

سال بیست و ششم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۷، از صفحهٔ ۷۰۳ تا ۷۱۶



شیمی کانیها و خاستگاه فرامافیکهای سرخبند نوار افیولیتی کهنوج-رودان (ناحیه نازدشت)، نمونهای از تفالههای دیرگداز پریدوتیتهای آلپی

فاطمه چنیده، غلامرضا قدمی ٌ، سیدمحسن مرتضوی راوری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران (دریافت مقاله: ۹۶/۶/۱۴، نسخه نهایی: ۹۶/۱۱/۱)

چکیده: بخشی از فرامافیکهای کمپلکس سرخ-بند در راستای نوار افیولیتی کهنوج-رودان- میناب استان هرمزگان در منطقه نازدشت شامل هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت (با برتری هارزبورژیتها) است. کانیهای اصلی این سنگها شامل الیوین، ارتوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل است. در این سنگها بافتهای مشبک و ریزدانهای غالب است و اثر فشارهای زمینساختی بصورت طویل شدگی کانیها و خاموشی موجی دیده میشود. نتایج تجزیه نقطهای کانیها، الیوینها را با ترکیب (۲٫۱۸–۹۶/۹۰) Fo از نوع فورستریتی و غنی از منیزیم نشان میدهد که به پریدوتیتهای نوع آلپی تعلق دارند. همچنین ارتوپیروکسن ترکیبی انستاتیتی (۲٫۸۹–۲۹۵) نشان داده و اسپینل دارای عدد کروم ۹۳٫۹–۲۱/۲)= ۲۳ است. هارزبورژیتها از ۲۳ سنگها بالایی (۲۸٫۹–۹۶/۹۰) برخوردار بوده اما از نظر نشان داده و اسپینل دارای عدد کروم ۹۳٫۹–۲۱٫۲)= ۲۳ است. هارزبورژیتها از ۲۳ سنگها تفالههای دیرگذازی هستاتیتی (۲٫۹–۹۶٫۹) در ۲۱٫۳۰ تا ۲۰٫۱۷) و ۲۵(۴۹٫۹ تا ۱۶٫۹) فقیر هستند که میتوان گفت این سنگها تفالههای دیرگذازی هستند که پس از درجات ذوببخشی بیش از ۲۵ درصد بر جای ماندهاند. مقادیر پایین AI و Ti (۱۰٫۰ تا ۲۰٫۰) اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت

واژههای کلیدی: هارزبورژیت؛ فرامافیک؛ نازدشت؛ سرخبند؛ رودان.

مقدمه

منطقه مورد بررسی در تقسیم بندی ساختاری ایران، در فصل مشترک پهنههای زاگرس و مکران واقع است و با توجه به ویژگیهای ساختاری منطقه ادامه مکران را شامل می شود. همبافت مجموعه رنگین مکران در امتداد روراندگی زاگرس ادامه یافته است و به افیولیتهای نیریز و کرمانشاه می رسد که خود، ادامه افیولیتهای عمان هستند که بر کرانه صفحه عربی فرارانده شدهاند [۱]. فرامافیکهای گستره ینازدشت رودان، قسمتی از مجموعه فرامافیک سرخ بند است. همبافت فرامافیک سرخ بند گوهای به طول ۱۷ کیلومتر، عرض بیش از ۶ کیلومتر و وسعت بیش از ۱۰۰ کیلومتر مربع، به سن پیش از اوردویسین است [۱] که روند شمال غرب – جنوب شرق دارد. سنگهای اصلی تشکیل دهنده آن دونیت، هارز بورژیت و پیروکسنیت

هستند. این مجموعه یکی از بزرگترین تودههای فرابازی جنوب شرق ایران است که علاوه بر گستردگی بسیار، در برگیرنده بزرگترین معدن کرومیت کشور به نام معدن کرومیت فاریاب یا آسمینون است. با توجه به اینکه فرابازیکهای گستره مورد بررسی قسمتی از مجموعه فرامافیک سرخبند هستند، در این پژوهش سعی میشود که با استفاده از بررسیهای صحرایی، سنگنگاری، زمینشیمی کانیها، سنگکل و خاستگاه این همبافت، به درک بهتری از نوع و چگونگی دگرگونیهای اعمال شده بر آن، از زمان تشکیل تاکنون دست یابیم.

زمینشناسی منطقه

پهنه مکران شامل کوههای شرقی – غربی است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز غربی این کوهها توسط خط عمان (گسل میناب) از پهنه برخوردی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۵۷۶۳۳۷۱۱۰۰۵، نمابر: ۷۶۶۳۳۶۷۰۷۱۶، پست الکترونیکی: hormozgan.ac.ir *نویسنده

زاگرس جدا می شود و در شرق پس از گذر از بلوچستان -پاکستان تا محور لاسبلا ادامه می یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسلهای چپگرد چمن و اُرناچ نال معرف یک پهنه ترادیسی بین پهنه فرورانش مکران و پهنه برخوردی هند -اوراسیاست. گفتنی است که از ۱۶۰ هزار کیلومترمربع گستره مکران، حدود ۷۰ هزار کیلومترمربع آن در ایران و بقیه در پاکستان است. منطقه فرامافیک نازدشت، بین طولهای جفرافیایی '۲۰ °۵۷ تا '۲۶ ۵۷° و عرضهای جغرافیایی '۴۲ ۲۷° تا '۵۴ ۲۷٬ در شمال شهرستان رودان واقع است. این منطقه بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا بوده و از نظر زمین-شناسی بخشی از نوار افیولیتی کهنوج - رودان - میناب و قسمتی از مجموعهی فرامافیک سرخبند است که احتمالاً مشابه دیگر بخشهای مجموعه افیولیتی سرخبند قسمتی از پهنه اقیانوسی تتیس است که طی کرتاسه پسین بر کرانه قاره قرار گرفتهاند [۲،۳]. مجموعه فرامافیکی سرخبند بزرگترین توده فرامافیک موجود در منطقه است که در انتهای جنوب شرقی یهنه سنندج – سیرجان و در غرب شهرستان منوجان واقع است. این همبافت از سمت شرق توسط گسل معکوس دستگرد

از مجموعه دگرگونی بجگان جدا می شود (شکلهای ۱ و ۲). بررسیهای صحرایی نشان میدهد که این منطقه از سنگهای هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت با برتری هارزبورزیتها تشکیل شدهاند. هارزبورژیتهای مورد بررسی با رنگ کاملاً تیره و تقریباً یکدست و یکنواخت در عکسهای هوایی و ماهوارهای قابل تشخيص است. اين سنگها به دليل مقاومت بالا نسبت به سایر بخشها، بیشتر تشکیل ستیغهای مرتفع با شیب دامنه زیاد و درههای پرپیچ و خم با پستی و بلندی خشن را میدهند. بخش وسیعی از سنگهای فرامافیکی منطقه، در معرض محلولهای گرمابی قرار گرفتهاند و برخی از آنها به صورت کامل یا بخشی سریانتینی شدهاند. سطح هوازده این سنگها به دلیل آزاد شدن آهن از شبکه کانیهای فرومنیزین به رنگ زرد قهوهای تا قهوهای سوخته است و در سطح شکسته شده به رنگ سبز تیره هستند. این سنگهای فرامافیک، در راستای یهنههای گسلی تورق و شکستگی را به فراوانی نشان میدهند. کربناتهای ثانویه به شکل رگههای سفید رنگ در سنگهای فرامافیک منطقه گسترش یافتهاند (شکل ۳).



