علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

پتروژنز سنگهای آتشفشانی شمال غرب بم

عادل سرخوشی؛ دانشگاه زنجان مهراج آقازاده^{*}؛ گروه زمینشناسی، دانشگاه پیام نور، ایران علیرضا جوانشیر؛ دانشگاه تربیت مدرس _{دریافت ۹۳/۲}/۲۱

چکیدہ

در شمال و شمالغرب شهرستان بم، فعالیتهای آتشفشانی گستردهای در زمان ائوسن رخ داده و سنگهای آتشفشانی بازیک و اسیدی بههمراه نهشتههای آذرآواری تشکیل شدهاند. نهشتههای ائوسن، بهوسیلهٔ مجموعه دایکهای مختلف قطع شدهاند. سنگهای آتشفشانی ماهیت ساب آلکالن و کالک آلکالن تا شوشونیتی و دایکها ماهیت آلکالن پتاسیک دارند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونهها، الگوی غنیشدگی از عناصر LILE و تهیشدگی از عناصر HFSE را نشان میدهند که با الگوهای مربوط به سنگهای محیطهای فرورانشی و پوستهٔ فوقانی هماهنگ است. همچنین، نمونههای بررسی شده الگوی غنیشدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و نسبتهای متغیری از N(La/Yb) را نشان میدهند. سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی، از تحول ماگهای ناشی از ذوب؛ منشأ گوشتهٔ اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده در شرایط فرورانش پوستهٔ زیرین ایجاد شدهاند. در حالی که، سنگهای ریولیتی از ذوببخشی منشأ مافیک آمفیبولیتی در پوستهٔ زیرین ایجاد شدهاند. در حالی که، سنگهای ریولیتی از ذوببخشی منشأ ماقیک آمفیبولیتی در دایکهای اولیوین بازالتی و بازالتی از ذوببخشی کمتر از ۵ درصدی منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده دایکهای اولیوین بازالتی و بازالتی از ذوببخشی کمتر از ۵ درصدی منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی مانولیتی بر بهوسیلهٔ فرایندهای فرورانش ایجاد شدهاند. ماگماتیسم ائوسن، در منطقهٔ بم، در اثر فرورانش بوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در محیطی آتشفشانی قوس قارهای ایوسن، در منطقهٔ بم، در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به

واژههای کلیدی: سنگهای آتشفشانی، گوشته متاسوماتیسم شده، پتروژنز، ائوسن، بم.

مقدمه

مهمترین ویژگی کمربندهای کوهزایی مرتبط با فرورانش حضور سنگهای آتشفشانی است که مشخصهٔ عمومی آنها غنی شدگی از عناصر ناسازگار بزرگیون (LILEs) و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان زیاد (HFSEs) است [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]. هر چند که، در این کمربندها برتری با سنگهای آتشفشانی حدواسط از نوع آندزیت است، ولی حضور سنگهای بازیک و فلسیک بهویژه این آخری در محیطهای کمانهای آتشفشانی قارهای با فراوانی زیاد گزارش شدهاند [۶]. در محیط کمانهای آتشفشانی قارهای، ماگماتیسم از منابع مختلفی نشأت می گیرد که مهمترین آنها عبارتند از: ۱) گوشته متاسوماتیسم شده با سیالات و مذابهای نشأت گرفته از پوستهٔ اقیانوسی فرورونده و ۲) پوستهٔ قارهای بالایی، اهمیت چشم گیری دارند [۶]، [۷]. این امر پیچیدگیهای تعیین منشأ انواع ماگماها در این محیطها را *نویسنده مسئول چندین برابر میکند. ماهیت ماگماها از تولئیتی، کالک آلکالن تا شوشونیتی و آلکالن در کمربندهای آتشفشانی مختلف گزارش شده است که در محیطهای کمانهای قارهای برتری با ماگماتیسم کالک آلکالن و شوشونیتی است.

هم گرایی صفحات ایران و عربی در اواخر مزوزوئیک و ادامه آن در اوایل سنوزوئیک سبب فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحهٔ ایران مرکزی شده است [۸]، [۹]، [۹]، [۹]. این هم گرایی سبب ایجاد ماگماتیسم عظیمی در کمربندهای سنندج-سیرجان (در دورهٔ مزوزوئیک) و ارومیه-دختر (در دورهٔ ترشیاری) شده است [۹]. کمربند ارومیه-دختر میزبان ماگماتیسم عظیمی در دورهٔ ترشیاری از نوع قوس قارهای [۱۱] یا جزیرهٔ قوسی [۱۲] است. از نظر حجمی، عمده ماگماتیسم در دورهٔ ائوسن رخ داده است. ماگماتیسم عظیم ائوسن در کمربند ارومیه-دختر میزبان ماگماتیسم از ایران و یا ریفتشدگی [۱۴] نسبت داده شده است. در طول کمربند ماگماتیسم ترشیاری عمدتاً ماهیت نئوتتیس [۱۳] و یا ریفتشدگی [۱۴] نسبت داده شده است. در طول کمربند ماگماتیسم ترشیاری عمدتاً ماهیت کالک آلکالن را نشان میدهد. اما ماگماتیسم با ماهیتهای آداکیتی و شوشونیتی نیز از این کمربند گزارش شده است ار [۱۰]، [۱۵]، [۱۶]، اخیرا ماگماتیسم در این کمربند به کاهش شیب صفحه فرورانش نئوتتیس و جابهجایی ماگماتیسم از زون سنندج-سیرجان در مزوزوئیک به کمربند ارومیه-دختر در دورهٔ ترشیاری [۱۹] و همچنین شکستن و پارگی در صفحه فرورونده نئوتتیس در زمان ائوسن [۱۷] نسبت داده شده است.

منطقهٔ بررسی شده در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان بم، بین طولهای جغرافیایی ۲۰۵۰۰ تا ۲۲۲۹۰۰ شمالی وقع شده است (شکل ۱). محدودهٔ مورد نظر، در بین اهالی شهر بم بهنام خنج کاو نامیده می شود. این محدوده شامل بخشی از رشته کوههای واقع در شمال و شمال غرب بم با امتداد شمال غربی خنج کاو نامیده می شود. این محدوده شامل بخشی از رشته کوههای واقع در شمال و شمال غرب بم با امتداد شمال غربی -جنوب شرقی است (شکل ۱) و از مجموعه آتشفشانی کمپلکس هزار (کمربند کرمان) محسوب می شود. این مجموعه آتشفشانی کمپلکس هزار (کمربند کرمان) محسوب می شود. این مجموعه آتشفشانی کمپلکس هزار (کمربند کرمان) محسوب می شود. این مجموعه آتشفشانی، به صورت دگر شیب روی کنگلومرای کرمان با سن کرتاسه پایانی-پالئوسن واقع شده است از این رو، این مجموعه آتشفشانی به صورت دگر شیب روی کنگلومرای کرمان با سن کرتاسه پایانی-پالئوسن واقع شده است از این رو، رخنمون دارند. سنگهای آتشفشانی به مورت دگر شیب روی کنگلومرای کرمان با سن کرتاسه پایانی-پالئوسن واقع شده است از این رو، رخنمون دارند. سنگهای آتشفشانی به مورت کدازه و آذرآواری در مون دارند. نهشتههای آتشفشانی به صورت کدازه و آذرآواری مرمون دارند. نهشتههای معود این زون نهشتههای حدواسط فراوانی کم تری دارند. نه دارند. سنگهای آتشفشانی با ماهیت مافیک و اسیدی غالب است و نهشته های حدواسط فراوانی کم تری دارند. نهشتههای اسیدی حجم عظیمی از رخنمونهای موجود در این زون را به خود اختصاص دادهاند و برتری حجمی زیادی را دارند. (شکل ۱). سنگهای مافیک به صورت روانههای گدازه ای با ترکیب بازالتی تا آندزی بازالتی با نهشتههای مانیدی در زیادی را دارند (شکل ۱). سنگهای مافیک به صورت روانههای گدازهای با ترکیب بازالتی تا آندزی بازلتی و زیادی را زیادی در این زون را به خرد در این زون را به خرد دواسط آندزیتی در زیادی را دارند (شکل ۱). سنگهای مافیک به مورت روانههای گدازهای با ترکیب بازالتی دا آندزی بازی بری زیادی را زیان را به در باز این زون را به مورا می زون را به مراه هستند. رخداد ناچیز نه می می درواس آندزی بر بازمای مردن می کند. در این تحقیق به پترولوژی و پتروژنز سنگهای ژئوشیمیایی، در بارهٔ ای من می هره.

روش پژوهش

برای بررسی دقیق منطقه، اقدام به تهیهٔ نقشهٔ زمینشناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰ شد. در حین تحقیقات صحرایی، از رخنمونهای مختلف واحدهای موجود در منطقه تعداد ۱۰۰ نمونه برای بررسیهای پتروگرافی برداشت شد. در حین برداشت نمونهها، سعی شد که نمونههای سالمتر و فاقد دگرسانی برای بررسیهای آزمایشگاهی برداشت شود. نمونههای برداشت شده، به آزمایشگاه ارسال و از آنها مقاطع نازک تهیه شد و سپس با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. بعد از بررسیهای میکروسکوپی و دستهبندی گروههای مختلف سنگی منطقه، تعداد ۱۴ نمونه سالم انتخاب و برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه GENALYSIS استرالیا فرستاده شدند و بهروش XRF برای عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی تجزیه شدند (جدول ۱).

زمینشناسی

محدودهٔ بررسی شده، در شمال غرب شهرستان بم واقع شده و بخشی از کمربند آتشفشانی شمال و شمال غرب بم را شامل می شود. این نهشته های آتشفشانی، بر اساس پژوهش های ناحیه ای و تهیهٔ نقشه های زمین شناسی کوچک مقیاس، به ائوسن نسبت داده شده اند، که به طور دگر شیب روی کنگلومرای کرمان قرار گرفته اند. بر اساس نقشهٔ زمین شناسی تهیه شده از محدودهٔ بررسی شده (شکل ۱)، رخنمون های ائوسن موجود در منطقه، به دو دستهٔ عمده آذرآواری و گدازه ای قابل تفکیک هستند. هم چنین، این نهشته ها شامل دو ترم عمده مافیک و اسیدی هستند و نهشته های با ترکیب میانه در محدوده حجم کم تری دارند. نهشته های فوق، با دایک های متعددی قطع شده اند که این دایک ها به بعد از ائوسن نسبت داده می شوند.

