

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های دیابازی سازند هرمز، واقع در استان هرمزگان (جنوب ایران)

پریچهر احمدی مقدم^{۱*}، محسن مرتضوی^۱، محمد پوستی^۱، حمید احمدی پور^۲

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

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۷/۱، نسخه نهایی: ۹۶/۱۰/۱۶)

چکیده: سازند هرمز یک توالی از سنگ‌های تبخیری - آتشفشانی متغیر در گنبد‌های نمکی است که سنگ‌های آتشفشانی آن اغلب اسیدی و بطور کلی کمتر از یک سوم بازی هستند. در پروتروژوئیک پسین (۶۲۰-۶۴۰ میلیون سال پیش) / نئوپروتروژوئیک - کامبرین پیشین، در نتیجه‌ی کافت‌شدگی حوزه‌های کوچک در قسمت شمالی صفحه‌ی عربستان، در طول بیشتر حوزه‌ی خلیج فارس و معادل آن در عمان، نمک آرا، ایجاد شده‌اند. دیاباز معمول‌ترین سنگ بازی سازند هرمز است. دیابازهای مورد بررسی، در صحرا به صورت برآمدگی‌های استوک مانند و دایک به شدت دگرسان شده دیده می‌شوند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های اولیه‌ی پلاژیوکلاز، پیروکسن و کمتر الیوین بوده که در حال تجزیه به انواع کانی‌های ثانویه هستند بافت‌های اولیه‌ی دیابازها، پوست ماری، پورفیری و ریزسنگی جریان‌ی هستند. ۲۲ نمونه از دیابازهای سازند هرمز انتخاب شده از ۷ گنبد نمکی جنوب ایران، به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو X (XRF) و جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) بررسی شدند. این سنگ‌ها بر نمودارهای زمین‌شیمیایی، در گستره بازالت-های تولیتی و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی (MORB) قرار می‌گیرند. با توجه به مقادیر عناصر اصلی و کمیاب، این دیابازها با تبلور جدایشی، در یک مخزن ماگمایی یا در مسیر رسیدن به سطح زمین قرار گرفته‌اند. بر اساس الگو و مقادیر عناصر خاکی نادر (REE) این نمونه‌ها، سنگ مادر ماگمای سازنده‌ی آنها، درجات متوسطی از ذوب بخشی را تجربه کرده و این دیابازها طی تکامل ماگمایی دچار آلودگی پوسته‌ای خفیفی شده‌اند. بر اساس مقدار نسبت‌های عناصر کمیاب، احتمالاً از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده تا انتقالی، از یک ناحیه‌ی خاستگاه اسپینل پریدوتیت و فاقد گارنت ناشی شده‌اند. در نتیجه، می‌توان گفت که دیابازهای سازند هرمز، فراورده کافت‌شدگی نئوپروتروژوئیک تا کامبرین پیشین بخش شمالی صفحه‌ی عربستان هستند. آنها ترکیبات شیمیایی مشابه بازالت-های تولیتی آرکنن دارند و همه ویژگی‌های و یک سنگ‌سبز را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: گنبد نمکی، سازند هرمز، نئوپروتروژوئیک - کامبرین پیشین، دیاباز، سنگ‌سبز.

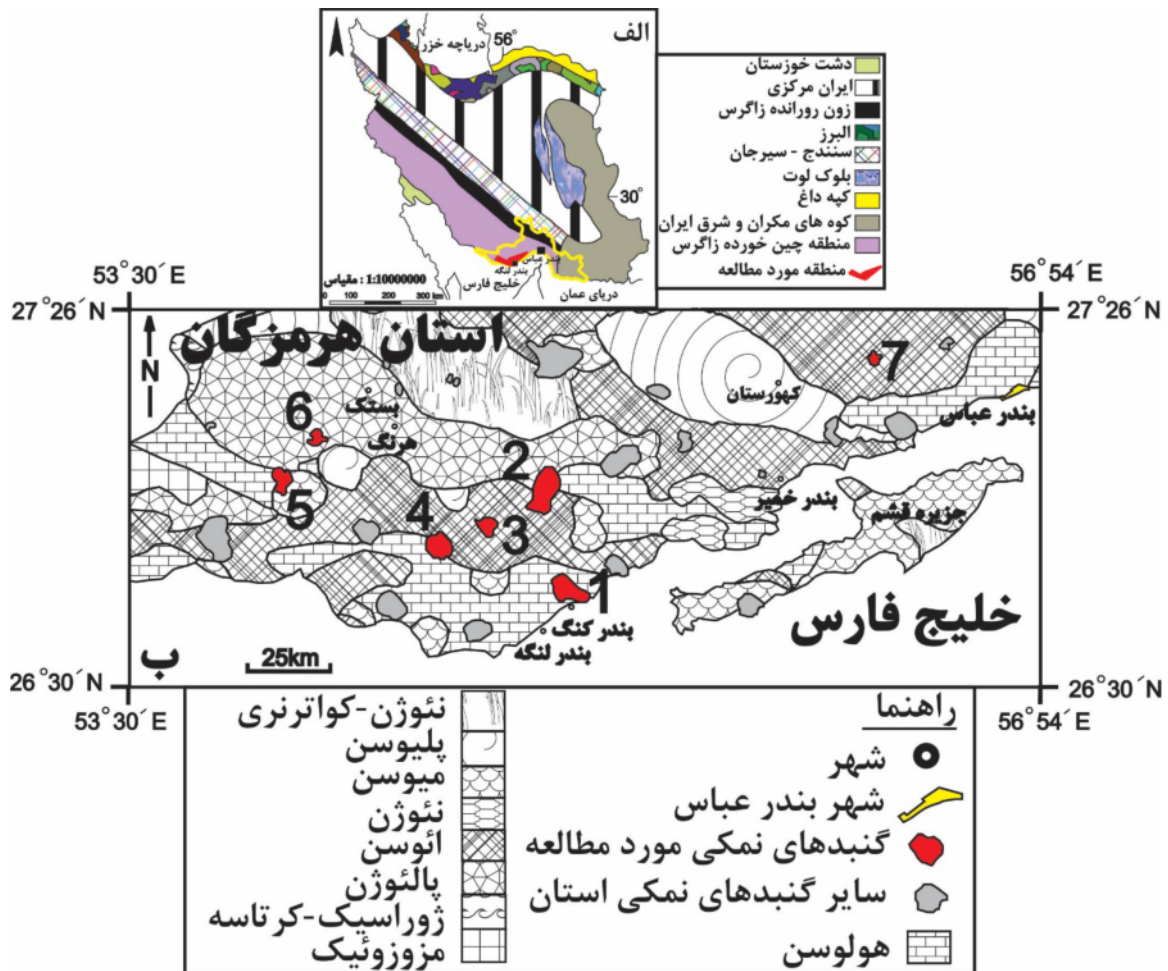
مقدمه

مرکزی می‌تواند یکی از این پهنه‌های کافتی در نظر گرفته شود که یک کمربند گسترده را با روند شمالی-جنوبی می‌سازد و از ناحیه‌ی هاووشی-هاقف در جنوب عمان تا ایران مرکزی کشیده می‌شود [۱]. در گنبد‌های نمکی خلیج فارس و بخش جنوب

کافت‌شدگی در زمان پروتروژوئیک پسین-پالئوزوئیک پیشین (وندین-کامبرین)، طی فرآیند زمین‌ساختی و ماگمایی پان‌آفریقایی در گندوانا، در همه قسمت شمالی این قاره‌ی نخستین فعال بوده است [۱]. حوزه‌ی عمان جنوبی - ایران

های عظیم (بیش از ۱۰۰۰ متر در خلیج فارس، [۳]) هسته‌ی نمکی بسیاری از ساختارهای غنی از هیدروکربن خاورمیانه را می‌سازند و حتی ساختارهای شامل هیدروکربن اصلی با خاستگاه اینفراکامبرین که توسط پی‌سنگ کنترل می‌شوند را احاطه می‌کنند [۲۵]. سنگ‌های دیابازی بخش عمده این گنبدها را تشکیل می‌دهند و بررسی زمین‌شیمی و سنگ‌زایی آنها بخشی از سوالات متعددی که در ارتباط با خاستگاه و شرایط تشکیل گنبدهای نمکی مطرح است را پاسخ خواهد داد. هدف از این پژوهش، بررسی صحرایی، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های دیابازی تعدادی از گنبدهای نمکی جنوب ایران، برای تعیین خاستگاه و شرایط تشکیل آنهاست.

شرقی رشته کوه زاگرس، سنگ‌های آذرآواری، خروجی‌های فلسی، مقادیر کمتری از سنگ‌های مافیک به همراه نمک‌ها و دیگر رسوبات، سازند هرمز را می‌سازند [۱] (شکل ۱ الف). سن این سازند اینفراکامبرین [۲] یا نئوپروتروژوئیک-کامبرین پیشین [۳] برآورد شده است. این گنبدهای نمکی عظیم و روانه‌های نمکی دربردارنده قطعات شناوری از رسوبات و مجموعه‌ی مخلوطی از سنگ‌های غالباً نیمه عمیق به نام کلی سنگ‌سبز (دیاباز) هستند [۲]. این بیگانه سنگ‌ها تنها نشانه‌ی ترکیبات احتمالی پی‌سنگ را فراهم می‌کنند [۲]. پژوهش‌های بسیاری بر پیرامون گنبدهای نمکی انجام شده است [۴-۲۴]. گنبدهای نمکی در جنوب ایران بخش عمده‌ای از این منطقه و از جمله رشته کوه زاگرس را تشکیل می‌دهند و این تبخیری-



شکل ۱ نقشه‌ی موقعیت گنبدهای نمکی مورد بررسی در جنوب ایران و استان هرمزگان. الف- نقشه‌ی پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت استان هرمزگان و منطقه‌ی مورد بررسی در آن؛ منطقه‌ی مورد بررسی جزء منطقه‌ی چین‌خورده‌ی زاگرس است [۲۶] و با رنگ قرمز مشخص شده است. ب- موقعیت گنبدهای نمکی مورد بررسی در نقشه‌ی زمین‌شناسی استان هرمزگان؛ ۱: گنبد نمکی بند معلم، ۲: گنبد نمکی زندان، ۳: گنبد نمکی چمپه، ۴: گنبد نمکی چاه مسلم، ۵: گنبد نمکی داربست، ۶: گنبد نمکی گزه، ۷: گنبد نمکی انگورو [۴، ۲۷].

روش بررسی

نمونه‌هایی از دیابازهای مورد بررسی از ۷ گنبد نمکی بند معلم، زندان، چمپه، چاه مسلم، داربست، گزه و انگورو، واقع در استان هرمزگان، جنوب ایران، (شکل ۱) انتخاب و بررسی شدند در نمودارهای زمین‌شیمیایی، نمونه‌های مربوط به هر گنبد، با یک علامت ویژه، مشخص شده‌اند. پس از برش و تهیه مقاطع نازک و صیقلی از این نمونه‌ها، بررسی‌های سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ قطبشی در دانشگاه هرمزگان و شهید باهنر کرمان، بر آنها صورت گرفت. سپس از بین همه نمونه‌های بررسی شده، ۲۲ نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب و جهت انجام تجزیه به روش‌های XRF و ICP-MS ارسال شدند. این نمونه‌ها برای آماده‌سازی، نخست با استفاده از سنگ شکن‌های فکی، تا ابعاد کمتر از ۴ میلی‌متر خرد شده و سپس در آسیاب صفحه‌ای، تا اندازه‌ی ۷۵ میکرون (۲۰۰ مش) نرم شدند. تجزیه XRF این نمونه‌ها، در آزمایشگاه زرآما واقع ماهان در کرمان توسط دستگاه فیلیپس مدل PW 1480 با آزمایش ۱۳ اکسیدی صورت گرفت که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. تجزیه ICP-MS نمونه‌های مورد بررسی، در آزمایشگاه Lab west واقع در مالاگا، غرب استرالیا توسط دستگاه Agilent مدل SERIEF 1500 با آزمایش ۵۱ عنصری انجام شد که نتایج آن در جدول ۲ آمده است.