شکل ۱ نقشه پراکندگی افیولیتهای ایران [۴]، که منطقه مورد بررسی بر آن مشخص شده است.



شکل ۲ نقشه زمین شناسی فرامافیکهای نازدشت رودان، (بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب با اندکی تغییرات [۵].



شکل۳ الف) سطح تازه و هوازده در سنگهای فرامافیک منطقه. ب) تأثیر فشارهای زمینساختی در خرد شدن سنگهاو تشکیل رگههای کربناته در بین لایههای آن. پ)سرپانتینی شدن و تشکیل منیزیت. ت)رگههای سفیدرنگ مربوط بهکربناتهای ثانویه در سنگهای فرامافیک نازدشت [۶].

روش بررسی

بررسی به روش میکروسکوپی، از ۳۳ نمونه و بررسی مقاطع صیقلی از سه نمونه انجام شد. تجزیهی شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی به روش طیفسنجی فلئورسانس پرتو (XRF) x و برای عناصر فرعی و عناصر کمیاب و خاکی نادر با بهره گیری از طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی بهره گیری از طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی شیمی کانیها تعداد ۳ نمونه و بعبارت دیگر ۳۰ نقطه مورد شیمی کانیها تعداد ۳ نمونه و بعبارت دیگر ۳۰ نقطه مورد تجزیه نیمه کمی و تصویر برداری الکترونی قرار گرفت. تجزیه نقطهای کانیها در شرکت ایمیدرو و به وسیله دستگاه ریز پردازشگر الکترون مدل ۲۰۱۵ (CAMECA با ولتاژ شتاب دهنده لام ۵ و شدت جریان ۲۰۱۸ انجام شد. خلاصه نتایج تجزیه نقطهای کانیها در جدولهای ۱ تا ۳ آورده شده است.

میزان دقت داده ها و حد آشکارسازی با نتایج نمونه های استاندارد بین المللی سنجیده شد (حد آشکارسازی بر حسب (ppm) که نتایج آن ها در جدول ۴ ارائه شده است.

سنگنگاری

الیوینها در دونیتها دگرشکلی داخلی را به صورت ماکل مکانیکی یا نوار شکنجی (کینک باند) از خود به نمایش می-گذارند (شکل ۴ الف) و بیشتر، مرز دانه دارند یعنی بلور الیوین در نور متقاطع به دو بخش تبدیل میشود که این دو بخش با هم خاموش نمیشوند و مرز میان آنها حالت انگشتی دارد و مانند آن است که یکی از بخشهای بلور الیوین در شرایط متفاوت دما و فشار است و نشان میدهد که بلور اولیه الیوین دمای بالای تغییر شکل را تجربه کرده است. آثار پر شدگی با سرپانتین در درزههای موجود در این سنگها دیده می شود؟

جدول ۱ ترکیب الیوینهای موجود در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت، بر اساس درصد وزنی و فرمول ساختاری بر پایه ۴ اکسیژن به همراه محاسبهی اعضای پایانی آنها (Fo؛ فورستریت)

							(= .)	<u>,</u> ,		. 0
نمونه Wt%	127	127	127	128	128	128	134	134	134	134
SiO ₂	۴۵٫۳۹	۴۵٫۷۳	۴۸,۷۴	40,41	44,40	۴۵٬۵۹	۴۵,۱۸	44,99	۴۵٬۵۳	۴۵,۲
TiO ₂	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Al ₂ O ₃	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Cr ₂ O ₃	•	• ,• 1	•	•	•,• ۴	٠,١٢	• ,• ٢	•,• ۴	۰,۰۳	•
Fe ₂ O ₃	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
FeO	۵٫۸۶	۵,۶۵	۵,۱۷	۶,۹۷	۶٫۳۱	۵٫۸۱	٧	۷٬۴۸	۷٫۹۴	٨٫٣٩
NiO	۰,۰۹	•,•۴	• ,• A	• /• V	۰,۰۹	•,1	۰٬۰۹	• , • A	•,•۶	۰٫۱
MnO	• ,• A	• ,• Y	• ,• Y	۰,۱	• ,• A	•	•	•,14	• , • A	۰۱۵۱
MgO	۴۷٫۸	44/14	۴۵٬۰۸	44/10	۴۷٬۹۵	۴۷٫۱	41/08	48,N4	۴۰,۴۸	48,87
CaO	• ,89	۰,۰۲	• ,YY	• ,• Y	٠٫١٩	•,77	•	• , 1	۲/۲	• ,• Y
مجموع	<i>९९,</i> ४९	۹۸٫۶۵	۹۹٫۸۳	۹۹, ۷	۹۹ _/ ۰۲	٩٨٫٨۴	<i>९९_/४۶</i>	۹۹ _/ ۵۶	٩۴٬۰۸	۹۹,۵۴
Si	۳،۱۱	۱,۱۳۵	١/٢٠٧	١/١٢	۱٬۰۹۱	۱,۴۵	1,111	1,117	١٫٢	۱٬۰۹۲
Ti	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Al	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Cr	•	•	•	•	•,••)	•,••٢	•	•,•• ١	• ,• •)	•
Fe ³⁺	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Fe ²⁺	۰,۱۲	۰,۱۱۷	•, \ •Y	•,144	۰,۱۲۹	•,174	•,144	۰٫۱۵۵	•,\•Y	۰٬۱۷۵
Mn	•,••٢	• ,• • 1	•,••1	•,••٢	•,••٢	•	•	•,••٣	•,••٢	• /•))
Mg	۱,۷۴۸	۱,۷۴۵	1,884	۳۳۷٫۱	١,٧٧٢	۱٫۷۰۱	1,746	١,٧٢٧	۱,۵۹	۱,۷۱۶
Ca	۰,۱۷	•,••)	۰,۰۲	•,••٢	۵	•,••۶	•,••۶	•,••٣	•,••)	•,••٢
Те	۰ _/ ۰۹	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۱۲	•	•	۰,۱۶	•_1	۰,۵۶
Fo	٩٢,۶٢	۹۳ <i>٫</i> ۶	٩٢٫٨١	٩٢,١۵	٩٢،٨۴	٩٢,۵٧	٩٢٫٣٧	۹۱٫۵۱	۹ ۱٬۰ ۱	٩٠٫١٨
Fa	۰,۹۲	<i>۶</i> /۲۹	۵/۹۷	٧,۶۴	۶٬۷۸	۴.	۷٫۳۶	٨٫٢	٨,٩٩	٩٫١۵
Mg#	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰,۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰,۹۰

س ۶ اکسـیژن	آنھا بر اسا	د اعضای پایانی	، محاسبه درص	ِامافیک نازدشت،	هارزبورژیتهای ف	موجود در در	ارتوپيروكسنهاي	نتايج تركيب	جدول ۲
								E: انستاتیت)	است (n

