

شیمی کانی استوک تونالیتی کمپلکس ماهیرود پهنه زمین درز سیستان، شرق ایران

شهریار کشتگر^۱، محمد بومری^{۲*}، ساسان باقری^۲

۱- دانشگاه جامع علمی کاربردی، سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۲/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۲/۲۴

چکیده

کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود (چشمه استاد) که در شرق ایران قرار دارد، از لحاظ تکتونیکی بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان محسوب می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی، کمپلکس ماهیرود طیفی از سنگ‌های آندزیت بازالیت، آندزیت، دیاباز و میکروگابرو را نشان می‌دهد که توسط یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه فوقانی قطع شده‌اند. براساس تحقیقات قبلی، سنگ‌های ولکانیکی کمپلکس ماهیرود از دیدگاه ژئوشیمی خصوصیات سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و تولییتی دارند. نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده عناصر فرعی و REE نسبت به MORB و کندریت، الگوهای شبیه سنگ‌های متعلق به محیط‌های بالای منطقه فرورانش (SSZ) و خصوصاً جزایر قوسی امروزی (IAT) نشان می‌دهند همان‌طور که مطالعات شیمی کانی‌های کلیدی موجود در این سنگ‌ها خصوصیات مشابهی را دارا می‌باشند. استوک تونالیتی ماهیرود دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند و بیوتیت می‌باشد. براساس مطالعات شیمی کانی، پلاژیوکلازها ساخت منطقه‌ای عادی دارند و از نوع بیتونیت تا آلبیت هستند و روند نرمال تفریق بلورین را نشان می‌دهند. آمفیبول تونالیت‌ها از نوع مگنزیم-هورنبلند کلسیک و وابسته به محیط فرورانش می‌باشند. براساس مقدار آلومینیوم در آمفیبول فشار و دمای تبلور به ترتیب حدود ۱ تا ۲ کیلوپار و ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و مقادیر فوگاسیته اکسیژن بالا است. این یافته‌ها با نتایج حاصل از مطالعات جدید تکتونوماگمایی انجام شده بر روی کمپلکس ماهیرود مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول، پهنه جوش خورده سیستان، تونالیت، چشمه استاد، شرق ایران.

مقدمه

میکروپروپ، روش مطمئنی جهت شناخت خصوصیات پترولوژیکی سنگ‌های آذرین می‌باشد (Leterrier et al, 1982). شیمی آمفیبول‌ها اطلاعات مهم و ارزشمندی از شرایط تبلور ماگما در اختیار قرار می‌دهد زیرا کانی آمفیبول در دامنه وسیعی از شرایط فشار و دما متبلور می‌شوند (Ayalew and Ishiwatari, 2011). این پژوهش به بررسی ویژگی‌های شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز تونالیت ماهیرود می‌پردازد و هدف آن آشنایی بیشتر با خصوصیات ژئوشیمی بخش نفودی کمپلکس ماهیرود می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی

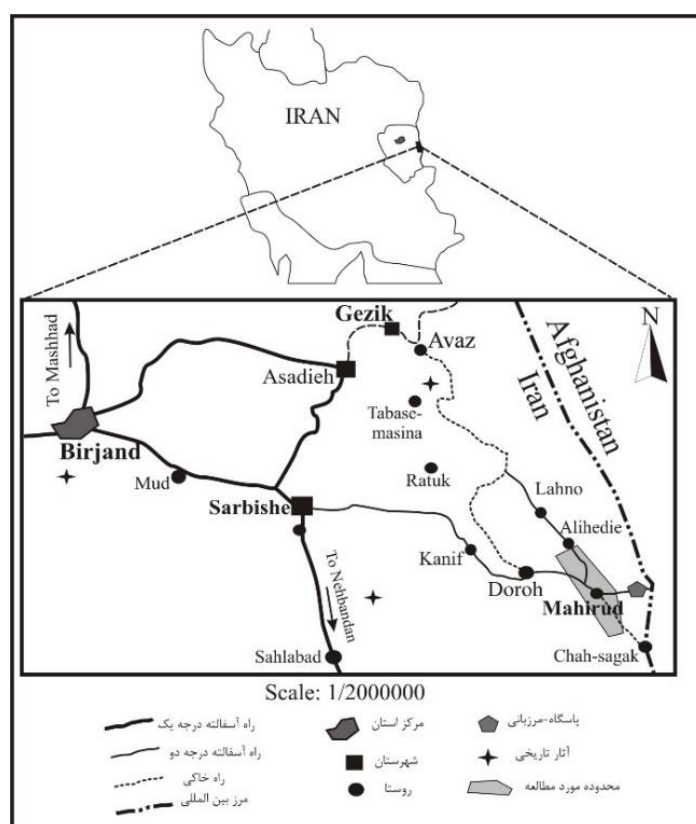
تونالیت ماهیرود در ۱۹۰ کیلومتری جنوب شرقی بیرجند و در حاشیه شمال شرقی پهنه جوش-خورده سیستان واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود و ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک قرار دارد (Guillou et al, 1981). به‌طور کلی مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

چینه‌شناسی: کمپلکس ماهیرود شامل گدازه‌های بالشی با میان‌لایه‌های چرت‌های رادیولاریتی، آندزی بازالت و دایک‌های دیابازی و میکروگابرو است (شکل ۲) که مورد نفوذ استوک‌ها و آپوفیزهای تونالیتی واقع شده و در زیر رسوبات ماسه‌سنگی قرمز رنگ و کنگلومراهای ولکانیکی پالئوسن-ئوسن با مرز گسله قرار گرفته و همه واحدها چین خورده و دگرشکل شده‌اند (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ b). سازندهای چینه‌شناسی شناخته شده در منطقه با سن کرتاسه بالایی-

