

شواهد ریخت‌شناسی، ساختاری، بافتی و کانیایی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج، جنوب شرق کرمان

علیرضا شاکر اردکانی*^۱، محسن آروین^۲ و رولند اوبرهنسلی^۳
^۱بخش معدن، دانشکده صنعتی- معدنی زرنده، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
^۲بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
^۳بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پتسدام، آلمان

چکیده

منشور افزایشی مکران در جنوب شرق ایران مشتمل بر زون‌های کشتی مزوزوئیک از آمیزه‌های افیولیتی و افیولیت‌های بزرگ دست نخورده، بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس را که به زیر اوراسیا فرورانش کرده است، نشان می‌دهد. به سمت شمال منشور افزایشی مکران، گودال جازموریان قرار گرفته که یک حوضه پشت قوسی مرتبط با فرورانش است. مجموعه گنج، یکی از مجموعه‌های افیولیتی مکران داخلی است که در طرف غرب منشور افزایشی مکران و گودال جازموریان قرار گرفته، به وسیله سیستم گسلی جیرفت در غرب محدود می‌شود. مجموعه گنج با سن کرتاسه فوقانی شامل گدازه‌های جریان‌ی، گدازه‌های بالشی، سنگ‌های نفوذی اسیدی و سنگ‌های رسوبی است که توسط دایک‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق قطع شده‌اند. این مجموعه شباهتی به یک توالی شاخص افیولیتی ندارد؛ زیرا فاقد سنگ‌های پلوتونیک مافیک و اولترامافیک پوسته‌ای و گوشته‌ای است. گدازه‌های بالشی مجموعه گنج، عمدتاً ترکیب الیوین بازالتی داشته، از لحاظ شکل به دو صورت غده‌ای و لوله‌ای و در اندازه‌های عادی و غول پیکر با سطوح دارای شکستگی‌های قشر نانی هستند. از لحاظ پتروگرافی این گدازه‌ها سه زون بافتی شیشه‌ای خارجی (زون ۱)، حدواسط (زون ۲) و تمام بلورین داخلی (زون ۳) را نشان می‌دهند. هر زون به وسیله تفاوت‌های تجمعی الیوین و پلاژیوکلاز که بافت‌های مختلفی را توسعه داده‌اند، قابل تشخیص هستند. بازالت‌های بالشی مجموعه گنج دارای بافت‌های وریولیتیک، پورفیریتیک، پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، اینترسرتال، اینترگرانولار و آمیگدالوئیدال هستند. کان‌شناسی آن‌ها مشتمل بر پلاژیوکلاز \pm الیوین \pm پیروکسن + کان‌ی کدر است. سطح بیرونی و شیشه‌ای پیلولاواها عمدتاً شامل یک یا ندرتاً چند پوسته است. پوسته‌ها شامل سه لایه بوده که این سه لایه از سمت حاشیه به طرف داخل عبارتند از: (۱) سیدروملان، (۲) تاکیلیت سیاه، و (۳) تاکیلیت با حفرات کشیده.

واژه‌های کلیدی: گدازه بالشی غده‌ای، گدازه بالشی غول پیکر، گدازه بالشی لوله‌ای، مجموعه گنج، مکران

مقدمه

حوضه‌های اقیانوسی ایجاد شده اند. زون‌های ساختاری مرتبط با آن‌ها عبارتند از:

(۱) کمربند جنوبی با روند شمال غرب- جنوب شرق که کمربند پری- عربی (Ricou, 1971) یا اقیانوس نئوتتیس جنوبی (Sengor, 1984, 1990) نامیده می‌شود؛

(۲) کمربند ایران مرکزی (روند شمالی- جنوبی و شرقی- غربی) که بقایایی از اقیانوس‌های نائین- بافت، سبزواری و سیستان را نمایش می‌دهد (McCall and Kidd, 1981; Tirrul *et al.*, 1983)؛

(۳) کمربند جازموریان با روندهای شرقی- غربی و سپس شمال غرب، که بقایایی از اقیانوس مکران را به نمایش می‌گذارد (خط درز مکران داخلی از McCall و Kidd, ۱۹۸۱)؛ به گونه‌ای که مجموعه گنج متعلق به این کمربند است.

محققانی نظیر McCall و Kidd (۱۹۸۱) و McCall (۱۹۸۵، ۱۹۹۷)، زمین‌شناسی ناحیه مکران ایران را به ایالت‌های ژئوتکتونیک‌های مختلفی تقسیم نمودند که شامل ناحیه آمیزه رنگین و ناحیه جدایشی مکران داخلی است و مشتمل بر سه مجموعه اصلی بندزیارت- دره انار، گنج و رمشک- مختارآباد است. مرزهای بین این افیولیت‌ها کاملاً گسله است؛ لذا این افیولیت‌ها می‌توانند قسمتی از یک افیولیت بزرگتر باشند که اکنون به صورت مجموعه‌های جدا از هم درآمده‌اند (McCall, 1985).

از آنجایی که گدازه‌های بالشی یکی از اجزاء اصلی بخش آتشفشانی در توالی‌های افیولیتی هستند، لذا این مقاله یک بازنگری توصیفی از مورفولوژی‌های موجود در گدازه‌های بالشی موجود در مجموعه گنج را ارائه کرده، همچنین فاکتورهای مسؤول در شکل‌گیری مورفولوژی‌های گوناگون گدازه‌های بالشی موجود را

افیولیت‌های ایران قسمتی از افیولیت‌های تتیسی خاورمیانه هستند که به علت موقعیت جغرافیایی منحصر به فردشان از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند، زیرا آن‌ها افیولیت‌های آسیا (برای مثال پاکستان و تبت) را به افیولیت‌های مدیترانه و کارپتیان (برای مثال تروُدوس، یونان و شرق اروپا) متصل می‌کنند. افیولیت‌های ایران بر اساس سن و فراوانی به دو دسته افیولیت‌های پالئوزوئیک با فراوانی کم و مزوزوئیک با فراوانی زیاد تقسیم می‌شوند (Arvin and Robinson, 1994).

افیولیت‌های مزوزوئیک قطعات گسیخته شده‌ای از اقیانوس نئوتتیس را به نمایش می‌گذارند که در طول تریاس بین اوراسیا و گندوانا توسعه یافته است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1987, 1990). زون‌های خط درزی مزوزوئیک در ایران به وسیله نواحی مشخص منقطع از توده‌های مرتبط به افیولیت مشخص می‌شوند. این زون‌های خط درزی در قالب مدل‌های مختلفی تفسیر می‌شوند. این افیولیت‌ها را Ricou (۱۹۷۱) به عنوان بخشی از یک اقیانوس واحد در نظر می‌گیرد؛ در حالی که دیگران از جمله Berberian و King (۱۹۸۱) و Knipper و همکاران (1986) معتقدند که نظم افیولیت‌های جداشده بیانگر حوضه‌های اقیانوسی متفاوتی است. نظریه اخیر با طبیعت ماگمایی متفاوت مجموعه‌های افیولیتی مزوزوئیک ایران سازگارتر است.

در یک بازسازی تکتونیک (شکل ۱) به نظر می‌رسد که افیولیت‌های نئوتتیس ایران در سه زون ساختاری متفاوت شکل گرفته‌اند که دو مورد آن آلوکتونوس (۱) و (۲) و یک مورد آن اتوکتونوس تا پاراآتوکتونوس (۳) است (Arvin *et al.*, 2001). این افیولیت‌ها بر اثر جدایش

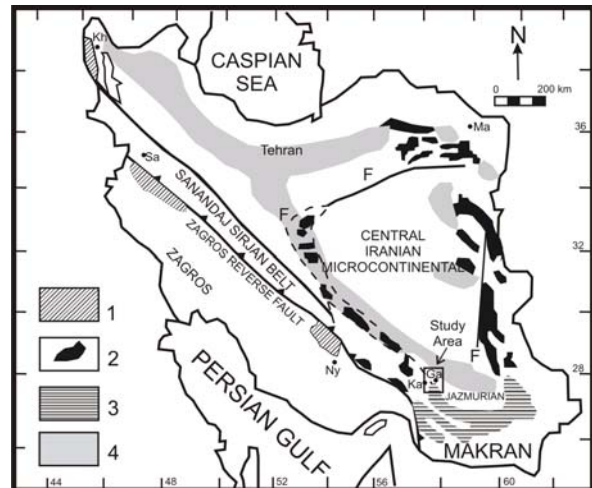
مساوی تهیه شد (از سمت بزرگترین قطر گدازه‌های بالشی) تا از این طریق بتوان تا حدودی نحوه و تاریخ سردشدگی گدازه‌های بالشی (Kirkpatrick, 1975) را استنتاج نمود.