قدیمی ترین رخنمون های موجود در محدوده را نهشته های رسوبی- آتشفشانی ائوسن با ماهیت آذر آواری تشکیل مىدهند كه بهصورت توالى ماسه سنگ، سيلتستون، توف أندزيتي و لاپيلي توف هستند (شكل ۱). بخش زيرين اين نهشتهها مشخص نیست و در بخش بالایی به نهشتههای آذرآواری و گدازهای اسیدی ختم میشوند. این نهشتهها رنگ قهوهای تیره تا جگری را دارند. در بین نهشتههای مذکور گدازههای آندزیتی تا تراکی آندزیتی و آندزیت بازالتی دیده میشوند. این گدازهها معمولاً ضخامت کمتر از ۵ متر دارند. گدازهها بافت پورفیری و میکروپورفیری دارند و با توجه به مقاومتشان در مقابل فرسایش از سنگهای مجاور برجستهتر دیده میشوند. نهشتههای آذرآواری و گدازههای اسیدی، که ترکیب ریوداسیتی تا ریولیت دارند، با حجم عظیم در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲ a). نهشتههای آذرآواری بهصورت توف دانهریز، ایگنیمبریت، لاپیلی توف و آگلومرا دیده میشوند. در داخل این نهشتهها قطعات سنگی مختلف با ترکیب عمومی داسیت تا ریولیت حضور دارند. سنگهای لاپیلی توف و ایگنیمبریت در این واحد برتری دارند. نهشتههای ایگنیمبریتی ساخت جوشخورده داشته و بهخوبی این ساخت را در خود حفظ کردهاند. در بین این نهشتههای آذرآواری، لایههای گدازه با ترکیب ریوداسیتی رخنمون دارند که گاه لایهها بهصورت لنزهایی دیده میشوند که ابعاد حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر را دارند. رنگ عمومی این نهشتهها خاکستری روشن است و همانند محور آتشفشانی شمال و شمال غرب بم، عمده رخنمون های محدوده نیز به این واحد اسیدی تعلق دارد. گدازه های اسیدی بافت پورفیری و درشت بلورهایی از کوارتزهای خلیجی، فلدسپار و کانیهای مافیک بیوتیت و آمفیبول با حواشی سوخته دارند. در داخل این نهشتهها گاه میان لایههایی از گدازههای آندزیت بازالتی دیده میشوند (شکل ۲ b). این میان لایهها، در مقایسه با نهشتههای اسیدی، حجم ناچیزی دارند. رنگ عمومی آنها تیره است و بافت پورفیری با فنوكريستهاي پلاژيوكلاز و اوليوين ايدينگسيتي و كلينوپيروكسن دارند. هرچند كه، در بخش بالايي سكانس أذرأواري در بخشهایی بهصورت محدود، رخنمونهایی از سنگهای آهکی دیده میشوند؛ ولی این سنگها در همه جا حضور نداشته و پیشروی دریایی گسترده در منطقه را نشان نمیدهند. بهنظر می رسد که، در بخشهایی بهصورت محدود این نهشتهها در یک محیط نیمهدریایی تشکیل شدهاند. روی سکانس فوق نهشتههای بازالتی و آندزیت بازالتی تا آندزیتی قرار دارند. این نهشتهها بهصورت لایههای با ضخامت بیش از ۲۰ متر روی نهشتههای قبلی قرار دارند (شکل ۲ c). گدازههای مذکور، سیاهرنگ تا خاکستری تیرهاند و عموماً بافت میکروپورفیری با فنوکریستهای پلاژیوکلاز و اولیوینهای ایدینگسیتی شده دارند. واحد گدازه ای آخرین تظاهر ولکانیسم ائوسن در منطقه است.

در داخل نهشتههای ائوسن، دایکهای متعددی نفوذ کردهاند که میتوان این دایکها را به بعد از ائوسن نسبت داد (شکل ۱ و شکل d۲). این دایکها ترکیب بازالتی-دیابازی و اولیوین بازالتی دارند. دایکهای با ترکیب اولیوین بازالتی جوانتر از دایکهای بازالتی هستند و آنها را قطع میکنند. دایکهای بازالتی-دیابازی فراوانی چشم گیری، نسبت به دایکهای اولیوین بازالتی، داشته و به رنگ خاکستری تیره دیده میشوند. دایکهای اولیوین بازالتی خاکستری تیرهاند، و نسبت به دایکهای بازالتی، داشته و به رنگ خاکستری تیره دیده میشوند. دایکهای اولیوین بازالتی خاکستری تیرهاند، از یک متر تا بیش از ۱۰ متر عرض و طول آنها تا ۲۰۰ متر و بیشتر دیده میشوند. روند دایکها از شمال غرب-جنوب شرق تا شمال شرقی-جنوب غربی در تغییر است که منطبق بر روند شکستگیهای موجود در منطقه است. این دایکها حاشیههای انجماد سریع نشان میدهند و گاهی به مورت مجموعههای دایک در دایک دیده میشوند.



شکل ۱. نقشهٔ زمین شناسی محدودهٔ بررسی شده با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰

بررسیهای زمینشناسی و صحرایی نشان میدهد که عمده ولکانیسم منطقه ماهیت آذرآواری دارد و فورانهای عظیم با حالت انفجاری در دورهٔ ائوسن در منطقه غالب بوده است که گاه با جریانهای گدازهای همراه شده است. البته در این بین، جریانهای گدازههای مافیک در بخش بالایی سکانس برتری پیدا کرده است. در منطقه، ترمهای اسیدی و بازیک برتری حجمی دارند با این حال، ترمهای میانه نیز با حجم کمتری حضور دارند؛ ولی نسبت به زون کرمان که در جوار منطقه است، حجم سنگهای با ترکیب میانه آندزیتی در این زون کاهش یافته است.



شکل ۲. روابط صحرایی واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدودهٔ بررسی شده، a) رخنمونهای گستردهٔ سنگهای اسیدی در محدودهٔ بررسی شده، b) رخنمون سنگهای آندزیت بازالتی در بین سنگهای فلسیک، c) توالی سنگهای رسوبی وآندزیتی در زیر و سنگهای فلسیک در بالای آنها و سنگهای بازیک در بالاترین بخش توالی d) دایکهای بازالتی در بین نهشتههای فلسیک در محدودهٔ بررسی شده

پتروگرافی

چنان که ذکر شد، عمده رخنمونهای سنگی موجود در محدوده شامل نهشتههای آذرآواری، گدازهای و دایکها هستند. در ادامه، به تفصیل، به ویژگیهای پتروگرافی هر یک از این واحدها میپردازیم.

سنگهای آذر آواری آندزیتی و آندزیتها

قدیمی ترین رخنمونهای موجود در منطقه را سنگهای آذرآواری آندزیتی و آندزیتها تشکیل می دهند، که همراه با نهشتههای رسوبی رخنمون دارند. نهشتههای رسوبی، دامنهای از سیلت سنگ تا توفیت و ماسه سنگ توفی نشان می دهند. همراه با این سنگها، رخنمونهایی از توفهای آندزیتی دیده می شوند، که شامل قطعات سنگی با ترکیبی آندزیت به همراه قطعات شیشه ای دویتره شده و قطعات بلوری عمدتاً پلاژیوکلاز هستند. قطعات بلوری به طور بخشی با کانی های ثانویه مانند سریسیت و کلسیت جای گزین شده اند. این سنگها زمینه کلریتی شده به همراه اکسیدهای آهن فراوان دارند.

در داخل واحد مذکور، میان لایههایی از گدازهٔ آندزیتی دیده می شوند که این سنگها بافت پورفیری و زمینه میکرولیتی دارند. پلاژیوکلاز کانی عمده سنگ است که به صورت فنوکریست و میکرولیتهایی در زمینهٔ سنگ دیده

18.

می شود (شکل ۳ ۵). بلورهای پلاژیوکلاز منطقهبندی ترکیبی و گاه حواشی تحلیل یافته دارند و با کانیهای کلسیت و سریسیت و کلریت بهطور بخشی و یا کاملاً جای گزین شدهاند. در این سنگها کانیهای مافیک عمدتاً شامل کلینوپیروکسن و بیوتیت هستند. گاهی بیوتیتها با کانیهای اپاک از حاشیه جای گزین شدهاند. در برخی مقاطع از این سنگها، آمفیبول از نوع هورنبلند اپاسیتی نیز دیده می شود. عمدهٔ زمینه از میکرولیتهای فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به همراه کانیهای مافیک فلد و کانیهای اپاک از حاشیه جای گزین شدهاند. در برخی مقاطع از این سنگها، آمفیبول از نوع هورنبلند اپاسیتی نیز دیده می شود. عمدهٔ زمینه از میکرولیتهای فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به همراه کانیهای مافیک فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به همراه کانیهای مافیک فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز منگهای مافیک فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به همراه کانیهای مافیک فلد به می شود. عمدهٔ زمینه از میکرولیتهای فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز منگها، آمفیبول از نوع هورنبلند اپاسیتی نیز دیده می شود. عمدهٔ زمینه از میکرولیتهای فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به همراه کانیهای مافیک فلد به می شود. می شود می شود می شود می شود می شود. می شود می شود می شود می شود می مول مانی مانی مانی و بلاژیوکلاز مانی های مافیک فلد می مافیک فلد به مان مانی های اپاک تشکیل شده است.