زون جوش خورده سیستان در جنوب شرق ایران موسوم زون فلش پس از کرتاسه می‌باشد که در جنوب شرق ایران به مکران می‌پیوندد. طبق نظر (Tirrul et al, 1983) زون فلش شرق ایران شامل دو مجموعه افیولیتی، رتوک در غرب و نه در شرق می‌باشد. این دو مجموعه افیولیتی به وسیله حوزه رسوبی سفیدابه از هم مجزا می‌شود. بعضی محققین این کمربند را نتیجه‌ی بسته شدن بازوی نئوتتیس، با طول عمر نسبتاً کوتاه می‌دانند که در طول کامپانین تا پالئوسن به سمت یک حاشیه فعال با شیب فرورانش به سمت شرق متحول شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Tirrul et al, 1983). آن را نتیجه‌ی افزایش متناوب در جهت حاشیه فعال نئوتتیس شمالی می‌دانند که به علت جدایش و دوباره افزوده شدن به بلوک لوت دچار پیچیدگی شده است. افتخارنژاد (۱۳۵۲) پیدایش این حوزه فلشی را نتیجه یک کافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در باختر و بلوک هلمند در خاور دانست که در کرتاسه پیشین شکل گرفته و محلی شایسته برای جایگیری گوشه اقیانوسی و انباشت نهشته‌های فلش گونه بوده است، ولی با سرانجام گرفتن اشتقاق خاور ایران، پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بلوک لوت فرو رفته و آمیزه هی افیولیتی-فلشی خاور ایران به وجود آمده است. دلاوری و همکاران (۱۳۹۵) سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک که در نزدیکی کمپلکس ماهیرود می‌باشند را از نوع ماگماتیسیم جزایر قوسی گزارش نموده‌اند. مطالعات انجام شده براساس ژئوشیمی سنگ کل توسط نیز حاکی از ماگماتیسیم جزایر قوسی در زمیندز سیستان است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵). شیمی کانی‌ها براساس آنالیزهای

ماسه سنگی- شیلی هستند که رسوبات توربیدیتی دور از منشا بوده و دارای ساخت‌های رسوبی مهمی نظیر ساختارهای ریزی زیردریایی می‌باشند. فلیش‌های ناحیه لاهنو به‌طور جانبی و قائم به آهک‌های ماسه‌ای و میکرایتی با میان لایه‌های شیل و سیلت تبدیل می‌شوند. سن این واحدها براساس سن میکرو فسیل‌ها، سنونین زیرین تعیین شده است (Guillou et al, 1981) (شکل ۱).

ترشیری زیرین به دو گروه مجزا تقسیم شده‌اند (Guillou et al, 1981): (۱) گروه بالایی: شامل سازندهای رسوبی-آتشفشانی با سن پالتوسن تا ترشیری، (۲) گروه زیرین: شامل سازندهای فلیشی و کمپلکس آتشفشانی با سن کرتاسه. این مجموعه‌ها به صورت یک تاقدیس وسیع که به نام تاقدیس لاهنو- ماهیروود معروف است، رخنمون دارند. قدیمی‌ترین واحد رسوبی گروه زیرین، در هسته تاقدیس لاهنو وجود دارد و شامل رسوبات



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شرق ایران

نازک صیقلی تهیه شد و این مقاطع با میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور مطالعه شیمی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده تونالیت، آنالیز کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز توسط ریزپردازش الکترونی (EPMA) خودکار مدل JEOL.JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده

مواد و روش‌ها

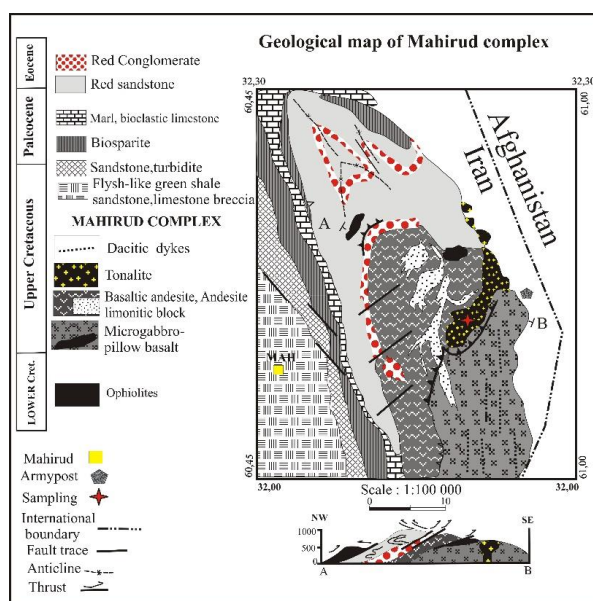
به منظور انجام این پژوهش ابتدا از تونالیت‌های کمپلکس ماهیروود نمونه‌برداری صحرائی غیرسیستماتیک برداشت گردید. سپس تعدادی نمونه سالم‌تر که کمتر تحت‌تاثیر هوازدگی قرار گرفته بودند، انتخاب گردیدند و از آنها مقاطع

را از زمان کرتاسه فوقانی تا کواترنر متحمل گردیده است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ b). در اثر عملکرد فازهای اول و دوم، گسل‌ها و شکستگی‌های اصلی منطقه نیز متناسب با راستای فشردگی و محور چین خوردگی‌ها جهت‌یابی نموده‌اند. گسل‌های منطقه دارای دو نسل متفاوت هستند و در دو راستای NW-SE و NE-SW یعنی عمود بر محورهای چین خوردگی‌های نسل اول (F_1) و دوم (F_2)، جهت‌گیری نموده‌اند. تاثیر این دو حادثه بر روی سنگ‌های شکل پذیر منطقه در برخی از مناطق الگوی تداخلی چین‌های تیپ گنبد و حوضه را ایجاد نموده است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ b).

۱۵ کیلووات و جریان 2×10^{-8} amp در دانشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا در ژاپن انجام شد و نتایج آنالیز در نرم افزارهای Excell و Gcd-kit مورد بررسی و تفسیر قرار گرفت.

