

بررسی سنگ‌زایی ریولیت‌های منطقه دهبید (پهنه سنندج-سیرجان) شواهدی از ذوب پوسته و تکامل پس از کوهزایی

آزیتا ملکی‌زاده، محمد پوستی*، غلامرضا قدمی، اسماء نظری‌نیا

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۷/۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۸/۲۰)

چکیده: ریولیت‌های منطقه دهبید در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان به‌صورت توده‌های نفوذی کوچک رخمون دارند و دارای ترکیب نیمه قلیایی با مقدار بالای سیلیس (۷۶/۲۴ تا ۷۸/۵۲ درصد وزنی)، مقادیر کم TiO_2 ، Fe_2O_3 و MgO ، تغییر گسترده K_2O ، Na_2O و شاخص جدایش بالا هستند. این سنگ‌ها با داشتن کروندوم هنجاری بالا (بیش از ۱٪) ماهیت آهکی قلیایی تا کلسیمی و ترکیب پرآلومین، ویژگی‌های گرانیته نوع S را نشان می‌دهند. حضور بیوتیت، مسکوویت، اسفن، آپاتیت و زیرکن به همراه نسبت‌های پایین Nb/Ta (میانگین ۱۳/۷) و Zr/Hf (میانگین ۲۲)، خاستگاه پوسته‌ای ماگما را تأیید می‌کند. تغییرهای Th نسبت به Th/U نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها در مرز بین گرانیته‌های نوع S و I قرار دارند و از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای میانی تا پایینی شکل گرفته‌اند. الگوهای عناصر خاکی نادر بیانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، روند به نسبت تخت عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و نبود تهی‌شدگی شدید از HREE هستند که بیانگر نبود نقش گارت در منبع است. ناهنجاری منفی قوی Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.04-0.17$)، تهی‌شدگی از Ti، Eu، Nb، Ta، Sr و P غنی‌شدگی از Th، Pb، U، La و Zr و همراه با نسبت‌های متغیری از Rb، Ba، K، Cs، به ذوب‌بخشی سنگ‌هایی با باقیمانده پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود که گویای ناهمگنی در حضور پلاژیوکلاز و ارتوکلاز است. شاخص اشباع زیرکن نیز دمای پایین (کمتر از 800°C) و فشار کم (کمتر از ۳۰۰ مگاپاسکال) را برای ذوب‌بخشی رسوب‌ها (ماسه سنگ تیره، پсамیت و شیل) نشان می‌دهد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این ریولیت‌ها شبیه گرانیته‌های پرآلومین کم دما در کوهزایی‌های برخوردی فشار بالا (چون آلپ و هیمالیا)، در جایی که ضخیم‌شدگی بیش از ۵۰ کیلومتر پوسته شرایط لازم برای ذوب‌بخشی رسوب‌های پوسته‌ای را فراهم می‌سازد، است از این رو ریولیت‌های نوع S دهبید نه تنها بازتاب‌دهنده فرآیندهای ذوب‌بخشی پوسته‌ای در شرایط پس‌برخوردی هستند، بلکه خود نیز ناشی از فرآیند برخورد-کوهزایی در جنوب پهنه سنندج-سیرجان محسوب می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: ریولیت دهبید؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ محیط کوهزایی برخوردی؛ شاخص اشباع زیرکن؛ پرآلومین؛ ریولیت نوع S

مقدمه

بررسی، بخشی از این پهنه زمین‌ساختی به‌شمار می‌رود [۱، ۵]. در ناحیه سنندج-سیرجان، عمده فعالیت‌ماگمازایی تریاس شامل سنگ‌های آتشفشانی قطع شده با دایک‌های دیابازی است. این سنگ‌ها از نوع ریولیت و توف هستند، که به ویژه در نواحی سورمق و اقلید بروزند دارند [۶]. در شرق خان‌خوره

ناحیه سنندج-سیرجان به عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران، بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ-هیمالیا است که در اثر همگرایی بخش شمالی گندوانا با قطعه‌های سیمیرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است [۱-۴]. منطقه مورد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۷۶۱۸۱۳۷، پست الکترونیکی: mhpoosti@gmail.com

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0

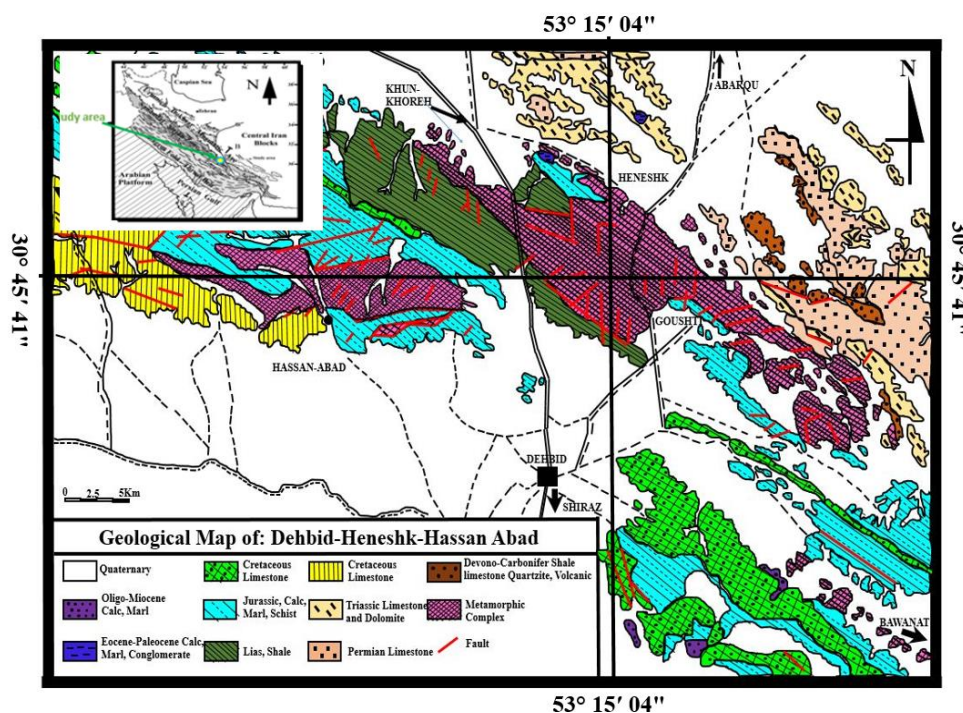


International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در ۲۰۰ کیلومتری شمال شیراز در مسیر جاده اصفهان - شیراز و در ۲۰ کیلومتری شمال شهرستان دهبید، در مجموعه ماگمایی هنشک-گوشی قرار دارد. مجموعه هنشک-گوشی در گستره عرض جغرافیایی $30^{\circ} 42'$ تا $53^{\circ} 58'$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ} 58'$ تا $53^{\circ} 18'$ شرقی واقع است. از نظر تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران، این منطقه در بخش جنوبی کمربند سنندج-سیرجان [۱] و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اقلید [۸] قرار دارد (شکل ۱). پهنه سنندج-سیرجان (SaSZ) یک پهنه مشخص با عرض ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و طول ۱۲۰۰ کیلومتر است که با روند شمال غرب- جنوب شرق در جنوب غربی ایران کشیده شده است. پهنه سنندج-سیرجان را می‌توان از شمال غرب به جنوب شرق به سه زیر پهنه شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرد [۹]. بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) کمربند دگرگونی-ماگمایی باریکی است که با روند کلی NW-SE از نزدیکی نی‌ریز-بوانات-دهبید تا سیرجان-شهربابک ادامه داشته و بین کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در شمال شرق و کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس در جنوب غرب قرار دارد. این بخش ناشی از برهم‌کنش درازمدت صفحه اقیانوسی نئوتتیس با لبه قاره‌ای ایران مرکزی و سپس برخورد است [۱۰].

(گردنه کولی‌کش، در مسیر راه شیراز-اصفهان) در جنوب - شرقی دهکده گوشتی از توابع دهبید، ریولیت به صورت پشته-های بزرگ و کوچک در میان دولومیت‌های آهن‌دار که به شدت خرد شده‌اند، نفوذ کرده است [۶، ۷]. ریولیت‌های تریاس دهبید نمایانگر تظاهرات سطحی فرایند ذوب بخشی مواد خاستگاه ناهمگون هستند که از ماگمایی غنی از قلیایی‌ها با ترکیب سدیم‌دار یا پتاسیم‌دار شکل گرفته‌اند [۷]. سیل‌های ریولیتی این منطقه، با ماهیت سدیم‌قلیایی یا پتاسیم‌قلیایی، در اواخر رویداد کوهزایی پالئوسیمین به درون سنگ‌های میزبان نفوذ کرده‌اند. این ریولیت‌ها برآمده از ذوب دوباره مواد ناهمگن هستند و در ادامه، دچار دگرگونی بسیار کم تا کم‌درجه شده‌اند [۶]. منطقه دهبید مانند سایر بخش‌های پهنه سنندج-سیرجان، طی تاریخ زمین‌ساختی خود در معرض فازهای متعدد دگرگونی، زمین‌ساختی و دگرشکلی ناشی از مراحل پی‌درپی کوهزایی قرار گرفته است؛ این امر شناسایی ماهیت و بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی را با پیچیدگی‌هایی همراه کرده است. به دلیل انجام نشدن بررسی‌های تکمیلی برای ریولیت‌های دهبید، در این پژوهش، با ترکیب داده‌های صحرایی، سنگ نگاری، زمین شیمی و شواهد زمین ساختی ریولیت‌های دهبید، شرایط زمین‌ساختی، خاستگاه ماگما و فرایندهای دگرگونی ماگمایی این منطقه به طور نسبی بازسازی شده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه سنگی هنشک-گوشی در منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ اقلید [۶، ۸].

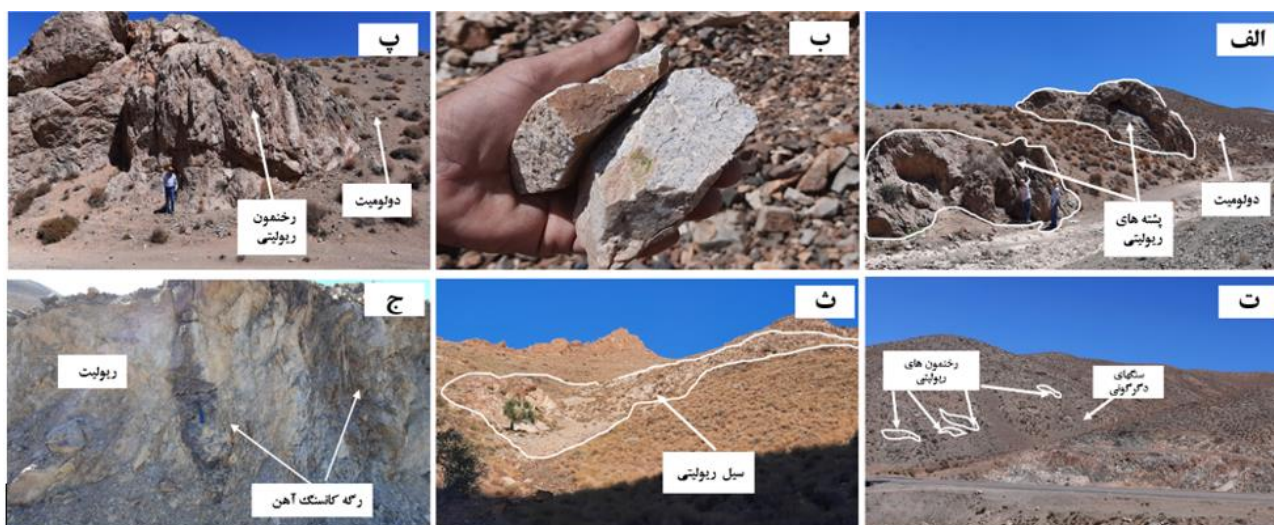
زمین‌شناسی منطقه

در پهنه ساختاری دهبید انواع سنگ‌های دگرگونی از جمله شیست، آمفیبولیت، گنیس، مرمر و همچنین سنگ‌های آذرین نفوذی بازی و اسیدی رخنمون دارند که اغلب در معرض فازهای دگرگونی مهمی قرار گرفته‌اند [۱۱]. در این منطقه، رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین پیشین دیده نمی‌شود، با این حال احتمال دارد که گنیس‌های موجود در سنگریزه‌های کنگلومرای مُرشدی در شرق مزایجان وابسته به پرکامبرین باشند [۶]. حضور رخنمون‌های ماگمایی هم‌زمان با دوره‌های فرونشست، به‌ویژه متابازیت‌های میان‌لایه‌ای با سنگ‌های کربناتی، به عنوان نخستین شواهد فعالیت ماگمایی قلیایی در منطقه (آمفیبولیت‌های کوه سفید و هنشک-گوشتی) تفسیر شده است [۶، ۱۲]. افزون بر این، توده‌های نفوذی حجیم با ترکیب بازالتی و ویژگی‌های سری قلیایی قاره‌ای نیز در منطقه شناسایی شده‌اند [۶، ۱۲، ۱۳]. نسبت به، مجموعه نفوذی دیگری با نام ارتوگنیس بندنو، ویژگی‌های گرانیت‌های آهکی قلیایی را نشان می‌دهد [۶، ۱۳، ۱۴]. بر اساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن، این گنیس‌های گرانیتی سنی حدود ۵۳۵ میلیون سال دارند که بیانگر تبلور آن‌ها در کامبرین پیشین و ارتباط آنها با رویداد کوهزایی کاتانگایی است [۱۳، ۱۴]. این ارتوگنیس‌ها از نوع S، آهکی قلیایی پتاسیم بالا، پرآلومین و برآمده از ذوب‌بخشی متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها) و منابع رسوبی (متابلیت‌ها) در یک محیط پس از برخورد هستند که با همگرایی زمین‌های پیرامونی گندوانا و قطعه‌های قاره‌ای ایران ارتباط دارند [۱۵]. در دوره پالئوزوئیک، چرخه‌های طولانی رسوب‌گذاری با دوره‌های خاک‌زایی متناوب همراه بوده است. یکی از این دوره‌ها در دونین با رسوب سنگ‌های آهکی قاره‌ای همراه با لایه‌های ماسه‌سنگ رسی، زغال‌سنگ و عدسی‌های آهنی رخ داده است. در پایان پالئوزوئیک، تغییر نظام رسوب‌گذاری موجب غالب شدن سنگ آهک و دولومیت، همراه با عدسی‌های ماسه‌سنگی، آرژیلیت و محیط‌های غنی از آهن شده است. حضور توده‌های آذرین ریولیتی در این زمان به عنوان منبع گرمایی و عامل اصلی تشکیل کانسارهای آهن (چون معادن آهن هنشک) در جایی که کاهش دما و به احتمال بسیار فشار در اثر آمیختگی سیال‌ها، نهشته شدن اکسید آهن را سبب شده است [۱۶] شناخته می‌شود. با این حال، محیط رسوبی منطقه همواره قاره‌ای بوده است و تنها در پرمین ویژگی‌های دریایی مانند سنگ آهک‌های دارای روزن