در محدودهٔ بررسی شده، سنگهای فلسیک رخنمون گستردهای دارند که شامل انواع آذرآواری و گدازهای هستند. سنگهای آذراواری شامل انواع توف، لاپیلی توف و آگلومرا هستند. نهشتههای توفی عمدتاً از نوع لیتیک کریستال توف هستند و حاوی قطعات سنگی با ترکیب اسیدی و گاهی متوسط همراه با بلورهای فلدسپار و کوارتز هستند (شکل ۳ d). همچنین قطعات کانیهای مافیک بیوتیت و آمفیبول اپاسیتی نیز دیده میشوند. در این سنگها سریسیتیشدن فلدسپاره، کلریتیشدن کانیهای مافیک و تبلور مجدد شیشه شایع است. لاپیلی توفها شامل قطعات کانیهای فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول اپاسیتی شده بههمراه قطعات سنگی اسیدی هستند که برتری با قطعات سنگی اسیدی است. همچنین در محدودهٔ بررسی شده نهشتههای سنگی مربوط به جریان خاکستر (Ash flow) به صورت توفهای جوش خورده دیده میشوند. توفهای جوش خورده در نمونه دستی بهرنگهای قهوهای و قرمز گوشتی دیده میشود. حالت جریان یافتگی در نمونهٔ دستی قابل مشاهده است. وجود بلورهای شیری فلدسپار و قطعات شیشهای میشود. حالت جریان یافتگی در نمونهٔ دستی قابل مشاهده است. وجود بلورهای شیری فلدسپار و قطعات شیشهای رنگ و جنس لایهها با هم فرق می کند. این تمایز لایهبندی عمدتاً به دلیل حضور اکسیدهای آذر که دیده میشود که اثر در جه اکسیداسیون متفاوت ایجاد شده است. در بعضی بخشهای این واحد سنگی، لایهبندی نازک دیده میشود که رنگ و جنس لایهها با هم فرق می کند. این تمایز لایهبندی عمدتاً به دلیل حضور اکسیدهای آهن مختلف در لایهها در اثر درجه اکسیداسیون متفاوت ایجاد شده است.

از دیگر سنگهای آذراواری منطقه، ایگنیمبریتها هستند که ساخت ایگنیمبریتی در نمونهٔ دستی نشان میدهند. از جمله بارزترین ویژگیهای میکروسکوپی ایگنیمبریتها، وجود بافت ائوتاکسیتی است (شکل ۳ C). زمینه سنگ، شیشهای و ریزبلور است. ایگنیمبریتها بافت جریانی و جوش خورده در زیر میکروسکوپ نشان میدهند و حاوی قطعات شارد کشیده و تغییر شکل یافته هستند (شکل ۳ C). قطعات بلوری شامل فلدسپاهای پلاژیوکلاز و سانیدین، کوارتز و بیوتیت اپاسیتی شده هستند. در ایگنیمبریتها، تجزیه فلدسپارها به کلسیت و سریسیت متداول است. ایگنیمبریتها عموماً ترکیب ریولیتی دارند.

گدازههای اسیدی در زیر میکروسکوپ بافت پورفیری و زمینه فلسیتیک دارند (شکل ۳ b). بافت میکرولیتی نیز در برخی مقاطع دیده میشود. بلورهای درشت شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین و کانیهای مافیک هورنبلند و بیوتیت هستند. درشت بلورها در یک زمینهای از کانیهای فوق، کوارتز، فلدسپار و شیشه تبلور یافته قرار دارند. پلاژیوکلازها عمدتاً منطقهبندی ترکیبی دارند و گاهی سریسیتی و سوسوریتی شدهاند. بر اساس بررسیهای میکروسکوپی پلاژیوکلازها عمدتاً ترکیب الیگوکلاز دارند. بلورهای آمفیبول و بیوتیت اغلب اپاسیتی هستند و گاهی با کلریت و کانیهای ثانویه جایگزین شدهاند (شکل ۳ d). کانیهای کمیاب آپاتیت، زیرکن بههمراه کانیهای اپاک نیز در مقاطع دیده میشوند. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و صحرایی، میتوان گدازههای اسیدی را به انواع غنی از پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار تقسیم بندی کرد. گدازههای غنی از پلاژیوکلاز ترکیب داسیتی دارند؛ در حالی که گدازههای غنی از آلکالی فلدسپار ترکیب ریولیتی را نشان میدهند.

آندزيت بازالتها و آندزيتها

آندزی بازالتها و آندزیتها بافتهای پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی و آمیگدالوئیدال دارند. این سنگها عموماً فنوکریستهایی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اشکال دروغینی از اولیوینهای ایدینگسیتی شده در زمینهای از کانیهای فوق و شیشه کلریتی و دویتره شده دارند (شکل ۳ ۹). در زمینه، کانیهای اپاک با فراوانی زیاد دیده میشوند. میکرولیتهای زمینه گاهی بافت جریانی نشان میدهند. پلاژیوکلازهای فنوکریست عموماً منطقهبندی ترکیبی نشان میدهند و این بلورها دامنهٔ ترکیبی از بیتونیت تا آندزین دارند. این بلورها گاهی بهطور بخشی سریسیتی و سوسوریتی شدهاند. برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی دارند (شکل ۳ ۲). بلورهای کلینوپیروکسن عمدتاً ترکیب اوژیت دارند و گاهی با کلریت و کلسیت جایگزین شدهاند. بلورهای اولیوین عمدتاً ایدینگسیتی شده هستند و با کانیهای ثانویه سرپنتین، کلریت و کلسیت جایگزین شدهاند. در برخی مقاطع نازک آمیگدالهایی پر شده از کلسیت، کلریت،

دایکها

دایکها به انواع بازالتی و اولیوین بازالتی قابل تفکیک هستند. دایکهای بازالتی حاوی بافت پورفیری در زمینهای میکرولیتی، اینترگرانولار و اینترسرتال هستند (شکل ۳ g). درشت بلورها عمدتاً شامل بلورهای پلاژیوکلاز هستند که در زمینهای از بلورهای پلاژیوکلازها عمدتاً غنی از مؤلفه آنورتیت بوده این از بلورهای پلاژیوکلازها عمدتاً غنی از مؤلفه آنورتیت بوده است و گاهی سوسوریتی هستند. مقاطع مربوط به این سنگها گاهی زمینه کربناتی و کلریتی دارند. این میکرولیتی و کلازها عمدتاً شامل بلورهای پلاژیوکلازها عمدتاً فنی از مؤلفه مربوط به این سنگها گاهی زمینه کربناتی و کلریتی دارند. این آنورتیت بوده است و گاهی سوسوریتی هستند. مقاطع مربوط به این سنگها گاهی زمینه کربناتی و کلریتی دارند. این سنگها حاوی کانیهای کمیاب آپاتیت و ایاک هستند.

دایکهای اولیوین بازالتی حاوی درشت بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن در یک زمینهای از بلورهای پلاژیوکلاز، اولیوین، کلینوپیروکسن و شیشه کربناتی و کلریتی هستند (شکل ۳ h). اولیوینها با سرپنتین، کلریت و کلسیت جای گزین شدهاند و فقط در بخشهای مرکزی آثاری از این بلورها باقیمانده است. پلاژیوکلازها با سریسیت و کربنات جای گزین شدهاند. کلریت و کربنات در این سنگها به طور ثانویه توسعه یافته است.

ژئوشيمى

برای ارزیابی ویژگیهای ژئوشیمیایی، تعداد ۱۴ نمونه از آنها انتخاب و برای عناصر اصلی و کمیاب و نادر خاکی تجزیه شدند. نتایج تجزیههای نمونههای بررسی شده در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد چهار نمونه از ریولیتها، دو نمونه از داسیتها، چهار نمونه از آندزیت بازالتها و آندزیتها و سه نمونه از دایکهای بازالتی و یک نمونه از دایکهای اولیوین بازالتی تجزیه شدند. نمونههای بررسی شده دارای دامنهٔ SiO₂ وسیعی هستند (۴۶–۳۷۷۵٪). بهطوری که، در نمودار [۱۸] دامنهٔ وسیعی از ترکیب تراکی بازالت، بازانیت تا داسیت و ریولیت را نشان میدهند (شکل ۴۴). چنان که در این نمودار مشاهده می شود، اغلب نمونههای مربوط به سنگهای ائوسن ماهیت ساب آلکالن و کالک آلکالن دارند،



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای مختلف سنگی a) گدازههای آندزیتی با بافت پورفیری و فنوکریستهای پلاژیوکلاز، b) سنگهای توفی با بافت آذر آواری و حاوی قطعات سنگی و قطعاتی از بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول اپاسیتی، c) بافت ائوتاکسیتی در ایگنیمبریتها، d) گدازههای اسیدی با بلورهای بیوتیت سوخته و کوارتز و فلدسپار در زمینه فلسیتیک، e) سنگهای آندزی بازالتی با فنوکریست اولیوین در زمینه ای بلورهای پلاژیوکلاز و شیشه کلریتی شده، f) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز و زمینه متشکل از شیشه و میکرولیتهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیتها، g) بافت پورفیری در دایکهای بازالتی با فنوکریست پلاژیوکلاز، h) فنوکریست اولیوین در

در حالی که نمونههای دایکها ماهیت آلکالن نشان میدهند. اغلب نمونهها، میزان Mg0، #Mg0 و عناصر سازگار کمتر از ماگماهای نشأت گرفته از گوشته دارند. این در حالی است که، نمونه تجزیه شده مربوط به اولیوین بازالتها میزان Mg0 (wt 17,۲ Mg%) و Mg# و عناصر سازگار (Ni=183) زیادی دارد که نشان گر تبلور از یک ماگمای اولیه گوشتهای است.