نتایج

زمین‌شناسی ساختاری: کمپلکس ماهیرود در شرق ایران، مجموعه‌ای از ساختارهای چین خورده-رانده است و از مهم‌ترین آنها می‌توان به وجود چین خوردگی‌های برهم نهاده^۱ اشاره نمود. کمپلکس ماهیرود و حوزه رسوبی مجاور آن در شرق ایران که تا گزیک ادامه دارند، حداقل ۳ حادثه دگرشکلی فشارشی متفاوت D_1 و D_2 و D_3



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی کمپلکس ماهیرود (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ a)

وسیع‌تری از آندزی بازالت‌ها، گدازه‌های بالشی، میکرو گابرو و دیاباز می‌باشند (شکل‌های ۲ تا ۴). این کمپلکس توسط یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه بالایی و نیز دایک‌هایی با روند کلی N-S تا NW-SE قطع شده است که اغلب ترکیب داسیتی دارند. براساس مطالعات انجام شده قبلی و

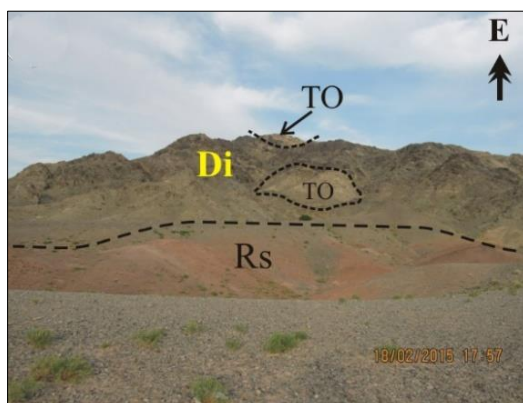
سنگ‌های آذرین: سنگ‌های کمپلکس ماهیرود در دو گروه سنگ‌های خروجی بازیک و سنگ‌های گرانیتوئیدی اسیدی جای می‌گیرند. واحدهای سازنده این کمپلکس در بخش شمالی عمدتاً شامل رسوبات آهکی بیوکلاستیک همراه با جریان‌های گدازه، و در بخش جنوبی شامل رخنمون

بلوک افغان عنوان نموده‌اند. محققین دیگر با بررسی ژئوشیمی بخشی از افیولیت‌های نهبندان، تشکیل این افیولیت‌ها را در شرایط کمان درون اقیانوسی همراه با رخداد ماگماتیسم نوع بونینیتی در بالای منطقه فرورانش (SSZ) می‌دانند (Saccani et al, 2010). علاوه بر این، سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک که در نزدیکی و در ادامه کمپلکس ماهیروود می‌باشند، توسط دلوری و همکاران (۱۳۹۵) مطالعه شده است و ماگماتیسم نوع جزایرقوسی را در این منطقه گزارش نموده‌اند که با یافته‌های حاصل از این پژوهش کاملاً مطابقت دارد.

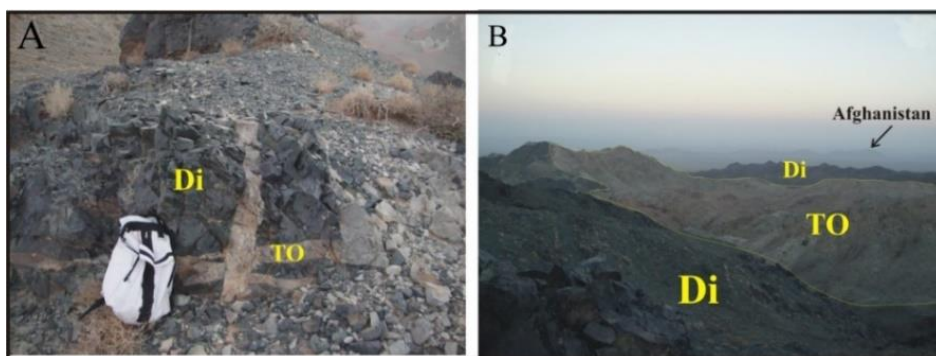
پتروگرافی

روابط صحرایی استوک تونالیتی ماهیروود در شکل های ۳ و ۴ نشان داده شده است. تونالیت ماهیروود در گدازه‌های کمپلکس ماهیروود نفوذ نموده و خود در زیر ماسه سنگ‌های قرمز رنگ پالئوسن قرار گرفته است. تونالیت‌ها در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های سازنده آن به ترتیب فراوانی عبارتند از: کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و اندکی بیوتیت (شکل A ۵). پلاژیوکلازها به مقدار اندک به سریسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند و بعضاً دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل B ۵). کانی بیوتیت در امتداد رخ‌ها در حال تجزیه شدن به کلریت است. آمفیبول‌ها که از نوع هورنبلند هستند، عمدتاً سالم و بندرت به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اپاک تجزیه شده‌اند (شکل C ۵). از کانی‌های فرعی مهم در تونالیت‌های ماهیروود می‌توان به حضور زیرکن و اسفن و مگنتیت اشاره نمود (شکل D ۵).