جایگاه و ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی، در استان هرمزگان واقع بوده و بخشی از سیستم آلپ-همیالیا [۴] و پهنه زاگرس [۲۷] است (شکل ۱ الف). در این استان، توالی‌های زیرساختی پرکامبرین پسین - تریاس میانی دیده شده است و ردیف‌های نمکی این مجموعه

که سری نمکی هرمز نام دارد را می‌توان بصورت تعداد زیادی گنبد نمکی در شمال و غرب بندرعباس مشاهده کرد. سایر واحدهای سنگ‌شناسی این استان عبارتند از ردیف‌های کربناتی ژوراسیک کرتاسه پسین که در هسته تاقدیس‌ها برونزد دارند، توالی‌های همزمان کوهزائی سنوزوئیک که ممکن است دریائی یا غیردریائی باشند، کربنات‌های زیرساختی ائوسن و اولیگو - میوسن (سازندهای جهرم و آسماری) که هسته‌ی پارهای از تاقدیس‌های بلند استان را می‌سازند، سنگ‌های میوسن (گروه فارس) که بیشتر توالی‌های آواری همزمان با کوهزائی هستند و در محیط‌های دریائی پسرونده‌ی به سمت جنوب رسوب کرده‌اند و شامل انباشته‌های گچی سازند گچساران، مارن‌های دریایی سازند میشان و انباشته‌های آواری قرمز رنگ سازند آغاجاری هستند و انباشته‌های کنگلومرایی سازند بختیاری که در نواحی کم ارتفاع تاقدیس‌ها یا در هسته ناودیس‌ها رخمون دارند (شکل ۱ ب، [۲۷]). واحدهای سنگ‌شناسی مشاهده شده در گنبد‌های نمکی مورد بررسی شامل لای‌سنگ، مارن‌های قرمز رنگ، گچ سازند گچساران به همراه قطعات مارن سازند گچساران، کنگلومرای عهد حاضر، گچ و مارن‌های شیاردار، لایه‌های آهکی سنوزوئیک، آهک استروماتولیت‌دار، سنگ‌گچ به صورت انحلالی، نهشته‌های آذرآواری به شدت دگرسان یا دگرگون شده، سازند آسماری شامل نومولیت و جلبک، سنگ آهک یا ماسه سنگ، مارن تجزیه شده و حاوی نمک زیاد (زیرا به راحتی پودر می‌شود)، برش فروریزی و سنگ‌های آذرین فلسی و مافیک هستند. آثار مس، آهن و منگنز نیز در سطح این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش XRF از اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) نمونه‌های دیابازی مورد بررسی در سازند هرمز.

نمونه	AN-1	AN-2	AN-3	B-1	B-2	CH-1	CH-2	CH-3	C1-4	DA-1	DA-3	PL-1	PL2-1	PL3-4	PL4-2	P3-L-2	P3-L-3	PO1-1	PO2-2	PO4-2	PO5-2	2-W-1
SiO ₂	۴۷٫۵۱	۴۶٫۸۳	۴۶٫۵۷	۴۶٫۰۴	۴۸٫۴۴	۴۸٫۰۱	۴۶٫۷۲	۴۷٫۲۷	۴۵٫۸	۴۵٫۱۲	۴۵٫۴	۴۹٫۰۶	۴۷٫۴۵	۴۸٫۷۵	۴۷٫۰۳	۴۵٫۲۷	۴۹٫۲۹	۴۴٫۹۷	۴۵٫۶۹	۴۵٫۱۳	۴۷٫۴۲	۴۶٫۳۴
Al ₂ O ₃	۱۵٫۱۳	۱۵٫۰۷	۱۴٫۹۷	۱۵٫۹۱	۱۵٫۰۶	۱۲٫۸۱	۱۵٫۹۵	۱۳٫۴۳	۱۵٫۴۶	۱۴٫۷۷	۱۴٫۴۷	۱۳٫۱۹	۱۴٫۰۳	۱۳٫۳۴	۱۳٫۷۷	۱۵٫۹۶	۱۵٫۵۲	۱۲٫۱۳	۱۴٫۶۵	۱۴٫۱	۱۴٫۵۸	۱۵٫۴۵
BaO	۰٫۳	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۰٫۰۶
CaO	۶٫۷۷	۸٫۳۱	۹٫۴۷	۶٫۲۸	۴٫۹۸	۹٫۰۲	۵٫۵۵	۱۰٫۸۷	۵٫۰۴	۵٫۱۲	۴٫۷۲	۸٫۶۸	۵٫۲۹	۸٫۴۷	۷٫۴۳	۱۰٫۸۱	۹٫۹۵	۷٫۷۴	۳٫۶۲	۵٫۸۲	۸٫۲۱	۱۰٫۲۴
Fe ₂ O ₃	۱۰٫۹۱	۱۱٫۱۶	۱۱٫۳۶	۱۱٫۲۶	۱۱٫۲۲	۱۴٫۶۳	۱۰٫۱	۱۳٫۱۹	۸٫۸۱	۱۱٫۷۱	۱۱٫۷۵	۱۳٫۲۴	۱۳٫۶	۱۴٫۳	۱۴٫۴۸	۹٫۴۸	۱۱٫۱	۱۷٫۴۹	۱۶٫۷	۱۵٫۳۹	۱۳٫۳۴	۱۰٫۳۳
K ₂ O	۲٫۷۳	۱٫۸۳	۱٫۰۴	۲٫۸۵	۰٫۹۶	۱٫۰۴	۲٫۲۶	۰٫۸۵	۶٫۰۲	۱٫۷۹	۱٫۸۵	۱٫۰۱	۱٫۵۹	۱٫۸۶	۰٫۸۸	۰٫۳۸	۱٫۰۳	۲٫۳۱	۳٫۱۵	۲٫۲	۱٫۲۱	۴٫۰۶
MgO	۹٫۰۷	۸٫۷۸	۸٫۳	۹٫۸۷	۹٫۴۸	۴٫۶۴	۱۰٫۰۶	۶٫۴۷	۱۲٫۶۹	۱۲٫۴۲	۱۲٫۷	۴٫۶	۶٫۶۳	۴٫۷	۵٫۱۸	۱۰٫۰۲	۵٫۳۷	۴٫۹۸	۶٫۰۳	۸٫۳۷	۶٫۳۸	۷٫۴
MnO	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۲۵	۰٫۴	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۱۹	۰٫۶۴	۰٫۲۸	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲۴	۰٫۴۴	۰٫۳۸	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۳۳
Na ₂ O	۲٫۰۸	۲٫۴۴	۲٫۸۷	۲٫۲	۴٫۲۸	۳٫۶۲	۲٫۷۸	۳٫۷۱	۰٫۳۳	۲٫۵۶	۲٫۶۵	۴٫۵۷	۳٫۳۱	۲٫۷۹	۲٫۷۷	۲٫۴۴	۲٫۸۹	۲٫۰۷	۱٫۸۴	۱٫۵۲	۳٫۱۷	۰٫۳
P ₂ O ₅	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳۹	۰٫۱۳	۰٫۳	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۴۶	۰٫۵	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۰۹	۰٫۳۳	۰٫۶۱	۰٫۳۳	۰٫۴۳	۰٫۳۳	۰٫۱۳
SO ₃	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۵۳	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۱۱	<۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۴۸	۰٫۲۳	۰٫۰۷	۰٫۱۵
TiO ₂	۱٫۳۹	۱٫۳۸	۱٫۳۵	۱٫۱۸	۱٫۳۱	۲٫۹۲	۱٫۵۴	۲٫۴۸	۱٫۲۶	۱٫۴۶	۱٫۴۷	۳٫۰۶	۳٫۲۵	۲٫۹۱	۲٫۷۱	۱٫۱۲	۲٫۱۴	۵٫۱۶	۲٫۳۵	۲٫۵۹	۲٫۳۲	۱٫۳۷
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	
LOI	۳٫۲۱	۳٫۲۲	۳٫۲۵	۳٫۷۹	۳٫۶۱	۱٫۹۷	۳٫۹	۱٫۰۵	۴٫۰۲	۴٫۰۷	۴٫۰۳	۱٫۶۸	۳٫۳۴	۱٫۸۸	۴٫۷۲	۳٫۸۸	۱٫۸۴	۱٫۴۴	۴٫۴۴	۳٫۶۵	۲٫۴۹	۲٫۶۵

جدول ۲ نتایج تجزیه به روش ICP-MS از عناصر ردیاب (برحسب ppm) نمونه‌های دیابازی مورد بررسی در سازند هرمز.