نوع Wt%	127	128	128	128	128	128	134	134	134
SiO ₂	۵۵,۱	47,18	۵۵,۲۷	4.,8	41,41	۴۵,۰۵	54.01	37,60	۵۳٬۵۲
TiO ₂	•	• ,• Y	• ,• ٢	• ,• ٢	•	• , • A	•	• ,• Y	•
Al ₂ O ₃	۵,۰۲	٣,9۴	۳,۶۸	۵,۵۱	۳,۳۶	۵,۳۳	4,77	4,87	۵,9۳
Cr ₂ O ₃	• ,87	١,٩٧	٠٬۵٨	3,49	• ,٧٢	• ,Y	۰,۹۵	1,17	•,9٣
Fe ₂ O ₃	•	11/19	•	٨,٩٨	4,9	٩,٠٨	1,00	11,69	•
FeO	۴,۷	0,18	۴٬۵۵	4,49	۵٬۵۵	۳,۷۱	۴,۵۸	۵,۹۸	۵,۶۵
MnO	• 11	•	•14	٠,٠٣	• 18	• , • A	۰٬۰۵	• ,• ۴	٠٫٢
MgO	۳۳,۲	36,77	84,77	36,14	36,90	36,10	۳۲,۹	۳۷,۱۳	۳۱,۵۸
CaO	١,•٧	• 11	۵۵٬۰	۰٬۵۴	• ,٣٢	• , ۱ ٨	1,.7	١,٢	۱,۳۸
مجموع	99,87	۱۰۰٬۸۸	۹٩,٠١	99,VV	٩٩, ٧ ٧	۱۰۰٬۸۱	99,79	1,41	99,19
Si	١,٨٩٧	۱٬۵۳۳	1,917	1,390	1,722	1,809	1,947	1,39	1,947
Ti	•	• • • ٢	• • • • •	•	•	• ,• ٢	•	• ,• ٢	•
Al	• ,7 • ۴	• 189	.10	• 1818	•,141	• 774	• 179	• 198	· ,704
Cr	• .• 17	۰,۰۵۷	• • 18	• ,• 97	• ,• ٢	• ,• ٢	• ,• ۲٧	• ,• ٣٢	• .• ٣٧
Fe ³⁺	•	• ,474	•	۰٬۵۰۴	• ,• • A	• ,789	• ,• ٣٩	. 449	•
Fe ²⁺	· 188	٠،١٣٩	•.131	• 184		• / • ٧	• 157	۸۳۳۸ ·	· 180
Mn	• ,• • ٣	•		• .• • 1	۰,۰۰۵	• • • • ٢	• • • • •	• • • • •	• • • • 9
Mg	1,7.4	1,988	۱,۷۵۸	١,٧٨٩	1,940	1,187	1,874	1,991	1/117
Ca	• ,• ٣٩	• • • • 9	• ,• ٢	• • • • •	• ,• 17	• _/ • • Y	• .• ٣۶	۰,۰۳۹	04
Wo	۲,۱	• ,74	1,08	1,.7	٠٬۵٧	• ,٣٣	١,٩٨	5,10	۲,۷۸
En	٩٠,٧	94,77	٩٢,٠٧	90,70	91,49	٩٣,٢١	۸۸ _/ ۹۶	97,49	۸۸٫۳۲
Fs	٧,٢	۴,٩	۶,۸۷	٣,٧٢	٧,٩٧	8,40	٩,٠۶	۵,۳۷	٨٫٨٩
Mg#	97,11	٩٣,۴	۹۳,۵۱	98,18	٩٧,٧٨	94,09	97,74	14,90	٨٧٬۵٩

جدول ۳ ترکیب اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت، بر اساس درصد وزنی و فرمول ساختاری آنها با احتساب ۳۲ اتم اکسیژن.

Sample Wt%	١٢٧	١٢٧	١٢٧	١٢٧	۱۲۸	١٢٧	١٢٨	١٢٨	174	184	١٣۴
SiO ₂	۱۲/۵۲	71,77	۲۳٫۲	۱۴٫۸۹	٩٫٨٠	۱۹٬۰۳	٩٫٨	11,79	۲۵٬۵۹	۱۳٫۳۱	۱۵٫۵۳
TiO ₂	•	۰٬۰۳	۰,۰۱	۰,۰۴	۵ • ٫	۰,۰۱	۰,۰۱	•	٠٬٠٣	•	•,•٣
AL ₂ O ₃	١,١	۱۲٬۰۸	14,04	۱۰٫۳۷	17/17	۱۱٬۰۵	17/17	۱۱,۸Υ	۱۳٫۳۹	17,48	14,48
MgO	٨,١۶	74,89	T 1,8V	۲۰,۰۱	١۴,٧	۳۱,۰۱	١۴٫٧	۱۵,۶۸	۲۵,۴۲	۳۲,۸۴	25/10
CaO	-,ΑΥ	۰,۰۱	۰,۰۱	•	• ,• 1	•	۰,۰۱	•	٠٬٠٣	•	•,•٣
MnO	•,14	•	•,11	۰,۱۷	• ,• ٢	۰٬۰۵	•	•,11	۰,۱۵	•,1۲	•,1٢
FeO	۲۵,۲۱	۱۵/۷۳	۱۲٫۷۳	۲۱/۱	۲۱/۷۷	۹٫۰۱	۲۱/۷۷	۲۱٬۰۵	۱۶,۱۸	۱۳٫۲۹	۱۸٬۴۵
NiO	• , • ٣	۶، ب ۰	۶.,۰۶	•,1	•,•۶	• , • A	•	٠٫٢	• , • Y	•	•
Cr ₂ O ₃	۵۱,۵۷	78,88	۲۵,۴۲	۳۲ _/ ۶۲	41,44	۲۵/۰۱	40,78	4.,78	28,82	۲۸,۴۵	۲۵,۲۴
Total	۹۹,۵۷	٩٨٫٨۵	۹۷٫۷۵	٩٩٫٣	۱۰۰٬۰۲	۹۵,۲۵	٩٩,١٧	۱۰۰	۹۹ ,۹۲	٩٩,۴٧	۱۰۰٬۰۱
Si	•,774	۰,۵۷۹	۶۷۳,	• ,444	۵۲۲٬۰	۴ ۵٫۰	٥٠٣٠	• ,840	• ,878	•,٣٣٧	۰,۴۳۵
Ti	•	•,•• •	•	• ,• • 1	•,••)	•	•	•	•,••)	•	•,••1
AL	• ٫۳۵۹	۰,۴۰۸	۰,۴۹۷	•,٣۶۵	•,494	• ،۳۷	• ,444	•,474	•,410	•,*•٢	· /41Y
Cr	۸۸, ۰	۰,۵۹۷	۰٬۵۸۳	٠, ٧ ۶٩	•,9•۴	۰,۵۶۲	۱,۰۰۲	۰,۹۷۳	۰,۵۵۴	· /810	۰,۵۵۹
Fe ³⁺	• , ٣١۴	•	•	•	• ,• A	•	•	•	•	٠٫٣٠٩	٠,٩٢
Fe ²⁺	•,٧١٩	• ،۳۷۷	۰,۳۰۹	• ,678	·,10Y	•,714	۰,۵۶۶	۸۳۵ .	•,۳۵۶	۵. ۰ ا	•,٣۴١
Mn	•,••۴	•	•,••٣	•,••۴	•	• • ١	•	•,•••٣	•,•••	•٣	•,••٣
Mg	• ,410	۴.	۰,۹۳۷	۰ _/ ۸۹	1,777	۳۱۳٫۱۳	۰ <i>,</i> ۶۸۲	•,416	۰,۹۹۷	1,٣٣٩	١,٠٩٢
Cr#	۲۱٬۰۲	۵۹٫۷	88,81	۶۷٬۸۴	۶۶٬۰۸	۶۰٬۸۴	۶۹ _/ ۳۱	<i>۶۶</i> ,۹۲	۵۷,۱۷	۶۰,۷۸	۵۳٬۹
Mg#	۳۶٬۵۹	٧٣,٧۵	۷۵٬۱۹	۶۲٫۸	٧٣,٩۵	٨٦,٠٩	۶۳,۴۳	۵۷٬۰۶	٧٣,۶٩	٨١,۴٧	YY,88