ارتباطات و سیمای صحرائی

الف- زمین‌شناسی صحرائی

مجموعه آذرین- رسوبی گنج قسمتی از یک توالی افیولیتی با سن کرتاسه فوقانی است و جزئی از کمربند افیولیتی جازموریان محسوب می‌شود (McCall, 1985). بر خلاف توالی‌های افیولیتی معمول، این مجموعه یک توالی کامل و واقعی افیولیتی را نشان نمی‌دهد؛ به طوری که سنگ‌های پلوتونیک مافیک و اولترامافیک بخش پوسته‌ای و گوشته‌ای در این منطقه وجود ندارد (Shaker Ardakani *et al.*, 2009). این مجموعه به صورت رخنمون‌های منفصل با روند شمالی- جنوبی به طول ۳۸ کیلومتر و عرض ۱۵ کیلومتر در حاشیه غربی گودال جازموریان قرار گرفته، در غرب توسط گسل جیرفت از مجموعه افیولیتی بند زیارت جدا می‌شود (شکل ۲). مجموعه گنج مشتمل بر سنگ‌های رسوبی، نفوذی و آتشفشانی است که به وسیله دایک‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق قطع شده‌اند. سنگ‌های رسوبی موجود در این مجموعه عمدتاً اندک بوده و دارای ترکیب سنگ شناختی ماسه سنگ لایه‌ای، سیلتستون توریدایتی، آهک و توف است. سنگ‌های نفوذی دارای ترکیب‌های اسیدی که عمدتاً از جنس پلاژیوگرانیت تا آلکالی گرانیت و حدواسط با ترکیب دیوریتی هستند. دایک‌های متعدد، فاز اصلی مجموعه گنج بوده، ترکیب آن‌ها از بازیک تا اسیدی است و عمدتاً از جنس بازالتیک آندزیت، کراتوفیر و داسیت-

تعیین می‌نماید. علاوه بر این، در این مقاله، مشخصه‌های پتروگرافی گدازه‌های بالشی همراه با توجهی ویژه بر روی مجموعه گنج تشریح شده است؛ زیرا بر اساس بافت‌های موجود در بازالت‌های بالشی دگرگون شده می‌توان تاریخ تبلور این سنگ‌ها را تعیین نمود. همچنین تاریخ سردشدگی بازالت‌های بالشی را می‌توان از طریق بررسی اختلافات مورفولوژیک الیوین‌های اولیه و اشکال پلاژیوکلازها از حاشیه به سمت مرکز گدازه‌های بالشی استنباط کرد (Swanson and Schiffman, 1979).



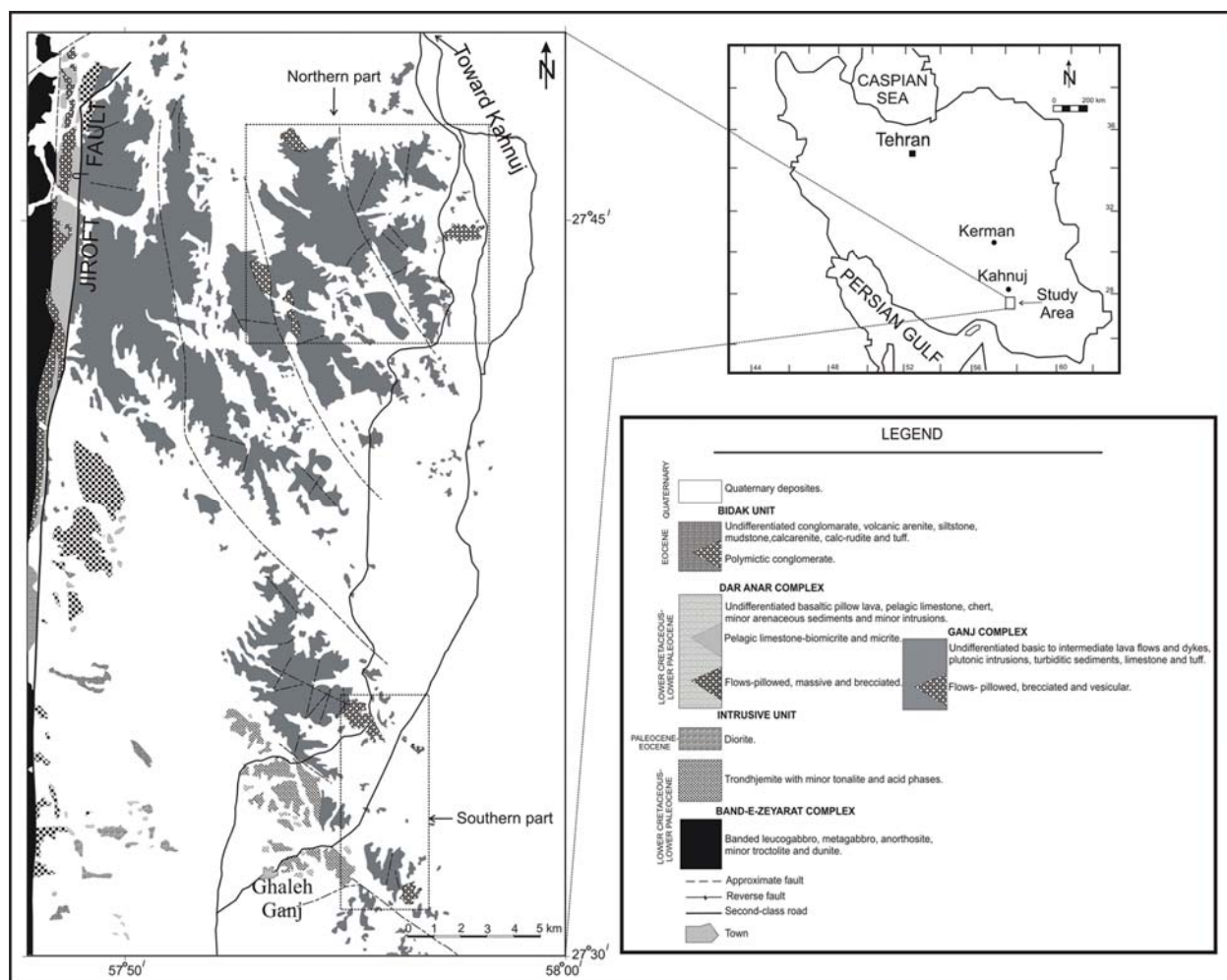
شکل ۱- نقشه پراکندگی کمربندهای افیولیتی مزوزوئیک ایران: ۱- کمربند پری-عربی؛ ۲- کمربند ایران مرکزی؛ ۳- کمربند جازموریان؛ ۴- سنگ‌های آتشفشانی ماستریشین- پالئوژن (Ga= گنج؛ Kh= خوی؛ Ma= مشهد؛ Ny= نیریز؛ Sa= ساندج).

روش انجام پژوهش

در این تحقیق توجه ویژه‌ای بر روی ساختار و اشکال گدازه‌های بالشی قسمت‌های شمالی و جنوبی مجموعه گنج شده است (شکل ۲). همچنین، برای مطالعات پتروگرافی از سمت حاشیه به طرف مرکز، از هر گدازه بالشی تعداد سه مقطع نازک با فواصل تقریباً

(McCall, 1985; Shaker Ardakani *et al.*, 2009) گدازه‌های بالشی موجود در مجموعه گنج در دو موقعیت شمال و جنوب منطقه قرار دارند (شکل ۲). در این مطالعه گدازه‌های بالشی قسمت شمال و جنوب، هر دو استفاده شده‌اند. گدازه‌های بالشی موجود در قسمت شمالی دارای رخنمون‌های نسبتاً کوچکی بوده، به صورت غده‌ای شکل و در اندازه‌های ۱-۰/۲ متر هستند؛ در حالی که گدازه‌های بالشی قسمت جنوبی از گسترش بیشتری برخوردار بوده، هم به صورت غده‌ای و هم به صورت لوله‌ای شکل هستند و اندازه آن‌ها از ۷-۰/۲ متر با قطر متوسط ۰/۳ متر متغیر است.