نمونه	AN-1	AN-2	AN-3	B-1	B-2	CH-1	CH-2	CH-3	C1-4	DA-1	DA-3	PL-1	PL2-1	PL3-4	PL4-2	P3-L-2	P3-L-3	PO1-1	PO2-2	PO4-2	PO5-2	2-W-1
Ag	۰.۱۳	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۷	<۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۱	۰.۱۴	۰.۰۹	۰.۱	۰.۰۵	۰.۱	۰.۱۸	۰.۴	۰.۰۳	۰.۲۹	۰.۳۶
As	۹.۲	۱۰.۳	۱۴	۷.۴	۱۱	۱.۴	۶.۴	۱	۷.۹	۴۳.۱	۴۴.۱	۵.۵	۹.۶	۶.۲	۲.۳	۱.۵	۲.۲	۵	۵.۶	۲.۷	۴.۴	۱۵.۷
Ba	۳۶۶۰	۲۳۴۰	۱۲۰۰	۱۲۱۰	۳۴۶	۷۸۵	۳۴۹	۲۱۱	۶۲۰	۳۴۱	۳۷۶	۲۴۲	۳۰.۷	۵۴۲	۳۵۳	۷۷	۴۹۶	۱۴۱۰	۱۹۱۰	۱۷۶۰	۳۲۳	۷۱۱
Be	۱.۵	۱.۲	۱	۰.۵	۰.۵	۱.۳	۰.۸	۰.۹	۰.۴	۰.۸	۰.۹	۱.۳	۱.۶	۱.۱	۱	۰.۵	۱.۱	۱.۷	۱.۶	۱.۴	۰.۹	۰.۶
Bi	۰.۳	۰.۲	۰.۱	>۰.۱	<۰.۱	>۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۴	>۰.۱	<۰.۱	>۰.۱	<۰.۱	۰.۱۶	۰.۲۵	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	>۰.۱	>۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
Cd	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱	۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۱۷	<۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۴۹	۰.۳	۰.۱۶	۰.۰۵	>۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۲۵	<۰.۰۵	۰.۲۴	۰.۰۸	۰.۱۴	۰.۰۷	<۰.۰۵	۰.۰۹
Ce	۹.۶۸	۱۱.۱	۱۰.۱	۸.۴۷	۸.۸۵	۴۴	۱۰.۷	۲۶.۱	۱۰.۵	۱۷.۵	۱۷.۲	۴۳.۲	۴۷.۲	۴۱.۱	۳۸.۳	۹.۱	۳۲.۶	۴۰.۴	۳۴.۹	۴۵.۶	۲۵.۷	۱۰.۳
Co	۲۹.۱	۲۹.۶	۳۱.۷	۴۹.۱	۳۲.۲	۳۶.۳	۲۵.۱	۲۷.۳	۴۵.۶	۵۲.۱	۵۳.۶	۲۳.۷	۴۲.۶	۳۴.۵	۳۹.۹	۴۱.۸	۳۰.۷	۳۵	۳۲	۴۶.۹	۴۰	۳۲.۶
Cr	۲۲۳	۱۸۹	۱۷۴	۱۸۱	۲۴۴	۵۶	۳۰.۴	۹۸	۲۴۳	۲۶۷	۲۷۵	۶۵	۷۶	۷۵	۹۰	۲۷۰	۲۵۲	۲۳	۹۵	۲۷۴	۱۱۴	۳۲۵
Cs	۰.۹	۰.۷	۰.۵	۰.۶	۰.۳	۱.۷	۰.۸	۰.۷	۳	۰.۹	۱.۱	۰.۶	۰.۷	۰.۷	۰.۵	۰.۳	۱	۰.۹	۰.۵	۰.۹	۱.۵	۱
Cu	۱۲.۶	۱۳	۱۲.۱	۵.۷	۳۰.۹	۳۰.۶	۳۴.۶	۱۸.۱	۸.۹	۳۰.۵	۶.۸	۱۴.۱	۲۰.۵۵	۲۹۲.۵	۹۳.۶	۲۴۰.۳	۴۲.۹	۲۰.۱	۲۳.۸	۹.۸	۳۵.۷	۱۵۷.۵
Dy	۴.۷۳	۴.۶۲	۴.۰۲	۲.۹	۳.۱۵	۱۰.۸	۴.۱۱	۶.۸۸	۳.۷۶	۳.۱۹	۳.۴۳	۶.۹۵	۷.۷۶	۶.۶۵	۶.۷۲	۳.۴	۵.۰۹	۷.۳۳	۵.۷۷	۷.۶	۶.۳۸	۴.۰۶
Er	۲.۷۱	۲.۷۶	۲.۴۲	۱.۶۶	۱.۸۱	۶.۱۱	۲.۳۵	۴.۰۷	۲.۰۸	۱.۵۲	۱.۶۸	۴.۱۶	۴.۰۷	۳.۷۶	۳.۸۲	۲.۱۴	۲.۹۴	۴.۲۶	۳.۰۳	۴.۴۵	۳.۸۴	۲.۲۷
Eu	۱.۴۲	۱.۴	۱.۱۷	۰.۹۴	۰.۷۲	۲.۸۵	۱.۱۹	۱.۹۲	۰.۹۹	۱.۳۵	۱.۲۲	۱.۸۲	۲.۰۱	۱.۷۸	۱.۶۶	۰.۸۳	۱.۳	۱.۹۷	۱.۸۸	۲.۲۱	۱.۴۷	۱.۱۵
Ga	۱۶.۶	۱۷.۱	۱۷.۴	۱۷	۱۳.۹	۲۲.۹	۱۸.۷	۲۱.۵	۱۴.۲	۱۸.۲	۱۸.۱	۲۲.۱	۲۱.۶	۲۰.۴	۲۰	۱۵.۳	۱۹.۵	۲۳.۲	۲۲.۱	۲۱	۱۹.۵	۱۷.۶
Gd	۴.۶۲	۴.۵۱	۳.۴	۲.۷۱	۲.۲	۸.۶۳	۲.۹	۵.۲۱	۲.۸۹	۳.۱۵	۳.۲	۶.۲۴	۷.۸۸	۶.۱۵	۵.۹۶	۲.۴۲	۴.۶۵	۷.۱	۶.۱۷	۷.۶۷	۵.۰۸	۳.۰۵
Ge	۰.۹۳	۰.۸۷	۰.۹۶	۰.۷۴	۰.۷۹	۱.۱۱	۰.۸۴	۱.۰۸	۰.۶۶	۰.۷۹	۰.۷۵	۰.۹۷	۰.۸۴	۰.۹۳	۰.۷۲	۰.۶۵	۰.۸۵	۱.۰۳	۰.۹۴	۰.۸۶	۰.۸۳	۰.۹۳
Hf	۱.۳	۱.۲۵	۱.۱۲	۱.۲۱	۱.۲	۳.۱۱	۱.۵۹	۱.۲۷	۱.۸۲	۱.۴۲	۱.۵۶	۱.۳۷	۲.۱۲	۲.۰۵	۱.۳۱	۱.۳۳	۱.۷۱	۲.۵۱	۲.۱۲	۲.۰۹	۲.۶۲	۱.۱۹
Ho	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۸۶	۰.۶	۰.۶۵	۲.۲۱	۰.۸۵	۱.۴۳	۰.۷۶	۰.۶	۰.۶۷	۱.۴۵	۱.۵۴	۱.۳۵	۱.۳۸	۰.۷۴	۱.۰۵	۱.۵۱	۱.۱۵	۱.۵۸	۱.۳۵	۰.۸۲
In	۰.۲	۰.۲۸	۰.۴۴	۰.۱	۰.۳۸	۰.۱۳	۰.۲۹	۰.۲	۰.۰۴	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۷
La	۳.۴۲	۳.۷۷	۳.۵۳	۳.۰۵	۳.۵۴	۲۰.۴	۴.۰۸	۱۲.۲	۳.۹۸	۷.۲۳	۷.۰۴	۱۸.۹	۲۲.۱	۱۷.۵	۱۶.۳	۳.۳۳	۱۵	۱۴.۸	۱۵.۱	۱۹.۲	۱۰	۴.۱۴
Li	۵۵.۹	۵۲.۹	۵۳.۴	۳۲.۲	۶۰.۶	۱۹.۷	۶۸.۴	۹.۴	۱۳.۱	۹۲.۷	۹۵.۲	۱۲.۸	۵۳.۱	۳۷	۱۵.۹	۱۱.۹	۲۶.۱	۶۷.۷	۵۱.۱	۲۸.۹	۳۱.۵	
Lu	۰.۲۷	۰.۲۸	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۶۵	۰.۲۱	۰.۴۸	۰.۲۲	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۴۶	۰.۳۶	۰.۳۳	۰.۳۷	۰.۲۵	۰.۳	۰.۲۵	۰.۵	۰.۴۳	۰.۲۱	
Mo	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۲	۰.۳	۰.۶	۰.۲	۰.۵	۰.۲	۰.۴	۰.۴	۲	۰.۷	۱.۱	۰.۵	۰.۳	۱.۸	۱.۸	۰.۲۵	۱.۸	۱	۰.۲
Nb	۲.۶	۲.۵	۲.۳	۲.۵	۴.۱	۱۶.۳	۴.۱	۱۱	۳.۳	۵.۵	۵.۸	۱۶.۵	۱۷.۱	۱۶.۲	۱۴.۸	۱.۸	۱۷.۸	۲۳	۱۶.۱	۱۰.۲	۱۰.۸	۳.۷