داران (فرامینیفر) دیده می‌شود. در پایان تریاس، رسوب‌های پالئوزوئیک در اثر کوهزایی پالئوسیمین دگرگون شدند. گرانیت‌های آهکی قلیایی ژوراسیک پسین (گرانیت بُن‌دونو) نخست دچار دگرگونی و سپس در مرحله‌ای دیگر تحت تأثیر دگرگونی ثانویه قرار گرفتند [۱۴]. در ادامه، فعالیت ماگمایی اواخر کوهزایی پالئوسیمین به صورت ریولیت‌های قلیایی نمود یافته است [۶]. بر این اساس، منطقه دهبید در بخشی از پالئوزوئیک و پیش از فاز کوهزایی سیمین اولیه، یک حوضه درون قاره‌ای گسلی کم تکامل به‌شمار می‌رفته که فعالیت ماگمایی قلیایی در آن گسترش داشته است. این پهنه ادامه شکاف اسفندقه دانسته شده که به احتمال بسیار در ناحیه اسفندقه تکامل یافته‌تر بوده و با فعالیت ماگمایی تولیتی و دگرگونی ایستای اقیانوسی همراه است [۶]. مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی منطقه در تریاس به صورت سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و توف‌های وابسته رخ داده است که در نواحی مختلف دهبید بروز دارند [۶، ۱۷، ۱۸].

روابط صحرایی و سنگ‌شناسی

در مجموعه سنگی هنشک-گوشتی شمال دهبید، توده‌های آذرین ریولیتی، به‌صورت برون‌زدهایی پشته مانند با اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند (شکل ۲ الف) و رخساره سنگ‌نگاری به نسبت همگنی را از نظر ساختار و ترکیب کانی‌شناسی نشان می‌دهند. ساختار آنها پورفیری با زمینه بسیار روشن، غنی از درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار است (شکل ۲ ب). توده‌های ریولیتی، بیشتر درون سازندهای دولومیتی منطقه (شکل ۲ پ) و اغلب در نیمه شمالی مجموعه نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ ت). در بخشی از مجموعه، واقع در شمال غربی گوشتی، این توده‌ها با ضخامت متغیر ظاهر می‌شوند. برون‌زدهای ریولیتی بیشتر دارای عرض ۳۰ تا ۸۰ متر هستند ولی چند رخنمون با طول چند کیلومتر در بخش شرقی منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲ ث). در بخش جنوبی مجموعه و در جنوب شرقی روستای گوشتی، ریولیت‌ها به صورت توده‌های کوچک از بین شکاف‌های دولومیت‌های بسیار خرد شده رخنمون دارند. در این بخش، عدسی‌های فروزنی (آهن) بسیار فراوان هستند از این رو ریولیت‌های بسیار خرد شده، آغشته به لیمونیت و هماتیت هستند. در تماس با توده‌های آهنی، ریولیت رخساره آبی-خاکستری را نشان می‌دهد که کم و بیش آغشته به هماتیت و لیمونیت است (شکل ۲ ج).



شکل ۲ الف) رخنمون پشته‌های ریولیتی در متادولومیت‌های منطقه هنشک-گوشتی (دید به سمت شمال غرب). ب) نمونه دستی ریولیت به رنگ روشن در منطقه هنشک-گوشتی. پ) بیرون‌زدگی سیل ریولیت با رنگ روشن در سنگ‌های دولومیتی منطقه هنشک-گوشتی (دید به سمت شمال شرق). ت) رخنمون سنگ‌های ریولیتی درون سنگ‌های دولومیتی در شمال منطقه هنشک-گوشتی دهبید (دید به سمت شمال شرق). ث) سیل ریولیتی با طول چند کیلومتر در منطقه هنشک-گوشتی (دید به سمت شمال شرق). ج) رگه‌های کانسنگ آهن درون سنگ‌های ریولیتی با رخساره آبی مایل به خاکستری در معدن آهن هنشک.

کمیاب بر حسب ppm با روش‌های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) در آزمایشگاه زمین شیمی انجمن علوم چین اندازه‌گیری شدند. پردازش و تفسیر داده‌های زمین شیمیایی با نرم‌افزارهای تخصصی Icpet, GCDkit, MinPet و اکسل انجام شد (جدول ۱).

سنگ‌نگاری

ریولیت‌های منطقه دهبید از نظر میکروسکوپی دارای ساختار پورفیری (شکل ۳ الف) با زمینه‌ای از بلورهای ریز و یا بازتبلور یافته هستند و آثار دگرگونی ضعیف تا متوسط را نشان می‌دهند. شدت بازتبلور بسته به نمونه متفاوت است و خردشدگی ثانویه نیز تا حدی دیده می‌شود. ریولیت‌های کمتر بازتبلور یافته، دارای زمینه‌ای ریزدانه و گاه فلسیتی هستند (شکل ۳ الف)، در حالی که با افزایش شدت بازتبلور، زمینه به دانه‌ای تبدیل شده و یک جهت‌گیری کلی توسط میکای سفید شکل می‌گیرد (شکل ۳ ب). ترکیب کانی‌شناسی این ریولیت‌ها به صورت کوارتز+آلیت+فلدسپار+کلیایی+میکای سفید+کانی‌های کدر±هماتیت±بیوتیت±کلریت±زیرکن±اسفن±آپاتیت است.

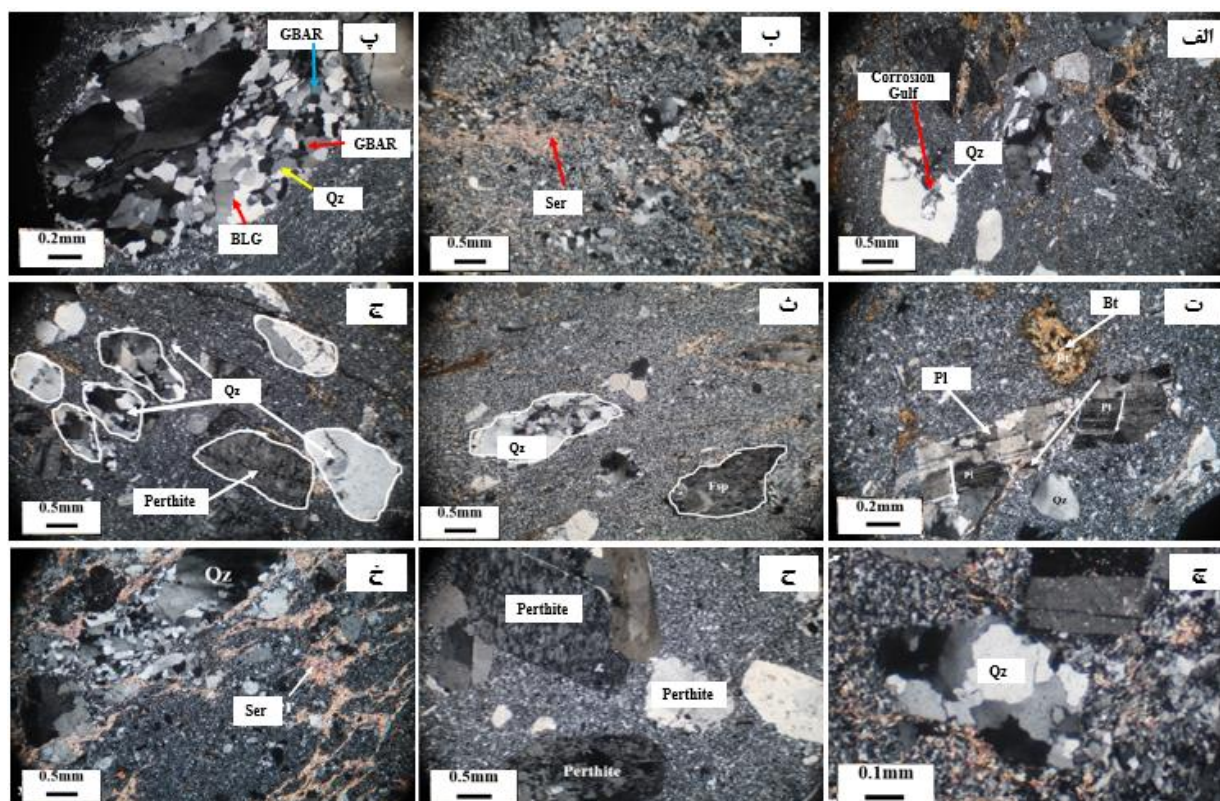
گسل‌های اصلی موجود در منطقه با روند شمال - غربی-جنوب شرقی نقش هدایت کننده برای سیال‌های گرمابی داشته‌اند، به طوری که روند افق‌های هماتیتی از راستای این گسل‌ها پیروی می‌کند [۱۹]. بر اساس نتایج چینه‌شناسی از جمله وجود سنگ‌ریزه‌های ریولیتی در کنگلومرای پایه سنگ‌های آهکی ژوراسیک و نبود دگرگونی شاخص در این سنگ‌ها که در دیگر سنگ‌های مجموعه هنشک-گوشتی دیده می‌شود (ناشی از کوهزایی پالتوسیمیرین)، سن این ریولیت‌ها به احتمال بسیار تریاس پسین است [۶].

روش بررسی

در بررسی‌های صحرایی از منطقه، ۷۰ نمونه از ۳۰ ایستگاه مختلف از رخنمون‌های ریولیتی جمع‌آوری شد. مقاطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از این نمونه‌ها تهیه گردید. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۱۲ نمونه با کمترین آثار دگرسانی برای تجزیه زمین شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. ۱۲ نمونه برای عناصر اصلی و عناصر کمیاب (برای هر نمونه ۱۱ اکسید اصلی و ۳۸ عنصر فرعی و کمیاب) تجزیه گردیدند. عناصر اصلی به صورت اکسید و برحسب درصد وزنی و عناصر

جدول ۱ داده‌های ژئوشیمیایی عناصر سنگ کل ریولیت‌های دهبید (عناصر اصلی بر حسب wt% و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