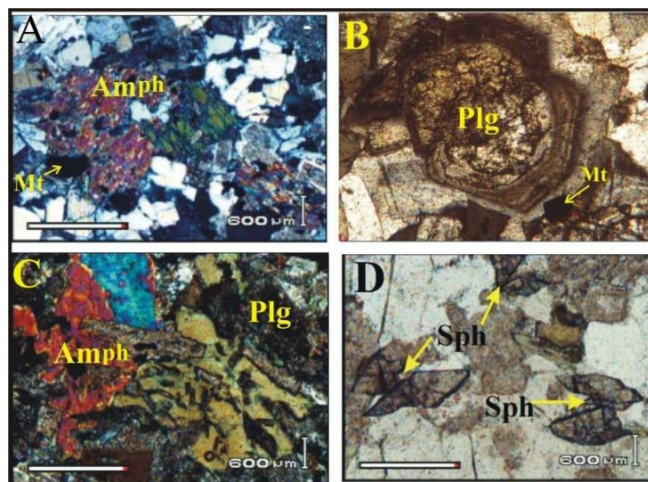
مشاهدات صحرایی حاصل از این پژوهش، اطراف کمپلکس ماهیروود، فرآیندهای دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای، وجود زون‌های برشی میلونیتی و رخداد میگماتیت زایی، در سطح زمین دیده نشده است. براساس مطالعات قبلی انجام شده توسط تیروول و همکاران (۱۹۸۳) در شرق ایران، ماهیت عمومی گروه چشمه استاد (همان ماهیروود)، افیولیتی معرفی شده است اما بدلیل عدم رخنمون گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های اولترامافیک، این موضوع قطعیت ندارد. بر این اساس، گوه‌های افزایشنده دگرشکل شده و حوزه‌های جلوی کمان گسترده شده از بیرجند تا جنوب زاهدان را نشانگر وجود یک بازوی فرعی از اقیانوس نئوتتیس در طی سنونین تا پالئوسن دانسته‌اند و نظریه بازشدگی قاره‌ای و فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان را طرح نموده‌اند. از طرفی، همین محققین، به تناقضات موجود در شرق ایران که با مدل ارائه شده خود تناقض دارد، اشاراتی نموده‌اند از جمله: عدم وجود توالی‌های چین‌شناسی نشانگر تبدیل یک کراتون قاره‌ای به حوضه اقیانوسی، نبود توالی رسوبات تبخیری ضخیم همانند رسوبات کف دریای سرخ امروزی، عدم تطابقت ساختارهای عظیم شرق ایران نظیر: راستای محور چین خوردگی‌های چند مرحله‌ای بزرگ مقیاس با راستای بازشدگی قاره‌ای و فرورانش حوضه اقیانوس قدیمی سیستان که پلاریته آن را شرقی-غربی تا شمال شرق-جنوب غرب در نظر گرفته‌اند (Tirrul et al, 1983). سنگ‌های دگرگونی فشار بالای منطقه صولابست در منطقه شرق ایران، توسط توسط فتوحی راد و همکاران (۲۰۰۵) مطالعه شده و زمان ژوراسیک- کرتاسه فوقانی را برای رخداد فرورانش اقیانوس سیستان به زیر



شکل ۳: واحدهای سنگی منطقه ماهیروود. Rs: ماسه سنگ قرمز پالئوسن-اوسن، Di: دیاباز، TO: تونالیت.



شکل ۴: (A) آپوفیز و دایک‌های تونالیتی، (B) نفوذ استوک تونالیتی ماهیروود در گذازه‌های میزبان، TO: تونالیت، Di: دیاباز.



شکل ۵: (A) بافت گرانولار و درشت بلور هورنبلند (amph) و مگنتیت (mt) در تونالیت ماهیروود؛ (B) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی به همراه مگنتیت (mt)؛ (C) هورنبلند (amph) و پلاژیوکلاز (Plg)؛ (D) کانی اسفن (Sph) در تونالیت، (تصاویر A، B و C: نور عبوری متقاطع، XPL، ۴۰ برابر؛ تصویر D: نور عبوری ساده، PPL، ۴۰ برابر). علائم اختصاری از (Kretz, 1994) اقتباس شده است.

شیمی پلاژیوکلاز

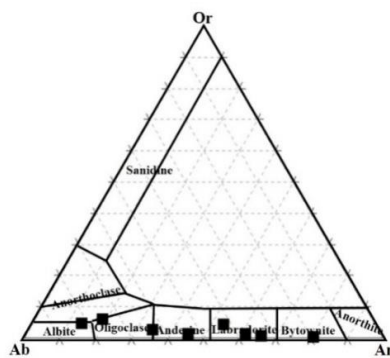
نتایج آنالیز نقطه‌ای انجام شده پلاژیوکلاز در تونالیت ماهیروود در جدول ۱ آورده شده است. ترکیب این پلاژیوکلاز در نمودار ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al, 1992) نشان داده شده است (شکل ۶). ترکیب این پلاژیوکلازها از مرکز به حاشیه از بیتونیت تا الیگوکلاز تغییر می‌کند که بیانگر روند نرمال تفریق بلوری است. به منظور بررسی روند کلی تغییرات کاتیون‌های اصلی سازنده کانی پلاژیوکلاز از بخش مرکزی به سمت حاشیه کانی، پروفیل تغییرات شیمی عناصر، برای تعداد ۵ کاتیون در ۱۱ نقطه کانی پلاژیوکلازها،

ترسیم گردید (شکل ۷). بر این اساس روند افزایشی نمودارها برای کاتیون‌های Si, Na و روند کاهشی برای کاتیون‌های Ca, Al قابل مشاهده است. عنصر K روند تقریباً ثابت خطی نشان می‌دهد که با ماهیت کانی‌های سازنده تونالیت توجیه پذیر است. همان‌طور که در نمودار شکل ۷ مشاهده می‌شود، هسته پلاژیوکلاز آنالیز شده نسبت به حاشیه آن ترکیب بازیک‌تر دارد (ترکیب هسته کانی، بیتونیت و ترکیب حاشیه کانی، آلبیت است).