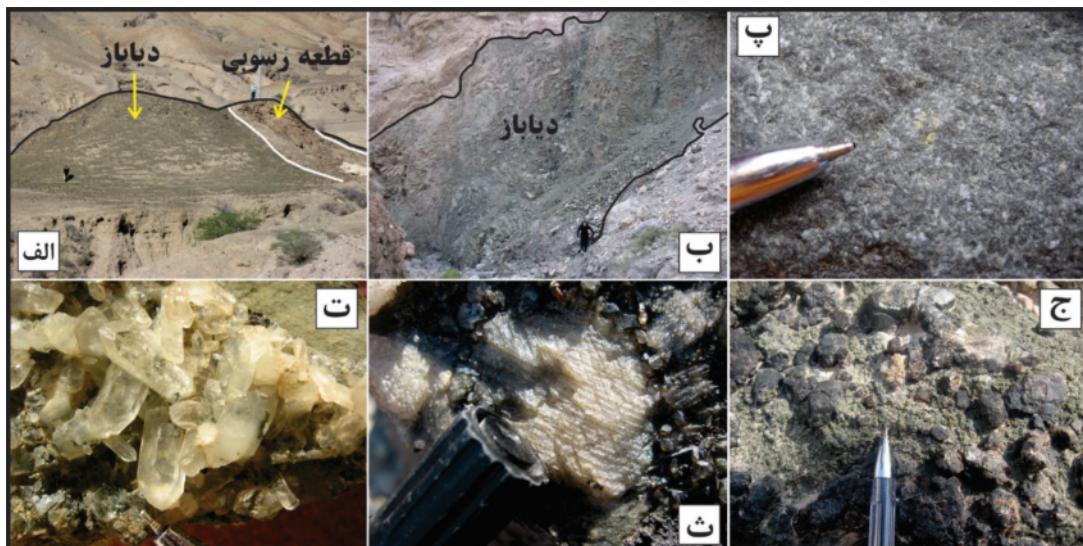
ادامه جدول ۲

نمونه	AN-1	AN-2	AN-3	B-1	B-2	CH-1	CH-2	CH-3	C1-4	DA-1	DA-3	PL-1	PL2-1	PL3-4	PL4-2	P3-L-2	P3-L-3	PO1-1	PO2-2	PO4-2	PO5-2	2-W-1
Nd	۸.۱۳	۹.۱۹	۸.۲۲	۶.۵۶	۶.۵۹	۲۹.۶	۸.۲۸	۱۷.۴	۸.۳	۱۱.۴	۱۱.۳	۲۵.۹	۲۸.۱	۲۴.۸	۳۳.۲	۷.۴۲	۱۷.۷	۲۶.۲	۲۰.۶	۲۷.۴	۱۷.۷	۸.۱۱
Ni	۸۱	۷۵	۷۱	۱۱۱	۱۰۳	۲۳	۱۷۵	۳۰	۱۰۹	۸۶	۹۱	۳۴	۴۳	۴۱	۴۸	۱۲۸	۲۳	۲۷	۳۶	۹۵	۴۹	۸۱
Pb	۱۱.۲	۱۴.۷	۱۹	۱	۷.۴	۲۲.۱	۱.۳	۴.۹	۶.۱	۷۰.۸	۸۹.۴	۵.۵	۱۰.۳	۹	۲.۱	۴.۹	۱۱.۸	۴.۲	۵.۸	۳.۲	۵.۶۴	۶.۸
Pr	۱.۶۱	۱.۷۵	۱.۵۸	۱.۲۷	۱.۳۸	۶.۷۲	۱.۷۱	۳.۸۸	۱.۷	۲.۴۳	۲.۴۱	۵.۸	۶.۲۴	۵.۴۹	۵.۰۹	۱.۴۱	۴.۰۸	۵.۵۵	۴.۵۴	۶.۱۶	۳.۷۲	۱.۶۷
Rb	۸۷.۲	۶۵.۵	۲۵.۲	۴۹.۹	۱۱.۸	۲۸.۹	۲۸.۴	۱۷.۵	۸۰.۲	۱۴.۱	۱۷	۱۱.۵	۲۰.۴	۳۲.۹	۱۴.۷	۴.۲	۱.۸	۲۸.۷	۲۹.۶	۳۱.۸	۲۳.۱	۳۸.۱
Sb	۶.۲	۷.۳	۸	۳.۴	۳	>۰.۱	۱.۱	۰.۲	۰.۴	۵.۴	۵.۶	۰.۲	۰.۷	۰.۴	<۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۶	۰.۹	۰.۶	۰.۱	۰.۴
Sc	۳۱	۳۰	۳۳	۱۸	۲۳	۴۱	۲۲	۳۲	۳۳	۱۷	۲۱	۲۶	۳۶	۲۶	۲۷	۲۷	۳۰	۳۲	۲۶	۲۹	۲۵	۳۵
Se	۰.۲۸	۰.۲۹	۰.۲۷	۰.۱۱	۰.۱۷	۱.۰۶	۱.۴۷	۰.۴۸	۰.۲۶	۰.۲۸	۰.۲۸	۰.۷۸	۱.۷۹	۰.۳۳	۰.۸	۰.۳۸	۱.۳۸	۰.۸۲	۰.۷۷	۰.۴۳	۳.۱	۰.۳
Sm	۲.۹۴	۳.۴	۳	۲.۳۲	۱.۱۲	۸.۵۳	۲.۸	۵.۲۲	۲.۷۴	۳.۴۴	۴.۴۳	۷.۰۵	۷.۸۳	۶.۹۴	۶.۶	۲.۶	۴.۸۷	۷.۶۸	۵.۸۵	۷.۶۷	۵.۶۳	۲.۷۴
Sn	۰.۸	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۲.۵	۱.۱	۲.۱	۰.۸	۰.۸	۰.۸	۱.۴	۱.۱	۲	۱.۳	۰.۶	۱.۱	۲.۱	۱.۸	۱.۴	۱.۳	۰.۷
Sr	۲۰.۱	۲۷.۴	۳۴.۴	۲۱.۲	۱۹.۵	۳۹.۶	۲۹.۲	۲۲.۷	۳۷.۴	۱۷.۰	۱۵.۴	۶۹.۹	۱۲.۴	۴۵.۰	۶۹.۲	۲۸.۸	۳۳.۴	۱۹۳.۰	۶۷.۸	۳۶.۲	۲۲.۳	۳۶.۴
Ta	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۲۱	۰.۲۴	۱	۰.۲۵	۰.۶۸	۰.۱۹	۰.۳۳	۰.۳۴	۰.۹۸	۱	۰.۹۴	۰.۸۶	۰.۱۱	۰.۹۸	۱.۳۳	۰.۹۳	۰.۵۶	۰.۶۱	۰.۲۱
Tb	۰.۷۳	۰.۷۶	۰.۶۸	۰.۴۸	۰.۴۹	۱.۷۴	۰.۶۵	۱.۱	۰.۶	۰.۵۸	۰.۶	۱.۲	۱.۳۷	۱.۱۵	۱.۱۵	۰.۵۶	۰.۸۶	۱.۲۸	۱.۰۱	۱.۳۱	۱.۰۹	۰.۶۵
Th	۰.۱۷	۰.۲	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۲۳	۰.۷۲	۰.۲۷	۰.۶۱	۰.۱۳	۰.۴۵	۰.۵	۱.۳۱	۱.۱۱	۰.۹۹	۰.۸۶	۰.۱۸	۰.۷۶	۰.۸	۰.۷۷	۰.۹۱	۰.۷	۰.۳۱
Tl	۰.۴	۰.۳	۰.۱	۰.۲	<۰.۱	۰.۴	۰.۱	<۰.۱	۰.۲	۰.۳	۰.۳	>۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۱	>۰.۱	۰.۳	۰.۵	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۲
Tm	۰.۳۷	۰.۳۵	۰.۳	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۸۳	۰.۳۱	۰.۵۷	۰.۲۸	۰.۱۸	۰.۲	۰.۵۴	۰.۵	۰.۴۵	۰.۵	۰.۲۸	۰.۳۸	۰.۵۶	۰.۳۸	۰.۵۹	۰.۵۲	۰.۳
U	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۱۷	۰.۰۹	۰.۱	۰.۴۶	۰.۰۵	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۴۷	۲.۱۳	۰.۳۳	۰.۷۲	۰.۱۷	۰.۷۴	۰.۲۴	۰.۲۵	۰.۱۹	۰.۳۹	۰.۴۵
V	۳۰.۵	۲۵.۱	۳۰	۱۹.۵	۲۳.۳	۴۵.۵	۳۲.۹	۴۲.۹	۲۶.۴	۲۳.۰	۲۳.۳	۳۷.۴	۳۸.۸	۳۶.۱	۳۵.۹	۲۰.۸	۳۹.۱	۶۲.۷	۲۴.۵	۲۴.۶	۳۰.۹	۳۲.۴
W	۰.۸	۰.۵	۰.۴	>۰.۱	۰.۱	۰.۲	<۰.۱	۰.۴	>۰.۱	>۰.۱	۰.۱	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۲	>۰.۱	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۱
Y	۲۲.۷	۲۴.۳	۲۰.۴	۱۳.۸	۱۵.۷	۵۵	۲۰.۲	۳۳.۸	۱۸.۴	۱۴.۶	۱۵.۷	۳۵.۸	۳۸.۷	۳۲.۷	۳۴.۲							

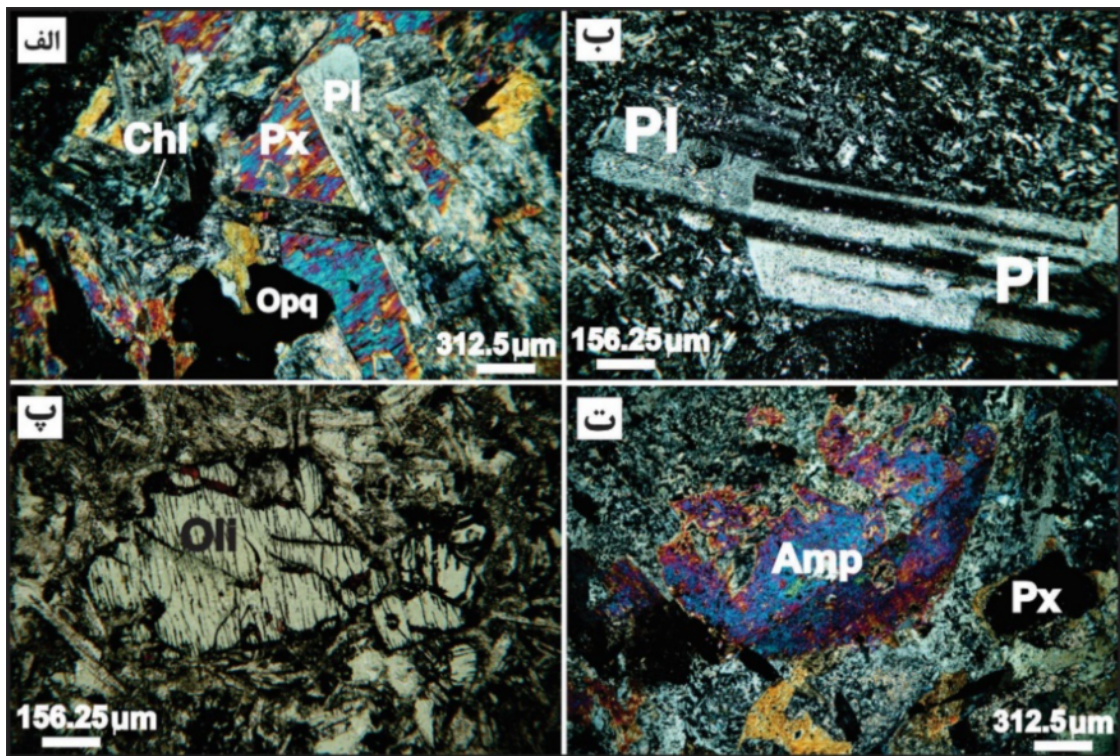
بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، به شدت دگرسان شده‌اند به دو صورت دیده می‌شوند که عبارتند از برآمدگی‌های استوک مانند دربردارنده قطعات درشتی از جنس سنگ‌های همبر خود (شکل ۲ الف) و دایک‌هایی با طول بیشینه ۱۰۰ متر که در گنبد‌های نمکی (شکل ۲ ب) نفوذ کرده‌اند. اغلب سنگ‌های مجاور این توده‌ها، رنگ قرمز متمایل به بنفش دارند که می‌تواند در اثر غنی‌شدگی احتمالی از آهن باشد. این سنگ‌های دیابازی، بسیار سخت و محکم هستند و بیشتر توده توسط سایر سنگ‌های رسوبی گنبد نمکی پوشیده شده است. دیابازها به دلیل رنگ سبز تیر، بخوبی از سایر سنگ‌های رسوبی در گنبد‌های نمکی قابل تشخیص هستند. این رنگ سبز شاخص دیابازها، بعلاوه فراوانی اپیدوت و کلریت در آنهاست که در اثر دگرسانی شدید سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها دستخوش دگرسانی‌های اپیدوتی‌شدن، زوئیسیتی‌شدن، کلریتی‌شدن، اورالیتی‌شدن، آلبیتی‌شدن و کربناتی‌شدن شده‌اند. در نمونه‌ی دستی، دیابازها بسیار دانه ریز تا دانه ریز هستند (شکل ۲ پ) و تنها کانی‌های پلاژیوکلاز کشیده‌ی سفید رنگ با بیشینه اندازه ۲-۳ میلی‌متر در انواع دانه ریز دیده می‌شود. در سطح این سنگ‌ها، انواع کانی‌های ثانویه تشکیل و متبلور شده‌اند که عبارتند از کوارتزهای کاملاً شکلدار ششگوشی (شکل ۲ ت)، کلسیت لوزی رخ با رخ دو جهتی ۱۲۰ درجه (شکل ۲ ث)، اپیدوت، الیژیست، مالاکیت و آزوریت، مس

خالص و آمفیبول رشته‌ای-سوزنی شکل احتمالاً اکتینولیت. در بعضی گنبد‌های نمکی مورد بررسی، گارنت‌های هیدروگروسولار و گارنت بسیار درشت سیاه رنگ (شکل ۲ ج) نیز در سطح سنگ‌های رسوبی اطراف این توده‌ها دیده شده است. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک و مقاطع صیقلی سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، این سنگ‌ها جزء سنگ‌های آذرین محسوب می‌شوند و کانی‌های اولیه‌ی آنها، شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، مگنتیت، پیریت و کمتر الیوین، به ترتیب با ۱۲، ۱۲، ۳، ۲ و ۳ درصد مودال هستند و کانی فرعی آپاتیت با ۳ درصد مودال است. اپیدوت، کلریت، احتمالاً آلبیت یا الیگوکلاز، اکتینولیت، هورنبلند، زوئیسیت یا کلینوزوئیسیت، کلسیت، کوارتز، بیوتیت، تورمالین خورشیدی، اسفن و هماتیت کانی‌های ثانویه‌ای با درصد مودال به ترتیب، ۱۲، ۱۲، ۷، ۷، ۵، ۵، ۶، ۵، ۷، ۲، ۲، ۱ و ۱ و اغلب برآمده از دگرسانی گرمایی هستند. بافت‌های سنگ‌های مورد بررسی، پوست ماری (شکل ۳ الف)، پورفیری - ریزسنگی جریان‌ی (شکل ۳ ب) و پورفیری (شکل ۳ پ) هستند. آمفیبول‌های ثانویه، در اثر تجزیه‌ی پیروکسن‌های اولیه طی دگرسانی اورالیتی‌شدن تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در این سنگ‌ها، اپیدوت و کلریت سبز رنگ، بسیار فراوانند که به ترتیب، نتیجه تجزیه‌ی کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک اولیه در اثر دگرسانی و تأثیر سیال‌های گرمایی بر سنگ‌های دیابازی مورد بررسی هستند.