	AZ1۰۲	AZ۳۰۱	AZ۳۰۲	AZ۳۰۳	AZ۳۰۶	AZ۳۰۷	AZ۳۰۹	AZ۳۱۲	AZ۳۱۶	AZ۳۲۱	AZ۳۲۵	AZ۳۴۰
SiO ₂	۷۸.۵۷	۷۷.۳۰	۷۷.۶۲	۷۸.۵۲	۷۶.۹۸	۷۷.۴۸	۷۷.۳۱	۷۶.۴۲	۷۸.۰۲	۷۶.۴۶	۷۶.۲۴	۷۷.۲۸
Al ₂ O ₃	۱۲.۶۷	۱۲.۴۹	۱۲.۶۳	۱۲.۶۷	۱۲.۵۸	۱۲.۸۰	۱۲.۴۳	۱۲.۴۷	۱۲.۳۴	۱۲.۳۶	۱۲.۸۰	۱۲.۷۷
Fe ₂ O ₃	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۷
MgO	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳
CaO	۰.۱۹	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۶	۰.۲۲	۰.۵۴	۰.۱۳
Na ₂ O	۷.۳۵	۴.۰۲	۶.۰۹	۶.۱۹	۵.۷۶	۶.۰۰	۴.۵۷	۴.۱۲	۵.۲۸	۶.۱۱	۶.۸۸	۵.۰۷
K ₂ O	۰.۰۴	۴.۴۶	۰.۸۴	۰.۹۷	۰.۸۹	۸.۴۰	۱.۴۷	۳.۳۹	۱.۲۲	۰.۵۵	۰.۳۵	۲.۳۳
MnO	۰.۰۰۸	۰.۰۰۲	۰.۰۱۲	۰.۰۰۷	۰.۰۰۵	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۴	۰.۰۰۳
P ₂ O ₅	۰.۰۳۸	۰.۰۲۸	۰.۰۲۹	۰.۰۲۹	۰.۰۲۶	۰.۰۳۸	۰.۰۳۴	۰.۰۳۷	۰.۰۳۰	۰.۰۳۰	۰.۰۳۰	۰.۰۳۰
TiO ₂	۰.۰۹۰	۰.۰۳۰	۰.۰۳۷	۰.۰۱۹	۰.۰۴۴	۰.۰۱۳	۰.۰۶۱	۰.۱۳۱	۰.۰۳۴	۰.۰۷۱	۰.۱۹۴	۰.۰۴۸
LOI	۰.۲۱	۰.۵۳	۰.۵۴	۰.۷۲	۰.۴۸	۰.۴۸	۰.۸۵	۰.۴۹	۰.۷۶	۰.۶۰	۰.۸۷	۰.۴۵
SUM	۹۹.۲۲	۹۹.۸۹	۹۹.۲۸	۱۰۰.۲۳	۹۹.۳۸	۹۹.۱۴	۹۹.۳۷	۹۹.۴۹	۹۹.۳۷	۹۹.۲۲	۹۹.۲۵	۹۹.۳۰
Li	/	/	۰.۹۸۶	/	/	/	۰.۴۶۵	۰.۳۷۶	۰.۶۳۲	۰.۵۹۷	/	/
Be	۰.۴۶۹	۰.۲۸۱	۰.۴۹۱	۰.۶۰۴	۱.۲۳	۰.۵۴۴	۰.۵۹۷	۰.۸۸۴	۰.۴۳	۰.۲۳۰	۰.۲۳۰	۱.۵۰
Sc	۱۷.۷	۱۳.۲	۱۲.۵	۱۲.۷	۱۴.۴	۱۳.۲	۱۲.۶	۹.۸۸	۱۲.۵	۱۴.۵	۱۵.۰	۱۲.۳
V	۹.۵۲	۵.۶۸	۷.۵۱	۶.۵۶	۹.۷۶	۶.۳۱	۲۳.۲	۷.۲۵	۱۳.۱	۲۰.۷	۱۶.۵	۱۲.۶
Cr	۲.۱۶	۲.۷۸	۲.۲۸	۲.۷۸	۲.۴۷	۲.۳۲	۲.۲۳	۴.۴۱	۳.۲۳	۳.۳۳	۳.۲۱	۲.۲۷
Co	۰.۸۸۷	۴.۴۷	۲.۸۲	۲.۷۳	۱۱.۷	۲.۷۶	۶.۶۱	۳.۱۸	۱.۵۱	۳.۷۸	۲.۳۰	۲.۳۵
Ni	۰.۵۵۶	۱.۰۳	۱.۱۷	۱.۴۹	۳.۴۱	۱.۳۵	۱.۷۰	۱.۸۳۱	۴.۵۲	۲.۷۸	۲.۷۸	۲.۶۳۱
Cu	۲.۴۳	۲.۲۹	۰.۷۵۴	۰.۷۵۷	۱.۱۶	۱.۰۵	۵۱.۳	۲.۱۴	۲.۷۶	۲.۴۴	۲.۳۴	۱.۳۴
Zn	۴.۷۶	۵.۵۳	۴.۱۱	۴.۰۱	۴.۹۴	۴.۹۴	۵.۶۰	۷.۷۰	۵.۶۹	۶.۲۱	۵.۴۲	۵.۷۷
Ga	۱۳.۱	۱۱.۴	۱۱.۳	۱۲.۴	۱۲.۱	۱۲.۵	۱۲.۹	۱۰.۷	۱۰.۳	۱۳.۸	۱۴.۱	۱۵.۲
Ge	۰.۷۴۰	۰.۹۲۹	۰.۷۸۷	۰.۸۹۲	۰.۹۷۵	۰.۸۶۸	۱.۰۰	۰.۸۵۵	۱.۱۱	۱.۰۲	۰.۹۸۴	۱.۰۹
As	۱.۹۴	۶.۴۵	۴.۴۹	۳.۸۰	۷.۷۳	۵.۵۲	۳.۲۸	۱.۵۱	۵.۰۵	۱.۲۸	۱.۸۳	۱.۱۴
Rb	۱.۳۰	۵.۰۷	۱.۸	۱.۹۶	۲۳.۳	۱۸.۸	۳۲.۹	۴۴.۳	۲۲.۹	۱۱.۸	۷.۲۱	۴.۶۱
Sr	۲.۱۴	۳.۷۰	۳.۱۳	۴.۰۵	۴۴.۸	۳۷.۵	۳۶.۷	۴۶.۱	۳۵.۶	۱۵.۴	۱۷.۰	۵.۶۲
Y	۴۲.۴	۴۵.۵	۲۸.۸	۵۲.۶	۵۴.۹	۵۴.۹	۴۵.۳	۴۵.۳	۴۵.۳	۴۵.۳	۴۵.۳	۴۲.۳
Zr	۹۱.۳	۶۳.۲	۶۴.۸	۶۳.۶	۶۳.۰	۶۳.۵	۶۰.۵	۱۲۲	۶۲.۷	۱۱۵	۱۲۶	۸۷.۹
Nb	۱۰.۹	۱۰.۳	۱۱.۲	۱۱.۴	۱۱.۲	۱۰.۱	۸.۶۷	۷.۸۳	۸.۲۶	۹.۱۹	۱۰.۲	۱۰.۲
Mo	/	۰.۳۰۶	/	/	/	۰.۱۰۷	۲.۷۴	/	/	/	/	/
Ag	۰.۲۶۶	۰.۳۲۲	۰.۲۶۴	۰.۲۷۷	۰.۲۷۸	۰.۲۷۹	۰.۲۵۰	۰.۲۲۱	۰.۲۰۵	۰.۲۲۸	۰.۲۴۲	۰.۲۵۹
Cd	۰.۰۱۱	۰.۰۰۷	۰.۰۱۱	۰.۰۱۰	۰.۰۰۵	۰.۰۰۱	۰.۰۰۹	۰.۰۱۵	/	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶
In	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Sn	۰.۲۰۲	۰.۴۱۳	۰.۴۹۴	۰.۶۷۴	۰.۸۷۷	۰.۶۷۵	۲.۲۹	۲.۰۲	۲.۰۱	۱.۴۴	۱.۳۶	۱.۶۹
Sb	۰.۱۶۳	۰.۶۰۱	۰.۱۹۶	۰.۲۹۸	۰.۳۰۸	۰.۲۹۷	۰.۲۲۸	۰.۴۸۴	۰.۳۵۵	۰.۱۳۵	۰.۱۸۴	۰.۰۹۱
Cs	۰.۰۲۱	۰.۹۲۲	۰.۱۷۱	۰.۳۱۱	۰.۴۵۰	۰.۲۹۳	۰.۵۲۲	۰.۲۸۶	۰.۲۲	۰.۰۸۱	۰.۰۲۷	۰.۰۰۸
Ba	۱۸.۱	۸۴.۴	۲۵.۸	۵۸.۰	۵۷.۷	۴۴.۵	۵۶.۴	۴۸.۳	۵۰.۱	۹۳.۳	۹۳.۳	۳۷.۳
La	۱۸.۹	۷.۶۶	۳۴.۹	۱۰.۸	۶.۱۳	۸.۱۶	۱۰.۲	۶.۱۰	۳.۲۱	۲۵.۱	۲۴.۸	۱۷.۳
Ce	۳۷.۰	۱۶.۶	۱۸.۹	۲۱.۲	۱۱.۴	۱۱.۹	۱۱.۹	۷.۰۴	۵.۰۰	۴۸.۹	۴۸.۹	۳۶.۰
Pr	۴.۶۳	۲.۳۲	۲.۴۲	۳.۱۲	۱.۹۲	۲.۳۸	۲.۷۵	۱.۴۱	۰.۹۳۶	۵.۸۳	۵.۶۱	۴.۴۳
Nd	۱۹.۸	۹.۹۸	۱۰.۳	۱۳.۸	۸.۶۰	۱۰.۷	۱۲.۰	۵.۶۶	۴.۳۴	۲۳.۰	۲۱.۵	۱۷.۸
Sm	۵.۵۴	۳.۳۹	۳.۱۲	۴.۸۹	۴.۰۵	۳.۸۰	۴.۰۵	۲.۰۲	۴.۸۵	۴.۵۰	۴.۵۰	۴.۵۰
Eu	۰.۴۹۱	۰.۶۸۹	۰.۵۰۷	۰.۷۴۴	۰.۵۳۹	۰.۶۷۳	۰.۷۳۴	۰.۳۹۱	۰.۷۰۹	۱.۱۰	۰.۹۸۸	۰.۴۹۸
Gd	۶.۰۰	۴.۵۱	۳.۶۹	۶.۱۹	۴.۳۱	۵.۸۴	۴.۸۳	۲.۰۳	۴.۳۱	۵.۲۰	۴.۶۱	۵.۱۹
Tb	۱.۱۵	۰.۹۹۷	۰.۷۲۹	۱.۲۶	۰.۹۷۵	۱.۲۶	۰.۹۹۵	۰.۴۲۷	۰.۹۹۵	۰.۹۹۵	۰.۹۹۹	۰.۹۶۴
Dy	۷.۷۱	۷.۴۶	۵.۱۷	۹.۰۶	۷.۴۲	۹.۳۴	۷.۲۳	۳.۲۲	۷.۹۴	۶.۱۵	۵.۳۵	۶.۶۷
Ho	۱.۵۹	۱.۶۵	۱.۰۸	۱.۹۹	۱.۷۰	۲.۰۹	۱.۶۳	۱.۷۷	۱.۲۷	۱.۲۷	۱.۲۷	۱.۴۹
Er	۴.۲۵	۴.۸۷	۳.۰۵	۵.۷۳	۴.۸۶	۵.۸۹	۴.۷۴	۲.۲۹	۴.۸۴	۳.۵۹	۳.۲۴	۴.۲۸
Tm	۰.۶۴۴	۰.۷۴۶	۰.۴۸۲	۰.۸۷۹	۰.۷۳۴	۰.۹۰۷	۰.۷۳۵	۰.۳۷۷	۰.۷۴۱	۰.۵۲۷	۰.۴۹۷	۰.۶۶۹
Yb	۴.۲۱	۵.۰۶	۳.۲۵	۵.۷۳	۴.۸۵	۵.۸۱	۴.۷۸	۲.۶۵	۴.۸۶	۳.۳۱	۳.۳۱	۴.۶۳
Lu	۰.۵۸۳	۰.۷۲۴	۰.۵۰۵	۰.۸۰۸	۰.۷۱۶	۰.۸۴۸	۰.۶۸۳	۰.۴۱۲	۰.۷۱۳	۰.۵۰۹	۰.۴۹۶	۰.۶۵۲
Hf	۳.۸۶	۳.۵۳	۳.۶۰	۳.۴۷	۳.۳۱	۳.۵۱	۳.۴۱	۳.۵۱	۳.۸۱	۴.۲۸	۴.۲۸	۳.۸۶
Ta	۱.۳۳	۱.۶۹	۱.۸۲	۱.۸۳	۱.۵۵	۱.۸۰	۱.۶۳	۱.۰۰	۱.۳۳	۱.۰۳	۱.۰۲	۱.۴۲
W	/	/	۰.۲۵۹	۰.۴۱۴	/	۰.۳۱۱	۲.۱۸	۰.۸۲۹	۱.۱۲	۱.۱۸	۱.۷۲	۰.۳۱۳
Tl	۰.۰۰۱	۰.۱۳۱	۰.۰۴۴	۰.۰۵۱	۰.۰۵۶	۰.۰۴۰	۰.۰۸۳	۰.۱۱۴	۰.۰۷۴	۰.۰۰۸	۰.۰۰۹	۰.۰۰۹
Pb	۲.۱۴	۳.۵۸	۲.۳۵	۲.۴۶	۲.۶۱	۲.۷۳	۲.۱۱	۵.۸۶	۴.۲۴	۱.۴۹	۱.۰۴	۴.۳۱
Bi	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Th	۱۲.۸	۱۲.۹	۱۲.۶	۱۳.۷	۱۳.۲	۱۳.۳	۱۲.۹	۱۵.۵	۹.۲۱	۱۴.۴	۱۵.۳	۱۹.۵
U	۲.۲۶	۳.۱۳	۲.۱۸	۲.۹۵	۲.۵۹	۲.۸۸	۲.۷۳	۲.۲۷	۱.۸۵	۲.۲۰	۲.۲۴	۳.۰۱
Nb/Ta	۸.۲۰	۶.۰۹	۶.۱۰	۶.۲۳	۷.۲۳	۶.۳۳	۶.۲۰	۸.۶۷	۶.۳۷	۸.۰۰	۹.۰۱	۷.۱۸
Zr/Hf	۲۳.۶۳	۱۷.۹۰	۱۸.۰۰	۱۸.۳۳	۱۷.۸۵	۱۸.۰۹	۱۸.۲۸	۲۲.۰۲	۱۷.۸۶	۲۸.۸۹	۲۹.۴۴	۲۲.۷۷
(La/Yb) _N	۳.۲۲	۱.۳۱	۱.۵۹	۴.۸۱	۱.۰۴	۱.۳۹	۱.۷۴	۱.۰۴	۰.۵۵	۴.۲۸	۴.۲۳	۲.۹۵
(La/Sm) _N	۲.۲	۰.۸۹	۱.۰۹	۱.۲۶	۰.۷۱	۰.۹۵	۱.۱۹	۰.۷۱	۰.۳۷	۲.۹۲	۲.۸۹	۲.۰۲
(Ce/Yb) _N	۲.۴۴	۱.۱	۱.۲۵	۱.۴	۰.۷۵	۱.۱۵	۰.۷۹	۰.۴۶	۰.۳۲	۳.۲۳	۳.۲۳	۲.۳۸
(Gd/Yb) _N	۱.۱۸	۰.۷۴	۰.۹۴	۰.۹	۰.۷۴	۰.۸۳	۰.۸۴	۰.۶۳	۰.۷۳	۱.۲۲	۱.۱۵	۰.۹۸
Eu/Eu*	۰.۱۳	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱	۰.۱	۰.۰۴	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۱۴
ΣREE	۴۶۷.۸	۳۲۸.۵	۲۸۴.۳	۴۱۳.۳	۲۹۸.۶	۳۷۷.۴	۳۵۸	۱۸۷.۶	۲۶۰.۵	۵۱۱	۴۸۲.۳	۴۳۳.۸
Q	۳۵.۳۶	۲۶.۴۴	۳۷.۸۱	۳۸.۰۵	۲۹.۱۸	۳۸.۵۸	۴۳.۹۷	۳۹.۶۴	۴۱.۸۵	۳۷.۴۹	۳۳.۱۸	۳۸.۲۱
Or	۰.۲۴	۲۶.۳۶	۴.۹۶	۵.۲۶	۴.۹۶	۸.۶۰	۸.۶۰	۲.۰۳	۲.۰۳	۳.۲۵	۲.۰۷	۱۳.۷۷
Ab	۶۲.۱۹	۳۴.۰۲	۵۱.۵۳	۵۲.۳۸	۴۸.۲۴	۵۰.۷۷	۳۸.۶۷	۴۴.۶۸	۴۴.۶۸	۵۱.۷	۵۸.۲۲	۴۲.۹
C	۰.۲۸	۰.۹	۱.۰۱	۱.۱۸	۱.۸۲	۱.۷۶	۳.۰۷	۱.۷۷	۲.۱۱	۲.۰۱	۰.۲۲	۱.۷۴
ID	۹۷.۷۹	۹۶.۸۲	۹۶.۳	۹۶.۱۶	۹۳.۱۸	۹۴.۳۱	۹۱.۳۳	۹۴.۵۳	۹۳.۷۴	۹۲.۴۴	۹۳.۴۷	۹۴.۸۸
Zrsat(W&H)	۱۰۰.۷	۹۴.۹	۹۴	۹۴.۴	۸۷.۸	۸۷.۸	۷۶.۵	۸۷	۸۳.۴	۸۷.۵	۸۳.۴	۸۳
TZrsat(w&H)	۷۴۲	۷۱۸.۱	۷۲۰.۷	۷۲۰.۵	۷۲۴.۴	۷۲۴.۳	۷۳۱.۳	۷۷۸.۱	۷۲۷.۴	۷۷۷.۷	۷۶۵.۹	۷۴۹.۹
Zrsat(B.)	۱۶۹.۲	۱۵۶	۱۵۴	۱۵۰.۵	۱۳۲.۴	۱۴۰.۵	۱					