دایکهای اولیوین بازالتی TiO2 کم (۲۰۹۴ به ۳۷%) دارند. در حالی که، دایکهای بازالتی و گدازههای آندزیت بازالتی TiO2 زیادی دارند (۱ الی ۱٫۴ wt ۴٫۴) (جدول ۱). نمونههای بررسی شده، در نمودار K2O در مقابل SiO2 [۱۹] عمدتاً در محدودهٔ کالک آلکالن پتاسیم زیاد قرار دارند (شکل b ۴). این در حالی است که، دایکها در محدوده شوشونیتی قرار دارند. نسبت K2O/Na2O در سنگهای مختلف متغیر است و در داسیتها و ریولیتها بیش از یک و در آندزیت بازالتها و آندزیتها اندک و کمتر از ۷/۱۰ و در دایکها متغیر است و در داسیتها و ریولیتها بیش از یک و به سنگهای هار کر (شکل ۵) نمونههای بررسی شده، روندهای مختلفی نشان میدهند. بهطوری که، نمونههای مربوط به سنگهای فلسیک (ریولیتها و داسیتها) خارج از روندهای مختلفی نشان میدهند. بهطوری که، نمونههای مربوط آندزیت بازالتی قرار دارند. این امر، بهخصوص در نمودارهای عناصر ناسازگار و عناصر با پتانسیل یونی زیاد بهخوبی قابل تشخیص است (شکل ۵). چنان که در نمودارهای هار کر دیده میشود، دایکها روندهایی کاملاً متمایز نسبت به آندزیت بازالتی قرار دارند. این امر، بهخصوص در نمودارهای عناصر ناسازگار و عناصر با پتانسیل یونی زیاد بهخوبی قابل سنگهای آتشفشانی ائوسن نشان میدهند. میزان LOI در نمونههای بررسی شده تقریباً کم است، ولی در دایکها بهدلیل تأثیر دگرسانی پروپیلیتی و دویتره شدن شیشه زمینه، میزان LOI زیاد است (۱۰-۱۰ (۱۷)). بهایندلیل، اکسیدهای اصلی برای استفاده در نمودارها به ۱۰۰ رسانده شده است. نمونههای مربوط به ریولیتها و داسیتها دارای دسبت Co2 در کانیهای تراند و بیوتیت و کانیهای مکان دور محدودهٔ سنگهای متالومین قرار میگیرند (جدول ۱).



شکل ۴. a) نمودار مجموع آلکالیها در مقابل سیلیس [۱۸] و موقعیت نمونهها در این نمودار، b) نمودار K2O در مقابل سیلیس [۱۹] و قرار گیری نمونهها در محدوده کالک آلکالن و شوشونیتی

نوع سنگ	Lower and	ريوليت	ريوليت	ريوليت	ريوليت	داسيت	داسيت
SiO ₂	•,• 1-1••	۷۲,۷۵	٧۴,۶٨	۴۳/۷۳	٧١,۶٢	۵۹,۳۵	87,19
TiO ₂	•,• 1-1••	۰,۲۷	•,1۴	•,14	۰,۲۶	۰,۶۹	۰٫۸۱
Al ₂ O ₃	•,• 1-1••	17,98	11,89	17,00	۱۳,۱	10,88	14,78
Fe ₂ O ₃ ^t	•,• 1-1••	۲,۷۱	1,54	۲,۳۲	۲,۶۱	۵,۹۶	۴,۸۱
MgO	•,•1-1••	٠,٢١	۰,۰۶	•,14	۰,۱۸	۰,۰۶	۰,۵۴
MnO	•,•1-1••	۰,۳	۰,۷	۰,۳	۶, ۶	۰,۵۳	٠,١
CaO	• • • 1 - 1 • •	• .۵Y	• .91	• ,9	1,41	۵,۴۳	۳,۶۳
Na ₂ O	• • • 1 - 1 • •	۳.۰۱	1,59	٢٫٨٩	1,41	۳,۳۶	۴.۳۸
K ₂ O	•.•)-)••	4.91	Y.66	0.77	5.17	٣.٣٧	4.14
P2O5	• • • 1 - 1 • •	•.01	•,٣١	.,41	۶	•.,٢	•.17
LOI		18	١.٠٧	1.69	7.77	7.74	7.00
ppm		.,					.,
Sc	1-1	۴	٢	۴	۴	74	۱۵
V	۲-۱۰۰۰	٢٢	۵	٢٢	١٧	144	۱۲۵
Cr	۲-۱۰۰۰	14	۶	٩	۶	۶	۴
Co	•,۲-۱••••	۱,۸	۰,۷	١,٩	۲,۲	۱۰,۳	۳,۸
Ni	۲-۱۰۰۰	٣	٢	٢	٣	۵	٢
Cu	•,۲-۱۰۰۰	۵	۳,۸	٣,٩	۵	۲۷,۸	٧,٩
Zn	•,۲-۱۰۰۰	77,9	۵۳,۷	۳۷,۳	٩٩	۲۲	۱۱۸
Ga	۰,۰۵-۱۰۰۰	۳,۷۵	۲,۰۴	۳,۵۵	۵,۳۸	8,41	۲,۵۵
As	• ,۵-۱ • • •	۵,۳	۰,۹	11,8	٧,٧	٧,٧	٨
Rb	•.1-1••••	۳۶.۵	18,1	۲۳,۳	٨, ٢۵	۳۷,۶	۱۰,۶
Sr	•.1-1••••	۳۱,۱	۸۴.۵	۴۳,۷	۲۷	144	119
Y	•.•۵-١•••	9.87	۶.۰۳	10.4	11.4	۲۵.۵	۱۷.۵
Zr)-)	11	۴	٩	۵	۶۹	۳۷
Nh	· .۵–۵ · ·	۲.۹	· .٨	7.0).Y	1.8	۲.۲
Cd	•.•۵-١•••	۶		•.•Y	.18	.10	۰.۳۹
Cs	•.1-1•••	7. 8	۳.۰	۲.۳	٨	¥.Y).)
Ba	•.٢-١٠٠٠	57.4	1.8.	٨۵.۵	V9.V	87.8	714
La	•.• ۵-) • • •	18.4	74.4	77.7	10.9	74.0	۲۷.۱
Ce	•.1-1•••	۳۵.۳	۵.۸۴	۴۷.۶	۳۵.۷	٨.٩۵	۶.
Pr	•.• ۵-) • • •	٧.٩۶	٨٦.۵	77.7	Y.)A	۶,۸۶	٨.٧٥
Nd	•.•٢-١•••	۲۸.۸	۲.۸۳	٨.٧٦	75.5	۲۵.۲	74
Sm	•.•۵-١•••	۵.۶	7.7	۵۹.۵	0.19	۵.۰۴	٧.٠۴
Fu	•.•٢-١•••	۰.٩	.,۶).•)	۶۸،۰	۱.۰۸	1.74
Gd		8.49	4.10	8.81	۵.۴	5.77	٧.٣٢
Tb	•.•٢-١٠٠٠	• .14	• ,79	۰.۸۵	. ,99	۰,۸۲	١,٠٨
Dv	•.•٢-١•••	4,97	1,49	0,14	4,54	۴٫۸٣	9,77
Ho	•,•۲-١•••	١,٠٩	٠,٢٧	1,17	۰٫۸۱	۱,۰۸	1,80
Er	۰,۰۵-۱۰۰۰	٣,۴٩	۹۷.۰	r,ff	٢,٣۵	۳,۱۷	۳,۹۱
Tm	•,•۲-١•••	۰,۵۶	•,1۴	۰٫۵۵	٠,۴١	۰,۵	۶۳, ۰
Yb	۰,۰۵-۱۰۰۰	۳,۷۹	٠,٩٩	۳,۵۷	۲,۶۹	۳,۲۲	۳,۸۵
Lu	• ,• ۲-1•••	۰,۵۸	•,1۴	۰٫۵۷	• ,۴۳	۰,۵۲	۶۳, ۰
Та	• ,• 1-1•••	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۲
W	•,1-1••••	۰,۳	۰,۵	۵, ۰	۶, ۰	۰,۵	۰,۶
Pb	•,۲-۱۰۰۰	۱۶,۸	۸.۴	۳۰,۵	۲۹	۵,۱	۶۴,۳
Th	•,•۲-١••••	٧,٢۶	14,1	٩,٧٢	۹,۰۱	۱۳	٨,۵۶
U	•,•۲-١••••	۱,۸	۰,۸۴	۱,۰۶	1,41	۳,۷	۲,۲۵
Hf	•,•۲-١٠٠٠	۰,۲۷	٠,١١	۲۲, ۰	۰,۱۸	1,89	١,٠٧
Sum REE		118,1	۱۰۸,۷۲	۱۳۴,۸۲	۱۰۷,۳۷	۱۳۹,۹۵	188,85
A/CNK		1,18	۰,۹۲	۱,۰۴	۱,۰۱	۰٫۸۱	۰,۸
K ₂ O/Na ₂ O		1,80	4,44	۱٫۸	۳,۳۸	١	۰,۹۴
Total alkali		٨,٢	٩,٣٨	٨,٢٨	٨,١٢	٧,١٢	٨,٩٢
Mg# ^a		۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۱۷	۰,۱۲	۰,۰۲	۰,۱۸
Eu/Eu*b		۰,۴۵	۵, ۰	۰٫۵۱	۰,۴۸	۵۸, ۰	۰,۷۴
La _n /Yb _n		۲,۸۹	18,41	4,84	۳,۹۵	۵,۰۸	۴,۷