شکل ۲ تصاویری از سنگ‌های دیابازی مورد بررسی و پدیده‌های وابسته به آنها در صحرا و نمونه‌ی دستی. الف- توده‌های استوک مانند دیاباز که دربردارنده قطعات درشتی از سنگ‌های همبر هستند. ب- دایک‌های دیابازی با طول ۱۰۰ متر که در گنبد‌های نمکی مورد بررسی نفوذ کرده‌اند. پ- دیاباز دانه ریز در نمونه‌ی دستی. ت- کوارتزهای کاملاً شکلدار لوزی رخ متبلور در سطح دیابازهای مورد بررسی. ث- کلسیت با رخ دو جهتی ۱۲۰ درجه متبلور در سطح دیابازهای مورد بررسی. ج- گارنت بسیار درشت و اپیدوت در سطح سنگ‌های رسوبی در نزدیکی دیابازهای مورد بررسی.



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری از سنگ‌های مافیک مورد بررسی. الف- بافت پوست ماری شامل پلاژیوکلازهای دگرسان شده و پیروکسن‌های نسبتاً سالم (xpl). ب- بافت پورفیری - ریزسنگی جریان‌ی شامل درشت‌بلوره‌های پلاژیوکلاز نسبتاً سالم با ماکل آلبیتی که در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های جریان یافته قرار گرفته‌اند (xpl). پ- بافت پورفیری شامل درشت‌بلوره‌های پیروکسن بی‌شکل با رخ تک‌جهتی مشخص در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های درشت (ppl). ت- پیروکسن شکلدار در حال تبدیل به آمفیبول (xpl). Pl: پلاژیوکلاز؛ Px: پیروکسن؛ Amp: آمفیبول؛ Oli: الیون؛ Chl: کلریت؛ Opq: کانی کدر.

زمین‌شیمی

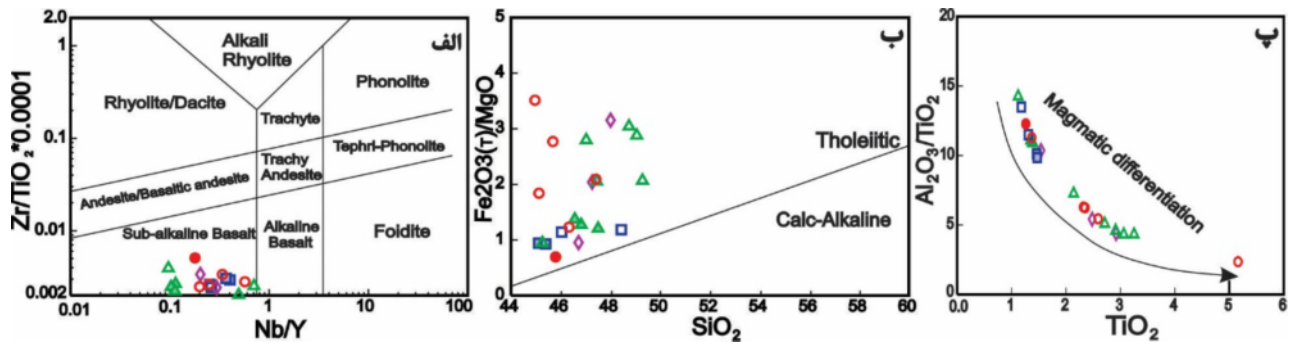
از آنجا که سنگ‌های دیابازی دستخوش دگرسانی شده‌اند، بعضی از عناصر متحرک، (مانند عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE), Ba, Rb, Cs، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی اولیه را در این سنگ‌ها نشان نمی‌دهند. با این وجود، بیشتر عناصر غیر متحرک، (مانند عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، به ویژه نسبت آنها، طی دگرسانی به احتمال زیاد ثابت و بدون تغییر می‌ماند و از این رو سعی شده است که از عناصر نامتحرک در بررسی‌های زمین‌شیمی استفاده شود. بدلیل حضور قطعات رسوبی در توده‌های مورد بررسی، سعی شده است که از بخش‌های دور از قطعات بیگانه، از مرکز توده‌ها و بخش‌های با کمترین دگرسانی نمونه‌برداری شود. بر نمودار Nb/Y نسبت به $Zr/TiO_2 \times 10001$ [۲۸]، همه نمونه‌ها در گستره بازالت نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). با توجه به نمودار $SiO_2-Fe_2O_3/MgO$ [۲۹، ۲۸] (شکل ۴ ب)، نمونه‌های مورد بررسی جزء بازالت‌های تولیتی نیمه قلیایی بوده و دارای نسبت

Fe^{3+}/Fe^{2+} پایین (< 0.2) و مقادیر نسبتاً پایین TiO_2 (۵/۱۶-۱۱۲ درصد وزنی) هستند (جدول ۱) که نشان دهنده‌ی جدایش ماگما در شرایط با گریزندگی اکسیژن پایین است [۳۰]. فرآیند جدایش ماگمایی که این سنگ‌ها دچار آن شده‌اند نیز توسط روند منفی در نمودار Al_2O_3/TiO_2 نسبت به TiO_2 (شکل ۴ پ، [۳۱]) مشخص می‌شود.

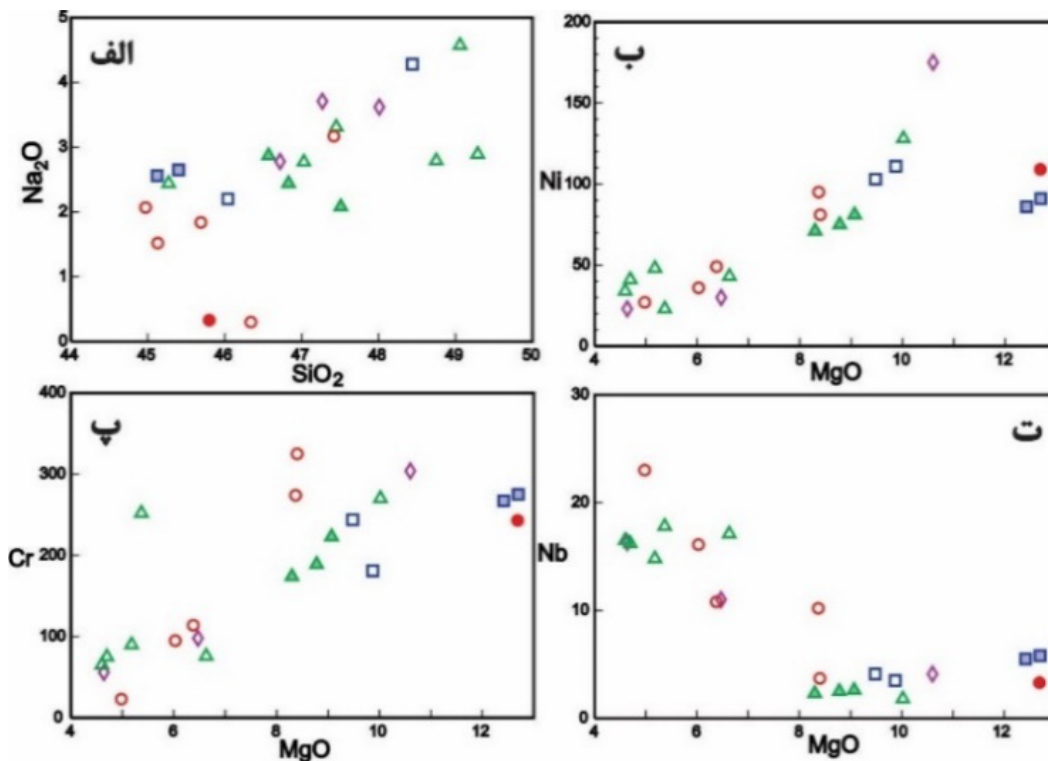
Na_2O با افزایش SiO_2 ، روند صعودی دارد که بدلیل ناسازگار بودن آن است (شکل ۵ الف) [۳۲]. با افزایش MgO مقادیر، Ni و Cr افزایش می‌یابند (شکل‌های ۵ ب و پ) که با فرآیندهای تبلور جدایشی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیون سازگار هستند [۳۳، ۳۴]. طی صعود ماگما به سطح زمین، جدایش ماگمای مافیک رخ می‌دهد و این کانی‌ها جدایش می‌یابند، بطوریکه، Ni در الیون و Cr در کلینوپیروکسن سازگار است [۳۴]. با افزایش MgO ، مقدار Nb کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد که ماگما، خشک بوده و آمفیبول متبلور نشده است، زیرا اگر آمفیبول تولید شده بود،

پلاژیوکلاز و بدون تیتانومگنتیت سازگار هستند [۳۵]. با کاهش Mg# این سنگ‌ها، مقدار TiO_2 به سرعت افزایش یافته (شکل ۶ ت) که نشان دهنده‌ی غالب بودن روند جدایشی کلینوپیروکسن است [۳۵].

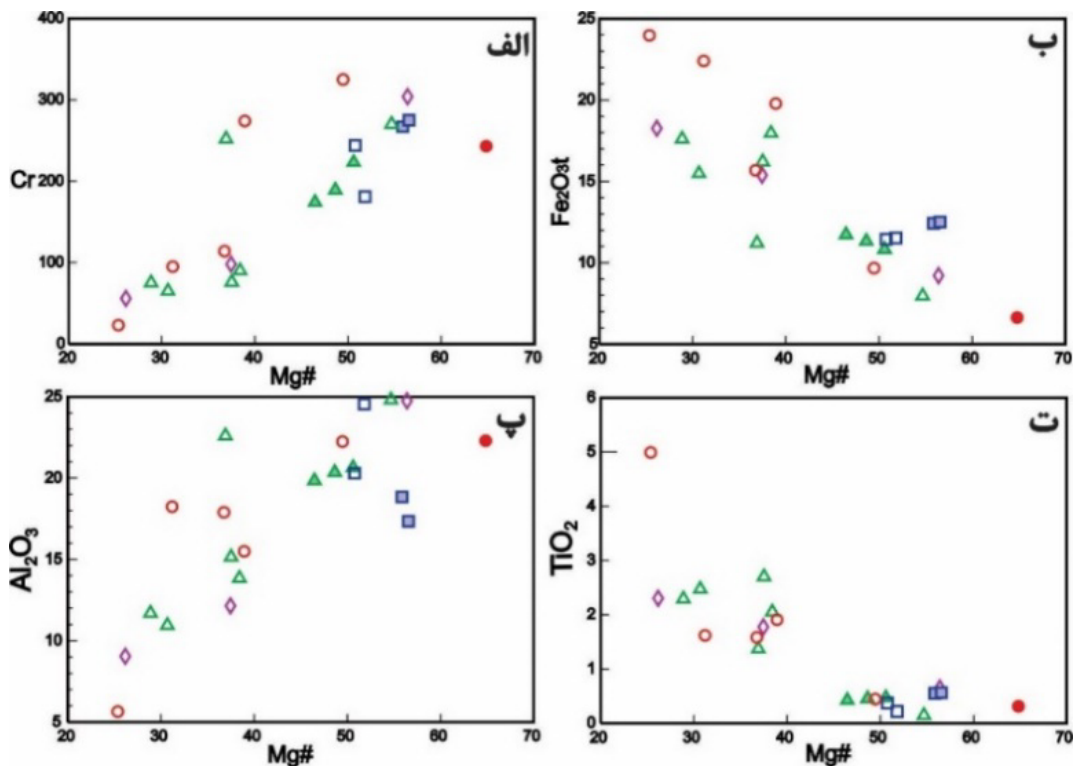
Nb را در خود جای می‌داد (شکل ۵ ت) [۳۴]. با کاهش Mg# در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، مقدار Cr به سرعت افزایش (شکل ۶ الف)، Fe_2O_3t افزایش (شکل ۶ ب) و Al_2O_3 کمی کاهش می‌یابد (شکل ۶ پ). این تغییرات شیمیایی، با جدایش بلورین غالب الیوین/کلینوپیروکسن به همراه مقادیر کمی