ریوداسیت هستند. تشکیل‌دهنده‌های آتشفشانی این مجموعه شامل گدازه‌های بالشی و گدازه‌های جریان‌ی توده‌ای و برشی شده هستند. سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه از لحاظ تنوع ترکیبی دارای گستره‌ای از بازی تا اسیدی با تنوع سنگ‌شناختی الیوین بازالت، بازالت، بازالتیک آندزیت، کراتوفیر، کوارتز کراتوفیر، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند و عمدتاً تحت تاثیر دگرگونی کف اقیانوسی در حد رخساره زئولیت تا شیست سبز قرار گرفته‌اند؛ به گونه‌ای که الیوین بازالت‌ها و بازالت‌ها به اسپلیت تبدیل شده‌اند. با وجود این، غالباً بافت و ساخت اولیه آن‌ها قابل تشخیص است



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی گنج (با تغییرات از McCall, 1985)

ب- سیماهای ساختاری

افرادی نظیر Kennish و Lutz (۱۹۹۸) و Bear و Cas (۲۰۰۷) اعتقاد دارند گدازه‌های بالشی سیماهای مهمی از فوران‌های آتشفشانی کف اقیانوسی هستند و توجه ویژه بر روی ساختمان و رخساره‌های داخلی آن‌ها، کمک شایانی به فهم فرایندهای فورانی، شرایط جایگزینی و نحوه تکامل ماگما می‌نماید. به همین دلیل، سیماهای ساختاری گدازه‌های بالشی مجموعه گنج با دقت بیشتری بررسی شده است.

در کل اندازه بالش‌ها به‌طور مستقیم با ترکیب شیمیایی ماگما، گرانیروی گدازه و سرعت خروج ماگما و همچنین به زاویه شیب به عنوان عامل ثانویه (Cas, 1992; Walker, 1992) و پایداری حرارتی یا به عبارتی توانایی استقامت بالش در برابر شکستگی در هنگام سردشدگی (Rittmann, 1962; Moore, 1970) بستگی دارد. زاویه شیب سطح شیب‌دار به شکل‌گیری گدازه‌های بالشی اولیه حاصل از منبع تغذیه کننده اصلی به واسطه نیروی ثقل کمک شایانی می‌نماید (Walker, 1992; Gregg and Smith, 2003). برای مثال، شیب آرام سبب می‌شود مدت زمان پایداری بیشتری برای توسعه و بزرگ شدن گدازه بالشی فراهم شود (Gregg and Smith, 2003).

بالش‌ها توده‌های شبیه به لوله بوده که امتداد طویل شده آن‌ها ۲-۳ برابر اندازه بزرگ‌ترین قطر آنهاست (Swanson and Schiffman, 1979; Juteau and Maury, 1997). گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بر اساس الگوی طبقه‌بندی بر مبنای اندازه ارائه شده توسط Walker (۱۹۹۲) که بالش‌های عادی دارای اندازه کمتر از یک متر و پیلوهای غول پیکر اندازه‌ای بین ۳-۱ متر دارند، به هر دو صورت ذکر شده یافت می‌شوند. گدازه‌های بالشی دارای اشکال و مناظر بسیار

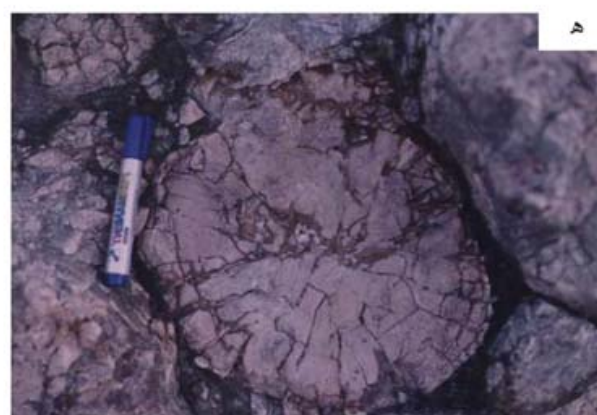
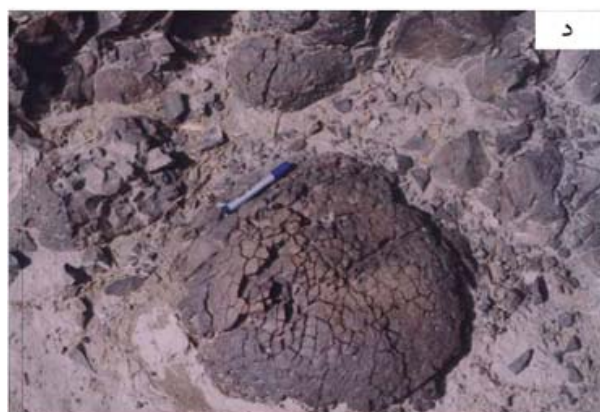
متفاوتی هستند (Juteau and Maury, 1997)؛ چنان که در مجموعه گنج به‌طور عمده به‌صورت اشکال غده‌ای و لوله‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳؛ موارد الف تا ج). سطح آن‌ها اغلب دارای شکستگی‌های قشر نانی است (شکل ۳-د). در واقع، این‌ها شکستگی‌های متقاطع هستند که از مرکز بزرگترین شکاف‌ها به‌صورت شعاعی منشعب می‌شوند (Juteau and Maury, 1997).

توسعه شکستگی‌های سطح گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (شکستگی‌های قشر نانی) مستقیماً به نحوه رشد آن‌ها ارتباط دارد؛ زیرا انبساط یکنواخت و نشات گرفته از یک نقطه از پوسته خارجی، عموماً باعث ایجاد گدازه‌های بالشی کوچک با پوسته‌های غیرشکسته و صاف می‌شود (Walker, 1992) و البته، این مسأله در مجموعه گنج عمومیت ندارد.

انتشار متقارن و خروج شبیه به خمیردندان، توسعه و رشد گدازه‌های بالشی را به وسیله انبساط و سرعت خروج کمتر به نمایش می‌گذارد (Walker, 1992; Perfit and Chadwick, 1998; Sinton et al., 2002). این مسأله به انتشار و توسعه یافتن بسیاری از سیماهای سطحی منجر می‌شود که بر اثر گسیختگی پوسته سرد شده، می‌توان در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج مشاهده نمود. حاشیه بالش‌های مجموعه گنج، شیشه‌ای (به ضخامت تقریباً ۲-۱ سانتیمتر) است. Juteau و Maury (۱۹۹۷) بیان نمودند که پوسته شیشه‌ای موجود در حاشیه گدازه‌های بالشی اولین قشر انجماد یافته در تماس با آب سرد دریا بوده است. پوسته شیشه‌ای خارجی بالش‌ها هموار است و به‌طور مداوم توسط یک یا چند پوسته از شیشه غیردگرسان شده با ضخامت ۳-۲ سانتیمتر هم‌مرز می‌شود. در واقع، این پوسته در بازالت‌های بالشی در شرایط ایده آل از سه

گدازه‌های بالشی مجموعه گنج یک پوسته چند لایه‌ای مشاهده می‌شود که سیاه رنگ، براق و دارای ترک‌های موئین است. از نظر فیزیکوشیمیایی این شیشه آتشفشانی را باید مذاب قبل از انجماد با گرانیروی بالا در نظر گرفت (Juteau and Maury, 1997).

لایه تشکیل می‌شود (Ballard *et al.*, 1981; Hekinian *et al.*, 1989; Corsaro and Mazzoleni, 2002) (۱) یک لایه خارجی سیدروملانی؛ (۲) لایه سیاه تاکیلیت؛ و (۳) بازالت تاکیلیتی با حفرات طویل شده (حفرات لوله‌ای؛ Kawachi و Pringle, ۱۹۸۸). در بعضی از



شکل ۳- نمایی از ساختار متفاوت گدازه‌های بالشی مجموعه گنج. الف) گدازه‌های بالشی غده‌ای شکل، ب و ج) گدازه‌های بالشی لوله‌ای شکل، د) شکستگی‌های قشر نانی، ه) شکستگی‌های شعاعی، و) گدازه‌های بالشی با اشکال کروی، بیضوی و نامنظم و بی‌قاعده.

شکستگی‌ها اکنون توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت پر شده‌اند. با توجه به وجود شکستگی‌های شعاعی و حفره‌های فراوان در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج به نظر می‌رسد که مکانیسم شرح داده شده برای تشکیل پوسته چند لایه‌ای در آن محتمل باشد. علاوه بر فاکتور کاهش غلظت گاز، عوامل دیگری نظیر سرعت فوران، زهکشی محتوای بالش، گرانروی، دما، حجم کل خروج گدازه و شیب زمین نیز در شکل‌گیری پوسته‌های چند لایه‌ای نقش دارند (Kawachi and Pringle, 1988).