 Fe^{2+}/Fe^{3+} assuming full site occupancy, Cr# = [Cr / (Cr + Al)], Mg#=[Mg / (Mg + Fe^{+2}) \ast 100], Fe^{3+}\# [Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)]

)	. ,0			0 . (•
نمونه	1.1	١٠٢	178	177	۱۲۸	174	144
SiO ₂	44,10	44,TV	41,40	44,91	47,01	44,47	44,10
Al ₂ O ₃	• (4)	• ,۵١	• 80	• (Y)	• ,٣۴	• ,40	• ,54
BaO	·,· \<	· .·)<	۰,·۱<	· · · ><	· .· \<	۰,۰۱<	• .• 1<
CaO	• ,87	• ,84	• ,87	٠,۶٩	۵۴. ۰	۰,۵٨	• ,44
Fe ₂ O ₃	V,84	٧,٩۶	٧,۶٣	٧,٩١	٨,۵١	٨,٠٩	٧٨٩
FeO	۶,۸۶	8,91	۶۸۵	٧,١١	۷,۶۵	Y, YY	٧,٠٩
K ₂ O	• .• ٢	• ,• ٢	• / ٣ ١	• .• ٣	• .•)	•,٢٢	• .•)
MgO	۴۵,۰۵	48,09	۴۰٬۵۳	41,07	41,19	40,41	48,10
MnO	• (1)	• ())	• (1)	• 11	• (1)	• 11	• 117
Na ₂ O	• (7)	• , ٢١	۵, ۰	۵۵, ۰	• 10	• 14	• ,• A
مجموع	٩٨.٧٣	٩٩.٨١	۹۸،۲	99.41	99.47	99.67	117
SO_3	• ,• ۴	• ,• ۵	• • • 9	• • • 9	٠,١٩	•,79	• ,77
TiO ₂	• ,• ۴	۰,۰۳	• .• ٢	• .• ٣	• .• ٢	• .•)	• .• ٢
Cr_2O_3	• ,٣٣	• ,779	• ,41	۰,۴۵	۸۲٫۰	• ,٣۴	• ,٣٢
LOI	۵٫۵	۵,۹۶	۵٫۱	٨,١٢	٧,۶٩	<i>٩,۶۶</i>	٨,۶۶
CaO/Al ₂ O ₃	1,01	1,70	.90	• ,97	1,57	۸۲۸	• ,AY
Mg#	١٠٠	1	۹۱,۵۸	91,98	97,78	٩١,٨٩	97,74

جدول۴ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت.

ادامه جدول ۴ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و خاکی نادر در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت.

نمونه	1.1	1.7	178	177	٨٢٢	174	144
Ag(ppm)	• • • ٢	• .• ٣	• • • ٢	• .• ٢	• .• ٢	•114	• ,• ٢
As	۵٬۵	۶,۳	۱,۵	1.7	7,4	١٣٣	۵, ۰>
Ba	۵۹	۶٨	۴,۲	۴۸	۴۳	8,5	۴Y
Be	•.7	• / ۵	•	۰۶	• .*	• . ٣	•.7
CO	٩٠	987	٨۵	٨٩	1.7	٨٩٨	٧٠٣
Cr	1418	VT/IA	7177	774.	1808	1788	1884
Cs	$\langle \cdot, \rangle$	$<\cdot$	$<\cdot$	• .*	<• ر)	<•1	$<\cdot,)$
Cu	٣٩,٢	48 A	550	241	۲۵,۴	١٣٩٨	٨,٢
Ge	• ,49	• (81	۰,۵۶	۰,۵۹	· ,۵۵	 ۵۸ 	· ,۴۵
Hf	• • 19	• • • ٢	• • • • •	• • • • •	• • • • •	18	• • • ٢
In	$<\cdot,\cdot$	$< \cdot \cdot \cdot$	$< \cdot, \cdot$)				
Li	5.1	۲,۵	٣٠١	۴.٨	٣.٢	۵, ۰>	۲,۲
Mo	•.7	• /Y	• .7	۰.٣	ج.	1.1	•.17
Nb	• .44	• ,۵	• ,49	. 188	• ,۵	· /۴۸	٠,۴٩
Ni	2.11	714.	۱۷۸۰	1980	774.	۲۰۸۰	184.
Pb	1.0	7,7	۵, ۰	• ,٩	١	۴۷	• ,4
Rb	۲,٠	• . ~	• . (*	۵, ۰	• 7	• \Δ	• 7
Sb	٥	• , Y	• .)	• 5	• .*	1.4	$\cdot)$
Sc	۶	Y	81)	6,8	۶	V.77	8,57
Se	۰,۰۵	<٠,٠۵	.11	•.17	<٠,٠۵	<٠,٠۵	<٠,٠۵
Sn	۲,٠>	۲,۰>	۲,۰>	۲,۰>	۲,۰>	۲, ۰>	7, •>
Sr	11.0	1.9	٩٢	17.1	٩,۵	115	٩٢
Та	• • •)	• (•)	• (•)	• (•)	• (•)	• • •)	• • •)
Те	<	<•۲	<٠,٠٢	<•۲	<•۲	<•۲	<•۲
Th	· · ·) Y	• .• ٢	• • 19	• • • ٢	• (•) A	18	• • • ٢
Ti))	14	10	19	١٠	19	١٠
U	• ,• ٢	• • • • •	• .• 19	• .• ٢	• • 18	• • • • •	10
V	۲۷	٣.	78	۳۸	74	٢٩	18
W	• ()	• ()	•.7	• 7	• 5	• ()	$<\cdot,)$
Y	۰, · ۵	40	· , · ۴۸	۰٬۰۵		· . · ۴Y	40
Zn	10,4	78	78,9	۲۹۳	7 <i>8</i> ,A	۲۵۳	۵.۰۲
Zr	١	٠٩	ج. ہ	N	• ,A	٠,٩	• /Y
La	•.7	• ()	• 1)	• ()	• /• A	•.7	<٠,٠۵
Ce	$\cdot (1)$	•.17	.14	• .) Y	•.17	• 19	• (1)
Pr		· .· FY	۰,۰۵	• • • • • ٨			۰,۰۵
Nd	• ,• ٢	۰,۰۵	• ,• Y	• ,• A		٠,٠٩	• • • ٢
Sm	• .• ٢	• • 1 Y	• • • ٢	19	• .• 1A	18	10
Eu	• /• ٢	• /• 1A	• .• 19	• .• ٢	18	· /·) Y	18
Gd	40	۰,۰۵	.,. 44	.,. 49		• /• ۵	40
Tb	• .• 14	•,• 19	• ,• ٢	• /• ١٨	• ,• ٢	18	• • • ٢
Dy	• ,• ٢	• (•)	19	• • • ١٨	· /·) Y	• ,• ٢	18
Er	•,• 44	۰,۰۵	· ,· ۴۸	•,• ۴9	· ,· ۴Y	۰,۰۵	
Tm	40				۰,۰۵	48	
Yb	۰,•۵		·	• .• ۴٨	• , • ۵	48	40
Lu	• .• ٢	19	• • • • •	· /·)Y	• .• ٢	19	• /• \A