جدول ۱. نتایج تجزیهٔ شیمیایی نمونههای بررسی شده از شمال شهرستان بم

^a Mg# = mol MgO/(MgO + FeO). ^b Eu*= $\sqrt{Eu}/(Sm^*Gd)$

1 · . ·	- 11	- 11	- 11	المانية بحقول		C 11 C 11	C 11 C 1.	- 11 - 1 - 1 - 1 - 1
نوع سنک	الدريت بارالت	الدريت بارالت	الدريت بارالت	اندریت بارت	دایک باریک	دایک باریک	دایک باریک	اوليوين بارالت
SiO ₂	۵۰,۹۱	49,75	47,44	۵۲,۱۳	44,01	47,17	49,8	48,45
TiO ₂	1,59	١,١٣	۰,۹۳	۰,۹۷	١,٢٣	١,١٧	1,۴	۰٫۵۹
Al ₂ O ₃	10,41	14,80	۱۷٫۸۲	14,77	۱۷,۹۸	18,80	10,77	۱۲,۹۳
Fe ₂ O ₃ ^t	14.9	1.,14	۸,۸۴	٨,٩٧	9,44	٨,۵٧	9,49	٨,٢١
MgQ	۳.۲۵	٨٣.٢	۲.۷۵	۳٨.۲	۳.۷۷	۳.۵۷	4.4	11.71
MnO		. \6	. 15	. 18	•) ¥	•) Y	•) ¥	10
	·,11	· ,1/	•,11	-,11	•,11	•,11	-,11	17
CaO	۲,• ۲	۲,۲۱	۸,۰۸	7,89	۸,۵٦	٦,۵٢	۸,٦۶	1.,11
Na ₂ O	۴,۰۸	۴,۱۱	۳,۱۸	۲٫۸۲	۲,۹۳	7,04	7,99	7,91
K ₂ O	۳,۰۹	7,18	1,89	۲,1۶	4,44	7,41	۲,۱۲	۲,۶
P ₂ O ₅	۰,۲۱	٠,٢١	۰,۲	۰,۲۱	۰,۳۸	۰,۵۳	۰,۴	۰,۲۵
LOI	۵,۴۸	4,14	1,18	۳,۰۶	۱۰,۲۲	٨,٢١	۱۰,۹	٩,٧٣
ppm								
Sc	۱۹	٢٢	14	77	۱۹	۲۵	74	١.
V	19.	749	۲۳۸	740	۲۳۸	777	708	179
, Cr	9	9.	9	17	15	¢¥	1	V.
CI			` 			~ ~ ~	1-7	
Co	11,	17,1	1.1	۱۰,۸	11	11,0	10,1	1 ^,1
Ni	۶	۲۰	11	٨	۱۵	44	49	١٨٣
Cu	17,5	47,4	٨٠	18,8	۳۱,۴	84,8	49,9	80,1
Zn	۱۱۳	117	۸۱,۴	٨,٣٧	۶۳	117.	۱۱۳	۶۸,۳
Ga	14	١٣	۱۰,۴	٨,٣	٩,۵	11,4	9,.4	٨,٧۵
As	٨,٨	۵,۴	١,٣	۴,۳	۲,۳	۳۸,۸	۱۱,۵	۲۳,۱
Rb	۲۳,۱	<i> </i>	٨٩	١٧	117	۳۷,۲	4,4	۶۱,۶
Sr	877	17.	۳۸۶	١٠٨	0A.F	۵۳۰	907	177.
v	Vev	7# V		14.7	2711	¥. V	12 -	4.10
1	17,1	11,1				, i		7,10
Zr	11	14	77	11	111	1.	11	14
Nb	۵, ۰	۵, ۰	١,٣	١,١	١,٣	٠,٩	٨,٠	١,٨
Cd	۰,۳۵	۰,۰۷	۰,۲۷	۰,۱	۰,۱۳	۱,۵۱	• ,87	۰,۱۵
Cs	٩,٣	۰,۹	۲,۵	۲,٣	۱۵,۲	۱۰,۱	4,8	۳۷۴
Ba	۲۵۰	۴۰,۱	۷۲,۳	114	۲۰۷	١٢٢	774	۳۹۶
La	۱۸,۲	۱۸,۲	17,1	18,7	14,1	۳۱,۸	۲۴,۸	۳۵,۲
Ce	۶.۷۳	41.7	۵.۷۳	۳۶.۵	61.7	۶۸.۴	۵۲.۱	80.4
Dn	۸۳	* 19	Ψ Ψλ	¢ 44	د ۸۹ د ۸۹	1 7 1	64	1.97
NJ		1,11		7,11	7,001		,,, ,,,	~ ,
Na	11,1	17,7	11	۱۵,۶	17,7	11	10	1
Sm	۵,۰۴	5,55	5,59	۵٫۸۲	۵,۶۱	9,99	۵,۰۷	7,77
Eu	۱,۶۱	١,١٣	۸۸, ۰	1,67	۱,۶۸	١,٩	۱,۵۱	١,٢
Gd	۵,۱۶	4,. 7	۳,۲۳	۵,۷۶	۵,۷۶	۶,۶۸	۵,۲۹	•
Тb	۰,۸۷	۰,۸۲	۰,۵۸	۱,۰۳	۰,۸۴	۰,۹۵	۰,۷۷	۰٫۵۲
Dy	۵,۱	4,99	۳,۵۳	۶,۲۳	4,77	۵,۲۶	4,87	۲,۹۱
Но	١,١	۱,۰۸	۰,٧٩	1,4	١,٠١	١,٠٩	۰,۹۲	۰,۶۱
Fr	۳.۰۶	۳.۰۵	٨٦.٦	۴.۰۵	۸۸.۲	۲.٩٩	۲.۵۶	1.89
Tm	. *6	. ۴۸	. ۳۸	. 64	. 44	. ۴۸	. **	. 79
1 III X/L	Y 1 X	ο,1 ω 	ο,1 ω 	د <i>ب</i> ر ا	7 61	τ., τω τ. γ. γ. γ.		1
YD	١,٨۵	1,71	1,11	1,71	1,71	1,80	11.1	1,01
Lu	• ,**	•,۴١	۰,۳۵	۰,۶۵	•,**	• ,19	٠,٢٩	۰,۲۷
Та	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	•••	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱
W	۰,۲	٠,١	۰,۲	۰,۲	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	۰,۲
Pb	۳۱	11,۴	۵,۳	١٧	84,8	۶۲,۹	۵۸,۵	۹,۷
Th	١,۶	۲,۸۳	۳,۶۱	۳,۷۳	۴,۸۷	۲,۷۹	۲,۰۲	۵,۴۶
U	۰,۴۹	1,17	١,٢۵	١,٠٢	1,49	۰,۷۹	۰,۳۲	١,١٣
Hf	• ^4		• .٨٧	}	۰ ۳	. 49	• ٣١	. 41
Sum DEE	1.1.69	1.45.1	49 63		,. 186 A A	١٧. ٧٣		,
SUII KEE	1	1.1,01	Λ \ <i>7</i> ω	117,1	111,00	117.,11	11.1,A	161,17
A/CNK	۸۸, ۰	۰,۸۶	۰٫۸۲	۰,۷۵	۰,۷۴	۰,۶۸	• ,99	•,19
K ₂ O/Na ₂ O	۰,۷۵	۰,۵۲	•,47	۰,۷۶	١,١٧	۰,۹۴	۰,۷۱	۰٫۸۹
Total alkali	۲۸,۲	۶ , ۹۱	4,94	۵,۴۳	۶,۹۸	۵,۳۷	۵٫۵۹	۵,۹۶
Mg# ^a	۰,۴۱	• ,49	۰,۳۸	•,• ٢	•,44	۰,۴۵	۰,۴۸	۰,۷۳
Eu/Eu* ^b	٠,٩٧	۲۸, ۰	۰,۸۳	۰,۷۵	۰,۹	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰,۷۱
La./Yb.	4,77	4,47	۵,۴۹	۲٫۸۷	۶,۲	۷,۷۳	۶,۹۳	14,99
···· - ····		1	1					

ادامه جدول ۱



شکل ۵. نمودارهای هارکر و عناصر کمیاب در مقابل سیلیس و همچنین استرانسیوم در مقابل باریم. چنانکه در این نمودارها دیده میشود، نمونهها از روند تفریق پیروی نمیکنند. برای توضیحات به متن مراجعه شود. علایم همانند شکل ۴ است

در نمودارهای عنکبوتی، نمونههای بررسی شده، غنی شدگی از عناصر LILE و تهی شدگی از عناصر HFSE نشان میدهند و در اغلب نمونهها، الگوی کوهانی شکل در فراوانی عناصر کمیاب، عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه، دیده می شود (شکل ۶) . نمونههای مربوط به داسیتها و ریولیتها علاوه بر تهی شدگی از عناصر HFSE (Nb, Ta,) Ti)، گودیهایی نیز در عناصر Sr و Ba و همچنین Zr نشان میدهند. نمونههای بررسی شده، غیر از اولیوین بازالتها و بازالتها، آنومالی مثبت سرب نشان میدهند. همانند داسیتها و ریولیتها، الگوی عناصر در آندزیت بازالتها و آندزیتها، دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی گودیهایی در Nb-Ta و Zr نشان میدهند.

نمونههای بررسی شده، غنیشدگی از عناصر LREE نسبت به HREE نشان میدهند و نسبت LA/Yb) در آنها متغیر و زیاد است (جدول ۱). بهطوریکه، این نسبت در ریولیتها بین ۲/۸ تا ۴/۳ (بهغیر از یک نمونه که میزان زیاد ۱۶/۴ نشان میدهد) و در داسیتها بین ۲/۷ الی ۵/۰ آندزیتها و آندزیت بازالتها مابین ۲/۸ الی ۵/۴، دایکهای بازالتی بین ۲/۶تا ۷/۷و اولیوین بازالتها ۱۴/۹ است. همچنین نسبت ^{*}Eu/Eu در سنگهای مختلف بررسی شده، متفاوت است، بهطوریکه در ریولیتها و داسیتها بهترتیب ۲۵/۰–۵۱/۱ و ۲۵/۰–۷/۲۰، در آندزیتها و آندزیت بازالتها ۲۵/۰– ۹۷/۰و در بازالتها ۲۸/۰–۹۱/۱ و در اولیوین بازالتها ۲/۱ است (جدول ۱).

