. E., “*The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 14 (1967) 36-64.
- [50] Carmichael I. S. E., “*The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source?*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 106 (1991) 129-141.
- [51] Ghiorso M. S., Sack R. O., “*Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 108 (1991) 485-510.
- [52] Kilinc A., Carmichael I. S. E., Rivers M. L., Sack R. O., “*Ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 83 (1983) 136-140.
- Volcanic Belt: Geochemical and Geodynamic Implications”, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19 (2008) 223-235.
- [32] Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., “*Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences*”, Lithos 106 (2008) 380-398.
- [33] Spear J. A. “*Mica in igneous rock*” Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356.
- [34] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J. M., Carron J. P., “*Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides*”, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 301 (1985) 813-819.
- [35] Rossi P., Chevremont P., “*Classification des associations magmatiques granitoïdes*”, Géochronique 21 (1987) 14-18.
- [36] Holland T., Blundy J., “*Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*”, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.
- [37] Anderson J. L., Smith D. R., “*The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer*” American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
- [38] Sayari M., “*APG: An efficient software program for Amp-Pl thermobarometry based on graphical method*”, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 22 (2012) 345-349.
- [39] Eugster H. P., Wones D. R., “*Stability relations of the ferruginous biotite, annite*”, Journal of Petrology 3 (1962) 82-125.
- [40] Charette G. G., Flengas S. N., “*Thermodynamic properties of the oxides of Fe, Ni, Pb, Cu, and Mn by EMF measurements*”, Journal of the Electrochemical Society 115 (1968) 796-804.
- [41] Robie, R. A. Waldbaum, D. R., “*Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K (25°C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher*