شکل ۴ الف- نمودار Nb/Y نسبت به $Zr/TiO_2*0.0001$ برای سنگ‌های دیابازی مورد بررسی [۲۸]. ب- نمودار SiO_2 نسبت به Fe_2O_3t/MgO برای نمونه‌های دیابازی مورد بررسی [۲۸، ۲۹]. پ- توزیع سنگ‌های مورد بررسی بر نمودار تغییرات Al_2O_3/TiO_2 نسبت به TiO_2 که جدایش ماگمایی را نشان می‌دهد [۳۱]. دایره توپر: نمونه‌های گنبد نمکی چاه مسلم؛ دایره توخالی: نمونه‌های گنبد نمکی بند معلم؛ مثلث توخالی: نمونه‌های گنبد نمکی زندان؛ مثلث توپر: نمونه‌های گنبد نمکی انگورو؛ مربع توخالی: نمونه‌های گنبد نمکی گزه؛ مربع توپر: نمونه‌های گنبد نمکی داربست؛ لوزی: نمونه‌های گنبد نمکی چمپه.



شکل ۵ نمودارهای SiO_2 نسبت به مقادیر اکسیدی (بر حسب درصد وزنی) الف- Na_2O و MgO نسبت به مقادیر عنصری (بر حسب ppm) ب، پ و ت- به ترتیب Ni، Cr و Nb برای نمونه‌های دیابازی مورد بررسی. علائم مشابه شکل ۴.



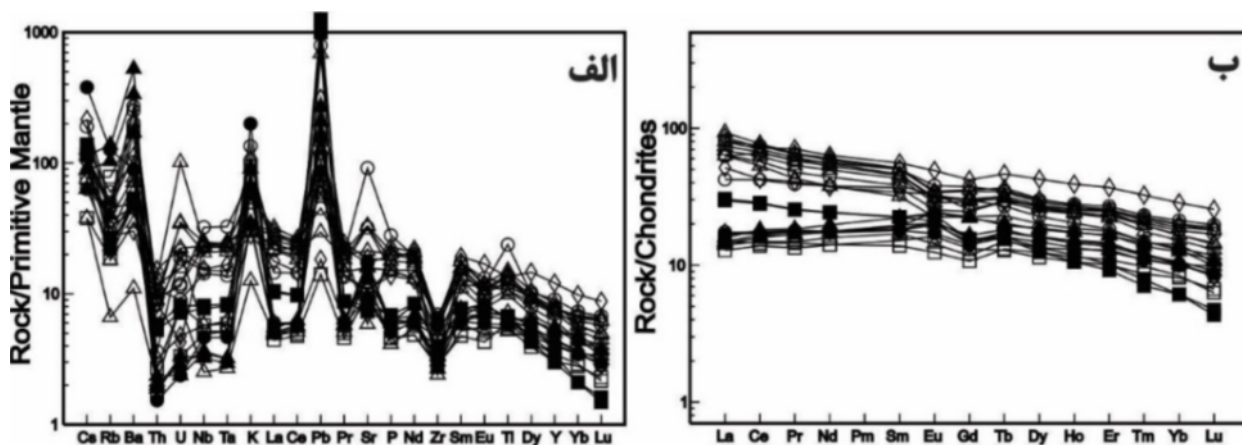
شکل ۶ نمودارهای Mg# نسبت به مقادیر عنصری (بر حسب ppm) الف-Cr نسبت به مقادیر اکسیدی (بر حسب درصد وزنی) ب، پ و ت- به ترتیب نمودارهای Fe_2O_3t ، Al_2O_3 و TiO_2 برای سنگ‌های دیابازی مورد بررسی. علائم مشابه شکل ۴.

روند کلی اندازه‌ی نمونه‌ها را تغییر نمی‌دهد [۳۷]. در نتیجه، این نمونه‌های دیابازی از گنبد‌های نمکی متفاوت سازند هرمز که مقادیر کمتری در این نمودار دارند (شکل ۷ الف) نسبت به نمونه‌های با مقادیر بالاتر بیشتر جدایش یافته‌اند. ناهنجاری‌های منفی برای Ti و Sr ، Nb ، Ta ، Rb در نمودارهای عناصر ردیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه، پیشنهاد می‌کند که ماگماهای سازنده‌ی این سنگ‌ها ممکن است از یک گوشته‌ی سنگ‌کره‌ای تعدیل شده در اثر فرورانش ناشی شده باشند [۳۷] (شکل ۷ الف). البته این موضوع چندان قانع کننده نیست. ناهنجاری منفی این عناصر نسبتاً نامتحرک می‌تواند به دلیل دگرسانی سنگ‌ها و افزایش دیگر عناصر متحرک رخ داده باشد [۳۸] (شکل ۷ الف). الگوهای عناصر خاکی نادر (REE) برای شناسایی آلودگی پوسته‌ای و کانی‌شناسی خاستگاه نیز به کار می‌روند، بطوریکه نمونه‌های آلوده شده توسط اجزاء پوسته-ای، برای عناصر خاکی نادر سبک (LREE) الگوی غنی‌شده و برای عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) الگوی صاف نشان می‌دهند [۳۹]. سنگ‌های مورد بررسی در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۷ ب)، از آنجاکه این الگوها را ندارند، بنابراین

سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، دارای $Mg\# = 25-65$ و عناصر ناسازگار، مانند Cr (۳۲۵-۲۳ ppm) و Ni (۱۷۵-۲۳ ppm) متغیر هستند (جدول ۲) که این مقادیر نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از یک مذاب اولیه در تعادل با پریدوتیت گوشته‌ای ناشی نشده‌اند [۳۰] و با تبلور جدایشی در یک مخزن ماگمایی در مسیر رسیدن به سطح زمین قرار گرفته‌اند. این سنگ‌های ماگمایی، دارای مقادیر نسبتاً بالای Zr/Y (۳/۴۸-۰/۷۵)، نسبتاً پایین Zr/Nb (۱/۶۴-۲۴/۴۴) و La/Nb (۱/۸۸-۰/۶۴)، نسبتاً بالاتر Th/Ta (۴/۲۱-۰/۶۰)، مقادیر بالای Th/Yb (۱/۵۱-۰/۲۵) و Ta/Yb (۰/۴۴-۰/۰۵) در مقایسه با بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی عادی (با مقادیر به ترتیب ۲/۶۴، ۳/۱۷۵، ۱/۰۷، ۰/۷۵، ۰/۰۴ و ۰/۰۵۲) [۳۶] هستند. این مقادیر مشابه بعضی بازالت‌های فرورانشی، بازالت‌های حوزه‌ی پشت قوس و بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی غنی شده هستند.

بحث

تبلور جدایشی باعث کاهش مقادیر بر نمودار نمونه‌های دیابازی مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه می‌شود اما



شکل ۷ الف- نمودار عنکبوتی عناصر ردیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های دیابازی مورد بررسی از سازند هرمز. ب- نمودار عنکبوتی عناصر خاک نادر (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های دیابازی مورد بررسی. مقادیر بهنجار شده برگرفته از مرجع [۳۶] هستند. علائم مشابه شکل ۴.

اسپینل پریدوتیت آمده‌اند که این با الگوی HREE نسبتاً صاف تأیید می‌شود (شکل ۷ ب). مقادیر REE با تغییرات اندکی نسبتاً ثابت هستند (شکل ۷ ب) که چنین روندهایی نشان می‌دهند که این نمونه‌ها ممکن است یک سری هم خاستگاه از دایک‌های تولییتی باشد. که در یک محیط کششی بعدی نفوذ کرده‌اند [۳۷]. ناهنجاری منفی کوچک Eu نشان دهنده جدایش پلاژیوکلاز [۳۴-۴۲] برای بیشتر نمونه‌های مورد بررسی است. نبود ناهنجاری منفی Eu پیشنهاد می‌کند که جدایش پلاژیوکلاز برای تعدادی از این نمونه‌ها، چندان قابل توجه نیست [۳۱].

طبیعت خاستگاه گوشته‌ای

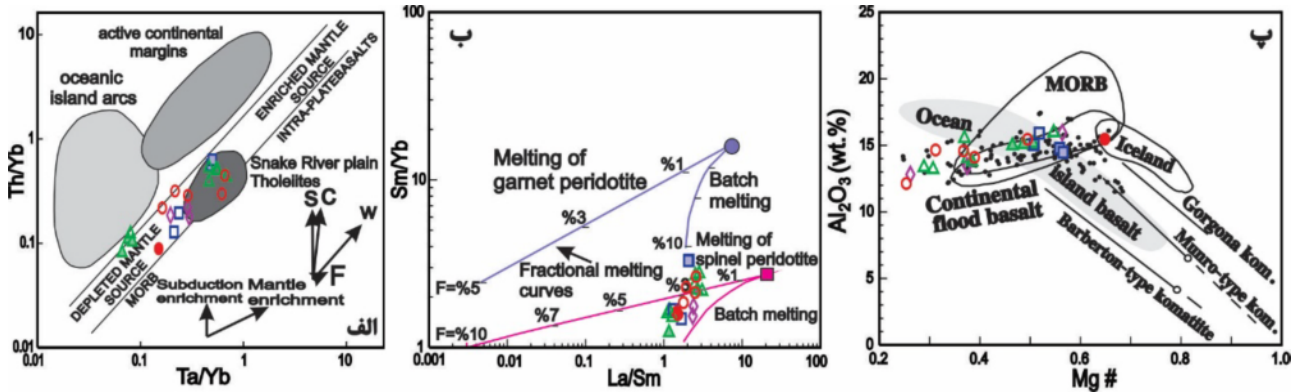
پژوهشگران توافق دارند که دسته‌های دایک (یا سیل) بازی، نشانگرهای مهم گسترش سنگ‌کره قاره‌ای گسترده هستند [۴۳]. همچنین، دسته‌های دایک یا سیل بازی مجراهای اصلی برای انتقال گوشته‌ی ماگمایی با خاستگاه عمیق به پوسته‌ی بالایی بوده و فراورده‌های جایگزینی سریع ماگما در شکاف‌هایی که از پیش موجود بودند با دگرسانی ضعیف هستند؛ این فرآیند، احتمالاً مانع می‌شود که آلودگی پوسته‌ای فرآیند اصلی سنگ‌شناسی برای تشکیل دسته‌های دیابازی باشد [۴۳]. بر اساس نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb (شکل ۸ الف؛ [۳۰]، [۴۴])، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های دیابازی مورد بررسی از یک خاستگاه گوشته‌ی تهی‌شده تا کمی غنی‌شده ناشی