گاهی بالش‌هایی با شکل‌های نامنظم و بی‌قاعده را که در فضاها مابین بالش‌های دیگر شکل گرفته‌اند نیز در مجموعه گنج می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳- و). به‌طور کلی، اشکال گدازه‌های بالشی در مقاطع طولی از کروی، بیضوی و طویل شده تا بدون نظم و قاعده متغیر است. سطح فوقانی گدازه‌های بالشی عموماً محدب است؛ درحالی‌که سطح تحتانی به تبعیت از سطح فوقانی گدازه بالشی زیرین شکل گرفته است. عمدتاً بین گدازه‌های بالشی فضا‌هایی وجود دارد که به توسط موادی در قالب سیمان پر شده است. این مواد ممکن است منشأ رسوبی یا گرمایی داشته باشند (Juteau and Maury, 1997).

در مجموعه گنج این سیمان عمدتاً منشأ گرمایی دارد و از کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت و همچنین مواد حاصل از خرد شدگی پوسته شیشه‌ای گدازه‌های بالشی دیگر تشکیل شده است. در ضمن قطعات خرد شده‌ای از بالش‌ها به‌صورت زاویه‌دار، نامنظم و بلوکی شکل در یک زمینه هیالوکلاستیتی قرار گرفته‌اند که باعث توسعه بافت برشی دانه درشت شده‌اند. این وضعیت در گدازه‌های بالشی دیگر مناطق جهان نیز مشاهده می‌شود (برای مثال Busby-Spera و White, ۱۹۸۷). زمینه هیالوکلاستیتی شکل گرفته بین

چندین مکانیسم برای شکل‌گیری پوسته چند لایه‌ای بالش‌ها پیشنهاد شده است (Snively, 1973; Moore and Charlton, 1984; Yamagishi, 1985; Kawachi and Pringle, 1988). به‌طوری‌که Yamagishi (۱۹۸۵) تشریح نمود، ساختار پوسته چند لایه‌ای از تکرار زایش شکستگی برشی مابین پوسته خارجی جامد شده و درون گداخته بالش حاصل می‌شود. چگونگی تشکیل ساختار پوسته چند لایه‌ای را می‌توان این‌گونه توجیه نمود که هنگامی که یک بالش به واسطه جوانه‌زدن شکل می‌گیرد، پوسته‌اش خمیری و درون آن گداخته و مذاب است. در این صورت با حمایت گدازه داغ، رشد آن به‌صورت طولی ادامه می‌یابد. از طرف دیگر، گازها طی سردشدگی ماگما، نامحلول شده، از آن جدا می‌شوند. Swanson (۱۹۷۳) مشاهده نمود که جدایش گاز در سطح گدازه‌های ریسمانی در هاوایی، حدود ۵-۱۰ دقیقه به طول می‌انجامد؛ در حالی‌که این دوره زمانی برای گدازه‌های سردشده به وسیله آب کم‌تر است.

با توجه به این که فشار درونی که باعث شکل‌گیری بالش می‌شود به واسطه کاهش غلظت گاز ناگهان کاهش می‌یابد و همچنین به واسطه تخلیه گدازه بر اثر تشکیل جوانه جدید، کاهش فشار شدید می‌شود، بنابراین، این کاهش ناگهانی فشار باعث می‌شود بالش در حالی که هنوز پوسته خمیری‌اش سست است، به داخل چروکیده و یا شکسته شود (برای مثال، شکستگی‌های شعاعی) و ساختار پوسته چند لایه‌ای تشکیل شود. گدازه‌های بالشی مجموعه گنج دارای یک سری شکستگی‌های همگرای شعاعی به سمت مرکز نیز هستند (شکل ۳- ه) که این شکستگی‌ها ممکن است شکاف‌های انقباضی توسعه یافته به هنگام سرد شدن بالش باشند (Kawachi and Pringle, 1988; Mislankar and Iyer, 2001). بسیاری از این

(کوچکتر از ۰/۲۵ میلیمتر) و به طور نادر تیغه‌های نیمه شکل دار اسکلتی (حداکثر به طول ۱ میلیمتر) است. عموماً در انتهای پلاژیوکلازها فیبرهای دندریتی یا بازوهای مشاهده می‌شود. الیوین به صورت میکروفنوکریست‌های اسکلتی پراکنده (۱-۰/۵ میلیمتر) در بعضی از نمونه‌های گدازه بالشی مجموعه گنج مشاهده شده است و اغلب دگرسان شده و توسط کلریت جانشین شده‌اند. کانی‌های کدر به اشکال دندریتی در این زون بسیار فراوان هستند. بافت عمومی این زون نزدیک به تمام شیشه‌ای (Holohyaline) بوده و در حالت کلی بافت آن از دسته‌های شعاعی پلاژیوکلاز همراه با فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های پراکنده الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۴- الف).

- زون دوم (حداصل بین حاشیه و مرکز گدازه بالشی): مجموعه کانیایی در این زون مشتمل بر پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه یا بدون الیوین و کلینوپیروکسن است. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های طولیل شده شکل دار تا نیمه شکل دار (حداکثر تا ۳ میلیمتر) و میکروولیت‌هایی با شکل‌های گوناگون اسفروولیتی در زمینه یافت می‌شوند. همچنین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز میان تهی در این زون مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها گاه دارای حاشیه‌های واکنشی و تحلیل یافته به شکل انتهای ناهموار و دنداندار (شکل ۴- ب) و یا انکلوزیون‌هایی از مواد زمینه‌ای هستند. الیوین به صورت فنوکریست‌ها و میکروولیت‌هایی در زمینه مشاهده می‌شود (شکل ۴- ج). فنوکریست‌های الیوین دگرسان شده بوده و توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلریت جانشین شده‌اند. کانی‌های کدر به صورت پراکنده و بلورهای دندریتی در زمینه نمایان می‌شوند (شکل ۴- د). بافت اصلی این زون نیمه شیشه‌ای (Hypohyaline) است که در آن هم‌رشدی پلاژیوکلاز و الیوین دیده

پوسته‌های چندلایه‌ای مجموعه گنج به علت خردشدگی بر اثر سرد شدن سریع پوسته خمیری داغ بالش با آب سرد دریا طی جایگیری است.

مورفولوژی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج با مشاهدات زیرآبی تشکیل گدازه‌های بالشی ارائه شده توسط Moore (۱۹۷۰) سازگار است؛ به گونه‌ای که در رخنمون‌های موجود گدازه‌های بالشی به صورت بیضوی و کروی مشاهده می‌شوند. وی پیشنهاد نمود که مکانیسم رشد بالش، بر اساس انبساط پوسته خارجی نیست؛ بلکه عمدتاً جوانه زدن و طولیل شدگی، به علت توسعه ناشی از نفوذ گدازه تازه است که در نهایت به طور ناگهانی یک پوسته ویسکوز-الاستیک ناشی از سردشدگی را ایجاد نموده، باعث توسعه سطح لب گدازه‌ای می‌شود. بر اساس مشاهدات Smith و Gregg (۲۰۰۳) گرانروی به تنهایی نمی‌تواند مورفولوژی گدازه را ایجاد نماید؛ چرا که اغلب تغییرات زیاد گرانروی باعث تغییر مورفولوژی گدازه می‌شود؛ اما سرعت فوران و درجه شیب لایه زیرین، کنترل کننده‌های اولیه هستند (Fink and Griffiths, 1990, 1992; Gregg and Fink, 1995; Griffiths and Fink, 1992a, 1992b).

پتروگرافی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج

گدازه‌های بالشی مجموعه گنج دارای ترکیب سنگ‌شناسی الیوین بازالتی و بازالتی هستند و مطالعه پتروگرافی آن‌ها نشان می‌دهد که از لحاظ اختلافات کانی‌شناسی و بافتی شبیه به سه زون تشخیص داده شده (از سمت حاشیه به طرف مرکز گدازه‌های بالشی) توسط Kirkpatrick (۱۹۷۵) هستند. مشخصه‌های پتروگرافی این سه زون در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج به شرح ذیل است:

- زون اول (حاشیه گدازه بالشی): مجموعه کانیایی در این زون مشتمل بر پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه یا بدون الیوین و کلینوپیروکسن است. پلاژیوکلاز به صورت میکروولیت‌های ریز دندریتی، تیغه‌های سوزنی شکل

می‌شود.