شکل ۴ الف) اثر نوارشکنجی و طویل شدگی در بلورهای الیوین دارای بافت مشبک موجود در دونیتها (CPL). ب) ارتوپیروکسن موجود در هارزبورژیت همراه با میانبارهایی از الیوین و کانی اسپینل درون هارزبورژیتها، (CPL)، پ) تیغه برون رست موجود در بلور ارتوپیروکن هارزبورژیتها، ت) درشت بلور ارتوپیروکسن هارزبورژیتی همراه با خاموشی موجی و طویل شدگی در اثر تنش کششی (CPL)، ج) اسپینل بی شکل و تجزیه شده دارای میانبار سرپانتین در یک هارزبورژیت سرپانتینی شده (CPL)، چ) کانی فرعی کرومیت نیمه شکل تا بی شکل به رنگ قهوه ای تیره تا سیاه با بافت تنش آوار درون هارزبورژیت سرپانتینی شده (PPL). علائم اختصاری کانیها برگرفته از مرجع [۲] است.

این پدیده نتیجه سرپانتینی شدن و اثر محلول های غنی از CO₂ است که سنگهای منطقه را دچار کرده و باعث ایجاد بافت مشبک شده است. فراوانی مودال الیوین در دونیتها بطور متوسط بیش از ۹۰ تا ۹۵ درصد است که بیشتر آنها دستخوش فرایند سرپانتینی شدن شدهاند به حدی که تنها جزایر کوچکی از الیوینهای اولیه را میتوان در سنگ مشاهده کرد و باعث ایجاد بافت مشبک شدهاست. هارزبورژیت فراوان ترین سنگ موجود در منطقه، شامل ۷۵ درصد الیوین و بین ۱۰ تا ۲۵ درصد کانی اصلی ارتوپیروکسن است. درون برخی از ارتوپیروکسنها بلور الیوین و اسپینل به دام افتادهاند (شکل ۴ ب)، بلورهای دربردارنده تیغههای ناآمیزشی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن بسیار درشت دارای طول و تا حدود ۵ تا ۶ میلیمیتر هستند (شکل ۴ پ)، خمیدگی این تیغهها از دیگر عوامل تأییدکننده اعمال دگرشکلی بر این سنگهاست (شکل ۴ ت). اسپینلهای موجود در سنگهای هارزبورژیتی بی شکل تا نیمه شکل و دارای شکستگیهای پر شده با سرپانتین هستند، دانهها دارای میانگین اندازه بین ۵/۰ تـا ۱ میلیمتـر بـه رنگ قهوهای تیره تا سیاه و فراوانی ۲ تا ۳ درصد حجمی هستند (شکلهای ۴، ج و چ). کانی فرعی کرومیت، دانه ریز تا درشت، بی شکل و به رنگ سیاه بوده و اندازه آن ها از ۰٫۱ تا ۰٫۳

میلیمتر متغیر است. از آنجا که منطقه مورد بررسی به شدت دستخوش فرایند زمینساختی شده است، درزههای بسیاری در سنگها وجود دارند که محل عبور آبهای سطحی و عمقی هستند؛ لذا اغلب سنگهای فرامافیکی تا حد زیادی سرپانتینی شده و در بعضی مناطق به طور کامل به سرپانتینیت تبدیل شدهاند. سرپانتینیشدن دلیلی بر آبگیری گوشته و مهمترین واکنش دگرسانی پریدوتیتهاست که در مراحل مختلف توسط محلولهای گرمابی و دگرسانی در راستای درز و شکافها بر اثر فعالیت آبهای جوی انجام می گیرد [۵] و در بیشتر موارد با تشکیل منیزیت همراه است.

شیمی کانیها

الیوینها به عنوان فاز اصلی و فراوانترین کانی موجود در سنگهای هارزبورژیتی منطقه نازدشت است که دارای ترکیب یکنواخت و گستره کوچکی از فورستریت (93.6 - 90.18) Fo است. مقدار MnO بین ۰ تا ۵۱/۱ درصد وزنی متغیر است و مقدار FeO موجود در الیوینها پایین و در گسترهی ۵/۱۷ تا ۹/۴ درصد وزنی قرار دارد. NiO موجود در الیوینها نیز بین ۱/۰ تا ۰/۱ درصد وزنی متغیر است. ترکیب الیوینهای موجود در هارزبورژیتها را روی خط اتصال فورستریت – فایالیت نشان دادهاست (شکل ۵). این نمودار نشان می دهد که الیوینها

لدارای ترکیب فورستریتی هستند. مقدار / Mg* [100*Mg دارای ترکیب فورستریتی هستند. مقدار / Mg+ Fe) الیوینها بین ۲٫۹۰ تا ۱٫۹۳ درصد وزنی است. سنگهای فرا بازی نوع آلپی، بالاترین مقدار منیزیم را دارند [۸]. الیوینهای موجود در هارزبورژیتهای منطقه فرامافیک نازدشت دارای مقدار MgO، بین ۴۰٫۴۸ تا ۴۷٫۹۵ درصد وزنی و تقریباً غنی از MgO هستند.

ارتوپیروکسنها به عنوان دومین کانی اصلی در سنگهای هارزبورژیتی نازدشت حضور دارد و در گسترهی انستاتیت (En) قرار گرفتهاند (شکل۵، جدول ۲)، که مقدار En آنها بین ۸۸/۳۲ تا ۹۵/۲۵ درصد وزنی متغیر است. مقدار #Mg در ارتوپیروکسنها در گسترهی ۹۲/۷ تا ۹۲/۷۸ درصد وزنی است که نشاندهندهی نوع آلپی سنگهای فرامافیکی (۸۹ تا ۹۲ درصد وزنی) است [۹]. مقدار ۵۵/۹۱ موجود در هارزبورژیت-های منطقه بین ۸۶/۳ تا ۵/۸۸ درصد وزنی متغیر است.