شکل ۳ الف) درشت بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی و زمینه فلسی ریز دانه در ریولیت دهبید، ب) زمینه‌ای از بلورهای ریز و بازتبلور یافته و آثار دگرگونی ضعیف تا متوسط در نمونه‌ای از ریولیت دهبید. پ) ریزساختارهای کوارتز با اتصال‌های سه‌گانه (GBAR)، ساختار بازتبلور یافته برآمده (BLG) و خاموشی موجی و آثار بازتبلور پویا. ت) شکستن و برش ساده درشت بلورها و خردشدگی ضعیف در نمونه‌ای از ریولیت (ث) کشش و صاف شدن، تشکیل دوک در کانی‌های کوارتز و فلدسپار در ریولیت (XPL). ج) بودینا میکروسکوپی ناشی از بلورهای کوارتز و فلدسپار و تشکیل شیستوارگی ثانویه در نمونه ریولیت دهبید. چ) بازتبلور کوارتزهای چند ضلعی در زمینه، در نمونه‌ای از ریولیت‌های سدیمی (XPL). ح) میکروکلین پرتیتی با تجزیه کائولینیتی خفیف در نمونه‌ای از ریولیت‌های پتاسیمی. خ) کانی سریسیت در زمینه و جهت یافتگی در نمونه‌ای از ریولیت همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند. Bt: بیوتیت، Kfs: فلدسپارقلیایی، Plg: پلاژیوکلاز، Ser: سریسیت، Qz: کوارتز.

بازتبلور نشان می‌دهند و می‌توانند منجر به شکل‌گیری بادام‌های نامتقارن شوند (شکل ۳ ج). در زمینه، به دلیل بازتبلور، کوارتز به صورت بلورهای چندضلعی دیده می‌شود (شکل ۳ چ). فلدسپار پتاسیم در صورت حضور، حدود ۱۵ درصد درشت بلورها را تشکیل می‌دهد. این فلدسپارها به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار، اغلب از نوع میکروکلین و پرتیتی هستند. وجود پرتیت‌ها نشان‌دهنده تبلور آهسته در اعماق و تفکیک فازی در دماهای پایین‌تر بوده و بازتاب‌دهنده شرایط تعادل گرمایی ناپایدار در ماگمای سیلیسی غنی است. این کانی‌ها اغلب با کائولینیتی شدن خفیف همراه هستند (شکل ۳ ح). آلبیت به دو صورت فراورده تجزیه همراه با

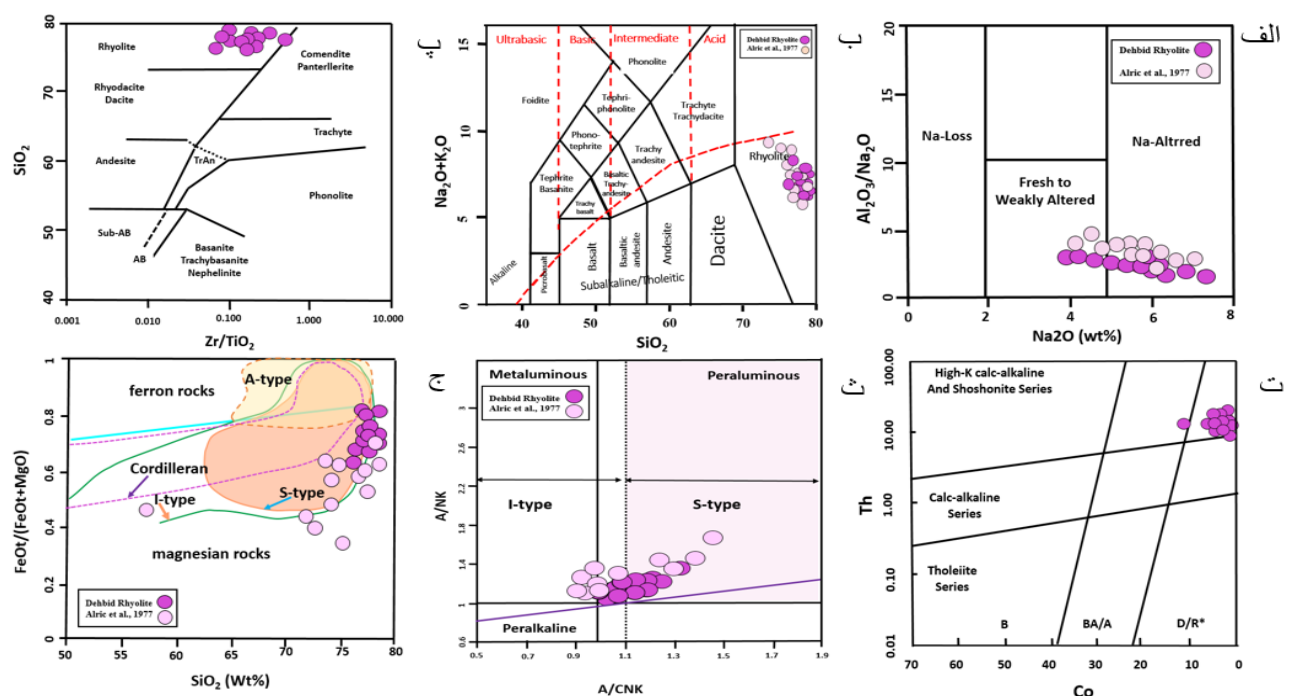
کوارتز ۴۰ تا ۶۰ درصد درشت بلورها را تشکیل می‌دهد و به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با انحلال خلیجی دیده می‌شود (اندازه ۱-۳ میلی‌متر). در بعضی از نمونه‌ها، حضور ریزساختارهای کوارتز با اتصال‌های سه‌گانه (GBAR)، ساختار بازتبلور برآمده (BLG) و خاموشی موجی، بازتبلور پویا را نشان می‌دهند (شکل ۳ پ). مراحل مختلف بازتبلور و خردشدگی روی این درشت بلورها شامل شکستن و برش ساده درشت بلورها به صورت خردشدگی ضعیف (شکل ۳ ت)، کشش و صاف شدن به صورت شکل‌گیری بادام یا دوک با بازتبلور ریزدانه‌ای (شکل ۳ ث) و بودینا میکروسکوپی: (بازتابی از شیستوارگی ثانویه) هستند و نقش صفحه‌های برشی را در

در مقادیر جزئی شامل اسفن، زیرکن و مگنتیت هستند.

زمین شیمی کل سنگ

ترکیب شیمیایی ریولیت‌های منطقه دهبید دارای مواد فرار (LOI) کمتر از ۱ هستند (۰/۲۱ تا ۰/۸۷). این نمونه‌ها با LOI کمتر از ۱ درصد وزنی به عنوان "Fresh" رده‌بندی می‌شوند و از نظر دگرسانی، در رده غیردگرسان‌شده یا با دگرسانی بسیار ضعیف قرار می‌گیرند. در نمودار مقادیر Na_2O نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ [۲۰]، بیشتر نمونه‌ها در گستره غیر دگرسان شده تا دگرسانی ضعیف قرار می‌گیرند و با حفظ ترکیب اولیه ماگمایی برای تحلیل‌های سنگ‌زایی قابل اعتماد هستند. (شکل ۴ الف). افزون بر این، به منظور مقایسه دقیق‌تر، برخی از داده‌های مرجع [۶] نیز در بررسی سنگ‌های مورد بررسی در نظر گرفته شده‌اند. نمونه‌ها بر اساس عناصر اصلی در نمودار TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2) [۲۱] (شکل ۴ ب) و بر اساس عناصر کمیاب در نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 (شکل ۴ پ) در گستره ریولیت قرار می‌گیرند.

تیغه‌های مسکوویت با زمینه آلبیتی و یا به عنوان درشت بلور اولیه، خودشکل و ریز چندریخت دوقلویی که ممکن است در ارتباط یا بی ارتباط با میکروکلین باشد دیده می‌شود. پلاژیوکلاز اولیه با توجه به نادر بودن بلورهای اپیدوت یا کربنات ناشی از تجزیه، باید آلبیت باشد. میکای سفید در مقادیر بسیار متغیر (۱-۱۰ درصد) وجود دارد. در ریولیت‌های با دگرگونی ضعیف، تکه‌های ریز سرسیت دیده می‌شوند که نشان‌دهنده فعالیت سیال‌ها هستند. با افزایش بازتبلور، سرسیت به صورت تیغه‌های بزرگ‌تر ظاهر شده و یک آرایش تیغه‌ای مشخص ایجاد می‌کند که گاهی کمی انحنا دارد (شکل ۳ خ). بیوتیت در تیغه‌های نادر با چندرنگی سبز مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود و دربردارنده میانبارهای زیرکن است. این کانی کمی کلریتی شده است و ۵-۱۰ درصد حجم نمونه را تشکیل می‌دهد. کلریت افزون بر ناشی شدن از دگرسانی بیوتیت، به صورت کلریت آهنی-منیزیمی با رنگ تداخلی خاکستری (نوع کلینوکلر) در زمینه دیده می‌شود. سایر کانی‌ها

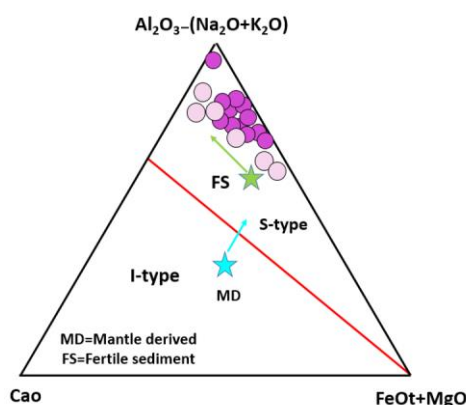


شکل ۴ الف) نمودار Na_2O نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ برای ارزیابی درجه دگرسانی Na. ب) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، که بر پایه آن، نمونه‌ها در گستره ریولیت نیمه قلیایی قرار دارند. پ) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 ، که براساس آن، نمونه‌ها در گستره ریولیت قرار گرفته‌اند. ت) نمودار تغییرهای عناصر Th و Co، که در آن، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا یا حتی شوشونیتی قرار دارند. ج) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ ، که بر پایه آن، نمونه‌ها در گستره پرآلومین قرار گرفته‌اند. د) نمودار $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ نسبت به SiO_2 ، که بر پایه آن، نمونه‌ها در گستره پرآلومین قرار گرفته‌اند.