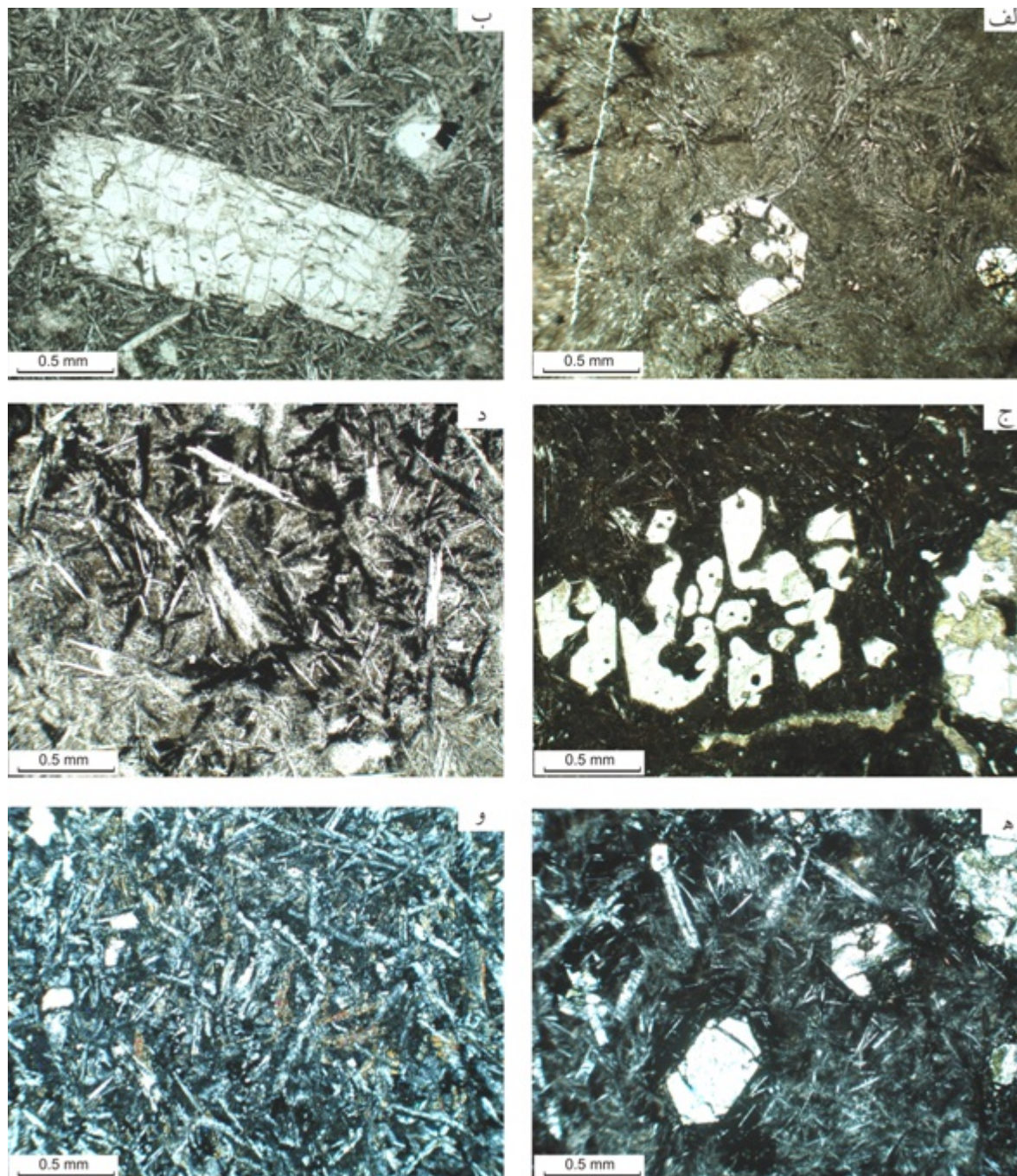
- زون سوم (مرکز گدازه بالشی): مجموعه کانایی در این زون مشتمل بر پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه یا بدون الیوین و کلینوپیروکسن است. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز به شکل مستطیل، گاهی با گوشه‌های مدور و هسته کلسیک فاقد منطقه‌بندی (حداکثر طول ۳ میلیمتر) که حاشیه آن‌ها به ندرت دارای حالت منطقه‌ای بسیار ظریف است، به همراه میکروولیت‌هایی با اشکال گوناگون اسفرولیتی در زمینه یافت می‌شوند. دیگر مشخصات پلاژیوکلاز مشابه با زون دوم است. الیوین در زون سوم به‌صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (حداکثر طول ۳ میلیمتر) با مورفولوژی‌های متفاوت دندریتی (شکل ۴-۵)، و همچنین به‌صورت میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شوند. الیوین اغلب دگرسان شده و توسط کلریت جانشین شده است. کلینوپیروکسن به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی شکل با اشکال دندریتی (حداکثر طول ۰/۳ میلیمتر) که به ندرت توسط کلریت جانشین شده‌اند، مشاهده می‌شود. اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن به همراه پلاژیوکلاز بافت وریولیتیک را در زون سوم نشان می‌دهند (شکل ۴-۵). کانی‌های کدر دندریتی فراوانی مابین پلاژیوکلازها وجود دارد. بافت اصلی زون سوم تمام بلورین (Holocrystalline) است که به‌صورت اینترگرانولار نمود یافته است. محققان بسیاری از جمله Scott و Hajash (۱۹۷۶)، Bryan (۱۹۸۱) و Banerjee و Iyer (۱۹۷۶) مشابه چنین زون‌های بافتی را گزارش نموده‌اند. در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بافت‌های حفره‌ای، وریولیتیک، پورفیریتیک، پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، اینترسرتال و اینترگرانولار مشاهده می‌شود. بافت کلی سنگ حفره‌ای است که حداکثر اندازه حفرات ۰/۷۵ میلیمتر بوده، به وسیله کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن پر

شده‌اند. تمرکز و فراوانی حفرات از مرکز به سمت حاشیه گدازه‌های بالشی بیشتر می‌شود. عمده مطالعات پتروگرافی گدازه‌های بالشی بر روی نمونه‌های پورفیری متمرکز شده است؛ زیرا آن‌ها محتوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز فراوانی با مورفولوژی‌های متفاوت و همچنین اختلاف وسیع ترکیبی هستند. چنین سیماهای غیرتعادلی در پلاژیوکلازها ممکن است اطلاعاتی ارزشمند از تاریخ قبل از فوران ماگمای مادر، به ویژه در ارتباط با تبلور تفریقی و مراحل اختلاط ماگمایی را ارائه نماید (Bryan, 1983; Faure and Schiano, 2004).