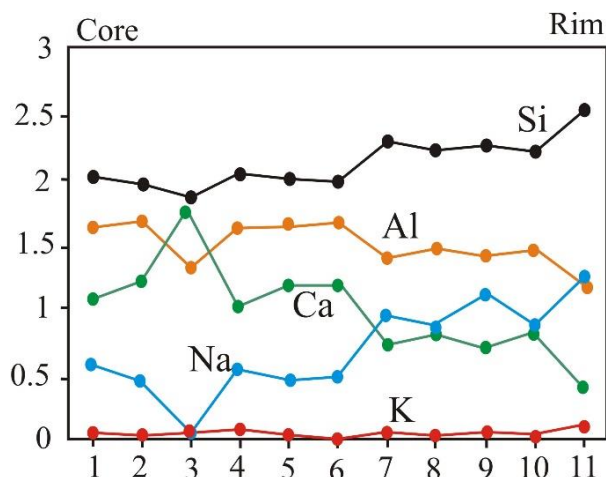
جدول ۱: نتایج آنالیز EPMA پلاژیوکلاز تونالیت ماهیروود

MAH2-8-5	Core							Rim
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55.92	52.8	50.48	52.72	55.36	58.58	63.27	65.71
TiO ₂	0	0	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	28.9	30.21	26.71	29.15	27.95	26.23	22.68	22.14
CaO	11.89	11.77	18.62	12.77	10.41	7.96	4.28	2.95
Na ₂ O	3.07	4.67	2.25	3.94	6.22	7.31	8.52	8.87
K ₂ O	0.06	0.048	0.04	0.12	0.16	0.3	0.69	0.5
sum	99.84	99.49	98.12	98.72	100.11	100.4	99.46	100.21
Oxygens	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.23	2.1	2.05	2.11	2.2	2.33	2.54	2.62
Al	1.54	1.6	1.44	1.65	1.48	1.39	1.21	1.18
Ca	0.95	0.094	1.5	1.02	0.083	0.63	0.34	0.23
Na	0.79	0.74	0.36	0.63	0.99	1.16	1.37	1.41
K	0.01	0.08	0.01	0.02	0.03	0.05	0.11	0.08
Total	5.52	5.51	5.42	5.43	5.57	5.58	5.6	5.54
Or	0.66	4.34	0.33	1.18	1.4	2.59	6.11	4.6
Ab	33.82	42.33	19.37	37.72	53.69	63.07	75.05	81.81
An	65.52	53.33	80.3	61.1	44.91	34.34	18.84	13.59

(Na_{0.93}Ca_{0.60})Al_{1.73}Si_{2.27}O₈ فرمول ساختاری (میانگین):



شکل ۶: ترکیب پلاژیوکلاز تونالیت ماهیروود در دیاگرام Ab-Or-An (Deer et al, 1992).

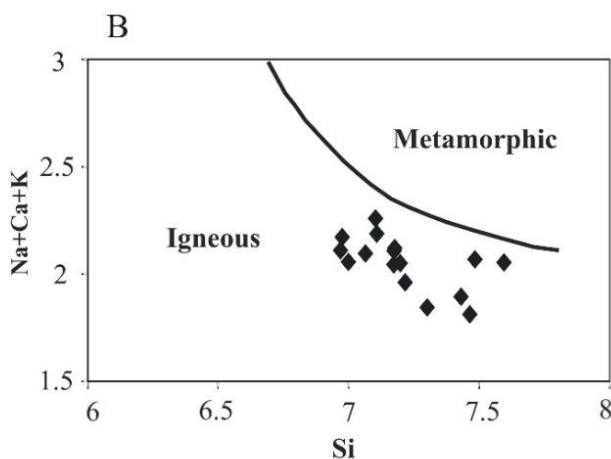
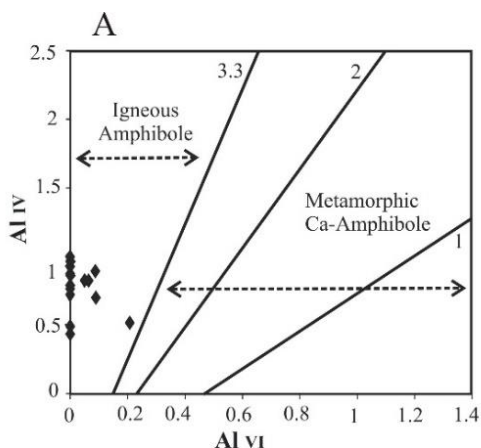


شکل ۷: الگوی تغییرات عناصر اصلی پلاژیوکلاز از بخش مرکزی به حاشیه در تونالیت ماهیرود

شیمی آمفیبول

نشده‌اند (شکل ۸). براساس رده‌بندی (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های مورد بررسی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک بوده و عمدتاً در زیر گروه مگنزیم هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۹).

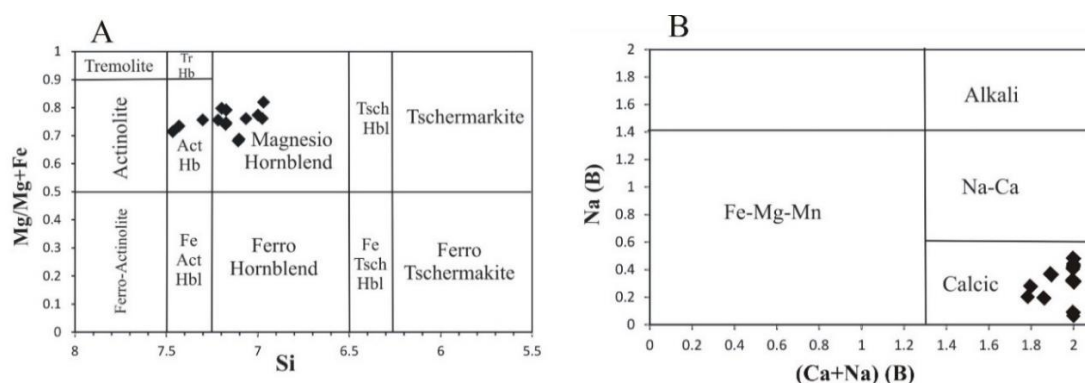
نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول بر مبنای ۲۳ اکسیژن در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، آمفیبول‌های مربوط به تونالیت کمپلکس ماهیرود منشأ آذرین دارند و تحت‌تاثیر فرآیندهای دگرگونی یا ثانویه ایجاد



شکل ۸: A) نمودار تفکیک آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین براساس Al^{IV} در برابر Al^{VI} (Fleet and Barnett, 1978)؛ B) نمودار تفکیک آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین براساس Si در مقابل $Na+Ca+K$ (Sial et al, 1998).