بحث

پتروژنز

سنگهای بررسی شده، در واقع بخشی از ولکانیسم ایران مرکزی در زمان ترشیاری هستند. چنانکه ذکر شد، رخنمونهای سنگی منطقه شامل نهشتههای وسیع آذرآواری و گدازههای فلسیک بههمراه گدازههای بازیک و هم چنین گدازه و آذرآواریهای با ترکیب میانه هستند. این نهشتهها با دایکهای بازیک بازالتی و اولیوین بازالتی قطع میشوند. نمونههای مربوط به ائوسن، بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، ماهیت کالک آلکالن دارند. اغلب نمونههای بررسی شده، ویژگیهای ماگماهای مرتبط با محیطهای فرورانشی و متأثر از پوسته قارهای را نشان میدهند. این امر، بهخصوص در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶)، با حضور آنومالیهای منفی در Nb-Ta-Ti مشخص میشود. این سنگها، الگوی غنیشدگی از عناصر LILE و غنیشدگی از عناصر LREE نسبت به HREE نشان میدهند. غنی شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار در سنگهای منطقه را میتوان بهواسطهٔ غنیشدگی در منبع گوشتهای، درجهٔ کم ذوب بخشی، تفریق بلوری و یا آلودگی پوستهای توجیه کرد [۲۱]. پژوهش گرانی از جمله [۲۲] و [۲۳] بیان کردهاند که غنیشدگی از عالیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شدهاند، بهوجود میآید. در حقیقت، باقیماندن الا و IT در اقیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شدهاند، بهوجود میآید. در حقیقت، باقیماندن الا و IT در اقیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شدهاند، بهوجود میآید. در حقیقت، باقیماندن الا و IT در بخش ماندر رویا آبرای این اله و المایت این از این از ماه می اسوماتیسم با سیالات و مذابهای که از پوستهٔ اقیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شدهاند، بهوجود میآید. در حقیقت، باقیماندن الا و IT در اقیانوسی و رسوبات همراه در حال فرورانش ناشی شدهاند، بهوجود میآید. در حقیقت، باقیماندن الا و IT در

بر اساس نظر [۲۶]، گدازههای مربوط به مناطق فرورانش با نسبت زیادی از LREE/HFSE و LREE/HFSE و LREE/HFSE و Th/Yb در و بیهنجاری منفی Nb، Ta و گاهی بیهنجاری منفی در Zr و Ti و Hf مشخص می شوند. در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (شکل ۵ ۷)، نمونههای بررسی شده، در محدودهٔ بالای آرایه گوشتهای قرار دارند. در این نمودار، نمونههای سنگهای فلسیک و مافیک و دایکها در بالای آرایه گوشتهای، و در محدودهٔ متأثر از فرایندهای متاسوماتیسم ناشی از فرورانش قرار دارند. در نمودار Y/Y در مقابل Y، نمونههای بررسی شده، ویژگیهای ماگماهای نشأت گرفته در محیطهای قوس آتشفشانی را دارند و در محدودهٔ آداکیتها قرار ندارند. در این نمودار، ریولیتها میزان نسبت Y/Y خیلی کم و Y کم دارند (شکل V). در ادامه به تفصیل به پتروژنز هر یک از سنگهای مختلف موجود در منطقه می پردازیم.



شکل ۶. نمودارهای عنکبوتی برای سنگهای مختلف منطقهٔ بررسی شده، مقادیر عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه و میانگین پوسته زیرین و بالایی برای مقایسه از [۲۰]

آندزيتها و آندزيت بازالتها

سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی بهصورت روانههای گدازهای و نهشتههای پیروکلاستیک دیده میشوند. این سنگها ویژگیهای ماگماهای فرورانشی را نشان میدهند (اشکال ۶ و ۷). در نمودارهای عنکبوتی، سنگهای فوق تهیشدگی از عناصر HFSE و غنیشدگی از عناصر LILE را نشان میدهند. چنانکه در نمودارهای عنکبوتی نیز دیده میشود، این سنگها غنیشدگی از bP نشان میدهد که شاخص ماگماهای نشأت گرفته از پوسته و زونهای فرورانشی است. دامنهٔ عناصر سازگار و Mg# (جدول ۱) این سنگها نشان گر این است که آنها نمیتوانند مستقیماً از گوشته ایجاد شوند. همچنین، میزان دامنه SiO2 آنها بر خلاف این است که از منبع صرف پوستهای ایجاد شوند.



شکل A. V) نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb که نمونههای بررسی شده در منابع متأثر از فرایندهای فرورانشی قرار دارند. نمودار و محدودهها از [۲۷]، b) نمودار Sr/Y در مقابل Y، نمونههای بررسی شده در محدودهٔ مربوط به ماگماهای قوسی قرار دارند و ماهیت آداکیتی نشان نمیدهند. نمودار و محدودهها از [۲۸]

در محیطهای فرورانشی، سنگهای آندزیتی و آندزیتی بازالتی میتوانند از منابع مختلفی مانند ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی پوسته قارهای زیرین، تحول ماگماهای مافیک مشتق شده از گوشتهٔ متاسوماتیسم شده در طی فرایندهای ^۱ AFC و MASH^۲ ایجاد شوند [۱]. دامنهٔ SiO2 در سنگهای آندزیتی و آندزیتی بازالتی مابین ۵۲ الی ۵۷ درصد است. ماگماهای با این میزان دامنه SiO2 نمیتوانند از منبع پوسته قارهای زیرین و پوسته اقیانوسی فرورونده ایجاد شوند. در ضمن ماگماهای ایجاد شده از منبع پوسته اقیانوسی فرورونده ویژگیهای آداکیتی نشان میدهند که سنگهای منطقه این ویژگی را ندارند. از این رو، سنگهای آندزیت بازالتی و آندزیتی بررسی شده میتوانند از تحول ماگماهای گوشتهای طی فرایندهای AFC و MASH ایجاد شوند. این چنین منشأیی برای اغلب میتوانند از تحول ماگماهای گوشتهای طی فرایندهای AFC و MASH ایجاد شوند. این چنین منشأیی برای اغلب

نمونههای آندزیتی دارای نسبتهای La/Nb (>۲) و La/Th (۷>) که شاخص ماگماهای آندزیتی در زونهای فرورانش هستند [۱]. چنانکه از نمودارهای هارکر مربوط به این سنگها برمی آید (شکل ۵)، در حین صعود، ماگمای مربوط به سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی فرایند تفریق بلورین را تحمل کرده است. در اثر فرایند تفریق بلورین، کانیهای اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز در مخازن ماگمایی پوستهای از ماگمای مادر آنها تبلور یافتهاند. تفریق پلاژیوکلاز بهواسطه نسبت کم *Eu/Eu (۱۰/۵ الی ۱۹۹۷) نیز قابل استنباط است. آنومالی منفی در Nb-Ta ممکن است ناشی از باقیماندن این عناصر در کانیهای ذوب نشده گوشته [۳۰] و یا واکنش بین ماگمای اولیه با پریدوتیت گوشتهای باشد [۳۱]. تهیشدگی از Ti نیز ممکن است بهوسیله تبلور کانیهای حاوی اکسید آهن- تیتان کنترل شده باشد. با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی ذکر شده در مورد این سنگها، ماگمای مادر آنها از گوشته متاسوماتیسم شده، با فرایندهای فرورانش، ایجاد شده است. ماگمای ایجاد شده، در پوسته ماگمای مادر آنها از پوسته بالایی،

برای ارزیابی کانیشناسی و درجهٔ ذوب بخشی منشأ گوشتهای، از عنصر شدیداً ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm استفاده شده است. La و Sm بهوسیلهٔ کانیشناسی منشأ گوشتهای (اسپینل و یا گارنت) تحت تأثیر قرار نمی گیرند؛ از

^{1.} Assimilation Fractionation contamination

^{2.} Melting-Assimilation-Storage-Homogenization

این رو، اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی کلی منشأ ارائه میدهند. در حالی که Vb، به حضور و عدم حضور گارنت در منشأ وابستگی شدیدی دارد؛ از این رو، نسبتهای عناصر مذکور می تواند اطلاعاتی در مورد ترکیب کانی شناسی منشأ و نیز میزان ذوب بخشی ارائه دهد. با این وصف، نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm، برای ارزیابی کانی شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ، ارزیابی شده است [۳۲]. در این نمودار، نمونههای آندزیتی و آندزیت بازالتی ائوسن در محدودهٔ منشأ لرزولیت غنی از اسپینل قرار دارند (شکل ۸). اکثر نمونههای آندزیتی و آندزیت بازالتی ائوسن در محدودهٔ منشأ ارزولیت نمی از اسپینل قرار دارند (شکل ۸). اکثر نمونههای آندزیتی و آندزیت بازالتی ائوسن در محدودهٔ منشأ ارزولیت لرزولیت غنی از اسپینل قرار دارند (شکل ۸). اکثر نمونهها در محدوده ۱۰-۱۰٪ درجه ذوب بخشی منشأ اسپینل لرزولیت قرار گرفته اند. از این رو، ماگمای اولیه آندزیتها و آندزیت بازالتهای ائوسن از ذوب بخشی یک منشأ اسپینل لرزولیت متاسوماتیسم شده با فرایندهای فرورانش نشأت گرفته است. ماگمای حاصل، سپس در حین صعود، فرایندهای MASH و MASH و AFC را تجربه کرده است.



شکل ۸. Sm/Yb در مقابل La/Sm برای تعیین منشأ و کانیشناسی گوشته و درصد ذوببخشی آندزیت بازالتها و دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی، نمودارپایه [۳۲]

داسيتها

سنگهای داسیتی در منطقه همراه با سنگهای ریولیتی دیده میشوند. این سنگها سرشت متاآلومین و ویژگیهای سنگهای فلسیک نوع I را نشان میدهند. سنگهای داسیتی بررسی شده، میتوانند از منشأهای مختلفی همانند ذوب بخشی پوسته زیرین، ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و یا از تحول ماگماهای آندزیتی و آندزیتی بازالتی ایجاد شوند. حجم محدود سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی در مقایسه با سنگهای فلسیک، مخالف فرضیه تشکیل ماگمای مربوط به سنگهای فلسیک از تحول ماگماهای مافیک است. این امر، از نمودارهایهارکر نیز قابل استنباط است. بهطوریکه، در اغلب نمودارهایهارکر، سنگهای داسیتی در ادامه روند تحول سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی قرار ندارند (شکل ۵).

میزان بالای عناصر آلکالی در داسیتها (مابین ۲-۹ درصد)، برخلاف این است که آنها از ذوب قطعه فرورانده شده ایجاد شوند. همچنین، با توجه به دامنهٔ MgO و ویژگیهای ژئوشیمیایی، ماگمای داسیتی نمیتواند از ذوب مستقیم گوشته ایجاد شود. شواهد تجربی ذوببخشی سنگهای پوستهای بهوسیله [۳۳] اثبات کرد که ماگماهای نوع I کالک آلکالن پتاسیم بالا میتوانند بهوسیلهٔ ذوببخشی سنگهای متوسط تا مافیک کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالای آبدارتشکیل شوند. ذوب بخشی سنگهای پوستهای مانند آمفیبولیت، متاگری وک و متاپلیت منجر به تشکیل مذابهای متفاوت درشرایط ذوب متفاوت میشود [۳۴]، [۳۵]. در نمودار پیشنهاد شده برای تمایز پروتولیت منشأ، نمونههای داسیتی منطقه عمدتاً در محدودهٔ سنگهای مافیک (مانند آمفیبولیت، متابازالت، متاتونالیت) پلات میشوند (شکل ۹).