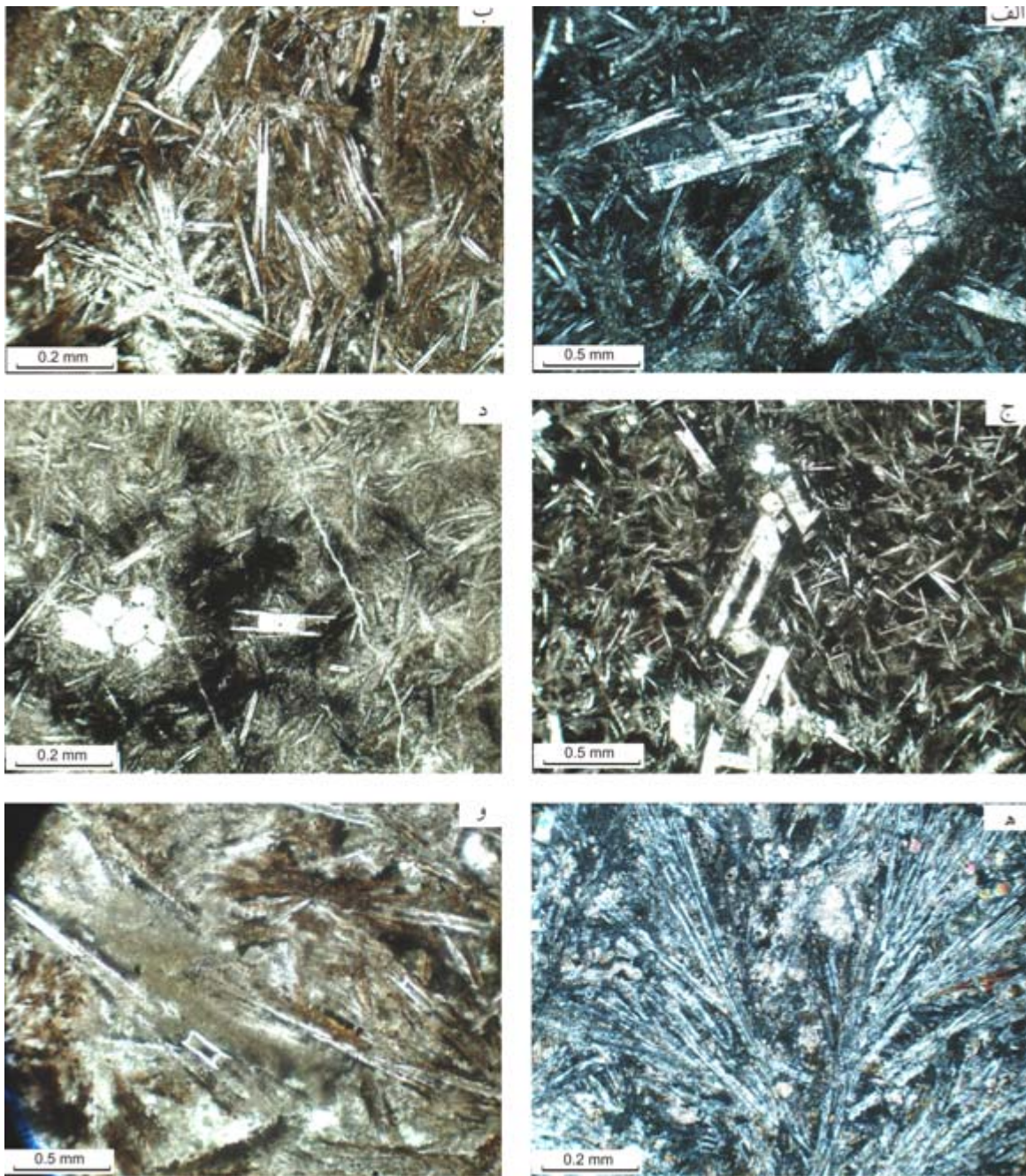
همان‌گونه که پیش از این نیز بدان اشاره شد، پلاژیوکلاز یکی از مهمترین کانی‌های موجود در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج است که هم به‌صورت فنوکریست و هم به‌صورت میکروولیت حضور دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز گاه دارای بافت‌های انحلالی بوده، در موارد اندک، زمینه به‌صورت خلیجی به داخل پلاژیوکلاز میزبان توسعه پیدا نموده و حواشی واکنشی دگرسان شده‌ای توسعه یافته است (شکل ۵-الف).

علاوه بر این، در فنوکریست‌ها انکلوزیون‌هایی از جنس شیشه مشاهده می‌شود که Augustithis (۱۹۷۸) این انکلوزیون‌ها را به‌عنوان قطرات مذاب ماگمایی در نظر گرفته است. این مسأله بیانگر آن است که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز باید همزمان با زمینه بازالتی متبلور شده باشند و در نتیجه تأثیرات خوردگی ماگمایی را نشان دهند (Mislankar and Iyer, 2001). عموماً پلاژیوکلازها دگرسان شده و در آن‌ها جایگزینی توسط آلبیت، سریسیت و کلسیت صورت گرفته است. از مورفولوژی‌های قابل مشاهده در پلاژیوکلازهای گدازه‌های بالشی مجموعه گنج می‌توان به انواع اسفرولیتی، نظیر ساخت‌های شعاعی (شکل ۵، مورد الف تا د)، گره‌کراواتی و بادبزی (شکل ۵-ه) و همچنین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با هسته میان تهی اشاره نمود

(شکل ۵- و).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (الف، ب، ج، د در وضعیت PPL؛ ه و در وضعیت XPL). الف) بلورهای سودومورف توخالی پراکنده الیوین و پیروکسن در زون اول، ب) فنوکریست تحلیل یافته صفحه‌ای پلاژیوکلاز با حاشیه مدور و دندانه‌دار در زون دوم، ج) بلورهای سودومورف توخالی الیوین در زون دوم، د) بلورهای دندریتی پراکنده کانی کدر در زون دوم، ه) فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار الیوین در زون سوم که توسط کلسیت جانشین شده است، و- اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن به همراه پلاژیوکلاز در قالب بافت وریولیتیک در زون سوم.



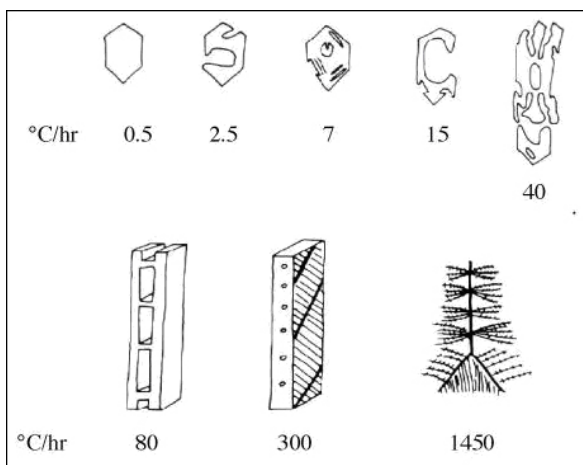
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (ب، ج، د، و در وضعیت PPL؛ الف، ه در وضعیت XPL). الف) تحلیل‌یافتگی خلیجی پلاژیوکلاز به واسطه واکنش با زمینه؛ ب، ج، د) ساختار اسفرولیتی بلورهای پلاژیوکلاز، ه) ساختار بادبزی اسفرولیت‌های پلاژیوکلاز، و) ساختار اسفرولیتی و هسته میان تهی بلورهای پلاژیوکلاز.

مشاهده شده در نمونه‌های مجموعه گنج می‌تواند به تغییرات حرارتی یا همان $(\Delta T = T_{\text{liquidus}} - T_{\text{crystallization}})$ مرتبط شود. فنوکریست‌های الیوین به صورت سودومورف هستند و توسط کانی‌های ثانویه

الیوین از دیگر کانی‌هایی است که در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج مشاهده می‌شود. الیوین‌ها به اشکال فنوکریست، میکروفنوکریست و میکروولیتی در زمینه وجود دارند. اندازه‌های بلوری

ترکیب غنی از منیزیم داشته است (Mukhopadhyay *et al.*, 1995)؛ به گونه‌ای که Miyashiro و همکاران (۱۹۷۰) تشخیص دادند که در بازالت‌های اقیانوسی، الیوین یا پلاژیوکلاز و یا هر دو در حاشیه شیشه‌ای خارجی سرد شده ممکن است یافت شوند (زون ۱). شبیه به این حالت در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج نیز مشاهده می‌شود. بازالت‌هایی که دارای هر دو فاز پلاژیوکلاز و الیوین هستند احتمالاً روی مرز کوکتیک مابین محدوده پلاژیوکلاز و الیوین قرار می‌گیرند (Bryan, 1972).

رشد بلوری در زون ۱ و در قسمت خارجی زون ۲، ممکن است تحت شرایط سرد شدن سریع رخ دهد؛ در حالی که گرانیروی مذاب به‌طور مشخصی سرعت جابه‌جایی و تراوش عناصر را کاهش می‌دهد. برای رشد بلورهای شکل دار، دمای مذاب روی یا دقیقاً زیر لیکیدوس برای مدت زمان نسبتاً طولانی نگه داشته شده است (Bryan, 1972).



شکل ۶- ارتباط بین مورفولوژی الیوین و سرعت سردشدگی، استنتاج شده از آزمایش‌های دینامیکی تبلور Donaldson (۱۹۷۶) کلینوپیروکسن یکی دیگر از کانی‌های موجود در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج است. اندازه

نظیر کلسیت و کلریت جانشین شده‌اند. در گدازه‌های بالشی، مورفولوژی‌های مختلفی از الیوین مشاهده می‌شود. مطالعات آزمایشگاهی اثبات نموده است که مورفولوژی‌های متفاوت الیوین پیش از آن که فوران زیر دریایی باعث ایجاد سرعت بالای سردشدگی شود، حادث شده‌اند (Faure and Schiano, 2004).