کروماسپینلها با درصدهای متفاوت در نمونههای هارزبورژیتی حضور دارند و از آنجا که این کانی در برابر دگرسانی پایدار و مقاوم است و در بیشتر موارد بدون تغییر باقی میماند، میتوان ترکیب شیمیایی اولیه سنگهای پریدوتیتی را تعیین کرد. ترکیب و فرمول ساختاری اسپینلهای موجود در هارزبورژیتها در جدول ۳ آورده شدهاست. نتایج حاصل از بررسی شیمیایی نشان میدهد، که ترکیب شیمیایی اسپینلهای هارزبورژیتی، از نشان میدهد، که ترکیب شیمیایی اسپینلهای هارزبورژیتی، از نشان ماهدار در گستره کوچکی بین ۱۱ تا ۱۴ درصد وزنی است اما مقدار 20ماک در گستره وسیعتری بین ۲۰ تا ۴۰ درصد وزنی (بیش از ۱۵ درصد) تغییر میکند. ترکیب

شیمیایی اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت بر روی مثلث 🗧 -Fe³⁺ –Cr³⁺ (شکل ۶) نشان داده شدهاست. چنان که دیده می شود، نمونه ها بر محور -Cr³⁺ Al³⁺ قرار می گیرند، که این نشان دهنده تمایل و کشیده شدن $^{*}100)$ [است. مقدار ($^{3+}$ موجود در اسپینلهای منطقه مورد Cr# = [Cr / (Cr + Al بررسی، متفاوت بوده و دارای گستره وسیعی بین ۵۳ تا ۷۱ است که تقریباً نزدیک به مقدار موجود در پریدوتیتهای پهنه فرورانش است. بین مقدار Al₂O₃ و TiO₂ کانی کرومیت و گدازهی اولیه ارتباط مشخصی وجود دارد. مقدار این عناصر در فرايندهاى هوازدگى ودگرسانى بدون تغيير مىماند. بنابراين این دو نشانگرهای خوبی برای تعیین ترکیب گدازهی اولیه مادر هستند [۱۰]. کرومیتهایی که مقدار TiO₂ آنها کمتر از ۰٫۲ درصد باشد از ماگمایی با خاستگاه بونینیتی تهنشین شده-اند [۱۱]. با توجه به مقدار TiO₂ موجود در ترکیب کروم اسپینلهای منطقه فرامافیک نازدشت (بین ۰ تا ۰٬۰۵ درصد) و نمودار TiO₂ نسبت به #Cr، (شکل ۷) که در آن بیشتر نمونهها نزدیک به گسترهی بونینیتی قرار گرفتهاند، میتوان نتیجه گرفت که کروم اسپینلهای منطقه نازدشت در گستره کروم اسپینلهایی هستند که از ماگمایی با ترکیب بونینیتی متبلور شده و برآمده از واکنش یک ماگمای غنی از MgO با سنگهای گوشتهای است که در آن ارتوپیروکسن به صورت نامتجانس ذوبشده و توليد اليوين و كروم اسپينل و يک ماگمای غنی از SiO₂ کرده است.



شکل ۶ نمودار سه تایی ۲+۵ ، Fe⁺³، ۲⁺³ و موقیت اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت، بر گرفته از مرجع [۱۳].

MORB

Fi02(Wt %) 0.4 0.2 Boninite 0 40 20 60 Cr/(Cr+Al)

شکل۷ نمودار #Cr نسبت به TiO2 کانیهای اسپینل موجود در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت رودان [۱۴].

زمین شیمی

مقادیر پایین عناصر ماگما دوست مانند نظیر K ،Ca ،Na و Al (جدول ۴)، Al₂O₃ (۴۲ تا ۷۱/۱۰ درصد وزنی) و CaO (۴۵/۲۵ تا ۰٬۴۹ درصد وزنی) در هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت نشان میدهد که این سنگها میتوانند به عنوان تفالههای ذوببخشی در نظر گرفته شوند. به علاوه، مقدار (رمد وزنی) V_1 تا V_1 تا λ_1 درصد) و V_1 V_2 V_3 (۲) Fe_2O_3 به همراه مقادیر پایین CaO، TiO2 و Al₂O₃ بیانگر آن است که این سنگهای فاقد پلاژیوکلاز، در اثر ذوببخشی از عناصر بارور تهی شدهاند. مقدار پایین TiO₂ در این سنگها (۱ ۰٬۰ تا ۰٬۰۴ درصد وزنی) در مقایسه با ترکیب گوشته بالایی که، ۰٬۲ درصد وزنی گزارش شده است [۱۵]، مشخصه تهی شدگی

است، زیرا Ti عنصر ناسازگار است و می تواند به آسانی وارد ارتوپیروکسن و اسپینل شود [۱۶]. از طرفی، مقدار TiO₂ در کانسارهای نوع آلپی کمتر از ۰٬۲۵ درصد وزنی است [۱۷]. بنابراین می توان نتیجه گرفت که مقادیر پایین CaO، که بیانگر عدم حضور پلاژیوکلاز و درصد کم پیروکسنهای فقیر از کلسیم است، به همراه حضور اليوين فورستريتي، نشان دهنده تعلق پریدوتیتهای فرامافیک نازدشت به گوشته است. مقدار #Mg در گسترهی ۹۱٬۵۴ تا ۹۲٬۷۴ درصدوزنی در نوسان بوده و گستره تغییرات یکسانی دارند و میتوان نتیجه گرفت که هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت از #Mg بالایی برخوردار هستند؛ بالا بودن مقدار كروم نمونهها منجر به كاهش FeO

0.6

شده و می تواند دلیلی بر افزایش مقدار # Mg در این سنگها باشد.

باتوجه به مقدار متوسط Cr، (۲۴۰۰ ppm) در سنگهای فرا بازی [۱۸] مقدار Cr (۲۵۹ تا ppm) ۲۳۰) در برخی سنگهای هارزبورژیتی این منطقه نزدیک به مقدار متوسط در سنگهای فرابازی است. Ni از نظر سازگاری، مشابه Cr است، اما برخلاف Cr مقدار این عنصر در سنگهای مختلف از ترکیب کانیشناسی سنگ پیروی میکند. مقدار نیکل در سرپانتینیت هایی که سنگ مادر آنها دونیت است ppm ۱۸۰۰ و در آن هایی که سنگ مادرشان پریدوتیت است ppm ۱۸۰۰ و در آن مقدار I در سنگهای فرامافیک نازدشت رودان، مقدار Nor ppm در سنگهای فرامافیک نازدشت رودان، مقدار Nor ppm و در مقدار I در هارزبورژیتها (۲۲۴۰ ppm) است و در گستره سنگ مادر پریدوتیت قرار میگیرند. عناصر MN و Ta قادرند درون اسپینلهای غنی از کرم وارد شوند، از این رو اسپینلها، میزبانهای مناسبی برای این عناصر به شمار می روند [۱۶].