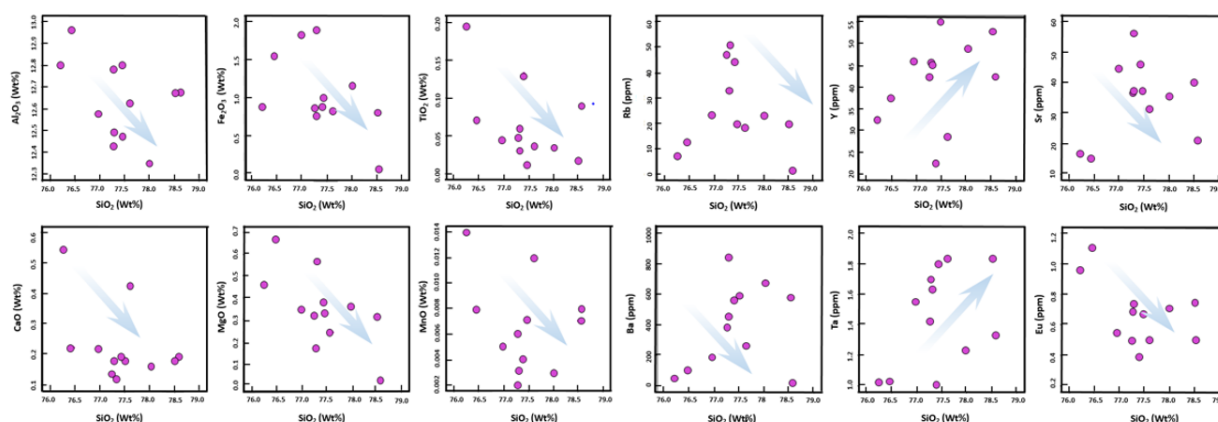
کانی‌شناسی سنگ‌های ریولیت دهبید، شامل بیوتیت، مسکویت، اسفن، آپاتیت و زیرکن همچنین حضور کروندوم هنجاری (جدول ۱)، به شدت نشان‌دهنده یک منبع پرآلومین است. چنین ویژگی‌هایی از گرانیت‌های نوع S، شبیه لوکوگرانیت‌های هیمالیاست، اما با گرانیت‌های نوع S از کمر بند چین‌خوردگی لاچلان که طیف گسترده‌تری از مقدار $Mg^\#$ و CaO را نشان می‌دهند، در تضاد هستند [۲۷].

موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای هارکر [۲۸] همراه با پراکندگی نشان می‌دهد که با افزایش SiO_2 ، مقادیر K_2O (و تا حدی Na_2O)، Y و Ta افزایش می‌یابند. این روند با فرآیند ذوب‌بخشی درجه پایین از یک منبع پوسته‌ای همخوانی دارد و باعث غنی‌شدگی نسبی مذاب در عناصر ناسازگار می‌شود. به طور همزمان، کاهش مقادیر Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، CaO ، TiO_2 ، MgO ، MnO ، Sr ، Rb ، Ba و Eu (شکل ۶) دیده می‌شود. تغییر این اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب با برخی تمایزهای جزئی کانی‌ها مانند فلدسپارهای طی تکامل ماگما همخوانی دارد.

تمرکز ترکیب نمونه‌ها در ناحیه محدود، نشان‌دهنده ترکیب ماگمای به نسبت یکنواخت و به احتمال بسیار جدایش ماگمایی شدید و یا ذوب‌بخشی قسمتی از یک منبع گرانیتی یا رسوبی است. بر اساس تغییر مقدار عناصر Th و Co [۲۳]، سنگ‌های ریولیتی دهبید از سری آهکی قلیایی پتاسیم بالا یا حتی شوشونیتی هستند (شکل ۴ ت). این سنگ‌ها بر اساس شاخص اشباع شدگی آلومینیوم (ASI) [۲۴] در گستره پرآلومین قرار دارند (شکل ۴ ث). برای تشخیص سری آهنی یا منیزی از نمودار $FeOt / (FeOt + MgO)$ نسبت به SiO_2 [۲۵]، استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره منیزی قرار دارند (شکل ۴ ج). ریولیت‌های دهبید با مقدار کم CaO (کمتر از ۱٪) و مقادیر کم $Mg^\#$ (کمتر از ۵۰)، با موقعیت یک ترکیب ریولیت تکامل یافته همخوانی دارند که با مقدار سیلیس بالا نیز نشان داده شده است. نمونه‌ها در نمودار مثلی $CaO-(FeO + MgO)-(Al_2O_3-(Na_2O + K_2O))$ در گستره گرانیت نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۵) [۲۶].



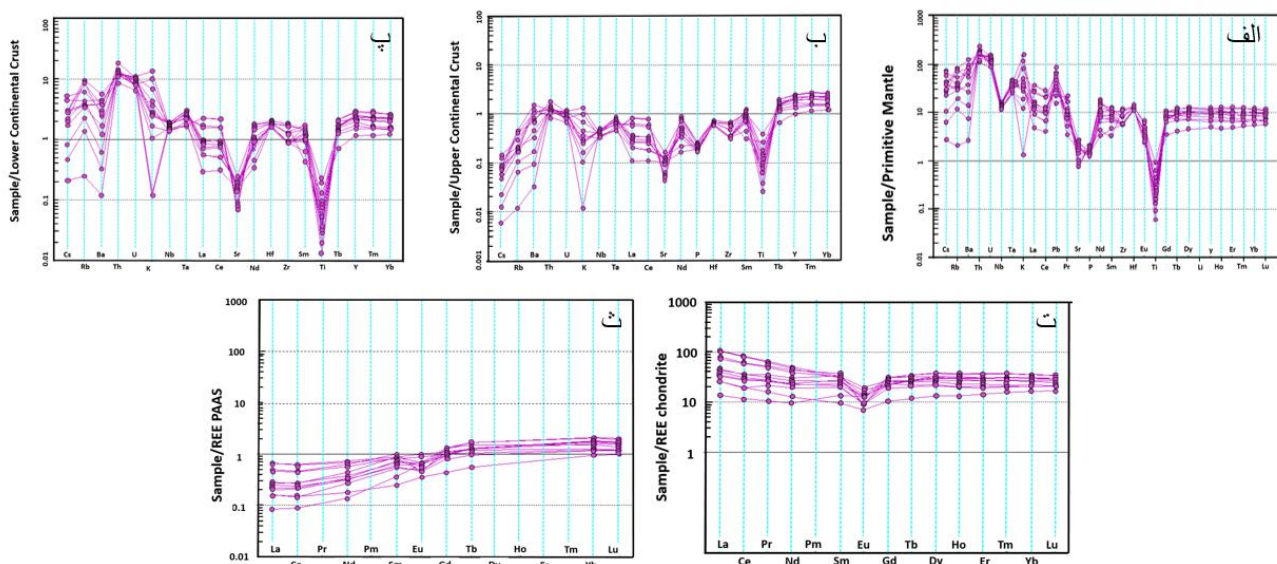
شکل ۵ نمودار مثلی $CaO-(FeO + MgO)-(Al_2O_3-(Na_2O + K_2O))$ که نزدیکی آشکار این سنگ‌ها را با سنگ‌های نوع S نشان می‌دهد.



شکل ۶ نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب برگزیده برای سنگ‌های ریولیتی دهبید که بر پایه آنها، MnO ، MgO ، P_2O_5 ، CaO ، Al_2O_3 ، SiO_2 ، Eu ، Rb ، Ba و Sr همبستگی منفی و Y و Ta همبستگی مثبت با SiO_2 نشان می‌دهند.

شوند، عناصر خاکی نادر به خوبی در مذاب حل نمی‌شوند و این امر منجر به تهی‌شدگی بیشتر LREE و ایجاد بی‌هنجاری منفی فسفر می‌گردد [۳۲]. این ویژگی‌ها اغلب در کمربندهای کوهزایی و پس از برخورد قاره-قاره دیده می‌شود و نمودارهای عنکبوتی آنها بیشتر شبیه گرانیتهای قوسی اما کمی مسطح‌تر هستند. برای مقایسه جامع و بررسی دقیق‌تر، این سنگ‌ها با الگوهای پوسته قاره‌ای پایینی و بالایی (شکل‌های ۷ ب و پ) [۳۳] نیز، بهنجار شدند که مقایسه آنها بیانگر شباهت زیاد این دو نمودار عنکبوتی برای سنگهای منطقه است (برای مثال، تهی‌شدگی در عناصر Nb، Ta، Eu، Ti و غنی‌شدگی از عناصری چون U، Th، La، Zr). برخی از عناصر نیز مانند Rb، K، Ba و Cs هم تهی‌شدگی و هم غنی‌شدگی را برای این سنگها نشان می‌دهند که گویای ناهمگنی در مقادیر سدیم و پتاسیم و حضور متفاوت پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در خاستگاه این سنگهاست. در الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۷ ت) [۲۹]، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که اغلب نشان دهنده شکل گرفتن ماگما از پوسته قاره‌ای یا ذوب‌بخشی در حضور گارنت در باقیمانده است.

کاهش Eu نیز نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در فاز باقیمانده منبع ذوب است (ذوب‌بخشی در شرایط فشار پایین)، که با افزایش مقدار مذاب و افزایش سیلیس، تهی‌شدگی Eu در مذاب رخ می‌دهد. نمودار عناصر فرعی بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۹] (شکل ۷ الف)، ناهنجاری منفی در عناصر با شدت میدان یونی بالا (HFES، چون Sr، Ba)، و عناصر کم تحرک (مثل Ti، Ta، Nb) و ناهنجاری مثبت در عناصر Th، U، Ce را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Sr (تهی‌شدگی Sr نسبت به عناصر کناری) اغلب نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در منبع است، زیرا پلاژیوکلاز تمایل به نگهداری Sr دارد. تهی‌شدگی شدید از Ti می‌تواند نشان دهنده حضور فازهایی چون ایلمنیت یا روتیل در باقیمانده ذوب باشد [۳۰]. بی‌هنجاری منفی فسفر نشان دهنده تهی‌شدگی نسبی فسفر (P) همراه با عناصر خاکی نادر سبک (Ce و La) است که می‌توانند در ساختار آپاتیت جای گیرند [۳۰]. در ذوب‌های جزئی درجه پایین، ممکن است که هنوز بخش قابل‌توجهی از آپاتیت ذوب نشده باقی بماند. از این رو، فسفر و LREE به‌طور کامل به مذاب منتقل نمی‌شوند و این باعث بی‌هنجاری منفی فسفر می‌شود [۳۱] همچنین، اگر کانی‌هایی چون زیرکن ($ZrSiO_4$) و موناژیت $[(Ce,La)PO_4]$ در فاز باقیمانده بمانند یا تنها به‌صورت محدود وارد مذاب