آزمایش‌های تبلور دینامیکی ارائه شده توسط Schifman و Lofgren (۱۹۸۲) بیانگر این مسأله است که سرعت سردشدگی در حاشیه بالشی بسیار زیاد است و این سرعت زیاد، از تبلور ماگما جلوگیری می‌نماید؛ از این‌رو، مورفولوژی‌های خاص الیوین به قبل از تاریخ فوران ارتباط دارد. به همین دلیل، بررسی مورفولوژی‌های متفاوت الیوین ممکن است به یافتن اطلاعات منحصر به فردی در مورد کینتیک تبلور در مخزن ماگمایی منجر شود.

برای بیان این مسأله می‌توان به آزمایش‌های دینامیکی تبلور صورت گرفته توسط Donaldson (۱۹۷۶) بر روی ارتباط بین مورفولوژی الیوین و سرعت سردشدن اشاره نمود (شکل ۶). همچنین آزمایش‌های دینامیکی تبلور (Faure, 2001; Faure *et al.*, 2003) بیان می‌دارند که مورفولوژی‌های الیوین با افزایش سرعت سرد شدگی از صفحه‌ای به قیفی (رشد اسکلتی) و سپس دم چلچله‌ای (رشد دندریتی) تغییر می‌نماید؛ به گونه‌ای که در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج فنوکریست‌های الیوین به‌صورت بلورهای سودومورف شکل دار، توخالی و اسکلتی در زون‌های مختلف بافتی از حاشیه به مرکز که ناشی از تفاوت در سرعت سردشدگی در هنگام تبلور ماگمای بازالتی است، مشاهده می‌شود. فراوانی الیوین در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بیان می‌دارد که ماگما احتمالاً

می‌نماید؛ هر چند این فازها ممکن است از یک نمونه به نمونه دیگر متفاوت باشد؛ اما یک ایده کلی را از نوع گردهمایی کانایی در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج ارائه می‌دهد.

از مهم‌ترین عواملی که باعث ایجاد تنوعات بافتی در بازالت‌ها می‌شود، می‌توان به سرعت سردشدگی، جریان سیالیت، ترکیب مایع، سرعت هسته‌بندی و رشد، هسته‌بندی ناهمگون و ته‌نشینی یا شناوری بلورها اشاره نمود (Mislankar and Iyer, 2001). حضور پلاژیوکلازهایی با مورفولوژی متفاوت در بازالت‌های بالشی مجموعه گنج، ممکن است مراحل متفاوتی از تاریخ سردشدگیشان را به نمایش بگذارد؛ اما بیشترین عامل موثر در این مسأله تغییرات ناگهانی در درجه فروچاپیدگی (ΔT) و یا در تعداد هسته‌هاست. سرعت هسته‌بندی یا چگالی هسته‌بندی توسط سرعت سردشدگی تحت تاثیر قرار می‌گیرد و در نتیجه، اختلاف در اندازه دانه‌ها را کنترل می‌کند. برای مثال، در سرعت هسته‌بندی کم و سرعت رشد بالا، بلورهای بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست و یا مگا کریست)؛ اما اگر سرعت هسته‌بندی زیاد شود و سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست نتیجه خواهد داد (Mislankar and Iyer, 2001). با توجه به محدوده وسیع اندازه پلاژیوکلاز در بازالت‌های بالشی مجموعه گنج، این مسأله می‌تواند با تعداد هسته‌ها در درصد واحد حجم مذاب مادر مرتبط باشد.

بر پایه نتایج حاصل از اشکال الیوین موجود در زون‌های مختلف بافتی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (شکل‌های ۴-الف، ج، ه) و مقایسه آن با نتایج حاصل از آزمایش‌های Daneldson (۱۹۷۶) (شکل ۶)، سرعت سردشدگی تخمین زده شده برای مرکز گدازه‌های بالشی مجموعه گنج ۰/۵-۷ درجه سانتیگراد در ساعت و

بلورهای آن بسیار ریز (۰/۳-۰/۱ میلی‌متر) است و به‌صورت نیمه شکل‌دار و دندریتی (Swanson and Schiffman, 1979) مشاهده می‌شود. کلینوپیروکسن‌های دندریتی با اندازه‌های کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر در زون حد واسط و کمی درشت‌تر در هسته گدازه‌های بالشی، بافت ریولیتیک به همراه پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند.

پلاژیوکلازهای سوزنی شکل و اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن همراه با بعضی تیغه‌های دندریتی خاص پلاژیوکلاز مبین سرعت سردشدگی ۵-۲۰ درجه سانتیگراد در ساعت برای زون‌های حدواسط و هسته گدازه‌های بالشی است (Lofgren, 1974; Mevel and Velde, 1976; Swanson and Schiffman, 1979).

کانی‌های کدر به‌صورت بلورهای مگنتیت و هماتیت قرمز-قهوه‌ای به وفور در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج حضور دارند. همچنین، سوزن‌های ریزی از کانی‌های کدر به شکل دندریتی نیز مشاهده می‌شود که بین بلورهای پلاژیوکلاز یافت می‌شوند.

بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد ارائه شده، مکانیسم زیر برای شکل‌گیری بازالت‌های بالشی مجموعه گنج پیشنهاد می‌شود:

گدازه داغ و روان بازالتی در تماس با آب سرد دریا به سرعت سرد شده است. در طی این فرایند، به علت سرعت سردشدگی متفاوت بخش‌های سطحی و مرکزی گدازه، سه زون عریض بافتی تشکیل شده است: پوسته شیشه‌ای خارجی (زون ۱)، بخش میانی که دارای بلورهای ریز اولیه پرمانند است (زون ۲) و بخش مرکزی که تمام بلورین است (زون ۳). نحوه توسعه کانی‌ها در این سه زون، توالی تبلوریشان را بیان

گنج در نظر گرفته می‌شود. حضور و وفور فنوکریست‌های دارای منطقه‌بندی می‌تواند با سرعت صعود ماگما نسبت عکس داشته و همچنین اندازه مخزن ماگمایی بر روی فراوانی بلورهای دارای منطقه‌بندی تاثیر داشته باشد (Fisk, 1984). با توجه به فقدان و یا حضور محدود بلورهای پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج، به نظر می‌رسد که ماگمای مادر بازالتی از یک مخزن ماگمایی کوچک، به سرعت بالا آمده و زمان برای تشکیل بلورهای دارای منطقه‌بندی کافی نبوده است.

برای حاشیه آن‌ها ۲-۴۰ درجه سانتیگراد در ساعت برآورد می‌شود.

همچنین با توجه به حضور پلاژیوکلازهای سوزنی و اسفرولیتی (شکل ۵) و اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن مرتبط با بعضی تیغه‌های دندریتی خاص پلاژیوکلاز (شکل ۴- و، به ویژه در زون‌های ۲ و ۳ بافتی) و نتایج حاصل از تحقیقات Lofgren (۱۹۷۴)، Mevel و Velde (۱۹۷۶) و Swanson و Schiffman (۱۹۷۹)، سرعت سردشدگی ۲۰-۵ درجه سانتیگراد در ساعت برای زون‌های حدواسط و مرکز گدازه‌های بالشی مجموعه

منابع

- Arvin, M. and Robinson, P. T. (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lava from the Baft ophiolitic mélange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 824-834.
- Arvin, M., Houseinipour, A., Babaei, A. and Babaie, H. A. (2001) Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Dare-Anar complex: evidence from the Kahnuj ophiolitic complex, southeastern, Iran. *Journal of Sciences of Islamic Republic of Iran* 12(2): 157-170.
- Augustithis, S. S. (1978) Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Elsevier Sci Publ Co, Amsterdam.
- Ballard, R. D., Francheteau, J., Juteau, T., Rangin, C. and Normark, W. (1981) East Pacific Rise at 21°N: the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis. *Earth and Planetary Science Letters* 55: 1-10.
- Banerjee, R. and Iyer, S. D. (1991) Petrography and chemistry of basalts from the Carlsberg Ridge. *Journal of Geological Society of India* 38: 369-386.
- Bear, A. N. and Cas, R. A. F. (2007) The complex facies architecture and emplacement sequence of a Miocene submarine mega-pillow lava flow system, Muriwai, North Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160: 1-22.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bryan, W. B. (1972) Morphology of quench crystals in submarine basalts. *Journal of Geophysical Research* 77: 5812-5819.
- Bryan, W. B. (1983) Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83: 62-74.
- Busby-Spera, C. J. and White, J. D. L. (1987) Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology* 49: 765-775.
- Cas, R. A. F. (1992) Submarine volcanism: eruption style, products, and relevance to understanding the host rock successions to volcanic hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.
- Corsaro, R. A. and Mazzoleni, P. (2002) Textural evidence of peperites inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicily). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 : 219-229.