(محدوده S) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). بر این اساس، آمفیبول‌های ماهیرود در محدوده آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش

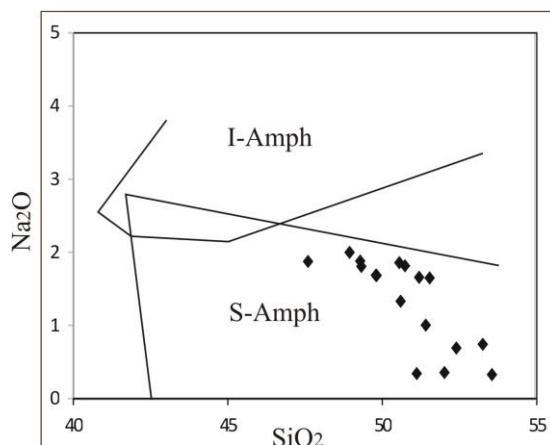
آمفیبول‌های وابسته به فرورانش، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع داخل صفحه‌ای (آمفیبول‌های نوع I) دارند (Coltorto et al,)



شکل ۹: A و B) نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al, 1997) و موقعیت آمفیبول‌های تونالیت ماهیرو

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی ریزکالکترونی EPMA آمفیبول‌های دو نمونه از تونالیت‌های ماهیرو

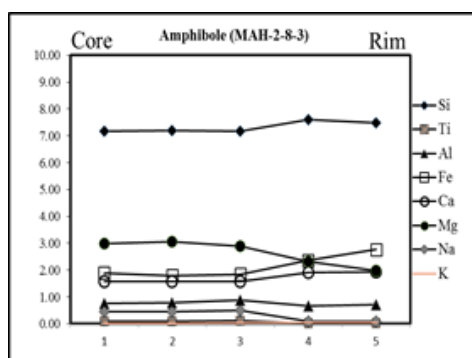
point	Core					Rim					Core					Rim												
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
SiO ₂	49.32	49.82	52.40	49.29	48.94	51.41	50.74	50.55	53.55	53.25	49.79	47.60	52.01	51.12	51.53	51.19												
TiO ₂	1.32	1.01	0.41	1.07	1.20	0.87	5.26	5.31	1.62	2.63	5.83	4.97	3.81	4.20	4.66	4.76												
Al ₂ O ₃	5.77	5.17	2.94	5.57	5.94	4.71	8.41	7.10	0.00	7.80	6.90	7.60	1.44	7.40	10.56	9.61												
Fe ₂ O ₃	11.01	10.84	10.01	11.99	10.33	9.92	8.32	9.30	22.69	9.20	10.10	9.37	18.07	16.00	7.10	8.50												
FeO	6.94	7.15	8.21	5.25	7.03	7.39	0.76	0.69	2.03	1.10	0.64	0.58	0.44	0.39	0.72	0.59												
MnO	0.78	0.70	0.81	0.75	0.61	0.81	13.66	13.66	13.58	12.90	13.81	12.62	10.65	9.03	12.46	12.30												
MgO	13.24	13.60	13.70	14.23	13.56	13.08	10.39	10.33	5.94	11.55	11.04	10.50	12.26	12.34	10.55	10.42												
CaO	10.00	10.52	11.00	10.31	10.36	10.02	1.81	1.86	0.33	0.74	1.69	1.87	0.36	0.34	1.65	1.66												
Na ₂ O	1.81	1.68	0.69	1.88	2.00	1.00	0.20	0.21	0.08	0.15	0.18	0.20	0.19	0.19	0.15	0.16												
K ₂ O	0.22	0.19	0.18	0.18	0.21	0.24	0.52	0.14	0.09	0.10	0.11	0.14	0.01	0.00	0.70	0.28												
Total	100.39	100.67	100.35	100.52	100.17	99.45	102.75	99.14	99.91	99.43	100.08	99.22	101.40	101.01	100.08	99.48												
based on 2ΣO																												
Si	7.00	7.04	7.40	6.95	6.95	7.30	7.17	7.14	7.80	7.46	7.11	7.06	7.59	7.48	7.17	7.20												
Al _{iv}	0.97	0.86	0.49	0.93	0.99	0.70	0.83	0.86	0.20	0.43	0.89	0.87	0.41	0.52	0.77	0.79												
T site	7.97	7.91	7.89	7.88	7.95	8.00	8.00	8.00	8.00	7.90	8.00	7.93	8.00	8.00	7.94	7.99												
Al _{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.05	0.02	0.07	0.00	0.09	0.00	0.25	0.21	0.00	0.00												
Ti	0.14	0.11	0.04	0.11	0.13	0.09	0.10	0.12	0.03	0.04	0.10	0.12	0.01	0.01	0.08	0.09												
Fe	2.00	2.00	2.03	1.89	1.94	1.94	1.88	1.83	2.76	2.23	2.01	2.01	2.36	2.76	1.90	1.80												
Mn	0.09	0.08	0.10	0.09	0.07	0.10	0.09	0.08	0.25	0.13	0.08	0.07	0.05	0.05	0.08	0.07												
Mg	2.80	2.87	2.88	2.99	2.87	2.77	2.88	2.87	2.95	2.70	2.73	2.79	2.32	1.97	3.00	3.06												
O site	5.03	5.06	5.06	5.09	5.01	4.98	5.00	4.93	6.06	5.10	5.00	5.00	5.00	5.00	5.06	5.01												
Ca	1.52	1.59	1.67	1.56	1.58	1.52	1.57	1.56	0.93	1.58	1.69	1.67	1.92	1.94	1.57	1.57												
Na	0.50	0.46	0.19	0.51	0.55	0.28	0.50	0.51	0.09	0.20	0.47	0.54	0.10	0.10	0.44	0.45												
K	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03												
Ca site	2.06	2.09	1.89	2.11	2.16	1.84	2.11	2.11	1.03	1.81	2.19	2.25	2.05	2.07	2.04	2.05												
F	0.00	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.23	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.01	0.00	0.31	0.12												
Cl	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03												
Calculator	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13												
Mg/(Mg+Fe)	0.77	0.77	0.75	0.83	0.77	0.76	0.75	0.76	0.52	0.71	0.68	0.71	0.51	0.44	0.79	0.80												
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	1.85	2.00	2.00	1.80	2.00	2.00	0.95	1.79	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00												