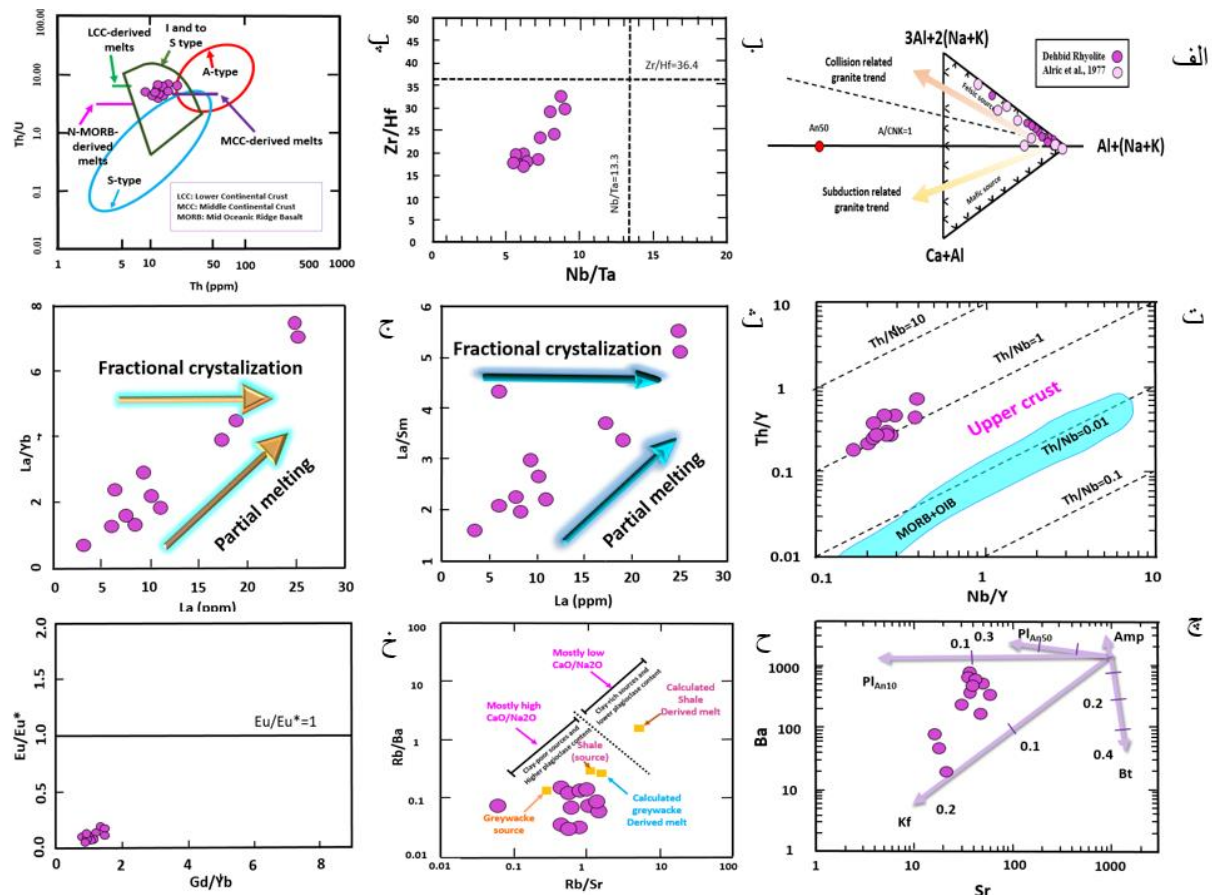
شکل ۷ ترکیب عناصر کمیاب و نادر بهنجار شده سنگ‌های ریولیتی دهبید: الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه، ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با پوسته بالایی قاره‌ای، پ) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با پوسته پایینی قاره‌ای، ت) الگوهای REE بهنجار شده با کندریت، که غنی‌شدگی از LREE و الگوهای تقریباً ثابت HREE با ناهنجاری‌های منفی Eu را نشان می‌دهند، ث) الگوهای REE بهنجار شده با شیل (PAAS) که الگوهای مسطح با ناهنجاری‌های منفی Eu را نشان می‌دهند.

در این میان، عناصر خاکی نادر (به‌ویژه LREE) به دلیل ماهیت بسیار ناسازگار خود، حتی در درجه‌های پایین ذوب‌بخشی نیز به‌طور مؤثر وارد مذاب شده و موجب غنی‌شدگی آن می‌شوند؛ این پدیده در سنگ‌های با خاستگاه دگرنهاده بارزتر است [۳۴]. شیب منفی در سمت چپ نمودار عناصر خاکی نادر با $(La/Sm)_N = 0.76-6.0$ آشکار است. شیب عناصر خاکی نادر سنگین (Lu-Gd) به نسبت یکنواخت است، $(Gd/Yb)_N = 0.74-1.95$ نبود تهی‌شدگی شدید در HREE نشان می‌دهد که گارنت به احتمال بسیار در منبع ذوب بوده اما نقش غالب نداشته یا ماگما برآمده از منبعی با مقدار محدود گارنت است. الگوی HREE به نسبت صاف نشان می‌دهد که فازهایی چون زیرکن یا مگنتیت اثر زیادی در توزیع آن‌ها نداشته‌اند. ناهنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.04-0.17$) نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز فاز باقیمانده غالب در فرآیند ذوب است [۳۵]. این ناهنجاری می‌تواند بیانگر جدایش ماگمایی شدید و یا ذوب‌بخشی سنگ‌هایی با باقیمانده پلاژیوکلاز باشد. نمودارهای بهنجار شده با REE شیل (PAAS: شیل پسا، آرکن استرالیا) [۳۶]، الگوهای مسطح همراه با کمی تهی‌شدگی از LREEs و ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۷ ث) که این الگوی افقی می‌تواند بیانگر یک منبع شیل برای سنگ‌های ریولیتی دهید باشد.

سنگ‌زایی

ریولیت‌های دهید با طیف محدودی از مقدار سیلیس بالا (76.24 تا 78.52 درصد وزنی)، با نسبت‌های بسیار متنوع عناصر کمیاب (برای مثال نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta) مقدار کرونوم هنجاری CIPW بالا (بیش از ۱٪) آهکی‌قلیایی تا کلسیمی هستند که با ترکیب پرآلومین با نشانه‌های گرانیته نوع S، شاخص‌های زمین شیمیایی به نسبت تکامل‌یافته‌ای را نشان می‌دهند که از ماگماهای برآمده از گوشته شکل نگرفته‌اند [۳۷]. بر پایه نمودار سه متغیره $(Ca + Al) - 3Al + 2(Na + K) - (Na + K)$ (شکل ۸ الف) [۳۸]، نمونه‌ها منبع فلسی دارند. نسبت Nb/Ta پایین (میانگین 0.713) و نسبت Zr/Hf پایین (میانگین 2.2)، مشابه ماگماهای خاستگاه پوسته‌ای ($Zr/Hf < 35.7$ ، $Nb/Ta < 13.4$) و متفاوت از ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای ($Nb/Ta > 17.5$) (شکل ۸ ب) [۳۹-۴۱]. همچنین مقدار میانگین کروم و نیکل پایین ($1/8$ و $2/8 > 500$ میکروگرم بر

گرم)، میانگین نسبت Ti/Zr ($4.5 > 2.0$) و میانگین نسبت Rb/Sr ($0.7 < 0.5$) نشان می‌دهد که ریولیت‌های دهید خاستگاه پوسته‌ای داشته‌اند [۴۲]. افزون بر این، در ریولیت‌های دهید هیچ توده نفوذی مافیکی دیده نشده است، که نشان می‌دهد که مدل ذوب‌بخشی با خاستگاه گوشته‌ای برای این ماگما ممکن است [۳۷]. مقدار $Mg^\#$ ریولیت‌های دهید از 27.7 تا 50 (کمتر از 50) متغیر است که نشان دهنده نبود مواد برآمده از گوشته در ناحیه خاستگاه ماگمایی است [۴۳-۴۵]. نسبت Th/U در نمونه‌های این منطقه بین 4.12 تا 6.83 متغیر بوده (میانگین 5.52) و به مقدار معمولی پوسته قاره‌ای (حدود ۴) نزدیک است [۴۶-۴۹]. نمودار تغییرهای Th نسبت به Th/U [۵۰] نشان می‌دهد که نمونه‌ها در گستره گرانیته‌های نوع S تا I و در مرز بین مذاب‌های برآمده از پوسته قاره‌ای پایینی و میانی قرار دارند (شکل ۸ پ). این الگو را می‌توان با رفتار متفاوت Th و U در فرآیند ذوب‌بخشی توضیح داد، به‌طوری که هر دو عنصر به مذاب وارد می‌شوند، اما U نسبت به Th کمی سازگارتر است و در برخی فازهای اکسیدی یا سولفیدی باقی می‌ماند. این امر موجب افزایش نسبت Th/U در این سنگ‌ها شده است. افزون بر این، در محیط‌های پسابروردی یا قاره‌ای-قوسی که ذوب پوسته نقش اصلی دارد، این نسبت می‌تواند به ۵ یا بیشتر نیز برسد [۴۹]. بر اساس نمودار Nb/Y نسبت به Th/Y ، نمونه‌های مورد بررسی در گستره پوسته میانی-پایینی جای می‌گیرند (شکل ۸ ت) [۵۱]. مشخصه‌ی ذوب‌بخشی در نمودارهای La نسبت به La/Sm (شکل ۸ ث) و La نسبت به La/Yb دیده می‌شود (شکل ۸ ج) [۴۰]. ریولیت‌های دهید با شاخص جدایش بالا (91.33 تا 97.79 ، میانگین 94.41) و همچنین تهی‌شدگی قابل توجه از HFSE (Ti, P, Ta, Nb) نشان می‌دهند که ماگمای برآمده از خاستگاه، در پایان دچار تبلور بخشی قابل توجهی شده است. ناهنجاری‌های منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.04-0.17$) و تهی شدن Sr و Ba در نمونه‌ها نیز نشان‌دهنده تبلور جدایشی پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم است [۳۵، ۴۰]. نمودار Sr نسبت به Ba (شکل ۸ چ) [۴۰]، تبلور جدایشی فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد که با حضور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز در نمونه‌ها همخوانی دارد. تهی شدن Nb ، Ti و P به ترتیب به دلیل تبلور جدایشی آپاتیت و کانی‌های غنی از Ti است و تبلور جدایشی آپاتیت و اسفن را نیز نشان می‌دهد.



شکل ۸ نمودارهای تعیین خاستگاه برای سنگ‌های ریولیتی دهبید (الف) نمودار $Al + (Na + K) - 3Al + 2(Na + K) - (Ca + Al)$ ، که منابع فلسی و مافیک را نشان می‌دهد که به ترتیب متناظر با روندهای گرانیتی در ارتباط با برخورد و فروانش هستند، (ب) نمودار Zr/Hf نسبت به Nb/Ta (در پوسته قاره‌ای بالایی نسبت Nb/Ta برابر با $۱۳/۳$ و نسبت Zr/Hf برابر با $۳۶/۴$)، (پ) جایابی نمونه‌ها در نمودار Th/U نسبت به Th که در گستره نوع S تا I و بین مذاب‌های برآمده از پوسته پایینی و میانی قرار گرفته‌اند؛ (ت) نمودار Nb/Y نسبت به Th/Y که وابستگی نمونه‌ها به پوسته بالایی و میانی را نشان می‌دهد؛ (ث) نمودارهای تکاملی و فرایند ذوب‌بخشی La نسبت به La/Sm ؛ (ج) نمودار La/Yb نسبت به La که فرایند ذوب بخشی را در نمونه‌ها تأیید می‌کند؛ (چ) نمودار Sr نسبت به Ba که تبلور جدایشی فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد، (ح) نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr که وابستگی نمونه‌ها به خاستگاه ماسه سنگ تیره (منبع فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز) را نشان می‌دهد؛ (خ) نمودار Eu/Eu^* نسبت به Gd/Yb که منابع همگن از نظر پلاژیوکلاز و گارنت را برای سنگ‌های ریولتی دهبید نشان می‌دهد. (پل: پلاژیوکلاز؛ Kfs: فلدسپار پتاسیم؛ Amp: آمفیبول؛ Bt: بیوتیت؛ Zr: زیرکن؛ Spn: اسفن؛ Ap: آپاتیت؛ Mon: مونازیت؛ Alan: آلانیت).

بالای پلاژیوکلاز قرار دارند و از این رو خاستگاهی مشابه ماسه سنگ تیره برای آن‌ها قابل برداشت است (شکل ۸ ح). این نتایج با نسبت‌های K/Rb که اغلب متوسط تا زیاد و در گستره ۲۵۰ تا ۷۰۰ در ریولیت‌های دهبید هستند، همخوانی دارد؛ این مقادیر نشان‌دهنده منابع کمتر تکامل‌یافته یا تکامل‌نیافته و درجه ذوب متوسط تا زیاد است، و نسبت‌های K/Rb و Rb/Sr [۵۴] تغییرهای بسیار زیادی ندارند و مقادیر نزدیک به منبع اصلی را حفظ می‌کنند [۵۵]. این وضعیت شبیه لوکوگرانیت‌های هیمالیاست که آشکارا نشان می‌دهد که آن‌ها به احتمال بسیار از ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگونه

به طور خلاصه، ریولیت‌های دهبید به احتمال بسیار در اثر ذوب‌بخشی پوسته فلسی قدیمی و تبلور جدایشی بسیار جزئی تشکیل شده‌اند. این ریولیت‌ها فراوانی‌های متفاوتی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (چون Rb ، Cs ، Sr و Ba) و غلظت‌های به نسبت پایین فلزهای واسطه (مانند Co و Ni) را نشان می‌دهند. تغییر محدود در نسبت‌های Rb/Ba و Rb/Sr تا حد زیادی با تبلور جزئی فلدسپارها همخوانی دارد و ممکن است نشانگر تکامل ماگمایی متفاوت یا ناهمگونی منبع آنها باشد [۳۰، ۵۲، ۵۳]. در نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr ، ریولیت‌های دهبید بیشتر در گستره منابع فقیر از رس با مقدار

نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۶۴] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها با کرانه فعال قاره‌ای در ارتباط هستند (شکل ۱۰ پ). در نمودار $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ نسبت به $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ [۶۵]، همه نمونه‌ها در گستره پساکوهزایی واقع هستند (شکل ۱۰ ت)، تأیید بیشتر این امر با نمودار $Al + (Na + K) - 3Al + 2(Na + K) - (Ca + Al)$ [۳۸] است. محیط زمین‌ساختی پسا کوهزایی اغلب پس از بسته شدن اقیانوس و پایان برخورد قاره‌ای رخ می‌دهد. این موقعیت نشان می‌دهد که ریولیت‌های مورد بررسی به احتمال بسیار در مرحله پایانی یک چرخه برخورد قاره‌ای تبلور یافته‌اند. خاستگاه آنها بیشتر ذوب پوسته‌ای با آثار ضعیف از گوشته و بدون ویژگی‌های مشخص گرانیتهای درون‌صفحه‌ای (غیرکوهزایی) است. چنان که پیش‌تر اشاره شد، ریولیت‌های سدیمی دهبید دارای ماهیت آهکی قلیایی و از نوع S هستند که با ویژگی‌های غنی‌شدگی در Th, U, Zr و تهی‌شدگی از Nb, Ta, Ti, P مشخص می‌شوند. این ویژگی‌ها برای گرانیتهای پسا یا ریولیت‌های آهکی قلیایی در مناطق پسا برخوردی (post-collisional) رایج است. منبع گرمایی که منجر به ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی برای تشکیل ماگماهای گرانیتهای نوع S شده، فرسایش در سطح است که موجب کاهش فشار سنگ ایستایی و در نتیجه ذوب‌بخشی در عمق می‌شود [۶۶] همچنین فرایندهای فروپاشی ورقه (slab failure) ممکن است که گرمای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرسان رسوبی را فراهم کرده و در نتیجه به تشکیل گرانیتهای نوع S منجر شده باشند [۶۷]. افزون بر این، گرمای پرتوزایی تولید شده توسط Th, U و K در پوسته ضخیم شده در کوهزایی‌های برخوردی می‌تواند از راه آبدزایی از مسکوویت و /یا بیوتیت به ذوب‌جزئی سنگ‌های رسوبی کمک کند [۵۴، ۶۸-۷۰]. افزون بر این، گرمای برشی در راستای مناطق برشی در مقیاس پوسته ممکن است که در ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در صفحه‌های بالایی کوهزایی‌های برخوردی نقش داشته باشد [۲۷]. از این رو، شکست صفحه، ضخیم شدن پوسته به دلیل برخورد صفحه‌ها و گرمایش برشی در ارتباط با مناطق برشی در مقیاس پوسته (که صفحه‌های گسسته را از هم جدا می‌کنند) ممکن است که شرایط آرمانی را برای تشکیل گرانیتهای نوع S ایجاد کرده باشند [۷۱-۷۳]. این ریولیت‌های نوع S اغلب شبیه گرانیتهای کم‌دما و پرآلومین (دمای زیرکن کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد) هستند که در

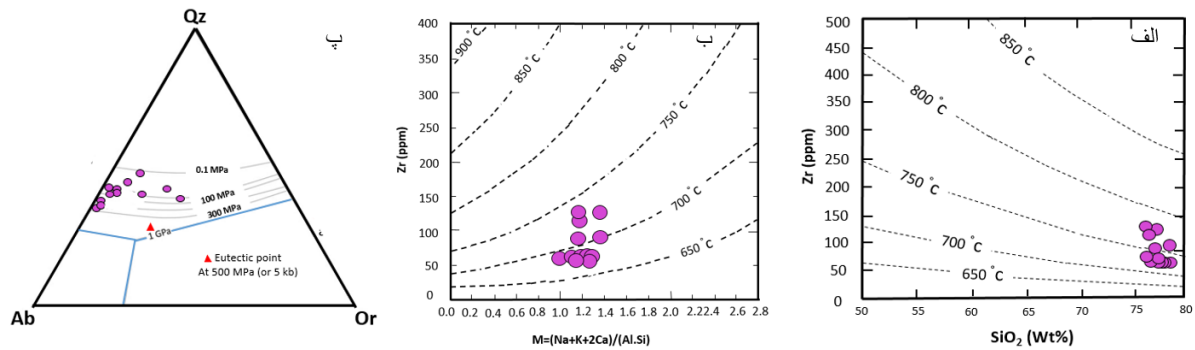
درون پوسته شکل گرفته‌اند [۵۶]. همچنین تغییرهای بین آذرین نفوذی در هر دو نسبت Eu/Eu^* و Gd/Yb (شکل ۸ خ) [۴۹] و همچنین در نسبت‌های Nb/Ta و Zr/Hf به شدت نشان می‌دهد که این ریولیت‌های نوع S به احتمال بسیار از منابع یکسان از نظر پلاژیوکلاز و گارنت شکل گرفته‌اند. ریولیت‌های نوع S دهبید، دمای اشباع زیرکن پایینی را بر اساس رابطه پیشنهادی واتسون و همکاران [۵۷] (شکل ۹ الف) و اصلاح شده توسط بونکه و همکاران [۵۸] نشان می‌دهند. بر این اساس این دما از ۶۷۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) متغیر است، و این تقریباً با دمای میانگین اشباع زیرکن (TZr) ۶۹۰/۸ درجه سانتی‌گراد [۵۸] (شکل ۹ ب) همخوانی دارد (جدول ۱). فشارهای تشکیل ریولیت‌های دهبید چنان که یانگ [۵۹] توضیح داده است، به راحتی با محاسبه مقدار کوارتز هنجاری CIPW (Qz) برآورد می‌شوند (محدودیت روش برای کوارتز ۷۴.۵-۷۸.۵ wt.%) SiO_2 . این روش فشارهای تبلور یا جایگیری (PQz) را ارائه می‌دهد. بر این اساس، میانگین فشارهای بدست آمده برای ریولیت‌های دهبید ۱۵۴/۶ مگاپاسکال است. همچنین در نمودار سه‌تایی Qz-Or-Ab [۶۰] نمونه‌های ریولیتی دهبید در گستره فشارهای کمتر از ۳۰۰ مگاپاسکال (از ۱ تا ۲۰۰ مگاپاسکال) قرار دارند (شکل ۹ پ). فشارهای جایگیری محاسبه شده نشان می‌دهد که ریولیت‌های دهبید ممکن است در عمق به نسبت کم (کمتر از ۳۰۰ مگاپاسکال) جایگیری کرده باشند [۵۹].

جایگاه زمین‌ساختی ریولیت‌های دهبید

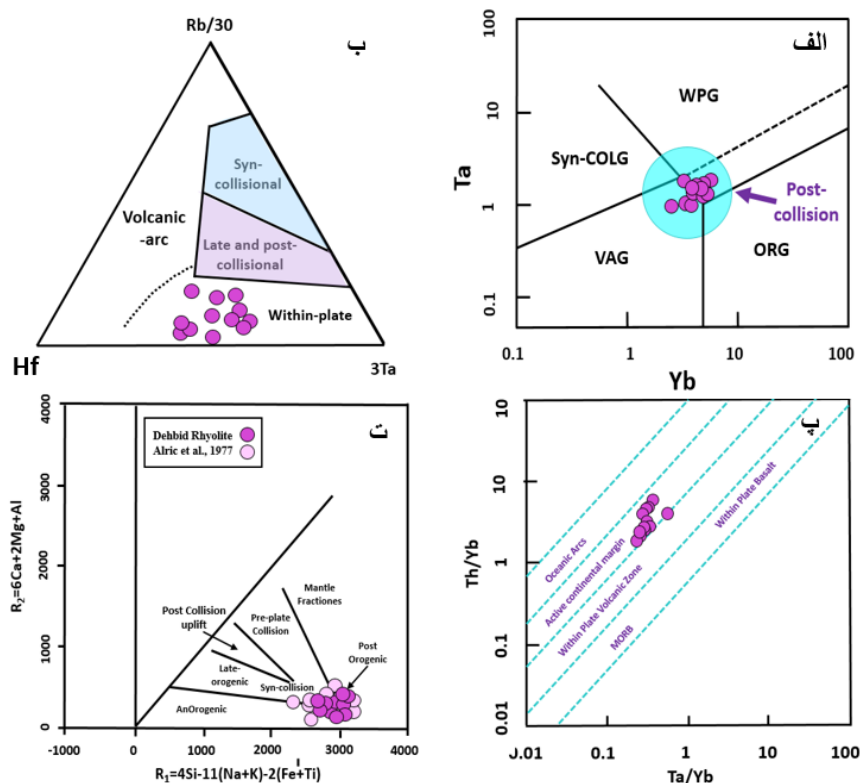
نمودارهای تفکیک عناصر کمیاب به منظور تعیین جایگاه‌های زمین‌ساختی احتمالی سنگ‌های ریولیتی دهبید بر اساس عناصر نامتحرک، در تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مختلف گرانیتهای مؤثر هستند. بر این اساس، نمونه‌ها در نمودار Ta نسبت به Yb [۶۱] در گستره پسا برخوردی (شکل ۱۰ الف) و در نمودار سه متغیره $Hf-Rb/10-Ta \square 3$ [۶۲]، در گستره گرانیتهای درون‌صفحه‌ای (WPG) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب). این امر به دلیل ضخیم‌شدگی پوسته و برهمکنش گسترده ماگماهای برآمده از گوشته با پوسته است، به‌طوری‌که تقریباً همه سنگ‌های فورانی پس از برخورد شواهدی از جذب پوسته‌ای قابل توجه نشان می‌دهند؛ در نتیجه، ذوب سنگ کره که بسته به تاریخچه پیش از برخورد می‌تواند ماهیت درون‌صفحه‌ای یا فروروانشی داشته باشد منجر به جای‌گیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره WPG شده است [۶۳].

رسوبی برای تولید مذاب‌های گرانیتی نوع S با نسبت‌های بالای Al_2O_3/TiO_2 اما به نسبت پایین CaO/Na_2O ایجاد کرده باشد.

کوهزایی‌های برخوردی فشار بالا [۵۴]، چون آلپ و هیمالیا، وجود دارند؛ جایی که پوسته بیش از حد (بیشتر از ۵۰ کیلومتر) ضخیم شده به دلیل برخورد قاره‌ای، ممکن است که یک محیط زمین پویای آرمانی برای ذوب‌جزئی سنگ‌های



شکل ۹ الف) نمودار تغییر Zr نسبت به SiO_2 برای نمونه‌های ریولیتی منطقه دهبید. دماهای برآورد شده بر اساس شاخص اشباع زیرکن در گستره ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند. ب) نمودار $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ نسبت به Zr برای ریولیت‌های منطقه دهبید، همراه با گستره دماهای تقریبی اشباع زیرکن (۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد). پ) موقعیت نمونه‌های ریولیتی دهبید در نمودار مثلی کوارتز-آلبیت-ارتوز هنجاری برای برآورد فشار و دما.



شکل ۱۰ نمودارهای موقعیت زمین پویا برای سنگ‌های ریولیتی دهبید. الف) نمودار Yb نسبت به Ta که بر پایه آن، نمونه‌ها در موقعیت پس از برخورد قرار گرفته‌اند؛ ب) نمودار $Rb/30 - Hf - 3Ta$ که براساس آن، نمونه‌ها در موقعیت گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای قرار دارند؛ پ) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb که نشان می‌دهد که نمونه‌ها در کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند؛ ت) نمودار $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ نسبت به $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ که بر پایه آن، نمونه‌ها در گستره پس از کوهزایی قرار گرفته‌اند.

برداشت

سنگ‌های ریولیتی دهبید در منطقه به صورت توده‌های نفوذی به نسبت کوچکی رخنمون دارند. نمونه‌ها بر اساس هم عناصر اصلی و هم کمیاب در گستره ریولیت نیمه قلیایی قرار می‌گیرند. سنگ‌های ریولیتی دهبید از سری آهکی قلیایی پتاسیم بالا یا حتی شوشونیتی هستند که با ترکیب پرآلومین با نشانه‌های گرانیته نوع S، شاخص‌های زمین شیمیایی به نسبت تکامل یافته‌ای را نشان می‌دهند که از ذوب‌بخشی پوسته پایینی و میانی شکل گرفته‌اند. این سنگ‌ها با ناهنجاری منفی شدید Eu، تهی‌شدگی از عناصر Ta و Nb، Eu، Ti و غنی‌شدگی از عناصری چون Pb، Th، U، La و Zr مشخص می‌شوند. همچنین برخی عناصر چون Rb، K، Ba و Cs رفتار دوگانه‌ای از غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نشان می‌دهند. چنین الگوهایی می‌تواند نشان‌دهنده ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه با حضور باقیمانده پلاژیوکلاز باشد که خود بیانگر ناهمگنی در مقادیر سدیم و پتاسیم و نیز تفاوت در حضور پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌هاست. نبود تهی‌شدگی شدید از HREE نشان می‌دهد که گارنت به احتمال بسیار در منبع ذوب بوده اما نقش غالب نداشته یا ماگما برآمده از منبعی با مقدار محدود گارنت است. الگوی به نسبت صاف HREE نشان می‌دهد که فازهایی چون زیرکن یا مگنیت اثر زیادی در توزیع آن‌ها نداشته‌اند. سنگ‌های ریولیتی دهبید بر اساس شاخص اشباع زیرکن، بیشتر توسط ذوب‌بخشی ماسه سنگ تیره، پسامیت و شیل در دماهای پایین (کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد) و فشار جاییگیری پایین (کمتر از ۳۰۰ مگاپاسکال) تشکیل شده‌اند. این ریولیت‌های نوع S اغلب شبیه گرانیته‌های دما پایین و پرآلومین (دما زیرکن کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد) هستند که در کوهزایی‌های برخوردی فشار بالا [۵۴]، مانند آلپ و هیمالیا، وجود دارند؛ در چنین مکان‌هایی پوسته به دلیل برخورد قاره‌ای، بیش از حد (بیشتر از ۵۰ کیلومتر) ضخیم شده و ممکن است که یک محیط زمین دپوئی آرمانی برای ذوب-جزئی سنگ‌های رسوبی برای تولید مذاب‌های گرانیته‌ای نوع S با نسبت بالای Al_2O_3/TiO_2 و نسبت پایین CaO/Na_2O ایجاد کرده باشد. ریولیت‌های دهبید، می‌توانند شواهد مهمی برای فرآیند برخورد-کوهزایی در بخش جنوبی پهنه سندانج-

سیرجان ارائه دهند. به نظر می‌رسد که ریولیت‌های نوع S دهبید بتوانند به عنوان شاخص زمین‌شناسی در این پهنه مرزی زمین‌ساختی عمل کنند.