در نمودار عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۸)، ناهنجاری مثبت عناصر نسبت به عناصر مجاور نشان دهنده خاستگاه گوشتهای این سنگهاست. نسبت Zr/Hf در انواع سنگهای منطقه حدود ۴۱٬۴۹ است که از مقدار آن در گوشته اولیه (۳۶٬۲۵) [۱۵] بالاتر است و با توجه به این نسبت می توان گفت که سنگهای پریدوتیتی منطقه فرامافیک نازدشت چندین مرحله ذوببخشی را پشت سر گذاشتهاند. نسبت Nb (N)/Ta(N) (بهنجار شده نسبت به گوشته) در همه نمونههای هارزبورژیت ۳٬۳۴ است که از مقدار آن در گوشته اولیه (۱۷٬۶) [۱۵] بسیار کمتر است و بنابراین یک ناهنجاری منفی را نشان میدهند. غنی شدگی عناصر خاکی نادر در نمونههای هارزبورژیتی بررسی شده نازدشت نسبت به کندریت بسیار کم و در بیشتر موارد کمتر از یک (شکل ۹) و نشانگر درصد ذوبشدگی بالا (بیش از ۲۵ درصد) است و در نتیجه اینکه نمونههای بررسی شده در گستره پریدوتیتهای با تهی شدگی بالا قرار می گیرند.



خاستگاه

افیولیتی کوهزایی غیرسرپانتینی [۲۰، ۲۱]، گستره این پریدوتیتها بر نمودارهای مذکور آورده شدهاند (شکل ۱۰). بخش عمده هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت، از نظر مقدار MgO و Cr مشابه پریدوتیتهای گوشتهای بوده و از روند کلی پریدوتیتهای افیولیتی غیر سرپانتینی دنیا پیروی می-کنند. همچنین با کاهش Al₂O₃ بر مقدار MgO افزوده می-شود. مقدار TiO2 موجود در هارزبورژیتهای منطقه (۱۰٬۰ تا ۰٬۰۴ درصد) پایینتر از سنگهای گوشتهای رشتههای میان اقیانوسی (۱٫۰ تا ۰٫۴) [۲۲] بوده و با سنگهای گوشتهای افیولیتهای تشکیل شده در محیطهای پهنه ابرفرورانشی (كمتر از ۰٫۱) قابل مقایسه است [۱۷، ۲۵–۲۳] (شكل ۱۰، الف). مقدار Ni و #Mg سنگهای فرابازی از جمله مهمترین پارامترهایی هستند که میتوان از آنها جهت تفکیک سنگ-های فرا بازی وابسته به گوشته از سنگهای فرابازی تشکیل شده در پوسته استفاده نمود. مقدار #Mg سنگهای فرامافیک انباشتی تشکیل شده در پوسته اغلب پایین است، به عنوان مثال در سنگهای فرا بازی انباشتی دابی-سولو در چین برابر با ۸۴-۸۱ است [۲۶]. در حالی که این مقدار در سنگهای فرا بازی وابسته به گوشته اغلب بیش از ۹۰ است. (۹۱٬۹ تا ۹۱٬۱ در پریدوتیتهای گوشتهای افیولیت کودی در چین [۲۲]). همچنین مقدار Ni در سنگهای گوشته تهی شده، ppm ۱۹۶۰ [۲۷] و ۱۸۸۳ ppm [۲۷] گزارش شده است. با توجه به مقدار #Mg سنگهای منطقه مورد بررسی (۹۱٬۵۴ تا ۹۱٬۵۴) که نزدیک به مقادیر سنگهای فرا بازی وابسته به گوشته است و همچنین مقدار Ni (۱۶۷۰ تا ۲۲۴۰)، به نظر میرسد که هارزبورژیتها در بالاترین بخش گوشته بالایی تشکیل شدهاند و در گسترهی پریدوتیتهای افیولیتی قرار می گیرند. مقدار Fe₂O₃ کل در سنگهای فرا بازی انباشتی بسیار بالاتر از پریدوتیتهای گوشتهای است. به عنوان مثال، مقدار این اکسید در سنگهای انباشتی دابی-سولو بین ۱۳- ۱۵ درصد بوده [۲۸]، در حالی که بیشترین مقدار آن در هارزبورژیتهای

فرامافیک نازدشت ۸ درصد است، که این خود دلیلی بر تشکیل این سنگها در محیط غیر انباشتی است.

از ترکیب اسپینلهای موجود در هارزبورژیتها نیز برای تشخیص خاستگاه سنگهای فرامافیکی منطقه مورد بررسی استفاده شد. ترکیب کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیت-های نازدشت در نمودار Cr₂O₃ نسبت به TiO₂ آنها را در گسترهی کرومیتهای افیولیتی قرار دادهاست (شکل ۱۱ الف)، همچنین موقعیت کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت در نمودار Al₂O₃ نسبت به TiO₂ [۱۰] نشانگر تشکیل آنها در محیط ابرفرورانشی است (شکل ۱۱ ب). از طرف دیگر، در نمودار #Cr نسبت به #Mg [۱۱]، کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای ناز دشت با پریدوتیت-های نوع آلپی همپوشی دارند (شکل ۱۲ الف). عدد کروم-اسپینل موجود در پریدوتیتهای ابرفرورانشی بالاتر از عدد کروماسپینل موجود در پریدوتیتهای آبیسال است، (از ۳۸ تا بیش از ۸۰) که نشان میدهد که درجه ذوببخشی در پریدوتیتهای ابرفرورانشی نسبت به پریدوتیتهای آبیسال بالاتر است [۱۱]. با توجه به جدول ۳، مقدار #Cr در کرومیت-های موجود در نمونههای هارزبورژیتی نازدشت در گسترده ۵۳٬۹ تا ۷۱٬۰۲ درصد متغیر است؛ بنابراین میتوان هارزبورژیتهای منطقه نازدشت را مربوط به پریدوتیتهای ابرفرورانشی با درجه ذوب بخشی بالا دانست. افزایش مقدار #Crدر پريدوتيتها، نشان دهنده افزايش ميزان ذوببخشي در گوشته است [۱۱، ۲۹]. تاکنون پژوهش های بسیاری پیرامون مقدار #Cr در اسپینل پریدوتیتهای گوشتهای و درجه ذوب-بخشی آنها صورت گرفتهاست. در شکل ۱۲ ب درجه ذوب-بخشی اسپینل بر اساس محاسبات هیروس و همکارش [۳۰] به صورت پیکانی رسم شده است. دیده می شود که میزان درجه ذوب بخشی در اسپینل های منطقه مورد نظر بیشتر از ۲۵ درصد است.



شکل ۱۰ تغییرات Al₂O3 نسبت به (الف) MgO و ب) Cr در هارزبورژیتهای نازدشت که متعلق به پریدوتیتهای گوشتهای است و از رونـد کلـی پریدوتیتهای افیولیتی و غیر سرپانتینی دنیا پیروی میکند [۲۱].



شکل ۱۱ الف) ترکیب کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت در نمودار Cr₂O₃ نسبت به TiO₂ ب) موقعیت کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت در نمودار Al₂O₃ نسبت به TiO₂ [۱۰].



شکل ۱۲ الف) نمودار #Mg نسبت به #Cr کروم اسپینلهای هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت و وابستگی آنها به پریدوتیتهای نوع آلپی [۱۱]. ب) نمونه هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت در نمودار #Cr نسبت به #Mg اسپینلهای آن. گسترهی آبیسال، جلوی قوس و پشت قوس به ترتیب از مراجع [۱۳،۳۱،۳۲] و گستره بونینیت از مرجع [۱۱] آورده شدهاند. نماد علامتدار شده نشان دهنده درصد ذوب سنگ پریدوتیت میزبان بر اساس محاسبات مرجع [۳۰] است.