شکل ۱۰: نمودار تفکیک آمفیبول‌های نوع S (آمفیبول‌های وابسته به فرورانش) از آمفیبول‌های نوع I (آمفیبول‌های داخل صفحه‌ای) (Coltorto et al, 2007)

بر این اساس، روند افزایشی نمودارها برای کاتیون‌های Si، Fe و تا حدودی Ca و روند کاهشی برای کاتیون‌های Na، Mg قابل مشاهده است. سایر عناصر روند تقریباً ثابتی نشان می‌دهند.

به‌منظور بررسی روند کلی تغییرات کاتیون‌های اصلی سازنده کانی آمفیبول از بخش مرکز به سمت حاشیه کانی، پروفیل مربوطه برای تعداد ۸ کاتیون در ۵ نقطه کانی ترسیم گردید (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: الگوی تغییرات عناصر اصلی از مرکز به حاشیه آمفیبول در تونالیت ماهیرود

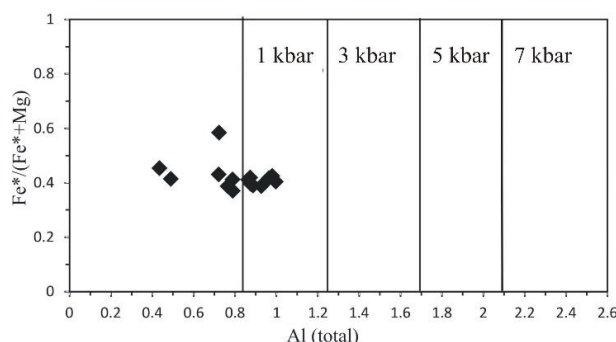
و عمق جایگزینی این توده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (Stein and Dietl, 2001). با توجه به اینکه پلاژیوکلازهای تونالیت مورد مطالعه دارای منطقه‌بندی می‌باشند، نمی‌توان با استفاده از روش‌های رایج محاسباتی، برای دما-فشارسنجی به روش آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست استفاده نمود. روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در آمفیبول

تعیین شرایط دما و فشار

آمفیبول بهترین کانی جهت تعیین دما و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین است، زیرا تقریباً در تمام توده‌های نفوذی کالک آلکالن متبلور می‌شود و در محدوده فشار از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (Stein and Dietl, 2001). آمفیبول سنگ‌های گرانیتوئیدی به‌طور گسترده‌ای جهت برآورد فشار

آمفیبول‌های تونالیت ماهیروود در محدوده تقریبی فشار ۰/۵ تا ۲ کیلو بار در هنگام جایگزینی توده، متبلور شده‌اند. این نتایج به خوبی با مشاهدات صحرایی همخوانی دارد زیرا آپوفیزهای تونالیت کمپلکس ماهیروود توانسته‌اند خود را به سطح رسانیده و درون گدازه‌های بالشی سرد شده در سطح، نفوذ نمایند (شکل ۴).

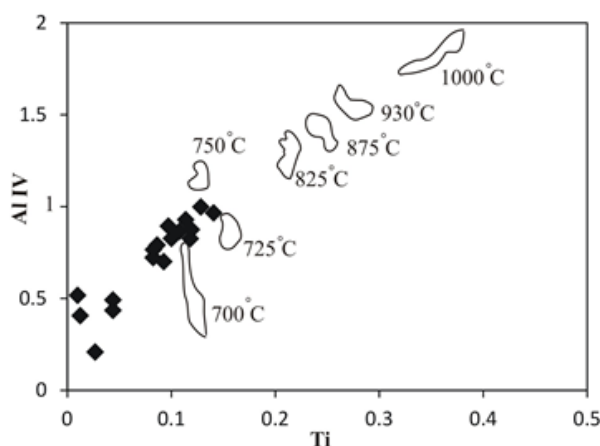
هستند، زیرا مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده است. هر چه مقدار Al کل موجود در آمفیبول بیشتر باشد، عمق محاسبه شده بیشتر خواهد بود (Schmidt, 1992). با استفاده از نمودار شکل ۱۲ براساس پارامتر Al کل در مقابل کسر مولی آهن دوظرفیتی ($X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$) می‌توان ارزیابی کرد که



شکل ۱۲: برآورد فشار ماگما با استفاده از نمودار نسبت آلومینیم کل Al^I به کسر مولی آهن دوظرفیتی $X_{Fe^{+2}}$ (Schmidt, 1992).

نسبت به Ti در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها قابل ارزیابی است (Helz, 1993). بر این اساس دمای تقریبی ۷۰۰ تا ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبول‌ها، در هنگام تشکیل سنگ به‌دست آمده است (شکل ۱۳).