قدردانی

به این وسیله از هیئت تحریریه محترم و داوران ارجمند مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای بررسی دقیق مقاله و ارائه دیدگاه‌های تخصصی قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth sciences 18 (1981) 210-265.
- [2] Segnör A.M.C., "A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds), The Geology and Tectonics of the Oman region", Geological Society, London, Special Publication 49, pp. (1990) 797-831.
- [3] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran", Journal of Geodynamics, 21(1) (1996) 1-33
- [4] Brunet M.F., Granath J.W., Wilmsen M., "South Caspian to Central Iran Basins: Introduction", Geological Society, London, 312 (2009) 1-6
- [5] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", The American Association of petroleum Geologists Bulletin, USA, 52 (7) (1968) 1229-1258
- [6] Alric G., Virlogeus D., "Petrography and Geochemistry study of metamorphic and magmatic in Dehbid-Bavanat Region", Report 21, Geological Survey of Iran (1977).
- [7] Emami M.E., "Magmatism in Iran", Geological and Mineral Exploration Organization of the country (2000). (in Persian).
- [8] Hooshmandzadeh A., Soheili M., Owhanian T., Sahandi M., Azarm F., "Explanatory text of the Eqlid quadrangle geological map", scale 1:250,000. Geological Survey of Iran. (1990). (in Persian).
- [9] Azizi H., Stern R., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan Zone (Iran) mark a propagating continental rift", not a magmatic arc.

- deposit of Heneshk, Fars Province. [Unpublished conference paper], Department of Geology, Imam Khomeini International University; Mining Unit", Fili Investment Holding. (2015)
- [20] Spitz G., Darling R., "Major and minor element lithogeochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit, Val d'Or, Quebec. Can", J. Earth Sci. 15 (1978) 1161–1169. <https://doi.org/10.1139/e78-122>.
- [21] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram", Journal of Petrology, 27 (1986) 745–750.
- [22] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chem. Geol., 20, 235–343.
- [23] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram", Journal of Petrology, 48(12) (2007) 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- [24] Shand S. J., "Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits", London: Murby. (1947).
- [25] Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A geochemical classification for granitic rocks", Journal of Petrology, 42(11) (2001) 2033–2048.
- [26] 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(1–2) (1992) 1–26.
- [27] Nabelek Peter I., Mingming L., "Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens", Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 95(1–2) (2004) 73–85. DOI: 10.1017/S0263593300000916
- [28] Harker A., "The Natural History of Igneous Rocks", Methuen, London. (1909) 348p.
- [29] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 42 Terra Nova, 31(5) (2019) 415–423. DOI: [10.1007/s00531-005-0481-4](https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4)
- [10] Sheikholeslami M. R., "Tectonostratigraphic units of southeastern part of the Sanandaj–Sirjan zone", Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 24(95) (2015) 243–253. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42068>
- [11] Harrison J. V., Falcon N. L., Archer R., "The geology of the Kuh-i-Nur district (southern slopes of the central Elburz Mountains, Persia)", Geological Magazine, 73(12) (1936) 529–552.
- [12] Moradian E., Shabanian N., Davodian A., Azizi H., "Mineral assemblage and metamorphic evolution of metasediments and metabasites in the Tutak Complex, Southeastern Bavanat, Fars Province", Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy, 31(1) (2023) 91–104 (in Persian).
- [13] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A. R., Dong Y., Cottle J. M., Johnson T. A., "Geochronology and geochemistry of Cadomian basement orthogneisses from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone", Iran. Precambrian Research, 362 (2021) 106288. <https://doi.org/10.1016/j.precamres>.
- [14] Hosseini B., Ahmadi A., Ghorbani M., "Metamorphic evolution of the Toutak complex (Sanandaj-Sirjan Zone, Iran)", Geophysical Research Abstracts, 11 (2009) EGU2009-1077.
- [15] Bendokht M., Davoudian A. R., Sari S., Kuru S., Sevcan Kuru, "Zircon U–Pb Geochronology and Lu–Hf Isotope Geochemistry Constraints on Neoproterozoic S-Type Meta-Granites from the Tutak Area, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran", Lithos 438 (2023) 106998. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106998>.
- [16] Rajabzadeh M., Rasti S., "Mineralization study of the Dehbid magnetite deposit, Fars Province, using mineralogical and geochemical data", Economic Geology Journal of Iran, 3(2) (2011) 217–230.
- [17] Taraz H., "Geological de la region de Surmaq-Deh-Bid (Iran central) – These doct", detat-Paris-Sud-Orsay(1972).
- [18] Taraz H., "Geology Of The Surmaq-Deh Bid Area Abadeh Region, Central Iran", Ministry of Industry and Mines. Geological Survey of Iran no. 37 (1974).
- [19] Bonyadi Z., Ghorbani S., "(n.d.). Mineralogical studies of the iron–manganese

- [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- [40] Rudnick R.L., "Making continental crust", *Nature*, 378 (1995) 571-578, <https://doi.org/10.1038/378571a0>,
- [41] Weyer S., Muenker C., Mezger K., "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system, *Earth Planet*", *Sc. Lett*, 205 (2003) 309-324, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01059-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01059-2),
- [42] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Unwin Hyman, London, 466 p. (1989) <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- [43] Frey F. A., Green D. H., Roy S. D., "Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholēites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data", *Journal of Petrology*, 19 (1978) 463-513. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.3.463>
- [44] Rapp R. P., Watson E. B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling", *J. Petrol.*, 36 (1995) 891-931, <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- [45] Hawkesworth C. J., Kemp A. I. S., "The differentiation and rates of generation of the continental crust", *Chem. Geol.*, 226 (2006) 134-143. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.017>, 2006.
- [46] Bea F., "The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements", *Lithos*, 153 (2012) 278–291 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>
- [47] Jaupart C., Mareschal J. C., "Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere. In: Schubert, G., Ed., *Treatise on Geophysics*", Elsevier, Oxford, (2007) 217-252. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00104-8>
- [48] Rudnick R. L., Barth M., Horn I., McDonough W. F., "Rutile-bearing refractory eclogites: Missing link between continents and depleted mantle", *Science*, 281(5379) (1998) 1841–1844. doi: 10.1126/science.287.5451.278.
- [49] Rudnick R.L., Gao S., "Composition of the continental crust", *Treatise On Geochemistry*, 3: 1–64. (2003) doi:10.1016/0016-7037(95)00038-2.
- (1989) 313-34 <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- [30] Rollinson H. R., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", Longman, Harlow. (1993).
- [31] Prowatke S., Klemme S., "Trace element partitioning between apatite and silicate melts", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17) (2006) 4513–4527. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.010>
- [32] Yakymchuk C., "Behaviour of apatite, monazite, zircon, and xenotime during metamorphism", Geological Society, London, Special Publications, 449(1) (2017) 215–235.
- [33] Taylor S.R., McLennan S.M., "The geochemical evolution of the continental crust", *Review Geophysics*, 33 (1995) 241-265. doi:10.1029/95RG00262
- [34] Randive B., San Sebastian M., De Costa A., Lindholm L., "Inequalities in institutional delivery uptake and maternal mortality reduction in the context of cash incentive program, Janani Suraksha Yojana: Results from nine states in India", *Social Science & Medicine*, 123 (2014) 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.socscimed.2014.10.042>
- [35] Patiño Douce A. E., Beard J. S., "Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar", *Journal of Petrology*, 36(3) (1995) 707–738. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>
- [36] Condie K.C., "Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales", *Chemical Geology*, 104 (1993) 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- [37] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere", *Nature*, 347 (1990) 662-665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- [38] Moyen J.F., Laurent O., Chelle-Michou C., Couzinié S., Vanderhaeghe O., Zeh A., Villaros A., Gardien V., "Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth", *Lithos* 277 (2017) 154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>.
- [39] McDonough W.F., Sun S.S., "The Composition of the Earth", *Chemical Geology*, 120 (1995) 223-253.

- [61] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. Petrol.* 25 (1984) 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- [62] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism", In M. P. Coward & A. C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics* (Vol. 19 (1986) pp. 67–81). Geological Society, London, Special Publications.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- [63] Pearce N.J.G., "Zirconium and niobium bearing ilmenites from the Igaliko Dyke Swarm", South Greenland. (1990)
- [64] Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of High Field Strength Elements to Discriminate Tectonic Settings in VMS Environments", *Economic Geology*, 97 (2002) 629–642.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- [65] Batchelor R. A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters", *Chemical Geology*, 48(1–4) (1985) 43–55.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- [66] Brown M., "Granite: From genesis to emplacement", *Geological Society of America Bulletin*, 125(7–8) (2013) 1079–1113.
<https://doi.org/10.1130/B30754.1>
- [67] Hildebrand R.S., Whalen J.B., Bowring S.A., "Resolving the crustal composition paradox by 3.8 billion years of slab failure magmatism and collisional recycling of continental crust", *Tectonophysics*, 734–735 (2018) 69–88.
[doi:10.1016/j.tecto.2018.04.001](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.001)
- [68] Brown M., "Melting of the continental crust during orogenesis :the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47 (2010) 655–694.
[doi:10.1139/E09-057](https://doi.org/10.1139/E09-057).
- [69] Gao P., Zheng Y. F., Zhao Z. F., "Experiment almelts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis", *Lithos*, 266–267 (2016) 133–157.
[doi:10.1016/j.lithos.2016.10.005](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005).
- [70] Scaillet B., Pichavant M., Cioni R., "Contrasting magma–water interactions during explosive eruptions in arc volcanoes", *Earth*
- [50] Regelous A., Scharfenberg L., De Wall H., "Origin of S-, A- and I-type granites: petrogenetic evidence from whole rock Th/U ratio variations", *Minerals* 11 (2021) 672.
- [51] Boztuğ D., Harlavan Y., Arehart G.B., Satir M., Avci N., "K-Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği-Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey", *Lithos*, 97, 193–218,
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.014>, 2007.
- [52] Clarke D.B., "Granitoid rocks. Chapman & Hall", London, 283 pp. (1992)
- [53] Yang J. H., Wu F. Y., Wilde S. A., Xie L. W., Yang Y. N., Liu X. M., "Petrogenesis of an Early Cretaceous granite from the North China Craton: In situ Hf isotopic evidence for remelting of ancient lower crust", *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(1) (2008) 1–11.
- [54] Sylvester P.J., "Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites", *Lithos*, 45 (1998) 29–44.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- [55] Blevin P.L., "Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-Rich Ore Systems", *Resource Geology*, 54 (2004) 241–252.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- [56] Harris N., Inger S., Massey J., "The role of fluids in the formation of High Himalayanleucogranites. In *Himalayan Tectonics*. Edited by P.J. Treloar, and M.P. Searle", Geological Society, London, Special Publication, No. 74 (1993) pp. 391–400..
- [57] Watson E. B., Harrison T. M., "Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types", *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2) (1983) 295–304.
- [58] Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K., "Zircon saturation Re-revisited", *Chemical Geology*, 351 (2013) 324–334.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- [59] Yang X.M., "Estimation of crystallization pressure of granite intrusions", *Lithos*, 286–287 (2017) 324–329. [doi:10.1016/j.lithos.2017.06.018](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.018).
- [60] Tuttle O. F., Bowen N. L., "Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ ", *Geological Society of America Memoir*, 74, (1958) 153 p.

for uniformitarian plate-tectonic processes”, Canadian Journal of Earth Sciences, 53 (2016) 1336–1371. doi:10.1139/cjes-2016-0023.

[73] Hildebrand R. S., Whalen J. B., “The tectonic setting and origin of Cretaceous batholiths within the North American Cordillera: The case for slab failure magmatism and its significance for crustal growth”, In Circum-Pacific tectonics. geologic evolution, and ore deposits (Vol. 532 (2017) pp. 171–190). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/2017.2532>

Science Reviews, 163 (2016) 43–75. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.001>

[71] Polat A., Appel P. W. U., Frei R., “Trace element systematics of the Archean greenstone belts: Implications for tectonic setting”, Precambrian Research, 261 (2015) 1–21.

[72] Polat A., Kokfelt T., Burke K.C., Kusky T.M., Bradley D.C., Dziggel A., Kolb J., “Lithological, structural, and geochemical characteristics of the Mesoarchean Târtôq greenstone belt, southern West Greenland, and the Chugach–Prince William accretionary complex, southern Alaska: evidence