ريوليتها

چنان که ذکر شد، مهم ترین مدلهای منشأیی برای تشکیل ماگماهای فلسیک در محیطی قوس آتشفشانی شامل دو گروه الف) فرآیندهای AFC [۳۳] و ب) ذوب بخشی پوسته زیرین بر اثر گرمای حاصل از ماگمای مافیک با منشأ عمیق تر یا گوشته ای است [۳۷]. حجم زیادی از رخنمون های موجود در محدودهٔ بررسی شده را نهشته های آذر آواری و گدازه ای با ترکیب ریولیتی تشکیل می دهند. این حجم از سنگهای ریولیتی، نمی توانند از طریق فرایند تفریق بلورین ماگماهای مافیک و میانه موجود در منطقه حادث شوند. هم چنان که از نمودارهای هار کر (شکل ۵) بر می آید، این سنگها در ادامه روند تحول سنگهای داسیتی قرار ندارند. میزان SiO₂ بالا و غنی شدگی از عناصر ناساز گاری مانند MT و AFC میاید به دنبال منابع دیگر بود.





تعیین منشأ سنگهای ریولیتی و داسیتی، نمودار از [۳۴]

جلد ۱، شمارهٔ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۴

ریولیتها ویژگیهای ماگماهای کالک آلکالن را دارند و جزء ماگماهای فلسیک (گرانیتوئیدهای) نوع I هستند. از نظر اندیس شاند، این سنگها متاآلومین تا پرآلومین هستند و در مرز بین این دو گروه قرار دارند. در نمودارهای عنکبوتی، عادیسازی شده نسبت به گوشتهٔ اولیه، ریولیتها آنومالی منفی در Ta-Ti و Ba, Sr و P و آنومالی مثلبت dP نشان میدهند. نمونههای ریولیتها نسبت ^{*}Eu/Eu کم و بین ۲۰/۵–۱۵/۰دارند. از این رو، این امر دلالت بر حضور پلاژیوکلاز در منشأ و یا جدایش این کانی در حین تفریق دارد. ویژگیهای ژئوشیمیایی نظیر غنیشدگی مثبت dP نشان میدهند. نمونههای ریولیتها نسبت ^{*}Eu/Eu کم و بین ۲۰/۵–۱۵/۰دارند. از این رو، این امر دلالت بر حضور پلاژیوکلاز در منشأ و یا جدایش این کانی در حین تفریق دارد. ویژگیهای ژئوشیمیایی نظیر غنیشدگی عناصر ناسازگار A/CNK و CM مالی منفی مالی منفی در A/NK بیش از یک و A/CNK کمتر از یک در سنگهای ریولیتی، با مذابهای حاصل از پوسته زیرین همخوانی بیشتری دارد. در نمودار شکل ۹، که برای تمایز سنگهای ریولیتی، با مذابهای حاصل از پوسته زیرین همخوانی بیشتری دارد. در نمودار شکل ۹، که برای تمایز میلیتها سنگری کاری در منشاً مالی منفی مال و یا جدایش این کانی در حین تفریق دارد. ویژگیهای ژئوشیمیایی نظیر غنی شدگی مالی منگی و کارک ای در مین آز یک و مارک ۹۰ مارز بیک و مارز از یک در مالی منور پلاژیوکلاز در منشا و یا جدایش این کانی در حین تفریق دارد. ویژگیهای ژئوشیمیایی نظیر غنیشدگی مالی و مالی مالی منفی مال و کار مارز دارند. مالی در در نمودار شکل ۹، که برای تمایز استگریوک قرار دارند.

دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی

دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی نهشتههای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را قطع میکنند و جوان تر از ائوسن هستند. دایکهای بازالتی بهوفور در منطقه دیده میشوند. در حالیکه، دایکهای اولیوین بازالتی با فراوانی کم در منطقه رخنمون دارند. در نمودار [۱۸]، دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی، در محدودهٔ سنگهای آلکالن و بهترتیب در محدودهٔ تراکی بازالت و بازانیت قرار دارند. دایکهای بازالتی میزان SiO₂ ۴۷ تا ۵۱ درصد نشان میدهند و میزان Mg# و عناصر سازگار در آنها پایینتر از ماگماهایی است که مستقیماً از ذوب گوشته ایجاد شدهاند (جدول ۱). از این رو، این سنگها دچار فرایند تفریق بلورین در حین صعود شدهاند و ماگماهای اولیه نیستند.

اولیوین بازالتها، در مقایسه با بازالتها، میزان MgO, #Mg و مقادیر عناصر سازگار زیادی دارند و در محدودهٔ ماگماهای نشأت گرفته از گوشته قرار می گیرند. همچنین، این سنگها میزان نفلین نرماتیو زیادی دارند (حدود ۱۵ درصد). در حالیکه، در بازالتها میزان نفلین نرماتیو کم است (کمتر از ۱۰ درصد). همچنین، در مقایسه با بازالتها، ولیوین بازالتها میزان می TiO₂, Al₂O₃ اندک دارند (جدول ۱ و شکل ۵). آنومالی منفی Nb-Ta، در نمودارهای عنکبوتی، نشان گر این است که ماگماهای منفی از ۲۰ درصد). در مقایسه با بازالتها، اولیوین بازالتها میزان در ماین نفلین نرماتیو کم است (کمتر از ۱۰ درصد). همچنین، در مقایسه با بازالتها، اولیوین بازالتها میزان می TiO₂, Al₂O₃، در نمودارهای عنکبوتی، نشان گر این است که ماگمای اولیه دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی از منبع گوشته متاسوماتیسم شده با فرایندهای فرورانشی ایجاد شدهاند. این امر، در نمودار کالتی و اولیوین بازالتی از منبع گوشته متاسوماتیسم شده با فرایندهای فرورانشی ایجاد شدهاند. این امر، در نمودار ولیه دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی از منبع گوشته متاسوماتیسم شده با مرایندهای فرورانشی ایجاد شدهاند. این امر، در نمودار ولیوین بازالتی از منبع گوشته متاسوماتیسم شده با مرایندهای فرورانشی ایجاد شدهاند. این امر، در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb نیز مشهود است، به طوری ده مرونههای بررسی شده در بخش بالایی آرایه گوشتهای و در محدودهٔ منابع متأثر از فرایندهای فرورانشی قرار دارند (شکل ۷ ۵). در نمودار Xa (مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در محدودهٔ منابع متأثر از منبع گوشته لرزولیتی غنی شده در شکل ۷ ۵). در نمودار Sm/Y در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مودار (شکل ۷ ۵). در نمودار Sm/Yb در مقابل Ia/Sm) در مقابل Ia/Sm) در مدودار در محدودهٔ منابع متأثر از فرایندهای فرورانشی قرار دارند (شکل ۷ ۵). در نمودار Sm/Yb در مقابل Ia/Sm) در مودار Ia/Sm) در محدودهٔ منابع متأثر از منبع گوشته لرزولیتی قرار دارند

نشأت گرفتهاند که میزان اسپینل در آن بیش تر از گارنت است. هم چنان که در این نمودار نیز مشهود است، ماگماهای مربوط به دایکهای اولیوین بازالتی و بازالتی از ذوب کم تر از ۵ درصد یک منشأ گارنت اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده بهوسیلهٔ فرایندهای فرورانشی ایجاد شدهاند (شکل ۸).

محيط تكتونيكى

کمربند آتشفشانی شمال بم، موازی با کمربند ماگمایی جبال بارز و با راستای شمال غربی-جنوب شرقی، از ابارق تا نرمانشیر ادامه دارد. ادامه شمال غربی این کمربند آتشفشانی با گسل نایبند بریده و قطع می شود. در بخش جنوب شرقی ادامه این کمربند به دشت نرمانشیر ختم می شود و در ادامه احتمالاً به وسیلهٔ گسل کهورک بریده و قطع می شود. این گسل را ادامه جنوب غربی گسل نهبندان می توان محسوب کرد. کمربند مذکور به فاصله ۵۰ کیلومتری شمال تا شمال شرق کمربند جبال بارز قرار دارد. این دو کمربند، به واسطهٔ گسل شمال بم، از هم دیگر جدا می شوند که این گسل ادامه گسل نایبند در نظر گرفته شده است. کمربند آتشفشانی شمال بم حدود ۵۰ کیلومتر عرض و ۲۰۰ کیلومتر طول دارد و ماگماتیسم گستردهای را در طول ائوسن به همراه داشته است. نه شته های آتشفشانی ائوسن عمدتاً ماهیت مافیک و فلسیک دارند و ترمهای میانه در آنها فراوانی کم تری دارند. که در مقایسه با کمربند جبال بارز ویژگی شاخص این کمربند است. انواع دایکهای بازالتی با سن بعد از ائوسن نه شتههای آتشفشانی را قطع می کند.

در نمودارهای تمایز تکتونیکی که برای سنگهای مافیک و دایکها و همچنین سنگهای فلسیک ترسیم شده است عموماً سنگهای منطقه در محیط قوس آتشفشانی قرار می گیرند. در نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ از [۴۲]، تمام نمونههای بررسی شده مربوط به سنگهای آتشفشانی و دایکها در محیطهای قوسی قرار دارند (شکل ۱۰ a).

برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای اسیدی (گرانیتوئیدها)، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است [۴۳]، [۴۴]، ولی قابل استفادهترین آنها نمودارهایی هستند که براساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشد. چنانچه در شکل ۱۰ b ملاحظه میشود، نمونههای ریولیتها و داسیتها در محدودهٔ قوس آتشفشانی قرار می گیرند. در نمودار Rb در مقابل V+Nb، که برای تمایز محیط تکتونیکی سنگهای اسیدی ارائه شده است[۴۳]، [۴۳]، نمونههای مربوط به ریولیتها و داسیتهای منطقه در محیط قوس آتشفشانی قرار دارند. چنان که در شکل ۲ ۵ نیز مشخص است، نسبتهای زیاد La/Yb و Th/Yb در نمونههای ریولیتهای منطقه، با شکل گیری آنها در محیط تکتونیکی حاشیه فعال انطباق دارد.