- Donaldson, C. H. (1976) An experimental study of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57: 187-213.
- Faure, F. (2001) Les textures de croissance rapide dans les roches magmatiques basiques et ultrabasiques: etude experimentale et nanoscopique. The'se Universite Clermont-Ferrand.
- Faure, F. and Schiano, P. (2004) Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 331-344.
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C. and Montel, J. M. (2003) A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 251-263.
- Fink, J. H. and Griffiths, R. W. (1990) Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. *Journal of Fluid Mechanics* 221: 485-501.
- Fink, J. H. and Griffiths, R. W. (1992) A laboratory analog study of the morphology of lava flows extruded from point and line sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 15: 19-32.
- Fisk, M. R. (1984) Depths and temperatures of mid ocean ridge magma chambers and composition of their source magmas, in ophiolites and oceanic lithosphere. Blackwell Science Publishing Oxford.
- Gregg, T. K. P. and Fink, J. H. (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology* 23: 73-76.
- Gregg, T. K. P. and Smith, D. K. (2003) Volcanic investigations of the Puna Ridge, Hawaii, relations of lava flow morphologies and underlying slopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 63-77.
- Griffiths, R. W. and Fink, J. H. (1992a) Solidification and morphology of submarine lavas: a dependence on extrusion rate. *Journal of Geophysical Research* 97: 729-737.
- Griffiths, R. W. and Fink, J. H. (1992b) The morphology of lavas in planetary environments: predictions from analogue experiments. *Journal of Geophysical Research* 97: 19739-19748.
- Hekinian, R., Thompson, G. and Bideau, D. (1989) Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12°35'N-12°51'N and 11°26'N-11°30'N. *Journal of Geophysical Research* 94: 17437-17463.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) Geologie de la Croute oceanique- petrologie et dynamique endogene. Masson, Paris.
- Kawachi, Y. and Pringle, I.J. (1988) Multiple rind structure in pillow lava as an indicator of shallow water. *Bulletin of Volcanology* 50: 161-168.
- Kennish, M. J. and Lutz, R.A. (1998) Morphology and Distribution of lava flows on mid-ocean ridges: a review. *Earth Science Reviews* 43: 63-90.
- Kirkpatrick, R. J. (1975) Crystal growth from the melt: a review. *American Mineralogist* 60: 798- 814.
- Knipper, A., Ricou, L. E. and Dercourt, J. (1986) Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. *Tectonophysics* 123: 213-240.
- Lofgren, G. E. (1974) An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science* 274: 243-273.
- McCall, G. J. H. (1985) Explanatory text of the Minab Quadrangle Map, scale, 1:250000. Geological Survey of Iran.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15: 517-531.
- McCall, G. J. H. and Kidd, R.G.W. (1981) The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Leggett, J. (Ed), Trench-fore arc geology. Geological Society of London Special Publication 10: 387-397.

- Mevel, C. and Velde, D. (1976) Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. *Earth and Planetary Science Letters* 32: 158-164.
- Mislankar, P. G. and Iyer, S. D. (2001) Petrographical indicators of petrogenesis: Examples from Central Indian Ocean Basin Basalts. *Indian Journal of Marine Sciences* 30: 1-8.
- Miyashiro, A., Shido, F. A. and Ewing, M. (1970) Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 7: 361-365.
- Moore, J. G. (1970) Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 28: 272-279.
- Moore, J. G. (1975) Mechanisms of formation of pillow lava. *American Scientist* 63: 269-277.
- Moore, J. G. and Charlton, D. W. (1984) Ultra thin layers exposed near San Luis Obispo Bay, California. *Geology* 12: 542-545.
- Mukhopadhyay, R., Batiza, R. and Iyer, S. D. (1995) Petrology of ancient Central Indian Ocean Basin seamounts: Evidences for near axis origin. *Geology Marine Letters* 15: 106-110.
- Perfit, M. R. and Chadwick, Jr., W. W. (1998) Magmatism at mid-ocean ridges; Constraints from volcanological and geochemical investigations. In: Buck, W.R., Delaney, P., Karson, J.A. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid Ocean Ridges*. American Geophysical Union, Washington, DC, *Geophys Monograph* 92: 59-115.
- Ricou, L. E. (1971) Le croissant ophiolitique peri-arabe: unceinture de nappes mise en place au Cretace superieur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 13, 327-350.
- Rittmann, A. (1962) *Volcanoes and their Activity*. John Wiley and Sons, New York.
- Schifman, P. and Lofgren, G. E. (1982) Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde Pillow Basalts, central Washington. *Journal of Geology* 90: 49-78.
- Scott, R. B. and Hajash, A. Jr. (1976) Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. *American Journal of Science* 276: 480-501.
- Sengor, A. M. C. (1984) *The Cimmeride Orogenic System and Tectonics of Eurasia*. Geological Society of America Special Paper.
- Sengor, A. M. C. (1987) Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 213-244.
- Sengor, A. M. C. (1990) A new model for the Late Palaeozoic Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London Special Publication* 49: 797-831.
- Sinton, J. M., Bergmanis, E., Rubin, K., Batiza, R., Gregg, T. K. P., Grönvold, K., Macdonald, K. and White, S. (2002) Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: new evidence from the superfast-spreading East Pacific Rise, 17°-19° S. *Journal of Geophysical Research*.
- Snavely, P. D., MacLeod, N. S. and Wagner, H. C. (1973) Miocene tholeiitic basalts of coastal Oregon and Washington and their relations to coeval basalts of the Columbia Plateau. *Geological Society of America Bulletin* 84: 387-424.
- Shaker Ardakani, A. R., Arvin, M., Oberhänsli, R., Mock, B. and Moeinzadeh, S. H. (2009) Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, Southeastern Kerman, Iran. *Journal of Sciences of Islamic Republic of Iran* 20(2): 139-151.
- Swanson, D. A. (1973) Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 84: 615-626.
- Swanson, S. E. and Schiffman, P. (1979) Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan Complex, Western Marin County, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 291-299.

- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffs, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94: 134-150.
- Walker, G. P. L. (1992) Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas. Bulletin of Volcanology 54: 459-474.
- Yamagishi, H. (1985) Growth of pillow lobes-evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan and North Island New Zealand. Geology 13: 499-502.

Morphological, structural, textural and mineralogical evidences of pillow lavas from Ganj complex, Southeastern Kerman

Alireza Shaker Ardakani ^{*1}, Mohsen Arvin ² and Roland Oberhänsli ³

¹ Department of Mining Engineering, Faculty of Industrial and Mining, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

² Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Science, Potsdam University, Potsdam, Germany

Abstract

The Makran accretionary prism in southeastern Iran contains extensive Mesozoic melange zones and large intact ophiolites, representing remnants of the Neotethys oceanic crust that was subducted beneath Eurasia. To the north of the Makran accretionary prism, the Jazmurian depression lies which is a subduction-related back-arc basin. The Ganj Complex is one of the ophiolitic complexes, located on the west side of the Makran accretionary prism and Jazmurian depression, and is bounded by the Jiroft fault system in the west. The Ganj Complex with an Upper Cretaceous age is composed mainly of lava flows, pillow lavas, acidic plutonic rocks and sedimentary rocks, which are intruded by northwest-southeast trending dykes and does not resemble a classical ophiolitic sequence. It lacks the intrusive crustal and mantle sections. The Ganj Complex pillow lavas, mainly olivine basaltic, occur as normal and as mega-sized bodies and are mostly flattened - tubular in shape with bread crust crack surfaces. They show three textural zones from the top glassy (zone 1) through the intermediate (zone 2) to the holocrystalline interior (zone 3), with each characterized by varying assemblages of plagioclase and olivine that form different textures. The Ganj pillow basalts are characterized by variolitic, porphyritic, microlitic-porphyritic, intersertal, intergranular and amigdaloidal textures. Mineralogically, they consist of plagioclase ± olivine ± pyroxene + opaque. The outer glassy surfaces of pillows frequently consist of one, or rarely multiple rind. The rinds consist of three layers, which from surface inwards are: (1) sideromelane, (2) dark tachylyte; and (3) tachylyte with elongated vesicles.

Key words: Flattened pillow lava, Mega pillow lava, Tubular pillow lava, Ganj complex, Makran

* shaker@mail.uk.ac.ir