دچار آلودگی پوسته‌ای شده‌اند. سنگ‌های با کانی‌شناسی خاستگاه یکسان الگوهای REE مشابه دارند [۴۰]. در سنگ‌های مورد بررسی الگوهای REE با کم و بیش هم موازی‌اند (شکل ۷ ب)، که می‌تواند نشانه‌ی کانی‌شناسی خاستگاه مشابهی برای آنها باشد. همچنین ناهنجاری‌های مثبت شدید Ba، K، Pb، ناهنجاری‌های منفی Nb و Ta (شکل ۷ الف) و غنی‌شدگی کم LREE (شکل ۷ ب) نشان می‌دهند که نمونه‌های مورد بررسی، طی دگرگونی ماگمایی دچار آلودگی پوسته‌ای خفیفی شده‌اند [۳۸]. مقادیر نسبتاً کم LREE در بعضی از نمونه‌ها (شکل ۷ ب)، ممکن است به دلیل خروج عناصر LILE طی دگرسانی سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، مدت‌ها پس از جایگزینی آنها باشد [۳۸] که این با بافت دگرسان شده‌ی آنها تأیید می‌شود (شکل ۳). الگوهای REE، ابزار مؤثری برای درک شرایط درجه‌ی ذوب نیز هستند [۴۱]. در اغلب موارد، درجه‌ی ذوب کم یک خاستگاه گوشته‌ای ممکن است الگوهای REE نسبتاً جدایش یافته و درصد بالای ذوب گوشته‌ای ممکن است الگوهای REE صاف را بوجود آورد [۳۰]. از آنجاکه الگوی REE نمونه‌های مورد بررسی نسبتاً جدایش یافته یا کاملاً صاف نبوده و بین این دو حالت هستند، در نتیجه، ماگمای مادر آنها درجه‌ی ذوب متوسطی را تجربه کرده است. گفته شده است که این مقادیر HREE نسبتاً بالا که در سنگ‌های دیابازی دیده می‌شوند (شکل ۷ ب)، یک خاستگاه تهی از گارنت را نشان می‌دهد و ماگمای مادر این سنگ‌ها احتمالاً از یک خاستگاه

شده‌اند. در این نمودار، سنگ‌های دیابازی روند مثبتی را نشان می‌دهند که بین آلودگی پوسته‌ای (C) و تبلور جدایشی (F) است. همچنین، سیال/مذاب آزاد شده از یک ورقه‌ی فرورانشی باعث تولید مقادیر بالای Th و مقادیر پایین Nb در گوشته‌ای بالای آن می‌شود [۳۰]. نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۸ الف در قسمت آرایه‌ی MORB قرار می‌گیرند و در نتیجه، آشکارا حضور مواد فرورانشی را در خاستگاه خود رد می‌کنند زیرا مقادیر Th پایین و Nb بالا دارند و برای چنین نمونه‌هایی، آلودگی پوسته‌ای یا غنی‌شدگی فرورانشی، تأثیر مهمی بر زمین‌شیمی این دیابازها ندارد و غنی‌شدگی کم آنها، تنها به دلیل غنی‌شدگی گوشته‌ای است [۳۰]. در منطقه مورد بررسی، شواهدی برای وجود اقیانوس بالغ، مانند اقیانوس اطلس وجود ندارد و ممکن است که ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی در محیطی شبیه دریای سرخ کنونی تشکیل شده باشند.

نمونه‌های دیابازی مورد بررسی، نسبت‌های Zr/Nb از ۱/۶۴ تا ۲۴/۴۴ را نشان می‌دهند که پایین‌تر از مقادیر متوسط گوشته‌ی اولیه هستند و نسبت‌های Y/Nb از ۱/۴۲ تا ۱۰/۳۳ و La/Yb از ۱/۴۲ تا ۸/۶۱ در آنها، یا سنگ‌های بازی از گوشته‌ی انتقالی [۴۳]، همخوانی دارد. گفته شده است که چنین سنگ‌هایی، احتمالاً طی کشش بعدی در سیستم‌های شکافی نفوذ کرده‌اند [۳۷]. این دیابازها اغلب دارای مقادیر بالای MgO (بیشینه = ۱۲/۷ درصد وزنی، متوسط ۷/۹۸ درصد وزنی) و Mg# (بیشینه ۶۶ درصد وزنی و متوسط ۴۴ درصد وزنی) هستند (جدول ۱) این مقادیر نشان دهنده‌ی یک خاستگاه ماگمایی غالب از گوشته‌ی بالایی هستند [۳۰]. نبود گارنت در خاستگاه، توسط نتایج بدست آمده از مدل ذوب گوشته‌ای برای نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از مقادیر La/Sm نسبت به Sm/Yb (شکل ۸ ب؛ [۳۰]) و فراوانی HREE تأیید می‌شود. نتایج سنگ-شناسی آزمایشگاهی پیشنهاد می‌کنند که ماگماهای بازالتی نیمه قلیایی ممکن است که توسط ۱۵-۳۰ درصد ذوب پریدوتیت گوشته‌ی بالایی تولید شوند [۳۰]. درجات کم (۱۰ درصد) ذوب پریدوتیت گوشته‌ای، ماگماهای بازالتی غنی از قلیا را تولید می‌کنند [۳۰] و یک الگوی غنی‌شدگی در LREE را نشان می‌دهند [۳۰]. با افزایش ذوب، تراکم LREE به سرعت تا ۳۰ درصد کاهش می‌یابد و ذوب بیشتر، تراکم REE را بطور

قابل توجهی تغییر نمی‌دهد [۳۰]. دیابازهای مورد بررسی، در طول منحنی ذوب دسته‌ای اسپینل پریدوتیت رسم می‌شوند (شکل ۸ ب) که پیشنهاد کرد که چنین روندها و ترسیماتی، از ماگمای بازالتی ناشی شده‌اند که از درجه ذوب متوسط یک اسپینل پریدوتیت، بوجود آمده‌اند [۳۰]. در نمودار Al_2O_3 نسبت به Mg# (شکل ۸ پ؛ [۴۵])، در گستره بازالت‌های تولییتی کمر بند سنگ‌سبز آرکنن قرار می‌گیرند. همه قاره‌ها بطور بالقوه میزبان قطعات کوچکی از کمر بندهای سنگ‌سبز آرکنن (بیش از ۳۰۰۰ میلیون سال پیش) هستند [۴۵]. اما کمر بندهای سنگ‌سبز جوان‌تر نیز گسترده‌اند و بسیاری از زمین‌شناسان، کمر بندهای سنگ‌سبز فانروزوئیک را نیز شناسایی کرده‌اند [۴] که ایران بر سرزمین‌های فانروزوئیک قرار گرفته است [۴۶]. همخوانی شیب زمین گرمایی سنگ‌کره قاره‌ای با سن آرکنن، با قاره‌های فانروزوئیک [۴۶] و شباهت زمین‌شناسی افزایشی فانروزوئیک به کمر بندهای سنگ‌سبز آرکنن [۴۶] را بینید، از دیگر شواهد تشابه کمر بندهای سنگ‌سبز آرکنن و فانروزوئیک هستند. ترکیبات بازالت تولییتی (فراوان‌ترین سنگ آتشفشانی آرکنن) بسیار متنوع‌اند، برای مثال SiO_2 (۵۶-۴۶ درصد وزنی)، FeO (۱۷-۹ درصد وزنی) و MgO (۱۵-۴ درصد وزنی) و در کل غنی‌شدگی در Ni، Fe، Cr و شاید Co و تعدادی تهی‌شدگی در Al نسبت به بازالت‌های عهد حاضر (در مقادیر Mg و Si مشابه) دارند [۴۵]. نمونه‌های دیابازی مورد بررسی، ترکیبات شیمیایی مشابهی با سنگ‌های آتشفشانی آرکنن داشته و همه ویژگی‌های یک سنگ‌سبز را که بست [۴۵] توصیف کرده است، دارند. کانی-زایی و منابع اقتصادی در کمر بندهای سنگ‌سبز گسترده‌اند [۴۵]. بعضی از این منابع، چون کانه‌های آهن (مانند هماتیت؛ [۱۷، ۱۵]) و گل اخرا [۱، ۴، ۵ و ۴۷]، سولفیدهای آهن و فلزات پایه [۴] و مس (مانند مالاکیت؛ [۴، ۱۷])، در بعضی از گنبد‌های سازند هرمز نیز شناسایی و گاهی استخراج شده‌اند. کانی‌زایی گرمایی در سازند هرمز معمول است، مانند کانه‌های آهن (مانند هماتیت؛ [۱۷، ۱۵]) و مس (مانند مالاکیت؛ [۴، ۱۷]) که ورود یک سیال کانی‌زا، احتمالاً در ارتباط با فعالیت آذرین مربوط به کافت را نشان می‌دهند [۳، ۱۵].



شکل ۸ الف- نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb برای نمونه‌های مورد بررسی از سازند هرمز. برای مقایسه، نمونه‌های سنگ‌های بازی پس از برخورد نفوپروتوزوئیک جنوب برزیل آورده شده‌اند [۴۴، ۳۰]. پیکان‌های نشان دهنده تأثیر اجزاء فرورانشی (S)، غنی‌شدگی درون صفحه‌ای (W)، آلودگی پوسته‌ای (C) و تبلور جدایشی (F) هستند. ب- نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb که مقدار ذوب بخشی را برای ماگمای مادر سنگ‌های دیابازی مورد بررسی نمایش می‌دهد [۳۰]. کانی‌شناسی مودال برای اسپینل گارنت پریدوتیت از مرجع [۴۴] و ترکیب گارنت پریدوتیت از مرجع [۳۰] است. پ- نمودار Al_2O_3 نسبت به $Mg\#$ برای مقایسه ترکیبات بازالت و کماثیت [۴۵] و موقعیت سنگ‌های دیابازی مورد بررسی نسبت به آنها. دوایر توپر: بازالت‌های تولییتی کمر بند سنگ‌سبز آرکن. خطوط تیره: روندهایی برای کماثیت‌های نوع آرکن و کماثیت‌های مزوزوئیک پسین جزیره گورگونا. میدان‌های هاشور خورده و دارای زمینه رنگی: بازالت‌هایی از محیط زمین‌ساختی مدرن. جدایش الیون در ماگمای مادر فرضی (دوایر توخالی)، ماگماهای باقیمانده تکامل یافته‌ای را تولید می‌کند که به سمت منطقه بازالت می‌روند در حالیکه، انباشت الیون، ماگماهای فقیر از Al و بیشتر منیزیم‌دار (خط‌چین) را تولید می‌کند. تغییر بازالت در تراکم‌های Al_2O_3 بالا، بازتاب جدایش پلاژیوکلاز کم P-کلینوپیروکسن است. علائم مشابه شکل ۴.