برای تعیین محیط تکتونیکی سنگهای مافیک، نمودارهایی که از عناصر کمتر متحرک و غیرمتحرک در آنها استفاده شده باشد. کاربرد بهتری دارند به این منظور از نمودار مثلثی La/10-Nb/8-Y/15 [۴۵]، که برای سنگهای بازالتی کاربرد دارد، استفاده شد. در این نمودار، نمونههای آندزیت بازالتی و آندزیتی مربوط به ائوسن و دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی منطقه در محدودهٔ بازالتهای مناطق قوس قارهای قرار می گیرند (شکل ۲۰ c).

با توجه به مطالب مذکور، تاریخچه تکتونیکی منطقه را میتوان اینچنین بازسازی کرد. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش جنوبی بلوک کویر لوت و ایران مرکزی همانند سایر بخشهای کمربند ارومیه-دختر، باعث رخداد ماگماتیسم عظیمی در ائوسن و بعد از ائوسن شده است. سیالات و مذابهای حاصل از آبزدایی و ذوب پوسته اقیانوسی و رسوبات فرورونده سبب متاسوماتیسم گوشتهٔ بالایی شده است. ذوب این گوشته متاسوماتیسم شده سبب ایجاد ماگماهای بازیک با ویژگی زونهای فرورانشی شده است. این مذابها در حین صعود به سمت بالا دچار تحول شدهاند. همچنین، در این مرحله، در تحول ماگماها احتمالا فرایند ⁽MASH [۴۶] نیز نقش بهسزایی داشته است.

در اثر این فرایندها، ماگماهای بازیک حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده به انواع ماگماهای آندزیتی و آندزیت بازالتی متحول شدهاند. انباشته شدن مذابهای مافیک در مرز بین گوشته و پوسته و افزایش گرادیان زمین گرمایی، سبب ذوب پوسته زیرین آمفیبولیتی و سنگهای متاگریوک شده است. مذابهای حاصل بهترتیب ایجاد ماگماهای داسیتی و ریولیتی را کرده است. بعد از ائوسن، بهدلیل برخورد صفحات قارهای و آشفتگیهای دمایی ناشی از آن، گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیتی در درجات متفاوت ذوب شده است و در نتیجه ماگماهای مربوط به انواع دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی ایجاد شدهاند.



شکل ۱۰. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی سنگهای بررسی شده، a) در نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃، نمونههای بررسی شده در محدوده قوس قرار دارند، b) در نمودار Rb در مقابل Y+Nb، نمونههای ریولیتی و داسیتی در محدودهٔ سنگهای فلسیک مربوط به قوس قرار دارند، c) در نمودار مثلثی Y/15-Nb/8-La/10، نمونههای آندزیت بازالتی و دایکها در محدودهٔ سنگهای کالک آلکالن مربوط به محیطهای کوهزایی و قوس قارهای قرار دارند. نمودارها به تریب از [۲۲]، [۴۲]، [۴۲]

نتيجهگيرى

کمربند آتشفشانی شمال بم، در دورهٔ ائوسن و بعد از آن ماگماتیسم گستردهای را تحمل کرده است. در این کمربند، انواع سنگهای آتشفشانی و آذرآواری اسیدی و بازیک و همچنین با حجم کمتر سنگهای با ترکیب میانه در

^{1.} Melting-Assimilation-Storage-Homogenization

زمان ائوسن تشکیل شدهاند. سنگهای اسیدی دامنهٔ ترکیبی از داسیت تا ریولیت را دارند. سنگهای ائوسن، بهوسیلهٔ دایکهای با ترکیب بازالتی و اولیوین بازالتی قطع میشوند.

نمونههای بررسی شده دامنه ترکیبی از بازالت و بازانیت تا ریولیت را نشان میدهند. اغلب نمونههای بررسی شده، به غیر از دایکها، ماهیت ساب آلکالن و کالک آلکالن دارند. سنگهای بررسی شده، در نمودارهای عنکبوتی، غنی شدگی از عناصر LILE و تهی شدگی از عناصر HFSE را نشان میدهند. ریولیتها و داسیتها ماهیت متا آلومین دارند و قابل مقایسه با ماگماهای فلسیک نوع I هستند.

براساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگهای مختلف بررسی شده، از منابع مختلف گوشتهای و پوستهای نشأت گرفتهاند. سنگهای ریولیتی از منشأ متاگریوک در پوسته و داسیتها از منشأ آمفیبولیت در پوستهٔ تحتانی ایجاد شدهاند. سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی از تحول ماگمای نشأت گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده در اثر فرایندهای AFC و MASH ایجاد شدهاند. دایکهای بازالتی و اولیوین بازالتی از ذوببخشی گوشته لیتوسفری با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیتی در اثر درجات ذوب بخشی متفاوت ایجاد شدهاند. سنگهای آتشفشانی بررسی شده در محیطی تکتونیکی قوس آتشفشانی تشکیل شدهاند.

منابع

- 1. Gill J.B., "Orogenic Andesites and plate Tectonics", Springer, New York (1981).
- Tatsumi Y., "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones", Journal of Geophysical Research 94 (1989) 697-707.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., Mc-Dermott F., "Mantle and slab contributions in arc magmas", Annu Rev. Earth Planet. Sci., 21 (1993) 175-204.
- 4. Arculus R.J., "Aspects of magma genesis in arcs", Lithos 33 (1994) 189-208.
- Pears J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas", Annul Review of earth and planetary Sciences Letter 23 (1995) 251-285.
- 6. Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwind Hyman London, (1989).
- Lustrino M., Marjorie W., "The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province", Earth-Science Reviews 81 (2007) 1-65.
- Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burke, C.L. Drake, (Eds.)", The Geology of Continental Margins, Springer, New York (1974) 873-887.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spkman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine (2011) 1-34.

- Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene-Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt", NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, Lithos 180-181 (2013) 109-127.
- Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindukush, Hymalaya", geodynamic evolution. In: (eds) Gupta H and Delany F, American Geophysical Union, Geodynamics Series 3(1981) 5-32.
- 12. Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405-417.
- Alavi M., "Tectonic of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretations", Tectonophphysics, 229 (1994)211-238.
- Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., "Alkali character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation", Geol. Rundsch, 73 (1984) 917-932.
- 15. Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., "Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland, The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran", Geological Magazine 148 (2011) 980-1008.
- 16. Omrani J., Agard P., Whitechurch 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.
- 17. Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- Le Maitre R.W.A., "Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell, Oxford (1989).
- Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area", Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58 (1976) 63-81.
- 20. Sun S.S., McDonugh W.F., "Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantel composition and processes, In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds)", Magmatism in ocean basin Geology Society Special Publication London 42 (1989) 313-345.
- 21. Alici P., Temel A., Gourgaud A., Kieffer G., Gundogdu M.N., "Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Golcuk area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas", Journal of Volcanology and Geothermal Research 85 (1998) 423-46.

- 22. Fitton J.G., James D., Leeman W.P., "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", Journal of Geophysical Research 96 (1991) 13693-13711.
- Thompson R.A., Johnson C.M., Mehnert H.H., "Oligocene basaltic volcanism of the northern Rio Grande rift: Sun Luis Hills Colorado", Journal of geophysical research, 96 (1991) 13577-13592
- 24. Ringwood A.E., "Slab-Mantle interactions: Petrogenesis of intra plate magmas and structure of the upper mantle", Chemical Geology 82 (1990) 187-207.
- 25. Sanders H.L., Grassle J.F., Hampson G.R., Morse L.S., Garner-Price S., Jones C.C., "Anatomy of an oil spill: long-term effects from the grounding of the barge Florida off West Falmouth", Massachusetts, J. mar. Res. 38 (1980) 265-380.
- 26. Castillo P.R., "An overview of adakite petrogenesis", Chinese Science Bulletin 51(2006) 257-268.
- Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 123 (1994) 251-285.
- Defant M.J., Drummond M.S., "Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc", Geology 21 (1993) 547-550.
- 29. Askren D.R., Roden M.F., Whitney J.A., "Petrogenesis of tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the western USA", Journal of Petrology 38 (1997) 1021-1046.
- McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of continental lithospheric mantle, In: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths", Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Editors), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 1 (1991) 478-485.
- 31. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn J.T., "Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle", Earth Planet. Sci. Lett. 120 (1993) 111-133.
- 32. Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.
- Roberts M.P., Clemens J.D., "The origin of high potassium, calc-alkaline", I-type granitoids, Geology 21(1993) 825-828.

- 34. Patino Douce A.E., "Effects of pressure and H2O content on the compositions of primary crustal melts", Trans R Soc Edinburgh Earth Sci 87 (1996) 11-21.
- 35. Patino Douce A.E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fern_andez, C. & Vigneresse, J. L. (eds) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques", Geological Society, London, Special Publications 168 (1999) 55-75.
- 36. Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama", Crater Lake, Oregon, Contribution to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 224-256.
- 37. Guffanti M., Clynne M.A., Muffler L.J.P., "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust", Journal of Geophysical Research 101 (1996)148-227.
- Chappell B.W., White A.J.R., "I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83 (1992) 1-26.
- 39. Thuy Nguyen T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Van Long T., "Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam, Journal of Asian Earth Sciences 23 (2004) 467-482.
- 40. Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: its Composition and Evolution", Blackwell, Oxford (1985).
- 41.Weaver B.L., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", Nature 310 (1984) 575-577.
- 42. Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag (1997).
- 43. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- 44. Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B., "An evaluation of the Rb vs. (Y+ Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks", Lithos 40 (1997) 261-293.
- 45. Cabanis B., Lecolle M., "The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination", Competes Rendus de l'Academie des Sciences, 309 (1989) 2023-2029 (in French with an English abstract).
- 46. Hildreth W., Moorbath S., "Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile", Contributions to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 455-489.