دمای ماگماهای آبدار با ترکیب تونالیتی تا گرانودیوریتی (مستقل از فشار) بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است (Hollister, 1987). مقدار Ti در هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. از طرفی با استفاده از تغییرات مقدار Al

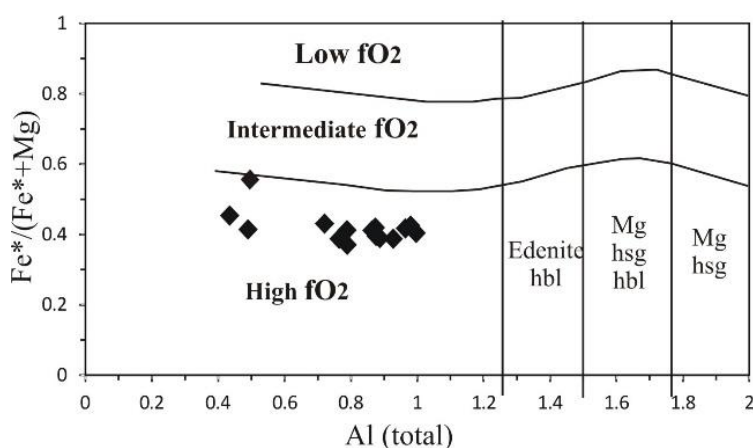


شکل ۱۳: محاسبه دمای تقریبی تشکیل آمفیبول ماهیروود براساس روش هلز (Helz, 1993)

فوگاسیته اکسیژن

یکی از روش‌های متداول ارزیابی مقدار فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $Fe^{+2*}/Fe^{+2*+Mg} > 0.75$ و دارای نسبت $(Fe^{+2*}+Mg) > 0.3$ هستند. بررسی‌ها نشان داده است که نسبت $Fe^{+2*}/(Fe^{+2*}+Mg) > 0.3$ در مگنزیوهورنبلندها با افزایش روند تفریق، افزایش می‌یابد (Anderson and Smith, 1995). چنان‌که در شکل ۱۴ نشان داده شده است، آمفیبول‌های

مورد بررسی در شرایط فوگاسیته نسبتاً بالا تشکیل شده‌اند. هرچه فوگاسیته اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله Al می‌شود (Anderson and Smith, 1995). بر این اساس، تونالیت ماهیرود دارای فوگاسیته بالای اکسیژن است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴: نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول (Anderson and Smith, 1995)

نتیجه‌گیری

تونالیت ماهیرود به صورت یک استوک، گدازه‌های کمپلکس ماهیرود را قطع نموده است. پلاژیوکلازهای این تونالیت، دارای منطقه‌بندی عادی هستند و ترکیب آنها از مرکز به سمت حاشیه از بیتونیت تا آلبیت تغییر می‌کند و هسته پلاژیوکلازها، نسبت به حاشیه آنها ترکیب کلسیک تر دارد. این امر بیانگر روند عادی تبلور تفریقی فلدسپارها می‌باشد. آمفیبول تونالیت ماهیرود در گروه آمفیبول‌های کلسیک نوع مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های

وابسته به مناطق فرورانش هستند. زمین فشار سنجی براساس آمفیبول‌های مورد بررسی، فشار تقریبی معادل ۰/۵ تا ۲ کیلوبار و دمای تقریبی ۷۰۰ تا ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن بالا را برای تشکیل آمفیبول‌ها، هنگام جایگزینی توده و تشکیل سنگ نشان می‌دهند. این یافته‌ها در مقایسه با نتایج ژئوشیمی سنگ-های آتشفشانی میزبان تونالیت‌ها که تشکیل کمپلکس ماهیرود را ناشی از فرورانش اقیانوسی-اقیانوسی در محیط جزایر قوسی واقع در اقیانوس نئوتتیس می‌داند، مطابقت دارد (کشتگر، ۱۳۹۵).

سپاس‌گزاری

نویسندگان این مقاله لازم می‌دانند از زحمات پروفیسور Kazuo Nakashima بدلیل زحمت انجام آنالیزهای EPMA کانی‌ها که در بخش زمین-

پانویس

شناسی دانشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا کشور ژاپن انجام یافته است، قدردانی نمایند.

1-Superimposed folding

-کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و گرگیچ، م.، ۱۳۹۵ a. ژئوشیمی و خاستگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیروود: بقایایی از جزایر قوسی کرتاسه فوقانی در پهنه جوش خورده سیستان، مجموعه مقالات بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران، ص ۳۲۲-۳۲۹.

-کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و ناکاشیما، ک.، ۱۳۹۵ b. تحولات ساختاری کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیروود، شرق ایران، مجموعه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و زمین‌شناسی ساختاری ایران، ص ۱۹۵-۱۸۹.

-Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, v. 80, p. 549-559.

-Ayalew, D. and Ishiwatari, A., 2011. Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation, *Island Arc*, v. 20, p. 78-93.

-Coltorto, M., Bondaiman, C., Faccini, B. and Gogoire, M., 2007. O'Reilly S.Y., Powell W., Amphibole from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos*, v. 99, p. 68-84.

منابع

-افتخارنژاد، ج.، اشتوکلین، ی. و هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۲. مطالبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فلیش در شرق ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحه‌ای، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۲۲.

-دلوری، م.، پوریان، ع. و دولتی، ا.، ۱۳۹۵. سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (زون سیستان) شاهدی از یک زون فرورانش فعال در زمان کرتاسه پسین، مجموعه مقالات بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران، ص ۹۹-۱۰۵.

-Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals, Longman, 263 p.

-Delaloye, M. and Desmons, J., 1980. Ophiolites and Mélange Terranes in Iran: a Geochronological Study and its Paleotectonic Implications, *Tectonophysics*, v. 68, p. 83-111.

-Fleet, M.E. and Barnett, R.L., 1978. Partitioning in calciferous amphiboles from the Froid mine, Sudbury, Ontario, *The Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 527-532.

-Guillou, Y., Maurizot, P. and De la Villcon, H., 1981. Mahrud Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.

- Helz, R.T., 1993. Phase relations of basalts in their melting ranges at $PH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases, *Journal of Petrology*, v.14, p. 249-302.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons, *American Mineralogist*, v. 72, p. 231-239.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*, John Wiley and Sons, New York, 158 p.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos*, v. 117, p. 209-228.
- Schmidth, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304-310.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M. and Cruz, M., 1998. Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil, *Journal of South American Earth Science*, v. 11, p. 457-471.
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald": *Mineralogy and Petrology*, v. 72, p. 185-207.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 134-150.