نتایج تجزیه نقطهای کانیها و زمین شیمی سنگ کل هارزبورژیتهای فرامافیک نازدشت نشان میدهد که الیوینها از برداشت

[4] Khalatbari Jafari M., Babaie H., Moslempour M., "Mid-ocean-ridge to suprasubduction geochemical transition in the hypabyssal and extrusive sequences of major Upper Cretaceous ophiolites of Iran", The Geological Society of America Special(2016), Paper 525.

[5] Mc Call G. g. H., Morgan K. H., Huber H., "Geological Quadrangle Map of Minab 1:250,000", , Geological Survy of Iran, Tehran Series Sheet J13 (1983) 530.

[6] Sazanov V. N., "*Listwaenitization and ore mineralization*", Russian Academi of Sciences (Russian text) (1975).

[7] Kretz R., "*Symbols for rock-forming minerals*", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

[8] Dick H. J. B., "The origin and emplacement of the Josephin peridotite of Southwestern Oregon", Ph.D. thesis, Yale University, USA. (1976) 409.

[9] Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T., "Origin of dunites and of olivine rich inclusions in basaltic rocks", American Mineralogist 39 (1954) 693-737. [10] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", Journal Petrology 42 (2001) 655–671.

[11] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpinetype peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.

[12] Morimoto N., "*Nomenclature of pyroxenes*", The Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.

[13] Barnes S. J., Roeder P. L., "The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2279-2302.

[14] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine 56 (1992a) 173-184.

[15] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, In: Sandres, A.D. and Norry, M.H (Eds), Magmatism in the Ocean Basins", The Geological Society of London 42 (1989) 313-345.

[16] Eggins S. M., Rudnick R. L., McDonough W. F., "The composition of peridotites and their

نوع فورستریتی و غنی از منیزیم هستند و به پریدوتیتهای نوع آليي تعلق دارند، ارتوپيروكسن انستاتيتي و اسپينل نيز کرومدار است و از نظر مقادیر Ni ،Cr ،MgO و مقدار پایین TiO₂ درصد)، مشابه پریدوتیتهای گوشتهای TiO₂ بوده و از روند کلی یریدوتیتهای افیولیتی غیر سریانتینی دنیا ییروی می کند و با سنگهای یریدوتیتی افیولیتهای تشکیل شده در محیطهای پهنه برفرورانشی قابل مقایسه است. ترکیب کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت آنها را در گستره کرومیتهای افیولیتی قرار داده است، همچنین موقعیت کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت در نمودار Al₂O₃ نسبت به TiO₂ نشانگر تشکیل آنها در محیط برفرورانشی است. از طرف دیگر در نمودار #Cr نسبت به #Mg، کروم اسپینلهای موجود در هارزبورژیتهای نازدشت با یریدوتیتهای نوع آلیی همیوشی دارند. مقدار #Cr (۵۳٬۹) تا ۷۱٬۰۲) کروم اسیینلهای نمونههای مورد بررسی مربوط به یریدوتیتهای ابرفرورانشی با درجه ذوببخشی بالا (بیش از ۲۵درصد) است که در یک محیط ابرفرورانشی در شرایط گوشته بالایی تشکیل و سپس بر پوسته قارهای فرارانده شدهاند.

قدردانی

نویسندگان از مسئولان محترم مجلهی بلورشناسی و کانی-شناسی ایران جهت ارائه هر چه مطلوب تر این مقاله سپاسگزاری می کنند.

مراجع

[1] McCall G. J. H., "*Explanatory text of the Minab Quadrangle Map 1:250,000*", Geological Survey of Iran, Tehran No. J13, (1985a) 530p.

[2] Rajabzadeh M. A., Ohnensteter M., Ohbebsteterd D., Reisberg L., "Chrome and platinumgroup element (PGE) mineralization in chromitites from the Assemion and Neyriz ophiolites, Zagros belt, Iran" International platinum symposium, Institute of mineralogy and petrology, mining university, Leoben, Austria (1998).

[3] Poosti M., Ghadami G.H., Salehi S., "Mineralogy and Petrogenesis of chromian – spinel in Rudan ultramafic body, Hormozgan Province", Iranian Journal of Crystalography and Mineralogy, Vol. 25, No. 1, (Spring 2017) 149-166. ultramafic rocks of the ophiolite complex in the south of the Caspian Sea (east of Gilan) evidence from crystal differentiation at the pressure", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. (2009) P149-166

[26] Liu Y., Zong K., Kelemen P. B., Gao S., "Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahighpressure metamorphism of lower crustal cumulates", Chemical Geology 247 (2008) 133– 153.

[27] Salters V., Stracke A., "*Composition of the depleted mantle*", Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5(5) (2004).

[28] Workman R. K., Hart S. R., "Major and trace element composition of the 5 depleted MORB mantle (DMM)", Earth and Planetary Science Letters 231(1-2) (2005) 53-72.

[29] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation", Chemical Geology 113 (1994) 191-204.

[30] Hirose K., Kawamoto T., "Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas", Earth and Planetary Science Letters 133 (1995) 463-473.

[31] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125", In: P., Fryer, J. A., Pearce and L. B., Stocking (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125 (1992) 445-485.

[32] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotton J., "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)", Geology 23 (1995) 851-854. *minerals: a laser-ablation ICP-MS study*", Earth and Planetary Science Letter 154 (1998) 53-71.

[17] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[18] Steuber, A. M. and Goles, G., "Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks", Geochimica et Cosmochimica Acta 31(1966) 75-93.

[19] Edel'shtein I. I., "Petrology and nickel content of ultrabasic intrusions in the Tobol-Buryktal area of the Southern Urals. Magmatizm, Metamorfizm, Metallogeniya Urala", Akad. Nauk SSSR, Ural'sk Filial, Gorn.-Geol. Inst. Tr. Prevogo Ural'sk. Petrogr. Soveshch., Sverdlovsk (1963) 319-323.

[20] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fa, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chonndrites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757-775.

[21] Orberger B., Lorand J. P., Girardeau J., Mercier J. C., Pitragool S., "Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttardit ophiolite, Northern Thailand", Lithos 35 (1995) 153-182.

[22] Wang Z., Sun S., Hou Q., Li J., "Effect of melt-rock interaction on geochemistry in the Kudi ophiolite (western Kunlun Mountains, northwestern China): implication for ophiolite origin", Earth and Planetary Science Letters 191 [23] Kananian A., et al., "Petrology, mineral chemistry and formation of Aland and Gheshlagh chromites, Khoy ophiolite complex northwest of Iran". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. p 371-382 (2009).

[24] Amini S., et al., "Petrography. Geochemistry

and petrology of south of Sahneh ophiolite complex (northeast of Kermanshah)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. (2006) p 225-246.

[25] Salavati M., Kananian A., Samadi A., Zaeiminia F., "Major mineral chemistry of