برداشت

به‌ویژه اسپینل پریدوتیت هستند. این سنگ‌ها، با جدایش ماگمایی و تبلور جدایشی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون یک ماگمای خشک، درون یک مخزن ماگمایی یا در مسیر صعود به سطح زمین قرار گرفته‌اند. در منطقه مورد بررسی، شواهدی برای وجود اقیانوس بالغ، مانند اقیانوس اطلس وجود ندارد و احتمال دارد که ماگمای مادر آنها در محیطی شبیه دریای سرخ کنونی تشکیل شده باشند. دیابازهای سازند هرمز، دارای ترکیبات شیمیایی مشابه بازالت‌های تولییتی آرکن هستند و همه ویژگی‌های یک سنگ‌سبز را نشان می‌دهند. آنها همچنین، دارای منابع اقتصادی مشابه کمر بندهای سنگ‌سبز هستند؛ اما اینکه بر یک کمر بند سنگ‌سبز فانروزوئیک قرار دارند یا خیر، نیازمند بررسی‌های زمین‌ساختی بیشتر است.

قدردانی

نویسندگان مقاله، از دانشگاه هرمزگان جهت تأمین مخارج این پژوهش تشکر می‌کنند.

با توجه به نتایج این پژوهش، سنگ‌های دیابازی سازند هرمز، بازالت‌های تولییتی نیمه قلیایی هستند که طی گسترش بعدی در سیستم‌های شکافی در پوسته و تبخیری‌های سازند هرمز نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها ممکن است که مجموعه‌های هم-خاستگاهی از دایک‌های تولییتی باشد که در یک محیط کششی بعدی نفوذ کرده‌اند. این دیابازها، در نمودارهای زمین-ساختی، بر محیط MORB قرار می‌گیرند. این دیابازها، از یک گوشته‌ی بالایی تهی شده تا انتقالی که با گذشت زمان، کمی غنی شده است ناشی شده و از مذاب اولیه‌ای که در تعادل با پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده، تولید نشده‌اند. آلودگی پوسته‌ی قاره‌ای یا غنی‌شدگی در اثر فرورانش، تأثیر مهمی بر زمین-شیمی این سنگ‌ها نداشته و غنی‌شدگی کم آنها، تنها به دلیل غنی‌شدگی گوشته‌ای است. ماگماهای مادر آنها، در شرایط گریزندگی اکسیژن نسبتاً پایین جدایش یافته‌اند. این دیابازها احتمالاً برآمده از درجه ذوب متوسط یک گوشته‌ی فاقد گارنت،

مراجع

- relationship to hydrocarbon and basement tectonics”, Iranian Journal of Earth Sciences 1 (2009) 57-72.
- [10] Talbot C.J., Jarvis R.J., “Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran”, Journal of Structural Geology 6(5) (1984) 521-533.
- [11] Talbot C.J., “Extrusions of Hormuz salt in Iran. In: BLUNDELL D. J. & Scott A. C. (eds) *Lvll: the Past is the Key to the Present*”, Geological Society, London, Special Publications, 143 (1998) 315-334.
- [12] Talbot C.J., Farhadi R., Aftabi P., “Potash in salt extruded at Sar Pohl diapir, Southern Iran”, Ore Geology Reviews (2008).
- [13] Talbot C., Aftabi P., Chemia Z., “Potash in a salt mushroom at Hormoz Island, Hormoz Strait, Iran”, Ore Geology Reviews 35 (2009) 317–332.
- [14] Bosák P., Bruthans J., Filippi M., Svoboda T., Smíd J., “Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros Mts. (Iran)”, Acta Carsologica 28/2(2) (1999) 41-75.
- [15] Ghazban F., Al-Aasm I.S., “Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormoz Island salt dome, offshore Iran”, Journal of Petroleum Geology 33(2) (2010) 183-196.
- [16] Edgell H.S., “Salt tectonism in the Persian Gulf Basin”, Salt Tectonics, Geological Society Special Publication 100 (1996) 129-151.
- [17] Kent P.E., “The Emergent Hormoz Salt Plugs of Southern Iran”, Journal of Petroleum Geology 2(2) (1979) 117-144.
- [18] Jahani S., Callot J.P., Letouzey J., Frizon de Lamotte D., “The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting”, TECTONICS 28 (2009).
- [19] Reuning L., Schoenherr J., Heimann A., Urai J. L., Littke R., Kukla P.A., Rawahi Z., “The surface-piercing salt domes in the Ghaba Salt Basin (Oman): A comparison to the intra-salt hydrocarbon play of the Ara Group”, Geophysical Research Abstracts 11 (2009).
- [1] Momenzadeh M., Heidari E., “Ore-Hydrocarbon Resources and Alkaline Magmatism of Late Proterozoic-Early Cambrian in Iran: A Genetic Interpretation”, Carbonates and Evaporates 10(1) (1995) 79-88.
- [2] McQuillan H., “The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of southwest Iran”, Journal of Southeast Asian Earth Sciences 5(1) (1991) 453-63.
- [3] Faramarzi N.S., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Razavi S.M.H., Mortazavi S.M., “Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation”, Lithos 236–237 (2015) 203–211.
- [4] Bosak P., Garos J., Spudil J., Sulovsky P., Vaclavek V., “Salt plugs in the East Zagros, Iran: Results of Regional Geological Reconnaissance”, Geolines, (Praha) (1998) 7.
- [5] Atapour H., Aftabi A., “Rapitan-type banded iron formation at Hormuz Island, Iran”, Geological Survey of Iran, The 30th Symposium, Programme with Abstracts with English abstract (2012).
- [6] Ghaderi A., “Petrography and geochemistry of the basic rocks of Moran salt dome and Tang Zagh iron ore deposit”, Thesis for Master Degree in Petrology, Hormozgan University, Faculty of Sciences, Department of Geology (2015).
- [7] Reyesi S., “Lithological analysis of Siah tagh salt dome and its economic potential using ASTER data, Lar, South Fars province”, Thesis for Master Degree, Economic Geology, Shiraz University, Faculty of Sciences (2012).
- [8] Gansser A., “The enigma of the Persian salt dome inclusions”, Eclogae Geologicae Helvetiae. Symposium on Swiss Molasse Basin 85 (1992).
- [9] Rahnema-Rad J., Farhoudi G., Ghorbani H., Habibi Mood Sh., Derakhshani R., “Pierced salt domes in the Persian Gulf and in the Zagros mountain ranges in southern Iran and their

- rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523–548.
- [29] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science 274 (1974) 321–355.
- [30] Hou T., Zhang Z., Santosh M., Encarnacion J., Wang M., "The Cihai diabase in the Beishan region, NW China: Isotope geochronology, geochemistry and implications for Cornwall-style iron mineralization", Journal of Asian Earth Sciences 70–71 (2013) 231–249.
- [31] Gursu S., Goncuoglu M.C., "Early Cambrian back-arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implication for rifting along the northern Gondwanan margin", Geol. Mag. 142(5) (2005) 617-631.
- [32] Mason B., Moore C.B., translated by: Bahrami M., "Principles of geochemistry", Payam Noor University, first edition (2005).
- [33] Gardien V., Lecuyer C., Moyen J.F., "Dolerites of the Woodlark Basin (Papuan Peninsula, New Guinea): A geochemical record of the influence of a neighboring subduction zone", Journal of Asian Earth Sciences 33(2008) 139–154.
- [34] Munyanyiwa H., "Geochemical study of the Umkondo dolerites and lavas in the Chimanimani and Chipinge Districts (eastern Zimbabwe) and their regional implications", Journal of African Earth Sciences 26(2) (1999) 349-365
- [35] Li X.H., Li W.X., Li Z.X., Liu Y., "850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia", Lithos 102 (2008) 341–357.
- [36] Sun S. S., McDonough W. F. "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications 42 (1989) 313-345.
- [37] Worthing M.A., "Petrology and geochronology of a Neoproterozoic dyke swarm from Marbat, South Oman", Journal of African Earth Sciences 41 (2005) 248–265.
- [20] Taghipour S., Taghipour B., "Mineralogical studies of metasomatic minerals within volcanic rocks of High Zagros salt domes", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 4(17) (2009) 535-550.
- [21] Mo'eiri M., Ahmadinejad y., "The phenomenon of diapirism and its effect on the pollution of the Dehram salt river", Geographical research, 56(2006) 33-45.
- [22] Motamedi H., Pourkaramani M., "The role of intermediate gap levels in changing the folding style on the old height Gavbandi (southern Zagros fold - thrust belt)", Science Journal of Islamic Azad University, 61(2006).
- [23] Rostami A., Baz Amad M., Haj Alilu B., Moazzen M., "Study of the Geochemical behaviour of rare earth minerals in the Hormoz Island Apatite", Journal of Economic Geology 1(6) (2014).
- [24] Pourkaseb H., Rangzan K., Charchi A., Saiedi S., "Mineralogical studies of Igneous rocks in Jahani salt dome (Firuzabad), with emphasis on their economic importance", Second National Conference of the Iranian Economic Geology Society (2012).
- [25] Husseini M.I., Husseini S.I., "Origin of the Infracambrian Salt Basins of the Middle East", Geological Society, London, Special Publications 50 (1990) 279-292.
- [26] National Geosciences Database, <http://ngdir.ir/GeoportalInfo/PSubjectInfoDetail.asp?PID=725&index=7> (2015).
- [27] Aghanabati A., Fotouhi V., Escandari S., "The geological and Exploratory activities carried out in provinces and the third five years program", ministry of mine and industries, the Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran report(1) (2002).
- [28] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic

and implications for the final breakup of the Columbia supercontinent”, *Precambrian Research* 254 (2014) 114–128

[44] Sacks de Campos R., Philipp R.P., Massonne H.J., Chemale F.Jr., “Early post-collisional Brasiliano magmatism in Botuverá region, Santa Catarina, southern Brazil: Evidence from petrology, geochemistry, isotope geology and geochronology of the diabase and lamprophyre dikes”, *Journal of South American Earth Sciences* 37 (2012) 266-278.

[45] Best M.G., “*Igneous and Metamorphic Petrology*”, Blackwell Science Ltd 2 (2003).

[46] Komiya T., “Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of mantle”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146 (2004) 333–367.

[47] Momenzadeh M., Walther H.W., “*Mineral Deposits and Metallogenic Epochs in the Area of the Geotraverse across Iran-a Review*”, *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 168 (1984) 468-478.

[38] Yang X., Zhang Z., Guo S., Chen J., Wang D., “*Geochronological and geochemical studies of the metasedimentary rocks and diabase from the jingtieshan deposit, north Qilian, NW China: Constraints on the associated banded iron formations*”, *Ore Geology Reviews* (2015).

[39] Srivastava R.K., Jayananda M., Gautam G.C., Gireesh V., Samal A.K., “*Geochemistry of an ENE–WSW to NE–SW trending ~2.37 Ga mafic dyke swarm of the eastern Dharwar craton, India: Does it represent a single magmatic event?*”, *Chemie der Erde* (2013).

[40] Rollinson H.R., translated by: Karimzadeh Samarin A., “*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*”, Tabriz University Press, first edition (2002).

[41] Dervishzadeh A., “*Geological features of the Persian Gulf Infracambrian salts*”, Collection articles of Diapirism Symposium with a Special approach to Iran, first Cover (1990).

[42] Neumann E.R., Svensen H., Galerne C.Y., Planke S., “*Multistage evolution of dolerites in the Karoo Large Igneous Province, Central South Africa*”, *Journal of petrology* 52(5) (2011) 959-984

[43] Wang Q.H., Yang H., Yang D.B., Xu W.L., “*Mid-Mesoproterozoic (~1.32 Ga) diabase swarms from the western Liaoning region in the northern margin of the North China Craton: Baddeleyite Pb–Pb geochronology, geochemistry*